

СОДЕРЖАНИЕ

Том 48, номер 6, 2021

ПАЛЕОГИДРОЛОГИЯ КАСПИЙСКОГО МОРЯ

Водный баланс Каспийского моря в эпоху последнего ледникового максимума по данным экспериментов с математическими моделями	
<i>П. А. Морозова, К. В. Ушаков, В. А. Семенов, Е. М. Володин</i>	601
Многолетняя мерзлота в бассейне Каспия как возможный триггер поздней хвалынской трансгрессии: проверка гипотезы с помощью модели формирования речного стока	
<i>А. Н. Гельфан, А. С. Калугин</i>	609
Вариации уровня Каспийского моря в различных климатических условиях по данным моделирования в рамках проекта СМIP6	
<i>А. В. Кислов, П. А. Морозова</i>	622
Динамико-стохастическое моделирование многолетних колебаний уровня Каспия в палеовремени (14–4 тыс. лет до н. э.)	
<i>А. В. Фролов</i>	633
Оценка годового стока Волги в позднеледниковье по данным о размерах палеорусел	
<i>А. Ю. Сидорчук, В. Ю. Украинцев, А. В. Панин</i>	643
Вклад талых ледниковых вод в формирование стока Волги в последнюю ледниковую эпоху	
<i>А. В. Панин, А. Ю. Сидорчук, В. Ю. Украинцев</i>	656
Ландшафтно-климатические условия в центральной части Восточно-Европейской равнины в последние 22 тысячи лет (реконструкция по палеоботаническим данным)	
<i>О. К. Борисова</i>	664

ВОДНЫЕ РЕСУРСЫ И РЕЖИМ ВОДНЫХ ОБЪЕКТОВ

Закономерности скачкообразного развития дельт	
<i>М. В. Михайлова</i>	676

ГИДРОХИМИЯ, ГИДРОБИОЛОГИЯ, ЭКОЛОГИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ

Особенности распределения растворенных форм металлов и металло-гумусовых комплексов в водах Зейского водохранилища	
<i>С. И. Левшина, Л. А. Матюшкина</i>	685
Особенности распределения тяжелых металлов в серых илах волжского каскада водохранилищ	
<i>А. В. Маслов, И. А. Немировская, В. П. Шевченко</i>	696
Правила для авторов	710

УДК 551.461.2

ВОДНЫЙ БАЛАНС КАСПИЙСКОГО МОРЯ В ЭПОХУ ПОСЛЕДНЕГО ЛЕДНИКОВОГО МАКСИМУМА ПО ДАННЫМ ЭКСПЕРИМЕНТОВ С МАТЕМАТИЧЕСКИМИ МОДЕЛЯМИ¹

© 2021 г. П. А. Морозова^{a, *}, К. В. Ушаков^b, В. А. Семенов^{a, c, d}, Е. М. Володин^e

^aИнститут географии РАН, Москва, 119017 Россия

^bИнститут океанологии им. П.П. Шишова РАН, Москва, 117997 Россия

^cИнститут физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН, Москва, 119017 Россия

^dИнститут водных проблем РАН, Москва, 119333 Россия

^eИнститут вычислительной математики им. Г.И. Марчука РАН, Москва, 119333 Россия

*e-mail: morozova_polina@mail.ru

Поступила в редакцию 21.04.2021 г.

После доработки 21.04.2021 г.

Принята к публикации 24.05.2021 г.

Рассмотрено изменение водного баланса Каспийского моря в эпоху последнего ледникового максимума (ПЛМ, ~21 тыс. лет назад) по сравнению с доиндустриальными условиями (~1850 г.) по данным климатического моделирования проектов RMP4-CMIP6. Для оценки изменения испарения с поверхности Каспия и объемов речного стока, необходимого для поддержания равновесного состояния озера в различных климатических условиях и при различных уровнях озера, также использована региональная конфигурация океанической вихреразрешающей модели ИВМИО-SICE. В качестве атмосферных граничных условий в океанической модели использованы результаты экспериментов климатической модели INMCM по воспроизведению климата ПЛМ и климата преиндустриального периода. Согласно данным моделирования RMP4, в эпоху ПЛМ как сток Волги, так и испарение с поверхности Каспия уменьшились по сравнению с контрольным экспериментом. Межмодельный разброс оценок велик: от –5 до –50% для Волги, и от –2 до –20% для Каспия. Такие результаты не позволяют сделать однозначных выводов о регрессивном или трансгрессивном положении Каспия в период ПЛМ, однако исключают глубокую регрессию Каспия. Даже в случае оценки уровня Каспия с использованием результатов модели, продемонстрировавшей максимальное уменьшение стока Волги, объема речного стока с территории водосбора Каспия будет достаточно для поддержания уровня Каспийского моря не ниже отметки –45 м над уровнем моря.

Ключевые слова: Каспийское море, палеоклиматическое моделирование, колебания уровня, модель общей циркуляции моря.

DOI: 10.31857/S0321059621060134

ВВЕДЕНИЕ

Современные палеогеографические данные свидетельствуют о масштабных колебаниях уровня Каспия в эпоху позднеледниковья, однако на сегодняшний день не существует единого мнения ни о датировках, ни о возможных механизмах этих событий [1, 3, 11]. По мнению авторов [6], трансгрессивная стадия заканчивалась в позднем

плейстоцене, а в начале голоцена наблюдалась регрессия. В [7] высказана точка зрения, что трансгрессия продолжалась и в раннем голоцене, падение же началось в середине голоцена. Также стоит отметить, что масштабы этих колебаний окончательно не определены. Большинство исследователей сходится в том, что амплитуда колебаний уровня Каспия в позднеледниковье была 30–40 м. В последнее время появляется много новых данных и методов, позволяющих надеяться на уменьшение неопределенности в этих вопросах [11, 12].

Часть гипотез, объясняющих столь существенные изменения уровня Каспия, связана с колебаниями климата в позднеледниковье. К ним мож-

¹ Работа выполнена при поддержке РФФ (проект 19-17-00215, оценка результатов проекта RMP4), госзадания ИГРАН (тема 0148-2019-0009, моделирование климата ПЛМ с использованием модели INMCM) и госзадания ИО РАН (тема 0128-2021-0003, разработка версии модели ИВМИО-SICE для Каспийского моря и атмосферных данных INMCM).

Таблица 1. Информация о моделях

Название модели (обозначение в статье), ссылка	Число ячеек (долгота × широта)	Продолжительность эксперимента (лет)	Реконструкция оледенения, используемая в эксперименте	Динамическая растительность	Каспийское море задано как суша/океан
AWI-ESM-1-1-LR (AWI), [23]	192 × 96	PI – 100 LGM – 100	ICE-6G_C	Есть	Океан
INM-CM4-8 (INMCM), [26]	180 × 120	PI – 531 LGM – 200	ICE-6G_C	Нет	Океан
MIROC-ES2L (MIROC), [16]	128 × 64	PI – 500 LGM – 100	ICE-6G_C	Нет	Суша
MPI-ESM1-2-LR (MPI), [22]	192 × 96	PI – 1000 LGM – 100	ICE-6G_C	Нет	Океан

но отнести изменение условий увлажнения на территории водосбора, изменение стока из-за появления вечной мерзлоты и изменения свойств грунтов, а также возможный ледниковый сток со Скандинавского щита. В данной работе используются данные климатического моделирования проекта PMIP4 (Paleoclimate Modelling Intercomparison Project), чтобы оценить потенциально возможные изменения уровня Каспийского моря, связанные с изменениями условий увлажнения на территории водосбора Каспия в эпоху максимума последнего оледенения (ПЛМ, ~21 тыс. лет назад (л. н.)). Оценка компонентов водного баланса Каспия по данным палеоклиматического моделирования проводилась и ранее для предыдущих стадий проекта PMIP [4, 8, 9, 20]. Принципиальное отличие данной работы — дополнительное использование океанической модели высокого разрешения, что позволило корректнее оценить и испарение с поверхности Каспия, и необходимые объемы стока для поддержания уровня озера на различных отметках, поскольку на сегодняшний день нет однозначных данных о положении уровня Каспийского моря в эпоху ПЛМ.

ДАННЫЕ КЛИМАТИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

Для анализа использованы результаты экспериментов piControl и LGM (Last Glacial Maximum), выполненных в рамках проектов PMIP4 и CMIP6 [14], доступные в [17] (табл. 1). Эксперимент piControl (контрольный эксперимент (далее — PI)) — базовый с фиксированным содержанием парниковых газов, аэрозолей и малых газовых примесей на доиндустриальном уровне (~1850 г.). В эксперименте LGM воспроизводится климат максимума последнего оледенения — периода с максимальным объемом ледникового покрова (~21 тыс. л. н.) в течение последней ледниковой эпохи (19–25 тыс. л. н.). Ключевые особенности этого эксперимента — общее увеличение

объемов оледенения, появление покровных ледников на территории Евразии и Северной Америки, понижение уровня моря (на 115–130 м) и связанные с этим изменения топографии и конфигурации суши. Также в соответствии с данными реконструкций задаются орбитальные параметры и газовый состав атмосферы. В рамках эксперимента возможно использование нескольких реконструкций ледниковых щитов. Более подробно граничные условия для эксперимента LGM представлены в [19].

ОЦЕНКА КОМПОНЕНТОВ ВОДНОГО БАЛАНСА КАСПИЙСКОГО МОРЯ

Каспийское море — крупный бессточный водоем, его уровень определяется балансом между речным стоком и эффективным испарением (разницей между осадками и испарением) с поверхности озера.

Речной сток

В данной работе рассмотрены сток Волги и сток рек Кавказского региона, так как в сумме они дают >90% речного стока, поступающего в Каспий, где на долю Волги приходится в среднем ~80% интегрального стока [10]. В данном случае авторы анализируют климатический сток (разницу между модельными осадками и испарением), чтобы оценить изменение режима увлажнения на территории водосбора Каспия, и непосредственно такой выходной параметр климатической модели, как речной сток (табл. 2). Использование только модельного речного стока при оценке стока Волги может быть не совсем корректно для настоящего исследования, так как в части моделей в этой переменной учитываются талые воды Скандинавского ледника, поскольку, согласно использованным в модельных экспериментах, данным реконструкций оледенения, северо-западная часть бассейна Волги — это периферия Сканди-

Таблица 2. Изменение компонентов речного стока Волги по данным наблюдений и моделирования RMP4 (мм – мм в слое, % – по сравнению контрольным экспериментом)

Источник данных	Период	Осадки, км ³ /год	Испарение, км ³ /год	Сток климатический, км ³ /год	Сток модельный, км ³ /год	Площадь водосбора, км ²
Волга [10]		873 (642 мм)	621 (457 мм)	252 (185 мм)		1 380 000
AWI	PI	1028 (602 мм)	850 (497 мм)	178 (105 мм)	175 (103 мм)	1 708 500
	LGM	839 (491 мм)	670 (392 мм)	169 (99 мм)	166 (97 мм)	
	LGM-PI	–189 (–18%)	–180 (–21%)	–9 (–5%)	–9 (5%)	
INMCM	PI	1009 (568 мм)	748 (421 мм)	261 (147 мм)	262 (147 мм)	1 776 670
	LGM	495 (278 мм)	367 (206 мм)	128 (72 мм)	138 (78 мм)	
	LGM-PI	–514 (–50%)	–381 (–50%)	–133 (–50%)	–123 (–47%)	
MIROC	PI	1099 (650 мм)	874 (517 мм)	225 (133 мм)	222 (131 мм)	1 692 000
	LGM	776 (459 мм)	562 (332 мм)	214 (127 мм)	210 (125 мм)	
	LGM-PI	–323 (–29%)	–312 (–36%)	–11 (–5%)	–12 (–5%)	
MPI	PI	1293 (767 мм)	963 (571 мм)	330 (196 мм)	328 (194 мм)	1 686 000
	LGM	828 (491 мм)	674 (400 мм)	154 (91 мм)	151 (90 мм)	
	LGM-PI	–465 (–36%)	–289 (–30%)	–176 (–53%)	–177 (–54%)	

навского щита. Также стоит отметить, что не все рассматриваемые модели содержат динамический блок растительности и что характеристики подстилающей поверхности для эксперимента lgm задавались такими же, как и в контрольном эксперименте. Изменение этих параметров в ПЛМ могло существенно повлиять на объемы речного стока.

Бассейн Волги и для контрольного эксперимента, и для эксперимента LGM задавался в современных границах. При интерполяции границ водосборного бассейна Волги на модельные сетки площадь водосбора Волги оказалась больше реальной в среднем на 20%, поэтому для сравнения с данными наблюдений стоит в большей степени ориентироваться на представленные в табл. 2 величины компонентов речного стока, пересчитанные в миллиметры слоя. Все модели продемонстрировали снижение как испарения (21–50%), так и осадков (18–50%) на территории водосбора Волги, что привело к снижению климатического стока (5–50%). В моделях AWI и MIROC дефицит осадков практически был компенсирован уменьшением испарения, поэтому сток уменьшился всего на 5%, в INMCM и MPI этого не произошло, что привело к уменьшению стока вдвое. Различия между слоем стока, рассчитанным как разность между осадками и испарением, и модельным речным стоком оказались малы, только в модели INMCM модельный речной сток выше климатического на 10 км³/год в эпоху ПЛМ, что связано как раз с вкладом ледниковых вод.

Все модели демонстрируют максимальное уменьшение слоя стока в северных частях водосбора Волги, что связано с их близостью к ледниковому щиту (рис. 1), в то время как для низовий Волги и рек Кавказа можно говорить даже о более влажных условиях в ПЛМ.

Баланс влаги на поверхности Каспийского моря

Не менее важный компонент водного баланса Каспия, помимо речного стока, – испарение с поверхности озера. В некоторых глобальных климатических моделях Каспийское море задается как “море”, т.е. в этих ячейках решается система океанических уравнений и происходит образование морского льда. В части моделей Каспий не задается в маске как “море”, а рассматривается как ячейки суши, полностью занятые водой, т.е. в данном случае не учитывается внутренняя динамика водоема, а принимается во внимание только изменение свойств поверхности суши, что важно для корректного воспроизведения климата региона. Однако ни в одном случае уравнение водного баланса для озера не решается и площадь Каспия не меняется, а задается постоянной в начале эксперимента и не зависит от объемов речного стока и водного баланса на поверхности. К тому же пространственное разрешение климатических моделей не позволяет задать акваторию и батиметрию озера детально. Низкое разрешение приводит к ошибкам в воспроизведении трехмерной циркуляции и термохалинной структуры вод, которые и определяют распределение и суммарную интенсивность испарения с поверхности моря. Поэтому для определения масштабов колебаний

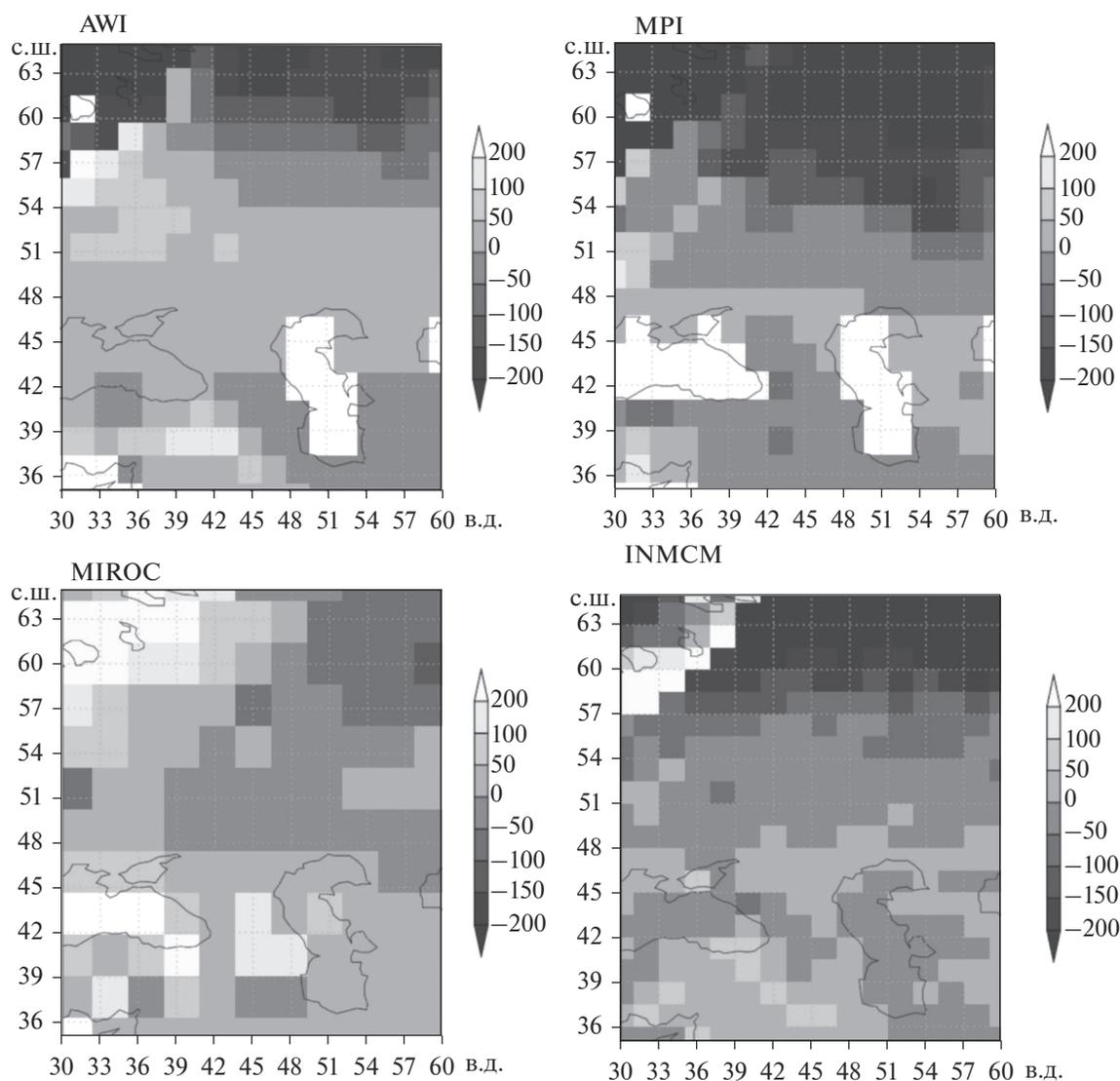


Рис. 1. Изменение речного стока (мм/год) в эпоху ПЛИМ по сравнению с контрольным экспериментом по данным моделей PMIP4.

Каспийского моря необходима модель высокого разрешения, учитывающая морфометрические особенности водоема и способная воспроизводить такие процессы, как интенсивные круговороты и меридиональная опрокидывающая циркуляция, резкие градиенты поверхностной температуры и соответствующие изменения потоков тепла между морем и атмосферой, прибрежный апвеллинг и, по крайней мере в параметризованном виде, конвективное перемешивание. От точности модели льда и его взаимодействия с морем зависит площадь испарения в холодный период и продолжительность сезона открытой воды в теплый период.

Для уточнения слоя испарения с Каспийского моря и объемов речного стока, необходимого для поддержания равновесного состояния озера в

различных климатических условиях, использована вихреразрешающая океаническая модель ИВМИО, объединенная с моделью морского льда SICe.

Модель ИВМИО аппроксимирует систему трехмерных уравнений динамики и термодинамики океана в приближениях Буссинеска, гидростатики и несжимаемости воды методом конечных объемов на сетке типа *B* в вертикальных z -координатах. Численная реализация модели описана в [25]. В данной работе использована регулярная горизонтальная модельная сетка с разрешением 0.27° по долготе и 0.2° по широте, что соответствует размеру ячейки ~ 22 км на широтах Каспийского моря. Шаг по времени равен 20 мин. Вертикальная дискретизация включает 28 горизонтов с шагом от 6 м в верхнем слое до 125 м в

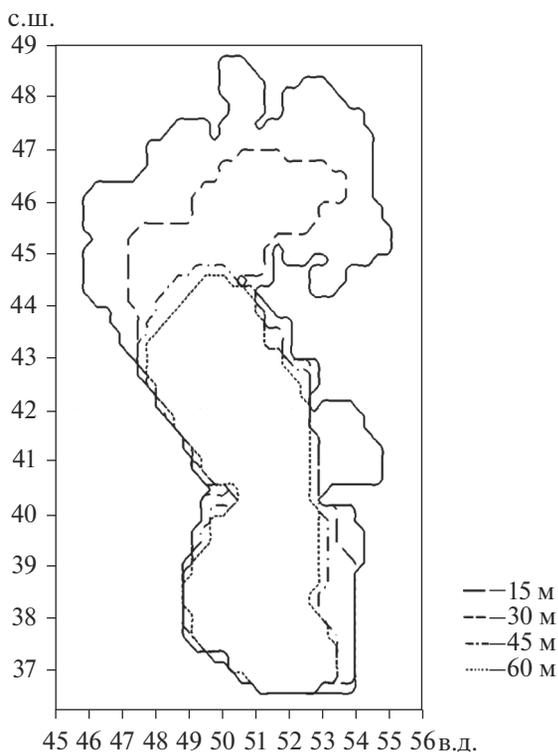


Рис. 2. Конфигурация Каспийского моря в модели ИВМИО-СІСЕ для экспериментов с различным уровнем моря.

глубине. Испарение и поверхностные турбулентные потоки тепла и импульса рассчитываются исходя из значений температуры и удельной влажности воздуха и скорости ветра с помощью балк-формул [21]. Граничные условия включают в себя также интенсивность осадков и потоки входящей длинноволновой и коротковолновой радиа-

ции. Горизонтальные обмены описаны с помощью бигармонического оператора для импульса и оператора Лапласа для температуры и солености с номинальными (экваториальными) коэффициентами $-1.5 \times 10^{11} \text{ м}^4/\text{с}$ и $300 \text{ м}^2/\text{с}$ соответственно. Модель динамики и термодинамики льда CICE [18] в приближении нулевого слоя используется на сетке того же разрешения и с тем же шагом по времени, что и модель океана. Построение совместной модели ИВМИО-СІСЕ описано в [15].

Расчеты проводились для различных уровней Каспия: $-60, -45, -30, -15$ м над уровнем моря (м н. у. м.) относительно современного уровня Мирового океана (рис. 2). В качестве исходной метеорологической информации использованы данные суточного разрешения экспериментов модели INMCM по воспроизведению доиндустриального климата и климата LGM.

Эксперимент был организован следующим образом: при каждом уровне озера задавалось начальное приближение для величины речного стока как эмпирическая линейная функция от площади акватории (для эксперимента с уровнем -30 м н. у. м. и преиндустриальными атмосферными условиями она соответствует данным наблюдений). После этого для периода 20 лет проводился счет с использованием данных климатического моделирования INMCM (эксперименты piControl, LGM) и вычислялся водный дисбаланс, средний за 6–20 лет. Затем объем речного стока корректировался на эту величину дисбаланса, и счет продолжался еще на 30 лет в условиях сбалансированного состояния Каспия. В итоге анализировались полученные поля испарения, средние за последние 20 лет. Полученные объемы речного стока, необходимого для сбалансированного состояния Каспийского моря при различ-

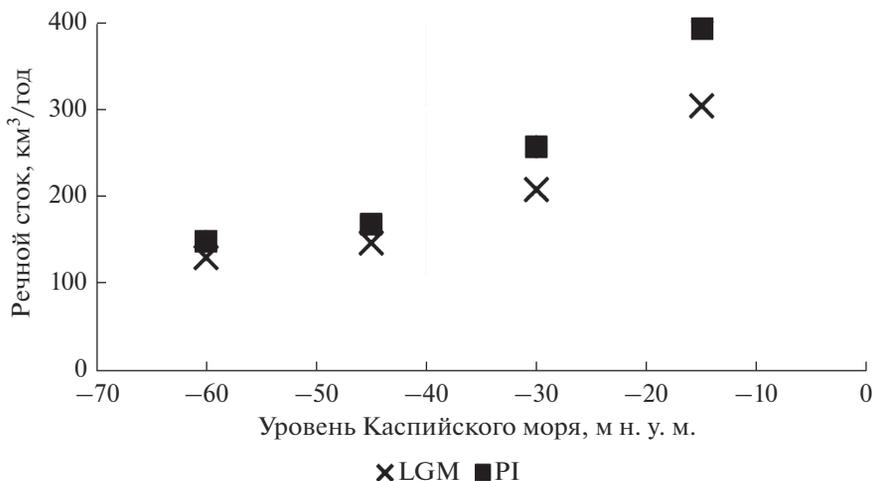


Рис. 3. Объем речного стока, необходимого для равновесного состояния Каспийского моря при различных уровнях для климата доиндустриального и LGM, по данным ИВМИО-СІСЕ и INMCM.

Таблица 3. Осадки и испарение над акваторией Каспия по данным моделирования и наблюдений

Источник данных	Эксперимент	Осадки, мм/год	Испарение, мм/год
AWI	PI	188	1124
	LGM	178	1065
INM-CM48	PI	248	1044
	LGM	204	1022
MIROC	PI	438	836
	LGM	356	673
MPI	PI	249	1114
	LGM	241	936
ИВМИО-CICE + INM-CM48	PI	248 (INM-CM48)	918
	LGM	204 (INM-CM48)	760
Наблюдения [2]	–	215 ± 50	980 ± 20

ных уровнях для доиндустриального климата и климата LGM, представлены на рис. 3.

Проведенные эксперименты позволяют более корректно, чем при использовании данных глобальных климатических моделей, оценить объемы испарения с поверхности Каспия в различных климатических условиях. А также получить зависимость объемов испарения от уровня Каспия, которая в силу морфологических особенностей озера (существенное увеличение площади мелководной зоны при уровне выше –30 м н. у. м.) имеет нелинейный характер.

Как видно из табл. 3, большинство моделей демонстрирует снижение испарения с поверхности озера. По данным моделирования, среднегодовые значения температуры над Каспием в ПЛМ были ниже современных на 5–7°C; соответственно, это привело к уменьшению и периода открытой воды, и летнего испарения. Количество осадков также уменьшилось, но не существенно.

ИЗМЕНЕНИЕ УРОВНЯ КАСПИЯ

Полученная зависимость уровня Каспия от объемов испарения с его поверхности и равновесного речного стока позволяет оценить возможные изменения уровня Каспийского моря в эпоху ПЛМ с использованием данных климатического моделирования проекта RMP4. Модели продемонстрировали большой разброс: половина моделей воспроизвела сток Волги в ПЛМ близким к доиндустриальному, другая – его понижение на 40–50%. Полученный диапазон стока Волги в эпоху ПЛМ в абсолютных величинах составил 72–127 мм, что соответствует 100–176 км³/год (при пересчете на площадь водосбора – 1380000 км²). Если рассматривать изменение стока в ПЛМ как отклонение от современного наблюдаемого стока, то сток Волги в ПЛМ составит 125–240 км³/год.

Также необходимо учесть сток других рек, помимо Волги. Реки Кавказа (Терек, Сулак, Кура) дают ~30, Урал ~8 км³/год [10]. Эти реки суммарно с учетом Волги обеспечивают 95% речного стока в Каспий [10]. Абсолютные значения стока горных рек в глобальных климатических моделях занижены из-за невозможности в полной мере учесть орографический фактор (низкое разрешение, гидростатическое приближение), поэтому стоит ориентироваться на относительные изменения объемов стока в регионе, для всех моделей они ≤20%, т. е. суммарный сток рек Кавказа колеблется в диапазоне 25–35 км³/год, причем большинство моделей демонстрирует даже увеличение стока в этом регионе. Таким образом, минимальные оценки речного стока в Каспий составляют ~145, максимальные ~280 км³/год. Согласно расчетам с использованием модели ИВМИО-CICE, эти объемы речного стока в ПЛМ соответствуют уровням Каспия ~ –45 и ~ –20 м н. у. м.

Помимо климатического речного стока, компонентом водного баланса Каспия мог быть сток талых ледниковых вод Скандинавского щита, граница которого проходила в верховьях Волги. Отдельно оценка слоя стаивания по данным моделирования не проводилась. В модели INMCM слой стока в ячейках на периферии щита составляет 600–800 мм/год, в моделях MPI и AWI он не рассчитывается. Основываясь на оценках в [5, 24], примем объем талых вод, поступающих в Волгу, за ~50 км³/год; в этом случае возможный диапазон уровней Каспия следующий: чуть ниже –30 м н. у. м. при минимальных и > –15 м н. у. м. при максимальных оценках объема речного стока (для уточнения максимально высокого уровня Каспия необходимо провести дополнительные эксперименты с моделью ИВМИО-CICE для значений уровня Каспия > –15 м н. у. м.).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Небольшое число моделей и значительный межмодельный разброс значений компонентов водного баланса Каспия не позволяют однозначно определить — в трансгрессивной или регрессивной фазе в период ПЛМ находилось Каспийское море. Все модели продемонстрировали уменьшение и осадков, и испарения в бассейне Волги в эпоху ПЛМ, в некоторых моделях понижения этих компонентов скомпенсировали друг друга и сток практически не изменился, в других же это привело к снижению стока вдвое. Для территории водосбора рек Кавказа (Сулак, Кура, Терек) условия увлажнения в ПЛМ изменились мало, большинство моделей даже воспроизвело небольшое увеличение слоя стока. Дополнительную неопределенность при расчете общих объемов стока в Каспий в период ПЛМ вносит оценка объема ледникового стока со Скандинавского щита. В данной работе слой стаивания по данным моделирования не рассчитывался, необходимо сделать это в будущем с уточнением по палеогеографическим данным возможных областей ледникового щита, с которых происходил сток в Волгу. Указанные выше причины не позволяют сделать однозначных выводов о положении Каспия в период ПЛМ, однако полученные результаты с высокой степенью вероятности исключают глубокую регрессию Каспийского моря. Даже в случае оценки уровня Каспия с использованием результатов модели INMCM, продемонстрировавшей максимальное уменьшение стока Волги, объема речного стока с территории водосбора Каспия будет достаточно для поддержания уровня Каспийского моря не ниже отметки -45 м н. у. м.

Величины объемов испарения и речного стока, необходимые для поддержания равновесного состояния Каспия при разных уровнях и климатических условиях, полученные с использованием океанической модели высокого разрешения, воспроизводящей трехмерную циркуляцию водоема и динамику льда, могут быть полезны не только при оценке модельных результатов, но и при палеогеографических реконструкциях. Стоит отметить, что объемы равновесного речного стока существенно различаются для современного климата и климата ПЛМ, особенно для уровней Каспия выше современного. В будущем планируется проведение дополнительных экспериментов для уровней Каспия > -15 м н. у. м.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Варущенко С.И., Варущенко А.Н., Клиге Р.К.* Изменение режима Каспийского моря и бессточных водоемов в палеовремене. М.: Наука, 1987. 238 с.
2. Водный баланс и колебания уровня Каспийского моря: моделирование и прогноз. М.: Триада лтд, 2016, 378 с.
3. *Квасов Д.Д.* Позднечетвертичная история крупных озер и внутренних морей Восточной Европы. Л.: Наука, 1975. 278 с.
4. *Морозова П.А.* Влияние Скандинавского ледника на климатические условия восточно-европейской равнины по данным численного моделирования проекта RMIIP II // Лед и снег. 2014. № 1 (125). С. 113–124.
5. *Панин А.В., Сидорчук А.Ю., Украинцев В.Ю.* Ледниковый сток Волги в поздневалдайскую эпоху (МИС2) и его роль в водном бюджете Каспия // Актуальные проблемы палеогеографии плейстоцена и голоцена. Материалы Всерос. конф. с международ. участием “Марковские чтения” 2020 года. М.: Географ. фак. МГУ, 2020. С. 299–302.
6. *Рычагов Г.И.* Плейстоценовая история Каспийского моря. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1997. 267 с.
7. *Свиточ А.А.* Уровненный режим Каспийского моря по палеогеографическим данным // Вод. ресурсы. 1997. Т. 24. № 1. С. 13–22.
8. *Торопов П.А., Кислов А.В.* Моделирование вариаций стока рек Восточно-Европейской равнины в разных климатических условиях прошлого // Вод. ресурсы. 2006. № 5. С. 515–526.
9. *Торопов П.А., Морозова П.А.* Оценка колебаний уровня Каспийского моря в эпоху позднеплейстоценового криохрона по результатам численного моделирования климата // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5, География. 2011. № 2. С. 55–61.
10. Устья рек каспийского региона: история формирования, современные гидролого-морфологические процессы и опасные гидрологические явления / Под ред. *В.Н. Михайлова*. М.: ГЕОС, 2013. 700 с.
11. *Янина Т.А.* Неоплейстоцен Понто-Каспия: био-стратиграфия, палеогеография, корреляция. М.: Географ. фак. МГУ, 2012. 264 с.
12. *Arslanov Kh.A., Yanina T.A., Chepalyna A.L., Svitoch A.A., Makshaev R.R., Maksimov F.E., Chernov S.B., Tertychnyi N.I., Starikova A.A.* On the age of the Khvalynian deposits of the Caspian Sea coasts according to ^{14}C and $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ methods // Quaternary Int. 2016. № 409. P. 81–87.
13. *Chepalyna A.* The Late Glacial Great Flood in the Ponto-Caspian basin // The Black Sea Flood Question: Changes in Coastline, Climate, and Human Settlement / Eds *Yanko-Hombach V., Gilbert A.S., Panin N., Dolukhanov P.M.* Berlin: Springer, 2007. P. 119–148.
14. Earth System Documentation. <https://view.es-doc.org/index.html?renderMethod=id&project=cmip6&id=8c42ab00-1ef2-4d5b-ade1-8bf8803cb6d4> (дата обращения: 10.03.2021)
15. *Fadeev R., Ushakov K., Tolstykh M., Ibrayev R.* Design and development of the SLAV-INMIO-CICE coupled model for seasonal prediction and climate research // Russian J. Numerical Analysis and Mathematical Modelling. 2018. V. 33(6). P. 333–340.
16. *Hajima T., Watanabe M., Yamamoto A., Tatebe H., Noguchi M.A., Abe M., Ohgaito R., Ito A., Yamazaki D., Okajima H., Ito A., Takata K., Ogochi K., Watanabe S., Kawamiya M.* Development of the MIROC-ES2L Earth system model and the evaluation of biogeochem-

- ical processes and feedbacks // *Geosci. Model Dev.* 2020. V. 13. P. 2197–2244.
17. <https://esgf-node.llnl.gov/search/cmip6/> (дата обращения: 10.03.2021)
 18. *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 5.1. Los Alamos National Laboratory. 2015. <http://www.ccro.odu.edu/~klinck/Reprints/PDF/ciced-oc2015.pdf> [Электронный ресурс]. (дата обращения: 10.03.2021)
 19. *Kageyama M., Albani S., Braconnot P., Harrison S.P., Hopcroft P.O., Ivanovic R.F., Lambert F., Marti O., Peltier W.R., Peterschmitt J.-Y., Roche D.M., Tarasov L., Zhang X., Brady E.C., Haywood A.M., LeGrande A.N., Lunt D.J., Mahowald N.M., Mikolajewicz U., Nisancioğlu K.H., Otto-Bliesner B.L., Renssen H., Tomas R.A., Zhang Q., AbeOuchi 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 – Part 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.
 20. *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.
 21. *Launiainen J., Vihma T.* Derivation of turbulent surface fluxes – an iterative flux-profile method allowing arbitrary observing heights // *Environ. Software.* 1990. V. 5(3). P. 113–124.
 22. *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., Henneberger 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., Wilkenskjeld S., Winkler A., Roeckner E.* Developments in the MPI-M Earth System Model version 1.2 (MPI-ESM1.2) and its response to increasing CO₂ // *Adv. Model. Earth Syst.* 2019. V. 11. P. 998–1038.
 23. *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. Part I: model formulation and mean climate // *Clim. Dynam.* 2015. V. 44. P. 757–780.
 24. *Panin A., Astakhov V., Komatsu G., Lotsari E., Lang J., Winsemann J.* Middle and Late Quaternary glacial lake-outburst floods, drainage diversions and reorganization of fluvial systems in northwestern Eurasia // *Earth-Sci. Rev.* 2020. V. 201. P. 103069.
 25. *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.
 26. *Volodin E.M., Mortikov E.V., Kostykin 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.

УДК 556.5

МНОГОЛЕТНЯЯ МЕРЗЛОТА В БАССЕЙНЕ КАСПИЯ КАК ВОЗМОЖНЫЙ ТРИГГЕР ПОЗДНЕЙ ХВАЛЫНСКОЙ ТРАНСГРЕССИИ: ПРОВЕРКА ГИПОТЕЗЫ С ПОМОЩЬЮ МОДЕЛИ ФОРМИРОВАНИЯ РЕЧНОГО СТОКА¹

© 2021 г. А. Н. Гельфан^{а, б}, А. С. Калугин^{а, *}

^аИнститут водных проблем РАН, Москва 119333 Россия

^бМГУ им. М.В. Ломоносова, географический факультет, Москва, 119333 Россия

*e-mail: andrey.kalugin@iwp.ru

Поступила в редакцию 20.11.2020 г.

После доработки 05.03.2021 г.

Принята к публикации 30.03.2021 г.

Количественно оценена физическая обоснованность гипотезы, объясняющей палеогеографические данные об экстремально высокой водности рек на водосборе Каспийского моря в период формирования позднихвалынской трансгрессии распространением на этом водосборе послеледниковой многолетней мерзлоты, которая могла способствовать снижению впитывающих свойств почвогрунтов, уменьшению суммарного испарения и росту речного стока. Оценка выполнена путем численных экспериментов с физико-математической моделью формирования стока Волги, разработанной на базе информационно-моделирующего комплекса ЕСОМАГ. Проведено две серии экспериментов, имитирующих глубокое промерзание почвогрунтов на всей территории современного водосбора Волги и отличающихся описанием процесса сезонного оттаивания мерзлых почвогрунтов: с учетом их оттаивания в течение теплого (летне-осеннего) сезона и формирования сезонного слоя (1), в отсутствие сезонного оттаивания путем задания заниженных значений коэффициента теплопроводности почв (2). Если предполагать, что климатические условия на современной территории водосбора Волги в период формирования позднихвалынской трансгрессии Каспия были близки к современным, то повышенная по сравнению с современной водность рек может быть отчасти объяснена распространением на этом водосборе послеледниковой многолетней мерзлоты. Вместе с тем увеличение нормы стока при сезонном оттаивании мерзлых почвогрунтов оказывается порядка 20% (коэффициент стока вырастает с 0.36 до 0.44) и не соответствует огромному притоку (>450 км³/год), оцененному по палеогеографическим данным. Приток, на 85% больший рассчитанного, при современных климатических условиях (рост коэффициента стока до 0.67) может быть сформирован в отсутствие сезонного оттаивания мерзлого водосбора, т.е. при пониженной по сравнению с современной температуре воздуха.

Ключевые слова: Волга, речной сток, позднеледниковье, Хвалынская трансгрессия, мерзлота, Каспийское море.

DOI: 10.31857/S0321059621060067

ВВЕДЕНИЕ

Современные палеогеографические данные дают основания утверждать (монография [18] и содержащиеся в ней ссылки), что в позднеледниковье, как и в течение всей валдайской ледниковой эпохи, амплитуда колебаний уровня Каспия

составляла десятки метров, что в разы превышает колебания уровня моря в голоцене. Раннехвалынская и позднихвалынская трансгрессивные стадии Каспия характеризовались максимальными уровнями моря порядка +50 и 0 м абс. соответственно, что на 80 и 30 м выше современного уровня. Предмет настоящего исследования – причины формирования позднихвалынской трансгрессии.

Физические механизмы, климатические или иные, которые могли стать причиной позднихвалынской трансгрессии моря, не установлены. Тектонические факторы, ввиду отсутствия признаков существенных деформаций дна и берего-

¹ Исследование выполнено при финансовой поддержке Российского научного фонда (результаты для современных условий формирования стока в бассейне Волги получены в рамках работ по проекту 20-77-00077, результаты для условий дополнительного промерзания почвогрунтов получены в рамках работ по проекту 19-17-00215) и в рамках темы 0147-2019-0001 Государственного задания ИВП РАН (подготовка данных для модели формирования стока).

вой линии моря в позднем плейстоцене, считаются несущественными [34]. Маловероятным представляется столь высокий подъем уровня моря и за счет собственных колебаний при современных соотношениях составляющих водного баланса [43]. При этом в долинах рек южного склона Русской равнины, в том числе в бассейне Волги, распространены следы древних русел, морфометрические параметры которых на порядок превышают размеры современных русел и которые могли быть сформированы палеореками, значительно большими по водности, чем современные [10–12, 14, 15]. Геоморфологический метод оценки речного стока [12, 15, 38], а также независимые палеогеографические методы реконструкции [13, 36] показали, что годовой сток древних рек Русской равнины мог быть в 2–4 раза больше современного. Эта величина близка к оценке притока речных вод в Каспий, рассчитанной для максимального уровня позднехвалынской трансгрессии моря и составляющей 450–500 км³/год [38, 43], т. е. в 1.6–1.7 раза выше современного речного притока в море, оцениваемого в 288 км³/год [1]. Приведенные оценки показывают, что гипотезы формирования позднехвалынской трансгрессии могут быть сведены к рассмотрению возможных источников, двукратно увеличивающих водность рек на водосборной площади Каспийского моря [13, 14, 16, 43].

Вопрос о возможных источниках столь значительной дополнительной водности рек остается открытым. Так, реконструкции климата с помощью ансамбля моделей PMIP1 (Paleoclimate Modeling Intercomparison Project 1) [25] показывают, что осадки на Русской равнине в рассматриваемый период палеовремени были не выше современных [39, 43]. Вклад талых ледниковых вод в повышение водности рек бассейна Каспия также оценивается для позднеледниковья как малозначимый [12, 16, 35, 40]. Не находят подтверждения палеогеографическими данными и гипотезы о существенных изменениях площади водосбора Верхней Волги и Оки и переливах ледниково-подпрудных вод из соседних бассейнов (например, [35, 38]).

В работах [28, 38] сделано предположение, что водность рек в бассейне Каспия могла существенно превышать современную из-за распространения в бассейне послеледниковой многолетней мерзлоты, которая способствовала снижению потерь стока на инфильтрацию в мерзлые почвы и испарения с поверхности бассейна. Это предположение пока не подтверждено количественными оценками во многом потому, что существующие модели климата — основной инструмент ретроспективных расчетов водного баланса Каспия и его бассейна — используют упрощенные параметризации процессов гидрологического цикла

суши и не учитывают влияние мерзлых пород на формирование речного стока [28]. Вместе с тем возможности количественной оценки предполагаемого роста стока древних рек бассейна Каспия вследствие распространения в нем многолетней мерзлоты существуют и связаны с использованием физико-математических моделей гидрологического цикла суши. Такие модели, описывающие гидрологические процессы с учетом их многообразия на огромной водосборной площади Каспийского моря, позволяют провести численные эксперименты с заданием разных характеристик подстилающей поверхности и воспроизвести физически осуществимые условия формирования речного стока, отличающиеся от современных. Оценка значимости эффекта гипотетического распространения многолетней мерзлоты с помощью физико-математической модели формирования речного стока с современного водосбора р. Волги составляет цель настоящего исследования.

Статья построена следующим образом. Ниже дан краткий обзор современных подходов к моделированию стока р. Волги и гидрологических изменений в бассейне Каспийского моря. В разделе “Методы исследования” представлена разработанная модель формирования стока р. Волги и описана организация численных экспериментов для воспроизведения условия распространения в бассейне многолетнемерзлых пород в послеледниковый период. В последних разделах описаны результаты испытаний модели и численных экспериментов, предложена интерпретация полученных результатов, представлены основные выводы.

СОВРЕМЕННЫЕ ПОДХОДЫ К МОДЕЛИРОВАНИЮ СТОКА ВОЛГИ И ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ В БАССЕЙНЕ КАСПИЙСКОГО МОРЯ

Сток Волги составляет 80% суммарного притока воды в Каспийское море, и его вариации вносят основной вклад в изменения уровня моря на климатических масштабах времени [4, 7, 17, 27]. Основными инструментами оценки современного водного режима Волги, а также возможных изменений речного стока в XXI в. служат модели климата. В ряде публикаций использовались модели климата, включающие в себя модули, которые описывают колебания уровня Каспийского моря за период инструментальных наблюдений, и делается попытка построения траекторий колебаний уровня моря в XXI в. [20, 21, 41]. В серии публикаций [19, 30, 32, 33] реконструируются изменения палеоклимата, гидрологические изменения на водосборе Каспия, колебания уровня моря с раннего голоцена до настоящего времени и прогнозируются гидрологические изменения в XXI в.

на основе системы моделей, которая включает в себя: концептуальную гидрологическую модель STREAM, глобальную модель климата промежуточной сложности ECVilt-CLIOVECODE и воднобалансовую модель колебаний уровня моря. Авторам удалось получить удовлетворительные результаты по воспроизведению уровня Каспия за рассматриваемый период, однако гидрологические блоки используемых моделей не позволяют всесторонне исследовать факторы колебаний уровня моря. Оценки вариаций уровня Каспия по выходным данным глобальных моделей климата о стоке рек его бассейна выполнялись в рамках экспериментов CMIP5 и PMIP3 для периодов позднего плейстоцена и голоцена в работе [27].

Помимо применения моделей климата известны попытки моделирования современного стока Волги с помощью глобальных гидрологических моделей, в структуре которых содержатся модули учета регулирования стока каскадом водохранилищ [23, 24, 37, 42]. Концептуальные гидрологические модели стока р. Волги, предназначенные для расчетов стока с декадным и месячным временным разрешением, предложены в работах [2, 3]. Описание процессов гидрологического цикла в перечисленных гидрологических моделях построено на весьма грубых упрощающих допущениях, а полученные с их помощью оценки водного режима содержат значительную неопределенность.

Перспективы исследования процессов формирования речного стока, построения физически обоснованных сценариев возникновения критических состояний гидрологических систем связаны с использованием физико-математических гидрологических моделей с распределенными параметрами [6, 9]. Значения большинства параметров физико-математических моделей могут быть либо заданы из физических соображений, либо найдены с помощью эмпирически установленных соотношений измеряемых характеристик рельефа, почв, растительности и других свойств речного водосбора. Это обстоятельство в сочетании с физической обоснованностью структуры физико-математических моделей создает принципиальную возможность постановки с их помощью сценарных экспериментов в широком диапазоне изменений внешних по отношению к гидрологической системе условий и ее внутренних свойств, получения на базе этих экспериментов обоснованных оценок водного режима рек в изменившихся условиях. Первый успешный пример построения физико-математической модели формирования речного стока в бассейне Волги содержится в работе [8]. Автору удалось на базе разработанного им геоинформационно-моделирующего комплекса ECOMAG [31] построить модель, описывающую динамику пространственных полей гидрологических переменных (речно-

го стока, снеготранспортировки, влажности почвы) для частных водосборов водохранилищ Волжско-Камского каскада. Эта модель усовершенствована в [5], и ее текущая версия позволяет рассчитывать сток рек и другие гидрологические переменные на всей площади бассейна по метеорологическим данным за многолетний период с единым набором параметров, определенным из открытых глобальных баз данных о характеристиках рельефа, почв, растительного покрова. Указанная версия модели является инструментом настоящего исследования и описана в следующем разделе.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ: МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ СТОКА ВОЛГИ И ОРГАНИЗАЦИЯ ЧИСЛЕННЫХ ЭКСПЕРИМЕНТОВ

Использованная в численных экспериментах физико-математическая модель формирования стока в бассейне р. Волги [5, 26] построена на базе геоинформационно-моделирующего комплекса ECOMAG. Модели, построенные на базе этого комплекса, в течение многих лет успешно применяются для решения разнообразных исследовательских и прикладных задач на водосборах площадью от десятков до миллионов квадратных километров, расположенных в разных природных условиях [9].

Модель формирования стока р. Волги позволяет по данным метеорологических наблюдений на сети мониторинга Росгидромета описать пространственное распределение по территории водосбора процессов формирования и таяния снежного покрова, эвапотранспирации, вертикального тепло- и влагопереноса в зоне аэрации почвы, стекание воды по склонам водосбора, подповерхностный (внутрипочвенный) и грунтовый сток, движение воды в речной системе. Характеристики перечисленных процессов рассчитываются с суточным шагом по времени и пространственным разрешением, равным размеру ячейки неравномерной расчетной сетки (775 элементов со средней площадью ячейки 1760 км²). Схематизация бассейна Волги, выполненная по цифровой модели рельефа HYDRO1k с разрешением 1 км, показана на рис. 1.

Большая часть пространственно распределенных параметров модели – измеряемые характеристики речного бассейна, которые задаются из баз данных о рельефе, свойствах почв, растительности, ландшафтов. Для определения параметров модели, распределенных по площади бассейна, использованы открытые глобальные базы данных о характеристиках почв (Harmonized World Soil Database) и ландшафтов (Global Land Cover Characterization). Часть параметров калибруется по данным о расходах воды в гидрометрических

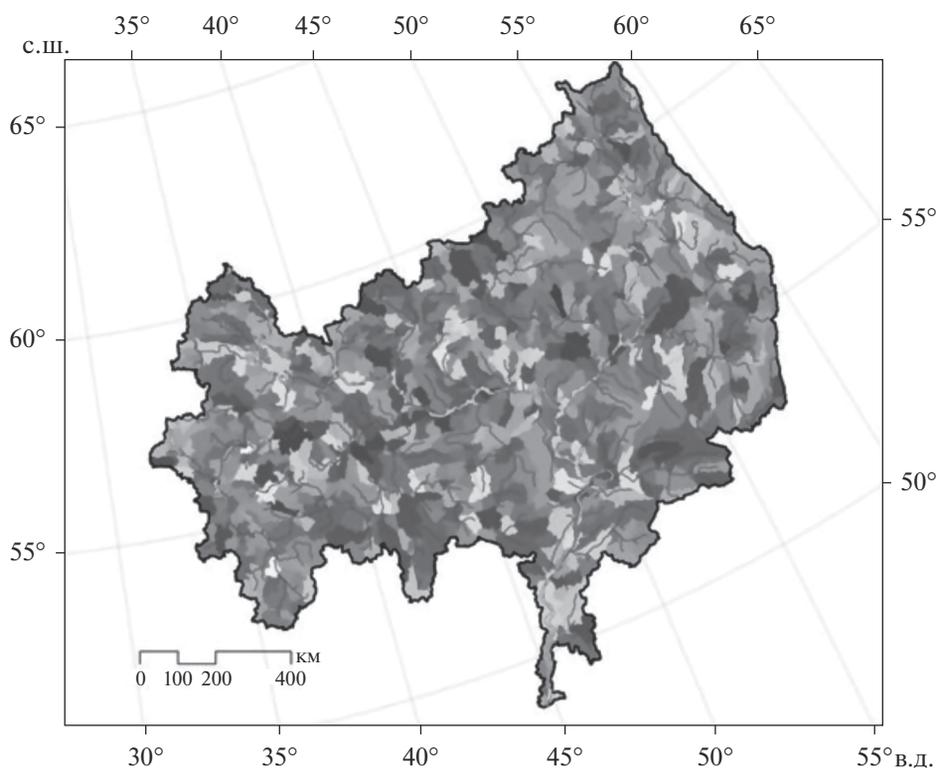


Рис. 1. Схематизация бассейна Волги с выделенными частными водосборами.

створах, расположенных на основном русле реки и ее притоках.

Для задания граничных условий при численном решении уравнений, описывающих гидрологические процессы, использованы данные о среднесуточных величинах интенсивности осадков, температуры и влажности воздуха, измеренных на 306 метеорологических станциях за 29-летний период (с 01.01.1986 по 31.12.2014).

Вследствие зарегулированности стока Волжско-Камским каскадом водохранилищ верификация модели выполнялась путем сравнения фактических и рассчитанных среднесуточных расходов воды в замыкающих створах основных незарегулированных притоков Волги и Камы за многолетний период. Расчеты выполнены для Оки, Белой, Вятки, Ветлуги, Суры, Верхней Волги, Унжи, а также водосбора Камского водохранилища (рис. 2).

Количественная оценка точности моделирования выполнялась путем сравнения многолетних рядов фактических и рассчитанных среднесуточных расходов воды в отдельных точках речной сети с применением критериев Нэша–Сатклифа NSE и относительной систематической погрешности PBIAS.

Калибровка параметров модели проводилась для периода 2000–2014 гг., верификация на независимом материале – для периода 1986–1999 гг.

Сток Волги оценивался по общему притоку воды к Куйбышевскому водохранилищу – крупнейшему в системе Волжско-Камского каскада с суммарной площадью водосбора 1.21 млн км², что составляет почти 90% площади бассейна Волги. Среднегодовое за последние тридцать лет среднесуточный фактический приток воды в Куйбышевское водохранилище составил ~8 тыс. м³/с, что хорошо соотносится со среднегодовой величиной стока Волги в створе Волгограда ~250 км³/год. Этот факт подтверждает правомерность оценки расчетного стока Волги по притоку к Куйбышевскому водохранилищу.

В работе [5] приведены результаты, показывающие, что разработанная модель обладает свойством робастности – устойчивости (по статистическим критериям) результатов расчета гидрографов стока, наблюдавшихся в годы с контрастными климатическими условиями. Соответствие критериям робастности рассматривается (например, в [22]) как необходимое условие применимости гидрологической модели для оценки последствий изменения климата и решения других экстраполяционных задач.

Для оценки влияния гипотетического распространения многолетней мерзлоты на сток Волги в современных климатических условиях проведены следующие численные эксперименты с помощью разработанной модели. Начальная темпера-

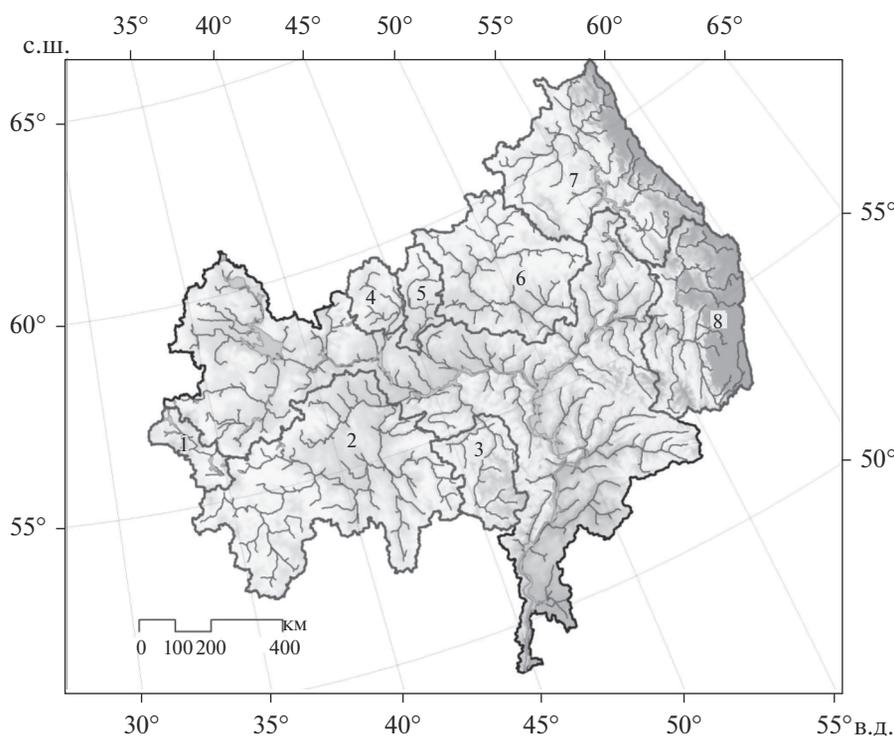


Рис. 2. Водосбор Волги с указанием расчетных створов рек, по которым проводилась калибровка модели: 1 – Волга (Старица), 2 – Ока (Горбатов), 3 – Сура (Порецкое), 4 – Унжа (Макарьев), 5 – Ветлуга (Ветлужский), 6 – Вятка (Вятские Поляны), 7 – Кама (Камская ГЭС), 8 – Белая (Бирск).

тура почвогрунтов по профилю задавалась отрицательной от поверхности до глубины затухания сезонных колебаний температуры (3 м) на всех элементах расчетной области. Затем проводился расчет водного режима бассейна по данным метеорологических наблюдений за отдельный год (например, с 1 января по 31 декабря 1986 г.). Расчет следующего года (в данном примере 1987 г.) вновь начинался с искусственного задания начальных условий глубоко промерзших почвогрунтов и т.д. Было организовано две серии численных экспериментов, которые различались описанием процесса оттаивания мерзлых почвогрунтов.

В первой серии экспериментов процесс оттаивания рассчитывался с параметрами базовой модели, заданными при ее испытаниях по данным наблюдений. В результате, на водосборе Волги, гипотетически покрытом мерзлыми породами, в течение теплого (летне-осеннего) сезона, соответствующего современному климату, почва начинала оттаивать, образовывался и углублялся сезонноталый (деятельный) слой, что приводило к увеличению впитывающей способности почв и росту потерь талых и дождевых вод на испарение.

Во второй серии экспериментов оттаивание почвы в течение летне-осеннего сезона искусственно тормозилось путем задания заниженных

значений коэффициента теплопроводности почв по сравнению с их значениями, задаваемыми в базовом варианте модели по данным о механическом составе почв водосбора. В результате почвогрунты на водосборе оставались глубоко промерзшими в течение всего теплого сезона и деятельный слой не формировался. Второй эксперимент давал возможность оценить предельный стокообразующий эффект сплошного промерзания водосбора Волги в палеовремени.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

В табл. 1 приведены результаты проверки точности расчета стока в различных речных створах в бассейне Волги за период калибровки и верификации модели, а также за общий период 1986–2014 гг. Значения статистических критериев свидетельствуют об устойчивости модельных расчетов при переходе от одного периода к другому, и для пяти створов из восьми они соответствуют градации хороших ($NSE > 0.7$, $|PBIAS| < 10\%$). Для рек Белой и Суры, а также для Верхней Волги в створе Старицы результаты получились удовлетворительными.

На рис. 3 показаны результаты расчета фактического и модельного годового и среднего месячного стока Волги, оцененного по соответствующим объемам притока воды в Куйбышевское во-

Таблица 1. Критерии Нэша–Сатклифа NSE и относительной систематической погрешности PBIAS соответствия наблюдаемых и рассчитанных гидрографов, оцененные по данным моделирования стока рек бассейна Волги и бокового притока в Камское водохранилище за периоды калибровки (2000–2014 гг.) и верификации (1986–1999 гг.) модели (в соответствии с принятыми в гидрологических исследованиях градациями оценки качества моделирования гидрографов стока (например, [29]), результаты приняты хорошими при сочетании $NSE > 0.7$ и $|PBIAS| < 10\%$, плохими – при $NSE < 0.5$ или $|PBIAS| > 15\%$, а в остальных случаях – удовлетворительные)

Река–створ	Площадь водосбора, тыс. км ²	1986–1999 гг.		2000–2014 гг.		1986–2014 гг.	
		NSE	PBIAS, %	NSE	PBIAS, %	NSE	PBIAS, %
Ока–Горбатов	244	0.73	6.4	0.75	–6.6	0.74	–0.4
Вятка–Вятские Поляны	124	0.84	–3.1	0.89	–1.6	0.86	–2.4
Белая–Бирск	121	0.87	–12.8	0.86	–12.3	0.86	–12.6
Приток в Камское водохранилище	168	0.94	–7.1	0.93	–3.8	0.93	–5.5
Сура–Порецкое	50.1	0.50	9.8	0.59	–14.8	0.57	–4.1
Ветлуга–Ветлужский	27.5	0.86	1.0	0.87	5.7	0.86	3.3
Волга–Старица	21.1	0.66	11.7	0.67	3.7	0.66	7.6
Унжа–Макарьев	18.5	0.74	–0.5	0.72	1.0	0.73	0.2

дохранилище. Средняя погрешность расчета годового стока Волги по модели составила 5.8 км³ (2.3%), стандартная погрешность 6.8 км³. Средние относительные погрешности расчета месячного стока Волги $\leq 28\%$ (февраль). Полученные результаты (табл. 1; рис. 3) в сочетании с успешным прохождением моделью теста на робастность [5] позволяют использовать модель для оценки возможных изменений речного стока в гипотетических условиях распространения в бассейне многолетнемерзлых пород. Ниже описаны результаты численных экспериментов.

Эксперимент 1. Расчет стока с учетом оттаивания многолетнемерзлых пород в теплый период

На рис. 4 показаны относительные отклонения величин годового стока, рассчитанных при заданных гипотетических изменениях условий стокообразования, от соответствующих величин,

рассчитанных при неизменных (современных) условиях.

Из рис. 4 видно, что гипотетическое глубокое промерзание почвогрунтов приводит к росту среднееголетнего годового стока на 21%, при этом в зависимости от метеорологических условий конкретного года увеличение стока может достигать без малого 30%. Средний многолетний коэффициент стока вырос с 0.36 до 0.44 в первую очередь из-за снижения потерь стока на впитывание в теплый период года, когда, согласно расчетам при неизменных условиях стокообразования, почвогрунты становились полностью оттаившими на всем водосборе Волги.

На рис. 5 показаны изменения среднего за 1986–2014 гг. месячного стока Волги, рассчитанного в условиях описываемого эксперимента. Рис. 5 подтверждает вывод о чувствительности сезонного стока Волги к гипотетическому изменению условий стокоформирования. Наиболь-

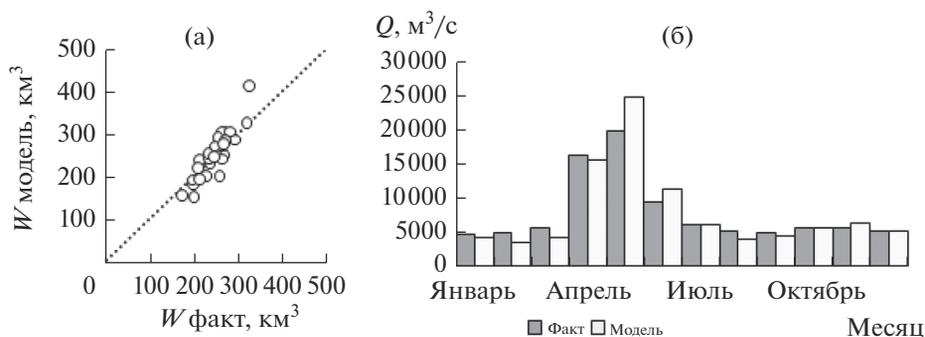


Рис. 3. Соответствие фактических и рассчитанных данных о годовом (а), среднееголетнем месячном притоке воды (б) в Куйбышевское водохранилище за период 1986–2014 гг.

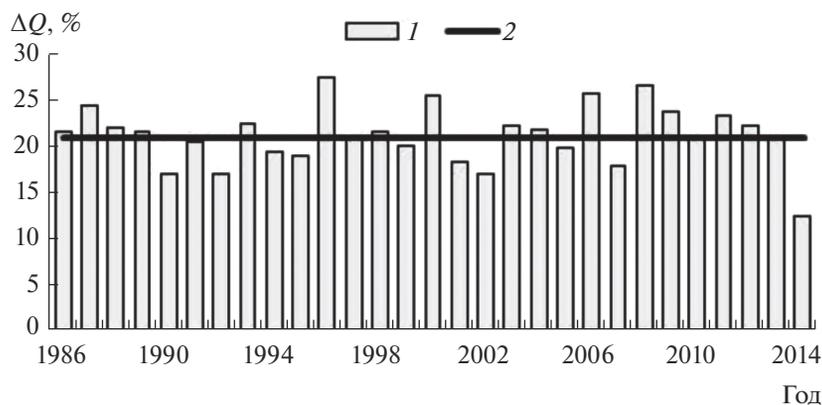


Рис. 4. Относительные изменения (%) годового стока Волги при гипотетических условиях глубокого промерзания почвогрунтов перед началом снеготаяния с их последующим оттаиванием в течение теплого сезона (1) и их среднее значение за 1986–2014 гг. (2).

ший относительный рост речного стока происходит в период с июля по сентябрь. При этом максимальный сток в период весеннего снеготаяния на глубоко промерзшей почве оказался лишь незначительно (на 6%) выше рассчитанного по базовому варианту модели.

Выводы о влиянии гипотетического распространения многолетнемерзлых пород в бассейне Волги на речной сток, полученные из анализа нормы годового (рис. 4) и среднемесячного (рис. 5) стока, подтверждает, в целом, рис. 6, на котором показана чувствительность гидрографов стока к заданному изменению условий стокоформирования.

Вместе с тем, как видно из рис. 6, эти изменения могут по-разному влиять на внутригодовой водный режим реки в зависимости от метеорологических условий. Сток реки в зимние месяцы малочувствителен к глубокому промерзанию, за исключением лет с выраженными зимними оттепелями. В начале снеготаяния подъем волны половодья начинается раньше и сток на глубоко промерзшей почве растет быстрее по сравнению с таковым по базовому расчету из-за большего вклада в половодье южных частей бассейна. При базовом расчете уже в начале апреля почвы на этих территориях полностью оттаивают и потери стока на впитывание резко возрастают, чего не происходит при завышенном промерзании почвогрунтов. В зависимости от метеорологических условий отдельного года максимальный сток на глубоко промерзшей почве может формироваться намного раньше и быть заметно выше (как, например, в 1996, 1999, 2012 гг.), а может мало отличаться от рассчитанного по базовому варианту модели (как, например, в 1997, 2003, 2014 гг.). На май приходится ветвь спада половодья, и обычно она практически совпадает для двух вариантов расчета. Глубокое промерзание начиная с

середины июня приводит к росту стока по сравнению с базовым вариантом расчета, однако роль этого фактора может быть разной в зависимости от метеорологических условий конкретного года.

Таким образом, первый численный эксперимент показал, что гипотетическое глубокое промерзание почвогрунтов на всем водосборе Волги перед началом снеготаяния в сочетании с их последующим оттаиванием в течение теплого сезона может привести к росту среднемноголетнего стока Волги на 21% по сравнению с современными условиями стокообразования. Основной механизм роста речного стока – снижение потерь на впитывание воды в мерзлую почву и, как следствие, уменьшение суммарного испарения в период с июня по сентябрь, когда в современных

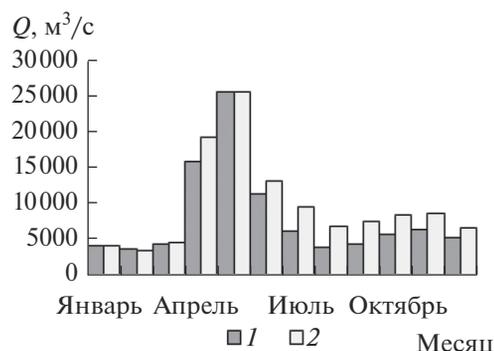


Рис. 5. Изменения многолетней нормы среднемесячного стока Волги, рассчитанного в условиях современного климата за период 1986–2014 гг.: базовый расчет при фактическом промерзании почвогрунтов перед началом снеготаяния (1); численный эксперимент 1 при гипотетических условиях глубокого промерзания почвогрунтов перед началом снеготаяния с их последующим оттаиванием в течение теплого сезона (2).

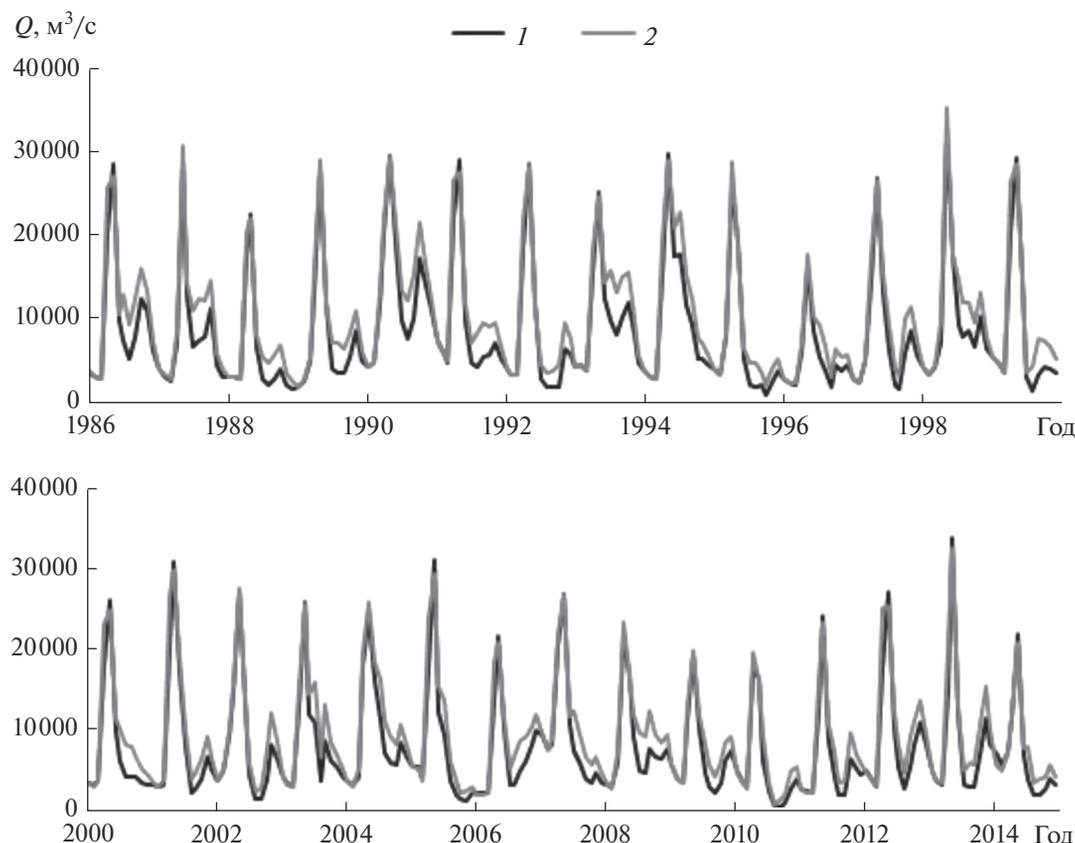


Рис. 6. Изменения среднемесячных гидрографов стока Волги: базовый расчет при фактическом промерзании почвогрунтов перед началом снеготаяния (1); численный эксперимент 1 при гипотетических условиях глубокого промерзания почвогрунтов перед началом снеготаяния с их последующим оттаиванием в течение теплого сезона (2).

метеорологических условиях почвы на всем водосборе полностью оттаивают.

Эксперимент 2. Расчет стока без учета оттаивания многолетнемерзлых пород в теплый период

Условия данного эксперимента дают возможность оценить предельно возможную величину стока Волги за счет эффекта сплошного глубокого промерзания почвогрунтов на всем водосборе при отсутствии их оттаивания, т.е. дать ответ на вопрос: в какой степени гипотетически может вырасти сток с современного водосбора Волги, покрытого многолетнемерзлыми породами, при режиме поступления на его поверхность талых и дождевых вод, соответствующем современному климату?

На рис. 7 показаны изменения среднего за период 1986–2014 гг. месячного стока Волги и стока в разных частях водосбора по сравнению с базовым расчетом. Эффект глубокого промерзания почвогрунтов на водосборе Волги в течение всего многолетнего периода оказался значительным: соответствующий этим условиям рассчитанный

объем стока Волги равен $476 \text{ км}^3/\text{год}$, что на 85% выше рассчитанного при современных условиях. Коэффициент рассчитанного годового стока вырос с 0.36 в современных условиях до 0.67 в условиях глубокого промерзания почвогрунтов, т.е. две трети объема осадков, поступающих на поверхность водосбора, который покрыт многолетнемерзлыми и не оттаивающими породами, могут сформировать речной сток. Наибольшие относительные изменения стока происходят в таких условиях с июля по ноябрь, когда почвы в неизменных условиях полностью оттаивают на всем водосборе. При этом, как видно из рис. 7, разные части водосбора одинаково реагируют на изменение условий его формирования, хотя относительные изменения стока различаются: годовой сток в бассейне Верхней Волги вырос на 77, в бассейне Оки — на 119, в бассейне Камы — на 68%.

Использованная для численных экспериментов физико-математическая модель с распределенными параметрами позволяет проанализировать пространственное распределение отклика гидрологической системы речного бассейна Волги на заданное в эксперименте изменение условий формирования речного стока. На рис. 8, 9 по-

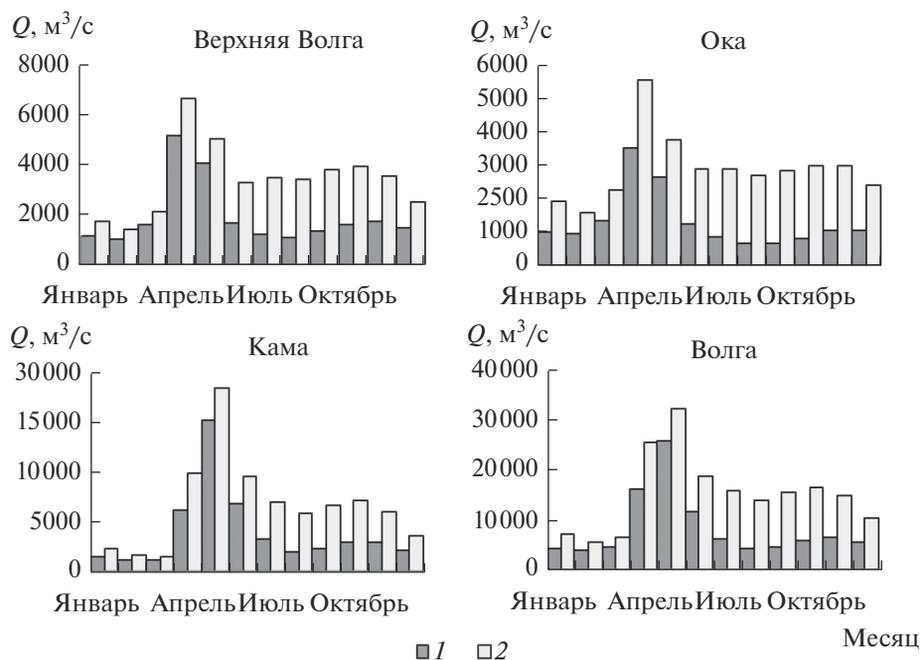


Рис. 7. Изменения многолетней нормы среднемесячного стока Волги за период 1986–2014 гг.: базовый расчет при фактическом промерзании почвогрунтов перед началом снеготаяния (1); численный эксперимент 2 при гипотетических условиях глубокого промерзания почвогрунтов перед началом снеготаяния при отсутствии их оттаивания в течение теплого сезона (2).

казаны карты изменений среднемноголетнего (за период 1986–2014 гг.) слоя стока и суммарного испарения по территории водосбора, рассчитанные при современных и гипотетических условиях формирования речного стока. Как видно из рисунков, наиболее высокий речной сток (до 600 мм/год) в бассейне Волги при наличии многолетнемерзлых и не оттаивающих пород формируется в северо-восточной части бассейна (реки Вишера, Чусовая и верховья Камы) и на других частных водосборах Верхней Волги.

Небольшие потери стока на инфильтрацию в глубоко промерзшую почву на водосборах Верхней Волги приводят к снижению влажности почвы и росту ее льдистости на этой территории. Как результат, суммарное испарение с территории водосборов Верхней Волги, покрытой многолетнемерзлыми породами, падает до ~100 мм/год, а средняя по площади водосбора Волги норма суммарного испарения при глубоком промерзании территории ≤ 200 мм/год, т.е. почти вдвое меньше суммарного испарения при неизменных условиях.

ВЫВОДЫ

Гипотетическое глубокое промерзание почвогрунтов на всей площади современного волжского бассейна приводит к росту рассчитанных величин среднемноголетнего стока Волги вследствие

уменьшения интенсивности инфильтрации воды в почву, снижения запасов почвенной влаги и суммарного испарения. Искусственное изменение условий стокоформирования по сравнению с современными приводит также к изменению внутригодового водного режима рек волжского бассейна: относительный рост дождевого стока в теплый период года оказывается больше, чем рост талого стока в зимний период и в период весеннего снеготаяния.

Глубокое промерзание почвогрунтов в сочетании с их сезонным оттаиванием в условиях современного климата увеличивает средний годовой сток Волги на ~20% (коэффициент стока вырастает с 0.36 до 0.44). Наибольший относительный рост речного стока происходит в период с июля по сентябрь, в то время как максимальный сток в период весеннего снеготаяния на глубоко промерзшей почве вырастает в среднем лишь на 6%.

Максимальный среднемноголетний сток Волги, возможный при отсутствии сезонного оттаивания многолетнемерзлых почвогрунтов и при режиме поступления на поверхность водосбора талых и дождевых вод, соответствующем современному климату, составил 476 км³/год, т.е. коэффициент годового стока оказался равным 0.67, что на 85% выше рассчитанного при современных условиях. Эта величина близка к оценке притока речных вод в Каспий, рассчитанной для максимального уровня позднехвалынской трансгрес-

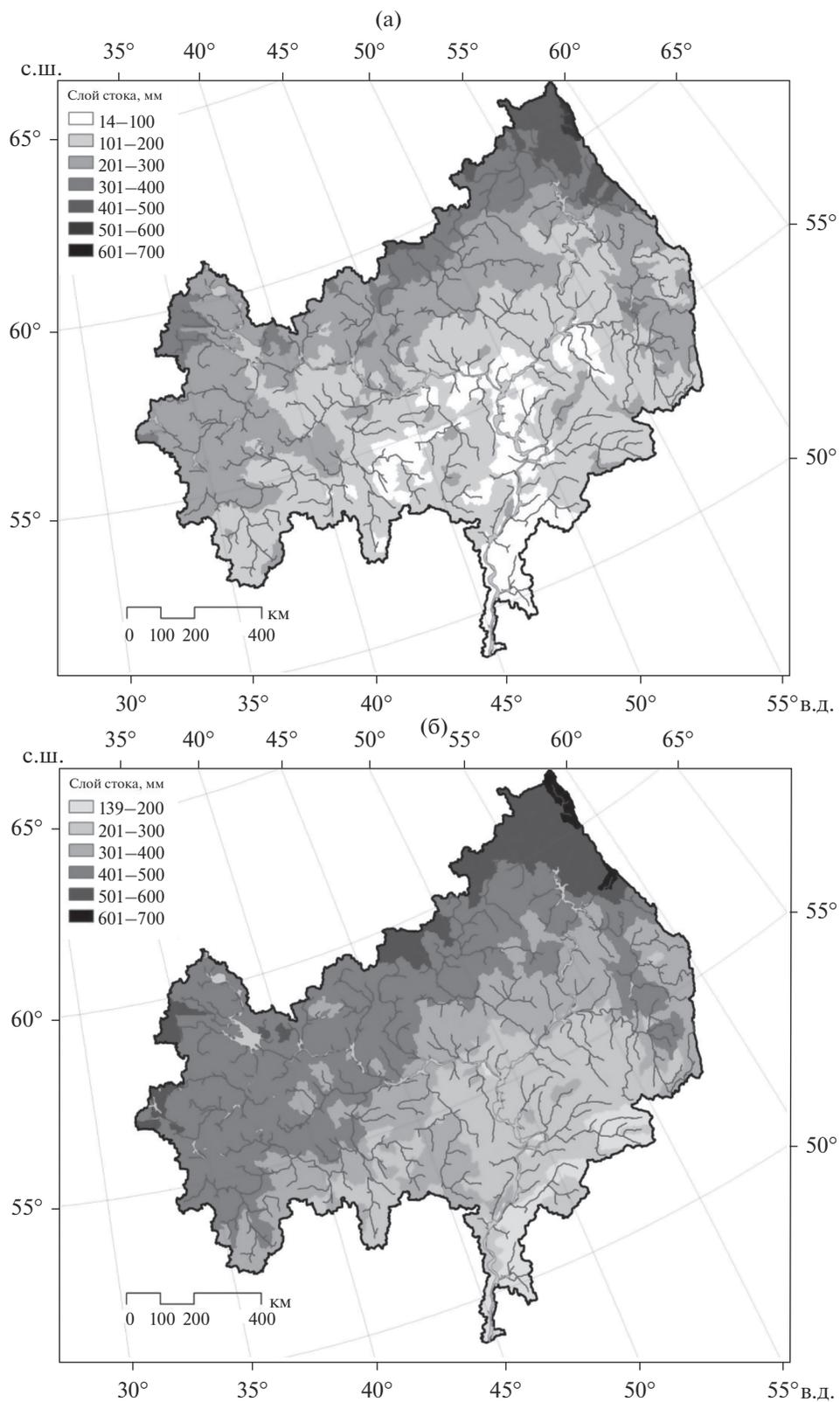


Рис. 8. Пространственное распределение среднегогодечного слоя речного стока, рассчитанного при современных условиях (а) и в гипотетических условиях глубокого промерзания водосбора р. Волги (б).

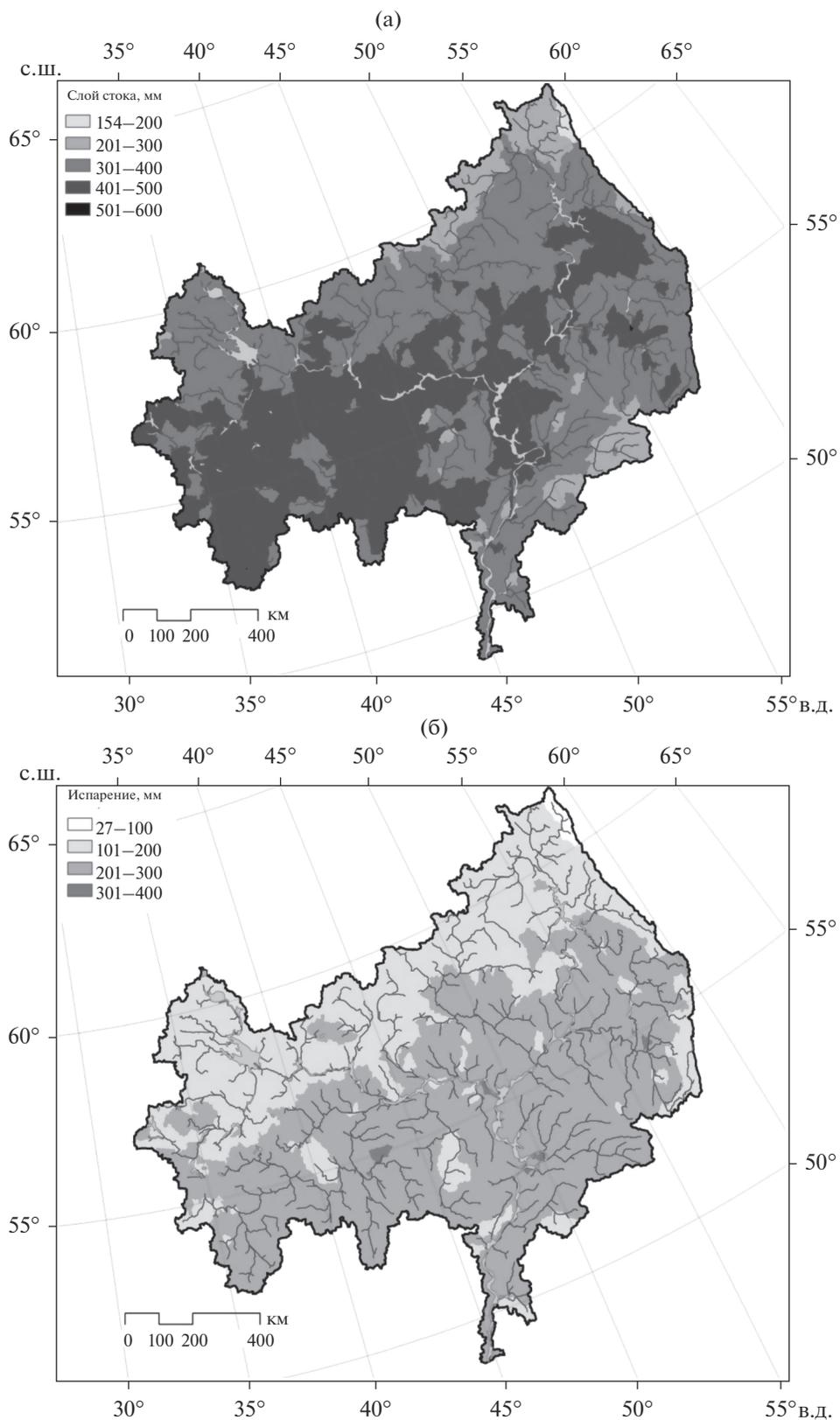


Рис. 9. Пространственное распределение среднемноголетнего слоя суммарного испарения, рассчитанного при современных условиях (а) и в гипотетических условиях глубокого промерзания водосбора р. Волги (б).

сии моря [38, 43]. При этом возможный средний слой суммарного испарения с поверхности промерзшего водосбора Волги составил 190 мм/год, т.е. вдвое ниже рассчитанного в современных климатических условиях и при отсутствии на водосборе многолетнемерзлых пород.

Слой максимально возможного речного стока, который может сформироваться в условиях глубокого промерзания современного водосбора Волги, неравномерно распределен по его площади. Наибольший возможный слой стока (до 600 мм/год) формируется в северо-восточной части бассейна (реки Вишера, Чусовая и верховья Камы) и на других частных водосборах Верхней Волги, т.е. в 2.5–3 раза выше среднего слоя стока за период 1986–2014 гг., определенного для всего водосбора Волги при современных климатических условиях.

Таким образом, если предполагать, что климатические условия на современной территории водосбора Волги в период формирования позднечувальской трансгрессии Каспия были близки к современным, то повышенная по сравнению с современной водность рек может быть отчасти объяснена распространением на этом водосборе послеледниковой многолетней мерзлоты. Вместе с тем увеличение нормы стока оказывается незначительным (~20%) и не соответствует огромному притоку (>450 км³/год), оцененному по палеогеографическим данным. Такой приток может быть сформирован при современной величине осадков в отсутствие сезонного оттаивания мерзлого водосбора, т.е. при пониженной по сравнению с современной температуре воздуха. Возможность такого сочетания климатических факторов и условий формирования стока в бассейне Каспия — предмет дальнейших исследований, требующих привлечения палеоклиматических данных.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Водный баланс и колебания уровня Каспийского моря: моделирование и прогноз / Под ред. *Е.С. Нестерова*. М.: Триада, 2016. 378 с.
2. *Георгиади А.Г., Коронкевич Н.И., Милукова И.П., Кашутина Е.А., Барбанова Е.А.* Современные и сценарные изменения речного стока в бассейнах крупнейших рек России. Ч. 2. Бассейны рек Волги и Дона. М.: МАКС Пресс, 2014. 214 с.
3. *Георгиевский В.Ю., Шалыгин А.Л.* Гидрологический режим и водные ресурсы // Методы оценки изменения климата для физических и биологических систем / Под ред. *С.М. Семенова*. М.: НИЦ Планета, 2012. С. 53–87.
4. *Голицын Г.С., Панин Г.Н.* О водном балансе и современных изменениях уровня Каспия // Метеорология и гидрология. 1989. № 1. С. 57–64.
5. *Калугин А.С.* Единая гидрологическая модель Волжского бассейна // Труды Всерос. науч. конф. “Научные проблемы оздоровления российских рек и пути их решения”. М.: Студия Ф1, 2019. С. 155–160.
6. *Кучмент Л.С.* Речной сток (генезис, моделирование, предвычисление). М., 2008. 394 с.
7. *Михайлов В.Н., Повалишников Е.С.* Еще раз о причинах изменений уровня Каспийского моря в XX веке // Вестн. Московского ун-та. Сер. 5, География. 1998. № 3. С. 35–38.
8. *Мотовилов Ю.Г.* Гидрологическое моделирование речных бассейнов в различных пространственных масштабах // Вод. ресурсы. 2016. № 5. С. 467–475.
9. *Мотовилов Ю.Г., Гельфан А.Н.* Модели формирования стока в задачах гидрологии речных бассейнов. М.: РАН, 2018. 300 с.
10. *Панин А.В., Сидорчук А.Ю., Чернов А.В.* Макроизлучины рек ЕТС и проблемы палеогидрологических реконструкций // Вод. ресурсы. 1992. № 4. С. 93–97.
11. *Сидорчук А.Ю., Борисова О.К., Панин А.В.* Поздневалдайские палеорула рек Русской равнины // Изв. РАН. Сер. геогр. 2000. № 6. С. 73–78.
12. *Сидорчук А.Ю., Панин А.В.* Геоморфологические подходы к оценке величины речного стока в геологическом прошлом. Ст. 2. Гидравлические методы реконструкции расходов палеорек // Геоморфология. 2017. № 2. С. 3–13.
13. *Сидорчук А.Ю., Панин А.В., Борисова О.К.* Геоморфологические подходы к оценке величины речного стока в геологическом прошлом. Ст. 5. Сравнительный анализ результатов, полученных разными методами // Геоморфология. 2019. № 1. С. 66–79.
14. *Сидорчук А.Ю., Панин А.В., Борисова О.К.* Климатические изменения стока воды рек на южном мегасклоне Восточно-Европейской равнины в позднеледниковье // Древние и современные долины и реки: история формирования, эрозионные и русловые процессы / Под ред. *Р.С. Чалова*. Волгоград: ВГПУ, 2010. С. 118–140.
15. *Сидорчук А.Ю., Панин А.В., Борисова О.К., Еременко Е.А.* Геоморфологические подходы к оценке величины речного стока в геологическом прошлом. Ст. 3. Анализ структуры сети водотоков // Геоморфология. 2018. № 1. С. 18–32.
16. *Торопов П.А., Кислов А.В.* Моделирование вариаций стока рек Восточно-Европейской равнины в разных климатических условиях прошлого // Вод. ресурсы. 2006. № 5. С. 515–526.
17. *Фролов А.В.* Моделирование многолетних колебаний уровня Каспийского моря: теория и приложения. М.: ГЕОС, 2003. 171 с.
18. *Янина Т.А.* Неоплейстоцен Понто-Каспия: биостратиграфия, палеогеография, корреляция. М.: МГУ, 2012. 264 с.
19. *Aerts J.C.J.H., Renssen H., Ward P.J., de Moel H., Oda-da E., Bouwer L.M., Goosse H.* Sensitivity of global river discharges under Holocene and future climate conditions // Geophys. Res. Lett. 2006. V. 33. P. L19401.
20. *Arpe K., Leroy S.A.G.* The Caspian Sea level forced by the atmospheric circulation as observed and modeled // Quat. Int. 2007. V. 173–174. P. 144–152.
21. *Elguindi N., Giorgi F.* Simulating multi-decadal variability of Caspian Sea level changes using regional cli-

- mate model outputs // *Clim. Dyn.* 2005. V. 26. P. 167–181.
22. *Gelfan A., Kalugin A., Krylenko I., Nasonova O., Gusev Ye., Kovalev E.* Does a successful comprehensive evaluation increase confidence in a hydrological model intended for climate impact assessment? // *Clim. Change.* 2020. V. 163. P. 1165–1185.
 23. *Gosling S.N., Arnell N.W.* Simulating current global river runoff with a global hydrological model: model revisions, validation and sensitivity analysis // *Hydrol. Proc.* 2010. V. 25. № 7. P. 1129–1145.
 24. *Haddeland I., Heinke J., Voß F., Eisner S., Chen C., Hagemann S., Ludwig F.* Effects of climate model radiation, humidity and wind estimates on hydrological simulations // *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 2012. V. 16. P. 305–318.
 25. *Joussaume S., Taylor K.* Status of the Paleoclimate Modeling Intercomparison Project (PMIP) // *Proc. First Int. AMIP Sci. Conf. Geneva, 1995.* P. 425–430.
 26. *Kalugin A.S.* The impact of climate change on surface, subsurface and groundwater flow: a case study of the Oka River (European Russia) // *Water Resour.* 2019. V. 46. № S2. P. S31–S39.
 27. *Kislov A.V., Panin A., Toropov P.* Current status and palaeostages of the Caspian Sea as a potential evaluation tool for climate model simulations // *Quat. Int.* 2014. V. 345. P. 48–55.
 28. *Kislov A., Toropov P.* East European river runoff and Black Sea and Caspian Sea level changes as simulated within the Paleoclimate Modeling Intercomparison Project // *Quat. Int.* 2007. V. 167–168. P. 40–48.
 29. *Krysanova V., Donnelly C., Gelfan A., Gerten D., Arheimer B., Hattermann F., Kundzewicz Z.W.* How the performance of hydrological models relates to credibility of projections under climate change // *Hydrol. Sci. J.* 2018. V. 63. № 5. P. 696–720.
 30. *Lougheed B.C.* Holocene climate and the Caspian Sea: a coupled climate, hydrological and sea level model approach. MSc Thesis. Amsterdam: Vrije Univ. Amsterdam, 2006. 67 p.
 31. *Motovilov Y.G., Gottschalk L., Engeland L., Rodhe A.* Validation of a distributed hydrological model against spatial observation // *Agricult. For. Meteorol.* 1999. V. 98–99. P. 257–277.
 32. *Renssen H., Goosse H., Fichefet T., Brovkin V., Driesschaert E., Wöl F.* Simulating the Holocene climate evolution at northern high latitudes using a coupled atmosphere–sea ice–ocean–vegetation model // *Clim. Dyn.* 2005. V. 24. P. 23–43.
 33. *Renssen H., Lougheed B.C., Aerts J.C.J.H., de Moel H., Ward P.J., Kwadijk J.C.J.* Simulating long-term Caspi-
an Sea level changes: The impact of Holocene and future climate conditions // *Earth Planetary Sci. Lett.* 2007. V. 261. P. 685–693.
 34. *Rychagov G.I.* Holocene oscillations of the Caspian Sea and forecasts based on palaeogeographical reconstructions // *Quat. Int.* 1997. V. 41–42. P. 167–172.
 35. *Panin A.V., Astakhov V.I., Lotsari E., Komatsu G., Lang J., Winsemann J.* Middle and Late Quaternary glacial lake-outburst floods, drainage diversions and reorganization of fluvial systems in northwestern Eurasia // *Earth-Sci. Rev.* 2020. V. 201. P. 103069.
 36. *Panin A., Matlakhova E.* Fluvial chronology in the East European plain over the last 20 ka and its palaeohydrological implications // *Catena.* 2015. V. 130. P. 46–61.
 37. *Schmied H.M., Eisner S., Franz D., Wattenbach M., Portmann F.T., Flörke M., Döll P.* Sensitivity of simulated global-scale freshwater fluxes and storages to input data, hydrological model structure, human water use and calibration // *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 2014. V. 18. P. 3511–3538.
 38. *Sidorchuk A., Panin A., Borisova O.* Morphology of river channels and surface runoff in the Volga River basin (East European Plain) during the Late Glacial period // *Geomorphol.* 2009. V. 113. № 3–4. P. 137–157.
 39. *Sima A., Kageyama M., Rousseau D.D., Ramstein G., Balkanski Y., Antoine P., Hatt C.* Modeling dust emission response to North Atlantic millennial scale climate variations from the perspective of East European MIS 3 loess deposits // *Clim. Past.* 2013. V. 9. P. 1385–1402.
 40. *Tudryn A., Leroy S.A.G., Toucanne S., Gibert-Brunet G., Tucholka P., Lavrushin Y.A., Dufaure O., Miska S., Bayon G.* The Ponto-Caspian basin as a final trap for southeastern Scandinavian ice-Sheet meltwater // *Quat. Sci. Rev.* 2016. V. 148. P. 29–43.
 41. *Turuncoglu U.U., Giuliani G., Elguindi N., Giorgi F.* Modelling the Caspian Sea and its catchment area using a coupled regional atmosphere-ocean model (RegCM4-ROMS): model design and preliminary results // *Geosci. Model Dev.* 2013. V. 6. P. 283–299.
 42. *Veldkamp E., Zhao F., Ward P.J., de Moel H., Aerts J.C.J.H., Portmann H.M., Masaki Y., Pokhrel Y., Liu X., Satoh Y., Gerten D., Gosling S.N., Zaherpour J., Wada Y.* Human impact parameterizations in global hydrological models improve estimates of monthly discharges and hydrological extremes: a multimodel validation study // *Environ. Res. Lett.* 2018. V. 13. P. 055008.
 43. *Yanko-Hombach V., Kislov A.* Late Pleistocene and Holocene sea-level dynamics in the Caspian and Black seas: Data synthesis and paradoxical interpretations // *Quat. Int.* 2018. V. 465. P. 63–71.

УДК 551.461.2

ВАРИАЦИИ УРОВНЯ КАСПИЙСКОГО МОРЯ В РАЗЛИЧНЫХ КЛИМАТИЧЕСКИХ УСЛОВИЯХ ПО ДАННЫМ МОДЕЛИРОВАНИЯ В РАМКАХ ПРОЕКТА СМІР6¹

© 2021 г. А. В. Кислов^{a, b, *}, П. А. Морозова^c

^aМГУ им. М.В. Ломоносова, географический факультет, Москва, 119991 Россия

^bИнститут водных проблем РАН, Москва, 119333 Россия

^cИнститут 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.

¹ 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 CO₂, 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

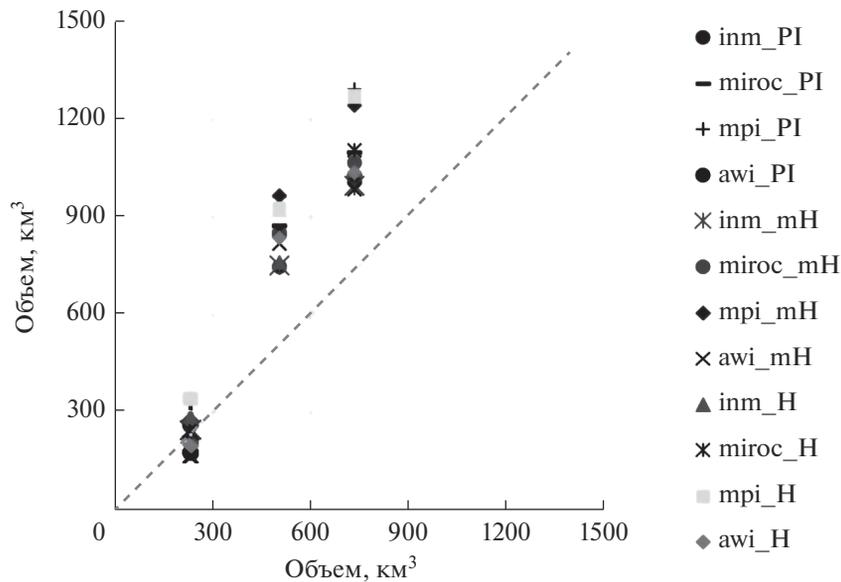


Рис. 1. Сопоставление (по данным наблюдений и моделирования) данных об осадках, испарении и стоке (км^3) над бассейном р. Волги по данным климатических моделей. Данные наблюдений: сток, испарение и осадки [2, 4] отложены последовательно на оси абсцисс.

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

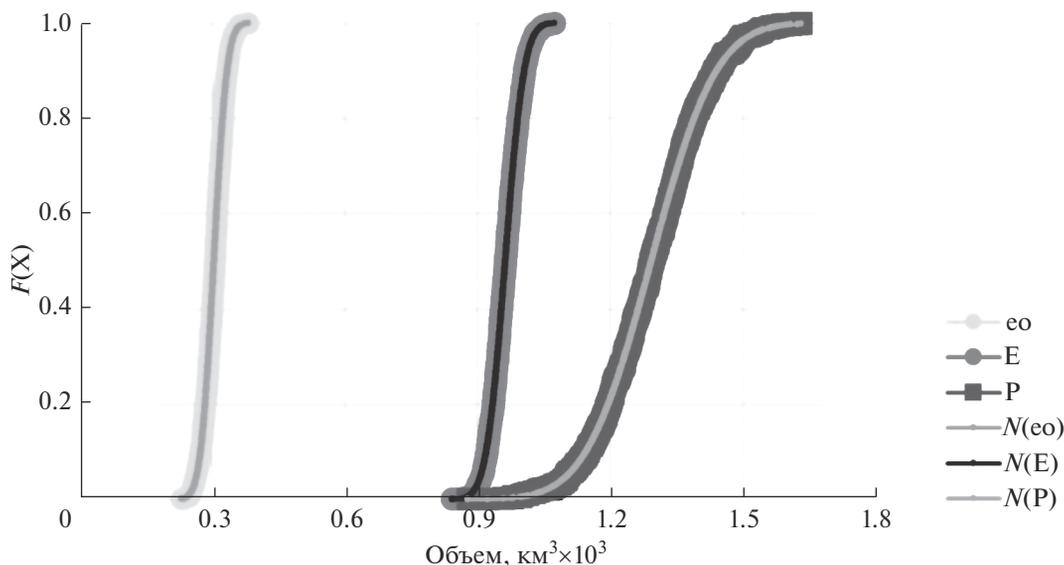


Рис. 2. Интегральные функции распределения повторяемости осадков и испарения, усредненных над бассейном р. Волги, а также видимого испарения с поверхности моря (10^{-3} км³) для эксперимента mpi_PI и соответствующие функции нормального распределения.

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 ~ 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 ~ 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 ³	$(Q - Q_c)/Q_c$
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 ≥ 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 ± 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-

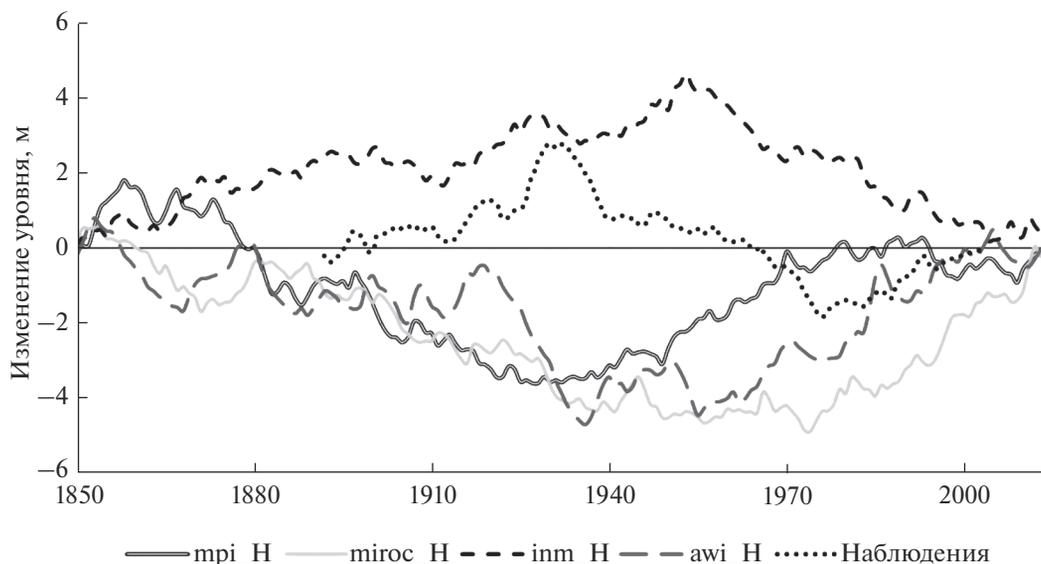


Рис. 3. Интегрально-разностные кривые стока р. Волги по данным эксперимента Historical и данным наблюдений.

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

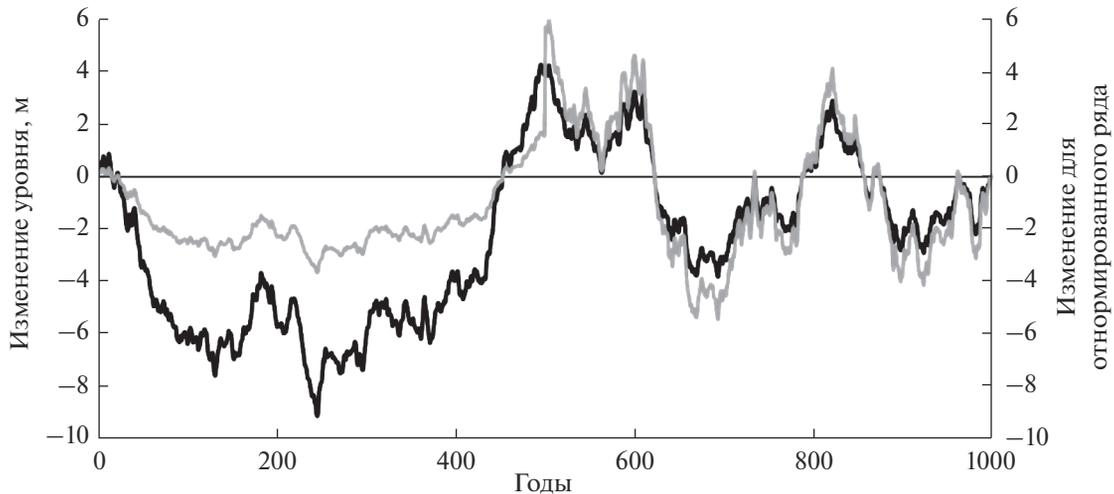


Рис. 4. Интегрально-разностные кривые волжского стока для эксперимента tri_PI (м) (черный цвет) и нормированные (безразмерные значения) на 2.5 и 0.7 для первого и второго 500-летнего интервала (серый цвет) соответственно.

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.

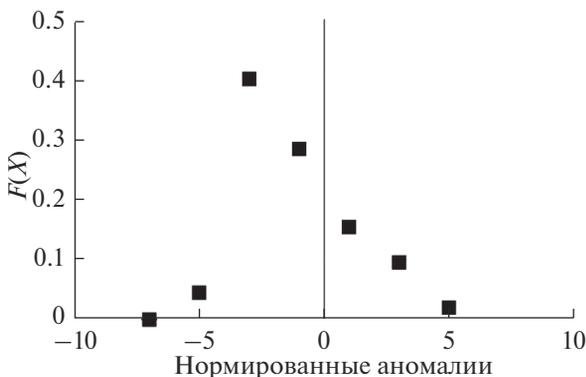


Рис. 5. Эмпирическая гистограмма нормированных аномалий волжского стока (рис. 4), безразмерные значения.

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)² соответственно, так что $\sigma_q^2 = 0.007$ (м/год)². 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 mri_PI логично принять $\lambda = 0.01$ 1/год, а во вторые ~ 500 лет возьмем среднее значение между λ_2 и λ_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/λ характеризует дисперсию: $D = \tau_q \sigma_q^2$ (см. формулу (5)), $\xi = -5$ м и $\eta = 0$ м – точки “переломов” гипсометрической кривой; значения λ , 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 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 (~ 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 CO₂ // *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.

УДК 556.048

ДИНАМИКО-СТОХАСТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ МНОГОЛЕТНИХ КОЛЕБАНИЙ УРОВНЯ КАСПИЯ В ПАЛЕОВРЕМЕНИ (14–4 тыс. лет до н. э.)¹

© 2021 г. А. В. Фролов*

Институт водных проблем РАН, Москва, 119333 Россия

**e-mail: anatolyfrolov@yandex.ru*

Поступила в редакцию 01.04.2021 г.

После доработки 28.05.2021 г.

Принята к публикации 31.05.2021 г.

Рассмотрена оценка влияния положительной обратной связи в механизме колебаний уровня Каспийского моря на многолетний уровенный режим. Исследование проводилось на основе усовершенствованной динамико-стохастической модели колебаний уровня, учитывающей пространственную неоднородность испарения с акватории моря. Испарение с мелководий Каспия рассматривается как сумма детерминистической и стохастической компонент. Для предположительных условий палеовремени получена плотность распределения вероятности уровня Каспия как решение стационарного уравнения Фоккера–Планка–Колмогорова. Дополнительно проведено имитационное моделирование колебаний уровня Каспия методом Монте-Карло, подтвердившее аналитические результаты. При некоторых реальных предположениях, принятых при моделировании, многолетние колебания уровня Каспия могут иметь нестационарный характер при стационарном климате. Основным результатом исследования – вывод о необходимости учета нелинейной зависимости испарения от уровня Каспия не только при палеоклиматических реконструкциях, но и при перспективных оценках будущего режима уровня моря.

Ключевые слова: колебания уровня Каспийского моря, уравнение Фоккера–Планка–Колмогорова.

DOI: 10.31857/S0321059621060055

ВВЕДЕНИЕ

Данные по уровенному режиму озер, прямые и косвенные, представляют собой ценный источник информации при исследовании проблемы изменения климата на масштабах от десятков до тысяч лет. Климатические условия, формирующие водный баланс озер на достаточно длительных масштабах времени от десятков до тысяч лет, отражаются на колебаниях уровней, идентифицируемых по составу донных и береговых отложений (наличие пыльцы растений, ракушек), геоморфологическим характеристикам чаши водоемов, археологическим памятникам на побережье и другим параметрам. Физически очевидная (но не всегда однозначная) связь климатических условий на территории бассейна озера, водного

баланса и изменения уровня воды в озерах дает возможность для реконструкции климатических характеристик в палеовремени.

Зависимость водного баланса озера от климата дает возможность оценить климатические условия в бассейне водоема по уровню и площади поверхности озер. На основе анализа возможных вариантов водного баланса оз. Чад и зависимости площади зеркала озера от уровня получены оценки среднемноголетних осадков, выпавших на озерный бассейн в палеовремени [32]. Исследования изменений уровней озер дают возможность оценить также характер межгодовой “внутриклиматической” и многолетней климатической изменчивости, что способствует выявлению причины прошлых колебаний уровней озер [31]. Изучение закономерностей колебаний уровней озер применяется для реконструкции глобальной атмосферной циркуляции в палеовремени и для сценарно-прогностических оценок уровенного режима озер будущем [4, 6, 29, 31, 37–39].

В многочисленных исследованиях палеоклимата на основе данных о колебаниях уровней озер

¹ Работа выполнена в рамках Государственного задания ИВП РАН в части имитационного моделирования уровенного режима Каспия (тема 0147-2019-0001, государственная регистрация АААА-А18-118022090056-0) и при финансовой поддержке РФФИ в части построения усовершенствованной нелинейной динамико-стохастической модели колебаний уровня Каспия в палеовремени (проект 19-17-00215).

неявно принималось, что причиной природных изменений уровней естественных водоемов всегда являются изменения климата. На этом основании при наличии соответствующих признаков, свидетельствующих об изменении уровней озер, делались выводы о климатических изменениях. Нестационарность уровня озера ставилась в однозначное соответствие нестационарности климата, что было вполне обоснованно во многих случаях. Однако возникает вопрос: возможна ли ситуация, в которой при стационарном климате колебания уровня представляют собой нестационарный процесс вследствие особенности механизма формирования уровня водоема? В более общей формулировке представляется полезным оценить участие в значительных изменениях уровня озера не только климатического воздействия, но и особенностей механизма формирования уровня озера.

ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ

Целью данного исследования была оценка возможного вклада механизма колебаний уровня Каспия в значительные, измеряемые десятками метров, изменения уровня моря, происходившие в палеовремени. Автор попытался ответить на вопрос: большие колебания уровня Каспия в палеовремени вызывались только климатическими изменениями водного баланса моря, или существовала дополнительная возможность воздействия внутреннего механизма формирования уровня моря? В данной работе исследовался режим колебаний уровня Каспия в интервале 14–4 тыс. лет до н. э.

Для реализации поставленной цели была разработана усовершенствованная динамико-стохастическая модель многолетних колебаний уровня Каспия. В этой модели испарение рассматривалось отдельно для двух частей моря – мелководной (в основном Северный Каспий) и глубоководной (Средний и Южный Каспий). Для использования этой модели необходимая информация о водном балансе, уровне и морфометрии моря взята из [1, 2, 7, 11, 15–20, 36].

ОСОБЕННОСТИ МОРФОМЕТРИИ КАСПИЯ, УЧИТЫВАЕМЫЕ ДЛЯ МОДЕЛИРОВАНИЯ ЕГО УРОВЕННОГО РЕЖИМА

Морфометрические характеристики Каспийского моря, в том числе картосхемы акватории Каспия в палеовремени, представлены в работах [8, 11, 17]. Каспийское море имеет уникальную морфометрическую особенность – значительную площадь мелководий по отношению ко всей площади акватории. В рамках данного исследования под мелководьями на Каспии будем понимать участки акватории с глубиной до 40–50 м, что для

глубоководной части моря составляет примерно половину деятельного слоя, равного 100 м [18]. По данным [8], при отметке –28.0 м в Балтийской системе (БС) площадь Северного Каспия, имеющего среднюю глубину 4.4 м, ~90 тыс. км², что составляет 24.3% площади всего моря. Ветровое перемешивание при скорости ветра >7 м/с достигает глубины 10 м, т. е. охватывает практически весь Северный Каспий. Глубоководная часть моря также имеет прибрежные мелководья, площадь которых оценивается в ~30 тыс. км². К мелководьям моря следует отнести зал. Кара-Богаз-Гол, имеющий при уровне –28.0 м БС среднюю глубину 5–7 м и площадь ~20 тыс. км².

При некоторых условиях, например в отсутствие положительной обратной связи в механизме колебаний уровня и монотонно возрастающей площади акватории, равновесная площадь находится единственным образом.

Если зависимость площади акватории моря аппроксимируется линейной функцией

$$F(h) = a + bh, \quad (1)$$

средний объем (математическое ожидание) притока и слоя испарения равны \bar{v}^+ и \bar{e} соответственно, то равновесная площадь F^* водоема такова:

$$F^* = \frac{\bar{v}^+}{\bar{e}} = F(h^*), \quad (2)$$

где h^* – равновесная отметка уровня. Для относительно небольших диапазонов колебаний уровня $F(h^*)$ аппроксимируется степенной функцией 2–3-го порядка. Зависимость (2) часто используется для сценарных оценок средних величин основных компонент водного баланса Палеокаспия – суммарного речного притока и эффективного испарения – в виде равенства $\bar{v}^+ = F(h^*)\bar{e} = F^*\bar{e}$, в случаях, когда испарение не зависит от уровня (например, в [1, 17, 20]).

На рис. 1 приведены картосхема положения береговых линий во время позднехвалынской трансгрессии и космический снимок Каспия и части его бассейна.

Сопоставление возможных границ береговой линии при позднехвалынской трансгрессии Каспия на картосхеме и рельефа морского побережья на космическом снимке моря и его бассейна (рис. 1а, 1б) наглядно иллюстрирует возможность увеличения площади мелководного Северного Каспия при повышении уровня от –30 м до 0...+10 м БС. Залитые водой плоские равнины Прикаспийской низменности значительно увеличивают площадь мелководий – Северный Каспий увеличивается в ~3 раза, до 270 тыс. км² (с использованием данных из [8, 11]).

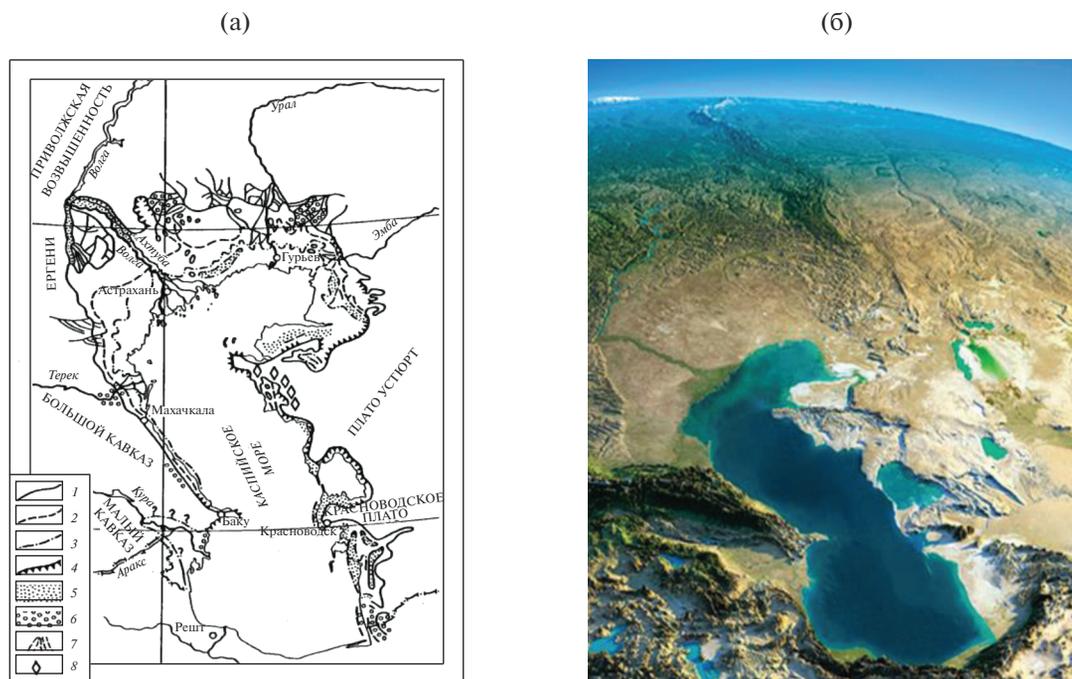


Рис. 1. а – картосхема распространения позднехвалынской трансгрессии – по [11], б – космический снимок Каспия. Береговые линии на (а): 1 – максимальной стадии 0–2 м БС, 2 – сарматской стадии 10–12 м, 3 – на высотах –16...–17 м, 4 – абразионные берега, 5 – береговые аккумулятивные формы, 6 – позднехвалынские дельты и прибрежно-аллювиальные равнины, 7 – врезанные дельты, 8 – риссовые берега. Фото с сайта Instagram:com/p/CAZ5SGtAn56.

Суммарная площадь глубоководных частей Каспия – Среднего и Южного – в диапазоне уровней воды в море –28.0...–24.0 м БС при изменении уровня на 1 м меняется в среднем на 1.5 тыс. км² [8], что почти в 10 раз меньше соответствующей характеристики для Северного Каспия: $b_{NC} = 12.5$ тыс. км²/м. Другими словами, демпфирование колебаний уровня бессточного моря почти полностью обусловлено влиянием переменности площади Северного Каспия. Поэтому в первом приближении можно допустить, что площадь глубоководного Каспия при колебаниях уровня выше –30.0 м остается постоянной, величину b_{MSC} будем включать в b_{NC} , тем самым учитывая, хотя и незначительное, но реальное демпфирующее влияние переменности суммарной площади Среднего и Южного Каспия на колебания уровня моря. Для оценки b_{NC} в интересующем диапазоне (–30.0 ... +10.0 м БС) использована гипсографическая зависимость, приведенная в работе [17]. В соответствии с этими данными, $b_{NC} = 9.6 \approx 10$ тыс. км²/м. Заметим, что включение Кара-Богаз-Гола в мелководья моря увеличивает их площадь, но при уровне выше ~ -26 м БС практически не влияет на приращение площади мелководий всего Каспия с подъемом уровня, поскольку у залива обрывистые, приближенно “вертикальные” берега.

В системе координат с нулевой отметкой при –30.0 м БС линейная аппроксимация зависимости площади всей акватории Каспия от уровня имеет следующий вид:

$$F(h) = F_d + F_s(h) = (410 + 10h) \text{ тыс. км}^2, \quad (3)$$

площадь мелководий $F_s(h) = (120 + 10h)$ тыс. км², площадь глубоководной части акватории $F_d = \text{const} = 290$ тыс. км².

На рис. 2 изображены графики зависимости площади Каспия от его уровня, построенного по современным данным [17], и линейной аппроксимации этой зависимости для диапазона 0–40 м (или –30...+10 м БС). Заметим, что небольшое расхождение между площадью Каспия для уровня –30.0 м БС по данным [17] и площадью моря по формуле (30) для данного исследования не имеет значения, поскольку рассматриваются колебания уровня моря существенно выше указанной отметки уровня.

Из (1) следует, что в рамках этой аппроксимации зависимости площади всего Каспия от уровня при отметках 10 и 20 м в принятой автором статьи новой системе координат (–20.0 и –10 м БС соответственно) следующие: $F(h) = (120 + 10 \times 10) + 290 = 510$ тыс. км² и $F(h) = (120 + 10 \times 20) + 290 = 610$ тыс. км², что близко

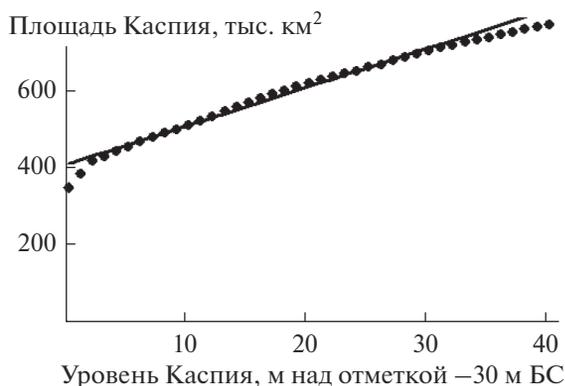


Рис. 2. Зависимость площади Каспия от уровня: точки — по данным [17], линия — аппроксимация $F = 410 + 10h$ (тыс. км²).

к площадям 511.7 и 621.0 тыс. км² соответственно по [17].

С увеличением общей площади Каспия роль мелководий Северного Каспия (в совокупности с другими мелководьями) в механизме колебаний уровня возрастает за счет увеличения объемов испарения. При уровне -10.0 м БС площадь мелководий Каспия составляет 320 тыс. км², т. е. $\sim 52\%$ всей площади моря. Такое соотношение между общей площадью Каспия и площадью его мелководий — исключение по отношению к другим крупным естественным водоемам и существенным образом влияет на формирование уровенного режима моря.

ПРИХОДНАЯ ЧАСТЬ ВОДНОГО БАЛАНСА КАСПИЯ

Для исследования закономерностей многолетних колебаний уровня бессточного Палеокаспия необходимо использование адекватных моделей суммарного речного притока в море, испарения и осадков по акватории. Принятые в данном исследовании предположения о водном балансе Каспия в палеовремени опираются на современные представления об относительной роли каждой компоненты баланса в формировании колебаний уровня моря. Подземный приток в Каспий можно принять нулевым, принимая во внимание незначительность современной оценки его величины — 1–1.5% суммарного речного притока. Современный суммарный речной приток в море на 80–85% образует сток р. Волги; предполагается, что примерно такая пропорция была и в прошлом [17, 20, 36]. Автор настоящей статьи использует представление водного баланса Каспия с приходной частью в виде суммы v^+ объемов речного притока q и осадков p на акваторию, $v^+ = q + p$.

Расходная часть в этом случае представляет собой “чистое” физическое испарение. Такой подход позволяет более корректно использовать зависимость испарения от уровня воды в море.

Колебания уровня Каспия в настоящем исследовании моделируются для интервала 14–4 тыс. лет до н. э. Причина такого выбора — значительное изменение равновесных отметок уровня, относительно которых происходили колебания уровня в течение (примерно) первой и второй половины указанного интервала. Относительно устойчивый режим колебаний уровня Каспия в окрестности отметки -10 м БС в первой части интервала (14–9 тыс. лет до н. э.) перешел в примерно в такой же режим, но уже относительно -20 м БС (9–4 тыс. лет до н. э.).

Таким образом, в соответствии с [1], произошло значительное и почти “ступенеобразное” (на ~ 10 м) снижение среднего уровня, причиной которого предполагаются климатические изменения. В рамках данной статьи исследуется вопрос: возможны ли такого рода изменения уровня при неизменном климате вследствие особенностей механизма формирования уровенных колебаний?

Статистические параметры осадков, выпадающих на акваторию Каспия в палеовремени, в силу отсутствия иной возможности принимаем аналогичными современным оценкам. Современный средний слой осадков оценивается величиной 0.2 м/год [2], коэффициент вариации ~ 0.2 , площадь морской акватории для палеовремени примем ~ 510 тыс. км² [17]. Следовательно, средний объем осадков ~ 100 км³/год, дисперсия объема осадков оценивается величиной ~ 400 (км³/год)². Среднюю величину и коэффициент вариации S_V речного притока принимаем равными 410 км³/год и 0.2 соответственно, что близко к характеристикам [2, 20]. Отсюда дисперсия речного притока $q \sim 6700$ (км³/год)². Среднее суммарное поступление воды $\bar{v}^+ = \bar{q} + \bar{p}$ в Каспий с речным притоком q и осадками p на морскую акваторию оценивается величиной ~ 510 км³/год. В предположении, что речной приток и осадки на акваторию взаимно независимы, дисперсия $\sigma_{v^+}^2$ процесса $v^+ \sim 7100$ (км³/год)². Допустимость принятого предположения основана на удаленности районов формирования речного стока на водосборе Каспия от акватории, на которую выпадают осадки; к тому же отсутствуют сколь-либо обоснованные предположения о физическом механизме возможной зависимости этих процессов.

Принятым средним величинам суммарного поступления воды в Каспий и площади его акватории соответствует слой испарения ~ 1.0 м, что

Таблица 1. Испарение с акватории Каспийского моря [16] и морфометрические характеристики моря [7] (при отметке уровня –28.0 м БС)

Характеристика	Северный Каспий	Средний Каспий	Южный Каспий	Все море
Испарение, см/год	101	81	103	101
Средняя глубина, м	4.4	192	345	208
Площадь, тыс. км ²	90.1	137.8	148.5	376.3

следует из несколько расширенной трактовки результатов, приведенных в [17].

ИСПАРЕНИЕ С АКВАТОРИИ КАСПИЙСКОГО МОРЯ

На возможность зависимости испарения от уровня моря обращено внимание в [9]. Исчерпывающим доказательством влияния уровня моря (глубины моря) на испарение с акватории Каспия служат результаты исследований [16], приведенные в табл. 1.

Слой испарения с Северного Каспия превышает на 20% слой испарения с расположенного южнее Среднего Каспия и почти равен слою испарения с Южного Каспия.

Согласно современным данным, практически совпадающими с данными [16], многолетняя норма годового испарения со всего моря равна 0.97 м, коэффициент вариации можно принять 0.2, отсюда дисперсия ~ 0.038 (м/год)² [2]. Заметим, что эта оценка дисперсии испарения по всей акватории учитывает действие обеих компонент испарения – стохастической и детерминистической; при этом стохастическая компонента относится ко всей акватории Каспия – мелководной и глубоководной ее частям.

Для построения модели испарения с акватории Каспия в палеовремени примем следующие предположения. Во-первых, испарение с глубоководной части будем считать состоящим из двух компонент – основной, постоянной величины и некоторой стохастической компоненты, отражающей случайный характер изменения условий испарения – изменения температуры воздуха и воды, скорости ветра и т.п. Предполагается также, что и в испарении с мелководной части Каспия присутствует стохастическая компонента, при этом обе стохастические компоненты допускают объединение в одну, действующую по всей акватории. В этом случае слой испарения со всей акватории можно записать в следующем виде:

$$e(h, t) = \frac{e_{\text{det}}(h)F_s(h) + F_d\bar{e}}{F(h)} + e_{\text{stoch}}(t), \quad (4)$$

где $e_{\text{stoch}}(t)$ – стохастическая компонента; $e_{\text{det}}(h)$ – испарение, зависящее от уровня (глубины) мелководья Каспия, детерминистическая компонента;

\bar{e} – слой испарения с глубоководной части моря; $F(h)$ и $F_s(h)$ – зависимости всей площади акватории и площади мелководий от уровня воды в море соответственно; $F_d = \text{const}$ – площадь поверхности глубоководного моря, принимаемая постоянной; t – время, годы.

За величину \bar{e} испарения с глубоководной части Каспия берем современную оценку среднего испарения со всей морской акватории [16] с округлением: $\bar{e} \sim 1.0$ м/год. Среднее стохастической компоненты естественно считать равным нулю, ее дисперсия принималась равной $\sim 5.6 \times 10^{-3}$ (м/год)² с учетом того, что дисперсия испарения со всей акватории моря, полученная по модели автора, должна быть близкой к соответствующей современной оценке. Отметим, что $e_{\text{det}}(h)$ представляет собой функцию случайной величины – уровня h ; следовательно, она также является случайной величиной.

Зависимость $e_{\text{det}}(h)$ испарения от уровня (глубины) моря принималась с учетом следующих соображений.

Во-первых, эта функция – положительная, монотонно убывающая, максимальная при малых глубинах моря и минимальная – при больших глубинах.

Во-вторых, желательно, чтобы функция $e_{\text{det}}(h)$ имела вид, позволяющий получить аналитическое решение уравнения Фоккера–Планка–Колмогорова. Для этого использована нелинейная зависимость

$$e_{\text{det}}(h) = -m \arctg[n(h - C)] + D, \quad (5)$$

где $m = 0.147$ м/год, $n = 0.4$ м⁻¹, $C = 14.65$ м и $D = 0.84$ м/год – числовые коэффициенты (рис. 3).

При низком уровне воды северная граница акватории Северного Каспия сдвигается на Ю, слой испарения с мелководий глубиной до ~ 10 м достигает значительной величины – 1.04 м/год, что близко к среднему испарению – 1.03 м/год с Южного Каспия в (табл. 1). Испарение с мелководий глубиной > 20 м уменьшается до 0.63 м/год. При принятой зависимости (5) максимальные градиенты уменьшения слоя испарения с увеличением глубины Северного Каспия приходятся на интервал отметок 10–20 м (–20...–10 м БС).

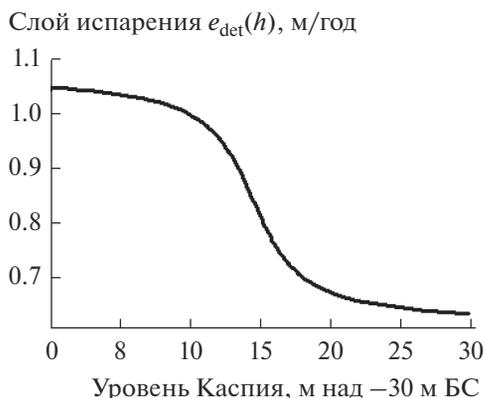


Рис.3. Зависимость слоя испарения $e_{\text{det}}(h)$ с мелководной части Каспия от глубины (уровня) моря.

МОДЕЛИРОВАНИЕ МНОГОЛЕТНИХ КОЛЕБАНИЙ УРОВНЯ КАСПИЯ КАК ДИНАМИКО-СТОХАСТИЧЕСКОЙ СИСТЕМЫ

Впервые такой подход к моделированию колебаний уровня бессточного Каспия был предложен С.Н. Крицким и М.Ф. Менкелем [9] и далее разрабатывался ими в ряде работ. Дальнейшее развитие представлений о колебаниях уровня Каспия как о выходном процессе динамико-стохастической системы получило в исследованиях С.В. Музыкаева [14, 15], В.Е. Привальского [25], М.Г. Хубляряна и В.И. Найденова [26], В.Н. Малинина [12, 13], А.В. Фролова [22–24, 27]. За рубежом уровенный режим бессточных озер исследовался на основе принципов динамико-стохастического моделирования в работах [28, 33, 35] и др. В исследованиях уровенного режима озер в палеовремени обычно применяются детерминированные модели в виде уравнений водного баланса, не имеющих стохастической компоненты ([31, 34] и др.).

Современные представления о механизме колебаний уровня Каспийского моря изложены в работах [23, 24]. Для моделирования колебаний уровня Каспия применяются методы неравновесной статистической механики ([3, 5, 7, 14, 21, 25] и др.).

В зависимости от диапазона колебаний уровня Каспия возможны два основных вида динамико-стохастических моделей, различающихся по составу обратных связей в механизме колебаний уровня моря. При колебаниях уровня ниже ~ -30 м БС (что означает отсутствие оттока морской воды в зал. Кара-Богаз-Гол и практически исчезновение мелководного Северного Каспия) действует только одна, отрицательная обратная связь, образуемая зависимостью $F(h)$ площади поверхности моря от уровня. В диапазоне колебаний уровня $-31 \dots -26$ м БС число обратных связей макси-

мально: две – отрицательные, вызванные морфометрической зависимостью $F(h)$ и гидравлической зависимостью $v^-(h)$ оттока v^- из моря в зал. Кара-Богаз-Гол от уровня моря; одна – положительная, образованная зависимостью слоя испарения $e(h)$ от уровня (глубины моря на мелководье). Отрицательные обратные связи демпфируют колебания уровня, уменьшают амплитуду этих колебаний, положительная обратная связь действует противоположным образом, дестабилизируя уровенный режим. Заметим, что при уровне Каспия > -26.0 м БС, когда зависимость оттока морской воды в Кара-Богаз-Гол перестает демпфировать колебания уровня, залив превращается в мелководную часть моря, вносящую свой вклад в механизм колебаний уровня посредством зависимости испарения от глубины залива. В настоящем исследовании рассмотрены колебания уровня Каспия выше этой отметки, поэтому море рассматривается как бессточный водоем. Кроме общепринятой системы отметок БС, используем систему отсчета, в которой нулевая отметка соответствует -30.0 м БС.

ОСНОВНЫЕ УРАВНЕНИЯ И СООТНОШЕНИЯ

Многолетние колебания уровня бессточного Каспия описываются уравнением водного баланса моря:

$$\frac{dh(t)}{dt} = \frac{\bar{v}^+(t)}{F(h)} - \frac{e_{\text{det}}(h)F_s(h) + F_d\bar{e}}{F(h)} + \frac{\tilde{v}^+(t)}{F(h)} - e_{\text{stoch}}, \quad (6)$$

где h – уровень воды в Каспии, $v^+(t) = \bar{v}^+ + \tilde{v}^+(t)$ – приходная часть водного баланса, образованная суммой речного притока и осадков на акваторию моря; \bar{v}^+ – среднее притока, $\tilde{v}^+(t)$ – флюктуации притока относительно среднего \bar{v}^+ ; $e_{\text{det}}(h)$ и e_{stoch} – испарение, зависящее от уровня, и стохастическая компонента в испарении со всей акватории соответственно; \bar{e} – средняя величина испарения с глубоководной части моря; $F(h)$, $F_s(h)$, $F_d = \text{const}$ и t определены ранее при (3).

В качестве моделей $\tilde{v}^+(t)$ и $e_s(t)$ используем авторегрессионные процессы (например, [6, 14]):

$$\frac{d\tilde{v}^+(t)}{dt} = -\gamma_v \tilde{v}^+(t) + w_1(t), \quad (7)$$

$$\frac{de_s(t)}{dt} = -\gamma_e e_s(t) + w_2(t), \quad (8)$$

где $\gamma_v = -\ln r_v$, $\gamma_e = -\ln r_e$, r_v и r_e – коэффициенты автокорреляции процессов $\tilde{v}^+(t)$ и $e_s(t)$ соответственно; $w_{(i)}$ ($i = 1, 2$) – белые шумы с известными математическими ожиданиями $\langle w_{(i)} \rangle$ и ковариаци-

ционными функциями $R_{(i)}(\tau) = D_2^{(i)}\delta(\tau)$, $i = 1, 2$; $D_2^{(i)}$ – коэффициенты интенсивности соответствующих белых шумов $w_{(i)}$, $\delta(\tau)$ – дельта-функция Дирака.

Система стохастических дифференциальных уравнений (6)–(8) образует математическую модель многолетних колебаний уровня Каспия, позволяющую получить важнейшую характеристику уровенного режима – плотность распределения вероятности (ПРВ) уровня моря как решение уравнения Фоккера–Планка–Колмогорова (ФПК).

Уравнение (6) перепишем в виде

$$\frac{dh(t)}{dt} = f(h) + g(t), \quad (9)$$

где $f(t) = \frac{\bar{v}^+(t)}{F(h)} - \frac{e_{det}(h)F_s(h) + F_d\bar{e}}{F(h)}$, $g(t) = \frac{\tilde{v}^+(t)}{F(h)} -$

$- e_{stoch} \cong \frac{\tilde{v}^+(t)}{F^*} - e_{stoch}(t)$, F^* – площадь, в модели

с бимодальной ПРВ уровня близкая по величине к некоторой площади A , равной, например, половине суммы равновесных площадей моря.

Предполагается, что процессы $\tilde{v}^+(t)$ и $e_{stoch}(t)$ независимы и имеют одинаковые коэффициенты автокорреляции, так, что $g(t)$ рассматривается как белый шум. Стационарная плотность распределения уровня $p(h)$, отвечающая динамическому уравнению (9), находится как решение уравнения ФПК при граничных условиях нулевого потока вероятности [5, 21, 25] в следующем виде:

$$p(h) = \frac{C}{g(h)} \exp \left[\frac{2}{N_0} \int_h^h \frac{f(x)}{g^2(x)} dx \right],$$

где N_0 – коэффициент интенсивности белого шума $g(t)$; $N_0 = 4 \int_0^{\infty} k(\tau) d\tau$, где $k(\tau)$ – ковариационная функция процесса $g(t)$; C – нормировочный коэффициент, определяемый из условия $\int_0^{+\infty} p(h) dh = 1$.

РЕЗУЛЬТАТЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ КОЛЕБАНИЙ УРОВНЯ КАСПИЯ

Зависимость суммарного объема испарения $E(h) = e_{det}F_s(h) + \bar{e}F_d$ с мелководной и глубоководной частей акватории Каспия от уровня моря h приведена на рис. 4.

Абсциссы точек пересечения линии зависимости $E(h)$ и прямой 2 – среднего объема притока в море – представляют собой отметки равновесных уровней: $S1$ и $S2$ – устойчивых, близких к 10 и 20 м

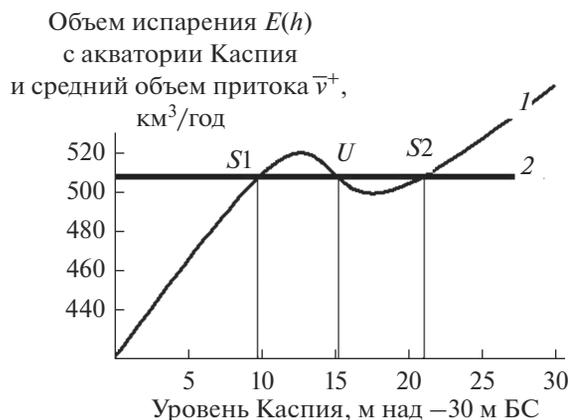


Рис. 4. 1 – зависимость суммарного объема испаряемой воды $E(h) = e_{det}(h)F_s(h) + F_d\bar{e}$ с акватории всего Каспия от уровня моря; 2 – средний объем притока в море; $S1$ и $S2$ устойчивые равновесные уровни; U – неустойчивый равновесный уровень Каспия.

(–20 и –10 м БС), и U – неустойчивого, ~15 м (–15 м БС). Рис. 4 дает основания предположить возможную бимодальность ПРВ уровня. Однако наличие двух устойчивых уровней есть условие необходимое, но не достаточное для бимодальности ПРВ уровня Каспия [23]. Существование бимодальности ПРВ уровня моря зависит, в частности, от средней величины притока, дисперсий притока и стохастической компоненты испарения, градиента уменьшения слоя испарения с увеличением глубины. В предложенной модели колебаний уровня Каспия все перечисленные параметры, имеющие вполне правдоподобные величины, допускают существование бимодальной ПРВ уровня моря.

Стационарная ПРВ уровня моря, полученная на основе уравнения ФПК, приведена на рис. 5а. ПРВ имеет выраженный бимодальный характер, указывающий на тяготение колебаний уровня к окрестностям устойчивых уровней ~10 и ~22 м (~ –20 и ~ –8 м БС).

Дополнительно к получению ПРВ уровня Каспия на основе уравнения ФПК проведены расчеты на основе метода имитационного моделирования. Для этого использован дискретный (разностный) аналог стохастического дифференциального уравнения (6). Приток в море и испарение с глубоководной части Каспия моделировались процессами авторегрессии 1-го порядка с параметром 0.3, длина реализаций составляла 10^5 , что обеспечивало достаточную точность оценки параметров уровня.

Гистограмма, полученная по смоделированному имитационным методом ряду отметок уровня Каспия (рис. 5б), показывает удовлетворительное совпадение с ПРВ уровня моря, полученной как решение ФПК (рис. 5а). Это совпадение повышает надежность результатов моделирования.

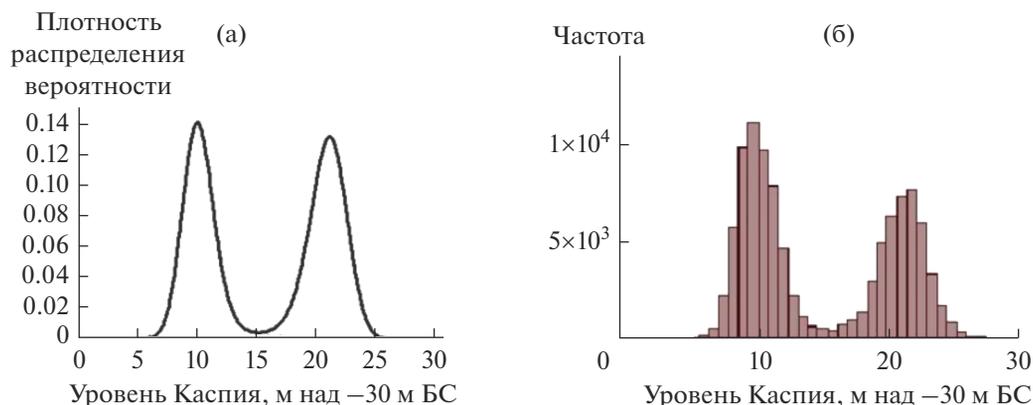


Рис. 5. а – плотность распределения вероятности уровня Каспия в соответствии с уравнением Фоккера–Планка–Колмогорова; б – гистограмма уровня Каспия, полученная методом имитационного моделирования на основе дискретного аналога дифференциального уравнения (6).

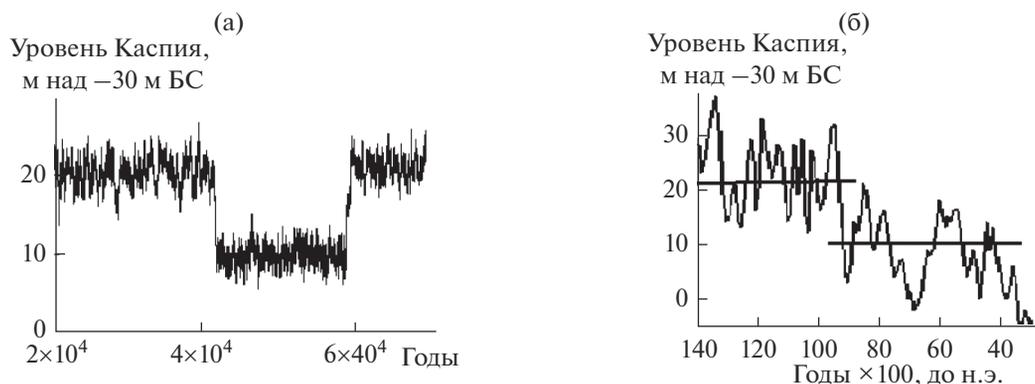


Рис. 6. а – фрагмент реализации смоделированного ряда уровней Каспия; б – изменения уровня Каспия в палеовремени (по данным из [1]).

На рис. 6а приведены фрагмент реализации уровня Каспия, полученной имитационным методом, и график хода уровня моря в палеовремени по [1]. Графики уровня Каспия на рис. 6а, 6б качественно похожи друг на друга, оба графика представляют фрагменты реализаций нестационарных процессов. Однако причины нестационарности уровня Каспия на рис. 6а, 6б различны. Нестационарность колебаний уровня, приведенного на рис. 6а, вызвана особенностью механизма формирования уровня в виде положительной обратной связи, образуемой нелинейной зависимостью испарения от уровня моря как “внутренней” причины. Климатические условия в данном случае предполагались стационарными в течение всего временного интервала моделирования, что реализуется в моделировании притока, осадков и стохастической компоненты испарения в виде стационарных авторегрессионных процессов. Нестационарность хода уровня на рис. 6б обусловлена нестационарностью климата, изменяющего водный баланс моря. Механизм колебаний

уровня в этом случае содержит только одну, отрицательную обратную связь, образованную переменностью площади акватории как функции уровня. В отсутствие положительной обратной связи возможен только один устойчивый равновесный уровень, отметка которого меняется в зависимости от климатически измененного водного баланса моря – внешней причины. Итак, причины нестационарности хода уровня на рис. 6 принципиально различны – на рис. 6а причина имеет внутренний характер, на рис. 6б – внешний, климатический.

ВЫВОДЫ

Предложена динамико-стохастическая модель многолетних колебаний уровня Каспия, впервые учитывающая пространственную неоднородность испарения с акватории моря.

В этой модели испарение с акватории Каспия моделируется суммой двух компонент – детерминированной функцией от уровня (глубины мел-

ководий) и стохастической компонентой, сформированной испарением с мелководной и глубоководной частей акватории. Эти особенности испарения представляются существенными. С физической точки зрения, введение стохастической компоненты означает, что на функциональную зависимость испарения от уровня накладывается случайное возмущение вследствие межгодового изменения температуры воздуха, ветровых полей и других процессов над морской акваторией. Поэтому детерминированная составляющая испарения с акватории может маскироваться действием случайной компоненты. Игнорирование особенности испарения с акватории Каспия может привести к ошибкам при расчетах уровня режима моря.

На основе разработанной модели получены доказательства возможного воздействия положительной обратной связи, образованной нелинейной зависимостью испарения от глубины моря, на колебания уровня Каспия. Показано, что изменение среднего уровня на ~ 10 м (от -20.0 до -10.0 м БС) 14–4 тыс. лет до н. э. для двух смежных интервалов времени теоретически может быть вызвано особенностью механизма колебаний уровня Каспия – нелинейной зависимостью $e_{\text{det}}(h)$ при неизменных статистических характеристиках притока. При некоторых вполне реальных предположениях, принятых автором при моделировании, многолетние колебания уровня Каспия могут иметь нестационарный характер при стационарном климате.

Нелинейность функции $e_{\text{det}}(h)$ имеет следствием бимодальность ПРВ уровня Каспия. Однако и в этом случае нелинейная зависимость испарения от глубины Каспия может влиять на колебания уровня моря, увеличивая его дисперсию.

Результат настоящего исследования указывает на возможность совместного влияния на уровень режим нелинейной зависимости испарения от уровня Каспия и климатических изменений водного баланса моря. Однако было бы некорректно трактовать полученный результат о возможности значительных изменений уровня Каспия только под влиянием нелинейности механизма уровня режима моря как альтернативу “климатического” объяснения таких изменений. Безусловно, природные изменения уровня Каспия на масштабах времени десятков, сотен и тысяч лет зависят от климата на водосборе моря.

Основной результат настоящего исследования – вывод о необходимости учета роли нелинейной зависимости испарения от глубины моря в формировании колебаний уровня Каспия не только при палеоклиматических реконструкциях, но и при перспективных оценках будущего режима уровня моря.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Варущенко С.И., Варущенко А.Н., Клиге Р.К.* Изменение режима Каспийского моря и бессточных водоемов в палеовремени. М.: Наука, 1987. 240 с.
2. Водный баланс и колебания уровня Каспийского моря. Моделирование и прогноз / Под ред. *Е.С. Нестерова*. М.: Триада лтд, 2016. 378 с.
3. *Голицын Г.С.* Статистика и динамика природных процессов и явлений // Сер. Синергетика. № 68. М.: КРАСАНД, 2013. 398 с.
4. *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.
5. *Демченко П.Ф., Кислов А.В.* Стохастическая динамика природных объектов. М.: ГЕОС, 2010. 189 с.
6. *Добровольский С.Г.* Климатические изменения в системе гидросфера–атмосфера М.: ГЕОС, 2002. 230 с.
7. *Долгонос Б.М.* Нелинейная динамика экологических и гидрологических процессов. М.: ЛИБРОКОМ, 2009. 440 с.
8. Каспийское море: Гидрология и гидрохимия / Отв. ред. *С.С. Байдин, А.Н. Косарев*. М.: Наука, 1986. 261 с.
9. *Крицкий С.Н., Коренистов Д.В., Раткович Д.Я.* Колебания уровня Каспийского моря. М.: Наука, 1975. 157 с.
10. *Крицкий С.Н., Менкель М.Ф.* Некоторые положения статистической теории колебаний уровней естественных водоемов и их применение к исследованию режима Каспийского моря // Тр. Первого совещания по регулированию стока. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1946. С. 76–93.
11. *Леонтьев О.К., Маев Е.Г., Рычагов Г.И.* Геоморфология берегов и дна Каспийского моря. М.: Изд-во МГУ, 1977. 208 с.
12. *Малинин В.Н.* Проблема прогноза уровня Каспийского моря. СПб.: Изд-во РГГМИ, 1994. 160 с.
13. *Малинин В.Н., Гордеева С.М., Гурьянов Д.В.* Малопараметрическая модель увлажнения Северо-Западного региона России для условий современных изменений климата // Уч. зап. РГГМУ. 2014. № 36. С. 35–49.
14. *Музылев С.В.* Теоретико-вероятностный анализ колебаний уровней бессточных водоемов // Вод. ресурсы. 1980. № 5. С. 21–40.
15. *Музылев С.В., Привальский В.Е., Раткович Д.Я.* Стохастические модели в инженерной гидрологии. М.: Наука, 1982. 184 с.
16. *Панин Г.Н.* Испарение и теплообмен Каспийского моря. М.: Наука, 1987. 88 с.
17. *Панин А.В., Селезнева Е.В.* Воднобалансовые характеристики Палеокаспия на основе новой гипсографической кривой // Теоретические проблемы современной геоморфологии, теория и практика изучения геоморфологических систем. Материалы XXXI Пленума Геоморфологической комиссии РАН. Ч. I. Астрахань: Техноград, 2011. С. 77–82.
18. *Проект “Моря”.* Гидрометеорология и гидрохимия морей. Т. VI. Каспийское море. Вып. 1. Гидрометеорологические условия / Под ред. *Ф.С. Терзи-*

- ева, А.Н. Косарева, А.А. Керимова. СПб.: Гидрометеоздат, 1992. 358 с.
19. Рычагов Г.И. К методике геоморфологических исследований (геоморфологические уроки Каспия) // Вест. МГУ. Геоморфология. 2019. № 4. С. 27–39.
 20. Сидорчук А.Ю., Панин А.В., Борисова О.Л. Речной сток на восточно-европейской равнине за последние 20 тысяч лет и проблема изменения уровней южных морей // Вопр. географии. Сб. 145. М.: Изд. дом “Кодекс”, 2018. С. 144–167.
 21. Тихонов В.И., Миронов М.А. Марковские процессы. М.: Сов. радио, 1977. 488 с.
 22. Фролов А.В. Динамико-стохастические модели многолетних колебаний уровня проточных озер. М.: Наука, 1985. 103 с.
 23. Фролов А.В. Моделирование многолетних колебаний уровня Каспийского моря: теория и приложения. М.: ГЕОС, 2003. 174 с.
 24. Фролов А.В. Сценарные прогнозы колебаний уровня Каспия с учетом климатических и техногенных воздействий на водный баланс моря // Океанологические исследования. 2019. Т. 47. № 5. С. 130–148.
 25. Хорстемке В., Лефевр Р. Индуцированные шумом переходы. М.: Мир, 1987. 397 с. (Пер. с англ.)
 26. Хублярян М.Г., Найденов В.И. О тепловом механизме колебаний уровня водоемов // ДАН СССР. 1991. Т. 319. № 6. С. 1438–1444.
 27. Frolov A.V. The Caspian Sea as Stochastic Reservoir // Hydrological Models for Environmental Management / Eds M. Bolgov, L. Gottschalk, I. Krasovskaya, R. Moore. Dordrecht; Boston; London: Kluwer Acad. Publishers, 2002. P. 91–108.
 28. Gates D.G., Diesendorf M. On the fluctuations in levels of closed lakes // J. Hydrol. V. 33. № 3/4. 1977. P. 267–285.
 29. Harrison S.P., Metcalfe S.E. Variations in Lake Levels during the Holocene in North America: An Indicator of Changes in Atmospheric Circulation Patterns // Géographie physique et Quaternaire. 1985. V. 39(2). P. 141–150.
<https://doi.org/10.7202/032598ar>
 30. Harrison S.P., Saarse L., Digerfeldt G. Holocene changes in lake levels as climate proxydata in Europe // Paleoklimaforsch. 1991. V. 6. P. 159–170.
 31. Huybers K., Rupper S., Roe G.H. Response of closed basin lakes to interannual climate variability // Climate Dynamics. 2016. V. 46. P. 3709–3723.
 32. Kutzbach J.E. Estimates of past Climate at Paleolake Chad, North Africa, Based on a Hydrological and Energy-Balance Model // Quaternary Res. 1980. V. 14. P. 210–223.
 33. Langbein W.B. Salinity and Hydrology of Closed Lakes // U.S. Govt. Print. Off. 1961. P. 1–25.
 34. Mason I.M., Guzkowska M.A.J., Rapley C.G., Street-Perrott F.A. The response of lake levels and areas to climatic change // Climatic Change. 1994. V. 27. P. 161–197.
 35. Mohammed I.N., Tarboton D.G. On the interaction between bathymetry and climate in the system dynamics and preferred levels of the Great Salt Lake // Water Resour. Res. 2011. V. 47. W02525.
<https://doi.org/10.1029/2010WR009561>
 36. Semenov V.A., Nikitina N.G., Mokhov I.I. Atlantic Multidecadal Variability and hydrological cycle in the Caspian Sea watershed // Res. Activities Atmos. Ocean. Modelling. Rep. № 43. WCRP Rep. № 10. 2013. P. 7.15–7.16.
 37. Street-Perrott F.A., Marchand D.S., Roberts N., Harrison S.P. Global lake-level variations from 18000 to 0 Years Ago: a palaeoclimatic analysis. US Dept. Energy. Under contract № DE-FG02-85ER60304. 1989. Sept. P. 213.
 38. Vuglinsky V., Kuznetsova M. The World’s Largest Lakes Water Level Changes in the Context of Global Warming // Natural Resour. 2019. V. 10. P. 29–46.
<https://doi.org/10.4236/nr.2019.102003>
 39. Woolway R.I., Kraemer B.M., Lenters J.D., Merchant C.J., O’Reilly C.M., Sharma S. Global lake responses to climate change // Nature Rev. Earth Environ. 2020. V. 1. P. 388–403.

ОЦЕНКА ГОДОВОГО СТОКА ВОЛГИ В ПОЗДНЕЛЕДНИКОВЬЕ ПО ДАННЫМ О РАЗМЕРАХ ПАЛЕОРУСЕЛ¹

© 2021 г. А. Ю. Сидорчук^{а, *}, В. Ю. Украинцев^{б, с}, А. В. Панин^{б, с}

^аМосковский государственный университет им. М.В. Ломоносова,
географический факультет, Москва, 199911 Россия

^бИнститут географии РАН, Москва, 119017 Россия

^сИнститут водных проблем РАН, Москва, 119333 Россия

*e-mail: fluvial05@gmail.com

Поступила в редакцию 01.04.2021 г.

После доработки 19.05.2021 г.

Принята к публикации 24.05.2021 г.

Крупные палеоруслу, повсеместно встречающиеся на поймах и террасах рек бассейна Волги, служат индикатором заметного возрастания речного стока в прошлом и могут использоваться для оценки палеорасходов воды с помощью морфометрических зависимостей. В статье развивается ранее предложенная методика количественной оценки палеостока. На основе усовершенствованной методики проведена оценка стока в период формирования больших палеорусел (18–13 тыс. лет назад) для более 120 малых бассейнов. Путем интерполяции по площади получены карты слоя годового палеостока для бассейна Волги. Реконструированное поле речного стока в позднеледниковье характеризуется зональностью, близкой к современной: максимальный слой стока (до 450–550 мм) наблюдался на Верхней Волге и в верховьях бассейна Камы, минимальный (100–200 мм) – на Нижней Волге. В крупных частях бассейна Волги сток превышал современный в 1.5–1.9 раза. Для всего бассейна Волги получена величина годового стока 420 км³. Этого объема достаточно, чтобы поддерживать уровень Каспия на отметках максимума хвалынской трансгрессии (~+48 м абс.) при условии, что величина эффективного испарения (испарение минус осадки) на акватории была на четверть ниже современной (~550 мм – без учета возможного ледникового стока, ~600 мм – с учетом).

Ключевые слова: палеогидрология, морфометрические зависимости, макроизлучины рек, палеогеографические аналоги, Каспийское море, хвалынская трансгрессия.

DOI: 10.31857/S0321059621060171

ВВЕДЕНИЕ

На речных поймах и низких террасах равнин Северного полушария, особенно Восточно-Европейской и Западно-Сибирской, сохранились многочисленные фрагменты больших палеорусел, образованных в конце последней ледниковой эпохи [15, 42]. Эти палеоруслу являются объектом палеогидрологии, их геометрия используется для реконструкции гидрологических характеристик потоков, которые образовали большие палеоруслу [21].

Количественная палеогидрология отсчитывает свою историю с последней четверти XIX в. В.В. Докучаев описал поймы рек южной части

России, ширина которых в сотню раз больше, чем русло современной реки [5]. В.М. Дэвис показал, что древние извилистые русла Мааса и Мозеля были намного крупнее, чем современные [26]. Во второй половине XX в. количественная палеогидрология была обоснована в работах Дж. Дьюри [27, 28] и С. Шамма [34]. Эти авторы использовали три основных способа палеогидрологических реконструкций:

1) расчет палеорасходов реки на основе палеоклиматических реконструкций через уравнение водного баланса;

2) расчет скорости течения и расхода воды древней реки для определенного уровня воды исходя из геометрии поперечного сечения, уклона палеопотока и гидравлического сопротивления;

3) расчет расхода воды определенной повторяемости на основе плановой геометрии палеоруслу и морфометрических зависимостей.

¹ Оценка объемов речного стока Волги и палеогидрологический анализ выполнены при поддержке РНФ (проект 19-17-00215 (А.В. Панин, В.Ю. Украинцев)). Разработка методики оценки речного стока выполнена в рамках госзадания (тема “Гидрология, морфодинамика и геоэкология эрозионно-русловых систем: теория, география, практика” (А.Ю. Сидорчук)).

Для первого метода необходимы данные о ландшафтных характеристиках водосбора, температуре воздуха и сумме атмосферных осадков. Этот метод использован для оценки расходов воды голоценовых рек по палеоданным [4] и в глобальных моделях циркуляции атмосферы и океана на разные срезы времени в прошлом [24].

Второй метод с хорошей теоретической основой в уравнениях гидравлики использовал К. Ротнички [32, 33]. Он требует детального бурения поперек изучаемого палеорула [19].

Палеогидрологические реконструкции с помощью третьего метода, основанные на плановой геометрии палеорусел, значительно проще в исполнении. Для его реализации необходимы:

1) палеорула, которые подходят для палеогидрологических оценок;

2) параметры их плановой геометрии, такие как ширина русла W и шаг излучин λ ;

3) морфометрические связи для перехода от плановой геометрии палеорусел к расходам воды.

В результате получают оценки таких палеогидрологических характеристик, как среднемаксимальный (средняя многолетняя величина максимальных годовых расходов воды) и среднегодовой расход воды в изучаемом створе реки, а также слой и объем стока с водосбора.

Данный подход впервые применен Дж. Дьюри, который нашел связь между руслонаполняющими расходами Q_b и квадратами длины волны излучин L для современных (индекс m) и древних (индекс p) рек [28]:

$$\frac{Q_{b-p}}{Q_{b-m}} = \left(\frac{L_p}{L_m}\right)^2. \quad (1)$$

Такая переходная функция привела к неправдоподобным результатам: рассчитанные палеорасходы воды (руслонаполняющие или среднегодовые) оказались многократно больше расходов современных рек в тех же бассейнах. Этот результат следует из структуры формулы (1): поскольку расход воды пропорционален квадрату длины волны меандра, вполне типичное соотношение размеров палеомеридианов и современных 5 к 1 дает соотношение расходов уже 25 к 1. Такие значительные расходы воды в прошлом не подтверждены другими палеоклиматическими реконструкциями.

Дж. Дьюри указал в [28], что такие диспропорции можно объяснить изменениями сезонности стока. Эта идея реализована в [19, 21] путем использования при реконструкции палеорасходов соотношения величин среднегодового Q и среднемаксимального Q_{\max} расхода воды:

$$y = 100 \times \frac{Q}{Q_{\max}}. \quad (2)$$

Значение параметра y увеличивается с ростом площади бассейна F [6], (внутригодовая изменчивость стока уменьшается):

$$y = kF^n. \quad (3)$$

Коэффициент k и экспонента n в формуле (3) меняются в зависимости от ландшафтных характеристик бассейнов и могут быть оценены исходя из принципа палогеографической аналогии [35]. В качестве аналогов для перигляциальных ландшафтов последней ледниковой эпохи использованы реки Центрально-якутской равнины и европейской Арктики [36], для которых $k = 2.25$ и $n = 0.125$.

Дж. Дьюри в [28] использовал в качестве показателя размеров палеорусел длину волны излучин. Теоретические выкладки показывают, что длина волны (или шаг) излучин — функция ширины русла и гидравлического сопротивления [18]. Поэтому в дальнейшем анализе используется ширина русла. Измерения на 700 участках рек Северной Евразии в ландшафтно-климатических условиях от степей до тундры позволили получить эмпирическую связь между среднегодовым расходом воды Q и шириной русла в бровках поймы W :

$$Q = 0.012y^{0.73}W^{1.36}. \quad (4)$$

Эта формула использована для оценки речного палеостока на равнинах Северной Евразии [21, 36], а также отдельно в бассейнах Днепра, Дона [38] и Волги [37].

Уравнения (3) и (4) — это эмпирические формулы, они показывают тенденции только в совокупности измеренных величин и могут быть неверными за пределами этой совокупности. Несмотря на широкий диапазон природных условий, в которых функционируют использованные для получения этих формул современные реки, вполне вероятно, что гидрологические условия в прошлом отличались от современных. В предлагаемой статье анализируются теоретические основы формул (3) и (4) и предлагаются их более совершенные модификации. Формулы тестируются на данных по современным рекам и палеорекам, расходы которых получены независимыми способами [19, 20]. Усовершенствованные формулы применяются для расчета речного стока с бассейна Волги для времени максимума хвалынской трансгрессии Каспийского моря.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Связи между плановой геометрией рек и расходами воды

Из существующих морфометрических связей [2, 7] в палеогидрологии могут использоваться

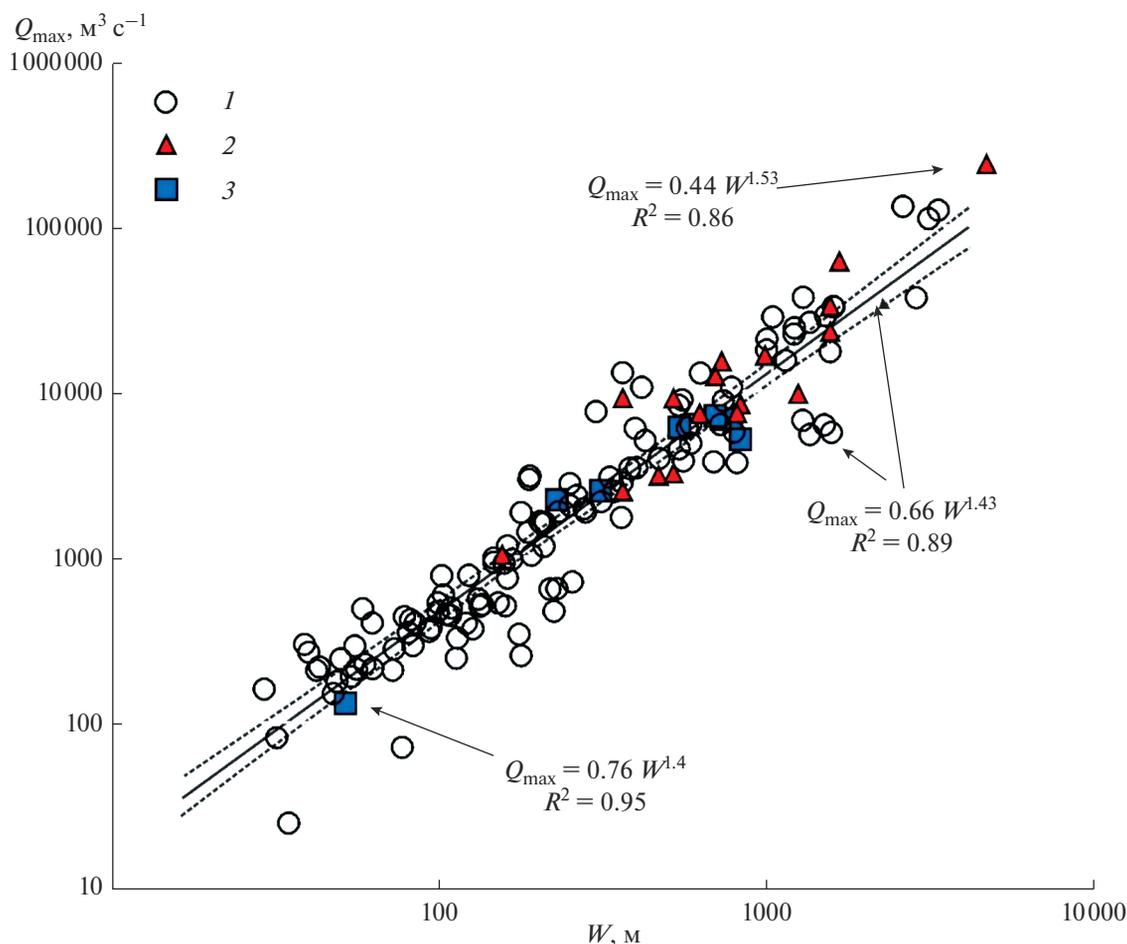


Рис. 1. Эмпирические связи между средним максимальным расходом воды и шириной русел рек в бровках поймы (руслонаполняющей шириной). 1 – современные реки зоны многолетней мерзлоты Западной и Восточной Сибири; 2 – современные реки влажных тропиков Бразилии; 3 – древние русла, для которых руслонаполняющий расход реконструирован по геометрии поперечного сечения русла, уклону и шероховатости).

только простейшие, такие как связь между шириной русла W и расходом воды Q по длине реки:

$$Q = a_0 W^{b_0}. \quad (5)$$

Связь такого типа проанализирована Л. Леопольдом и Т. Маддоком в [30]. Формула (5) используется как для данного створа, так и для участка реки. Далее будем работать с гидравлической геометрией, меняющейся по длине реки при уровне и расходе воды некоторой повторяемости. Наиболее часто используется руслонаполняющий уровень и расход [30]. Ширина потока при руслонаполняющем уровне воды определяется достаточно однозначно как расстояние между задернованными или залесенными участками на противоположных берегах реки, и это расстояние может быть определено по аэро- или космическим снимкам вручную или автоматически (например, как в [31]). Руслонаполняющие расходы воды, близкие к среднемугодовым максимальным

[9], считаются руслоформирующими расходами, чье воздействие на русло эквивалентно воздействию всего диапазона расходов в течение определенного периода времени (обзор в [25]).

Фрагменты больших палеорусел созданы реками, которые текли в перигляциальных ландшафтах [21]. Исходя из этого, первый набор данных для оценки экспоненты b_0 в формуле (5) – это 119 участков современных рек зоны многолетней мерзлоты Западной и Восточной Сибири с бассейнами в тундровых и таежных ландшафтах (рис. 1). Для этих рек $b_0 = 1.43$ с 95%-м доверительным интервалом между 1.33 и 1.55.

Для перигляциальных ландшафтов характерна высокая внутригодовая изменчивость расходов воды. Например, средний максимальный расход р. Лены в вершине дельты ~ 110000 , а средний годовой расход ~ 15000 м³/с. Второй набор данных получен по рекам из совершенно других обстановок – 18 участков рек вечнозеленых тропических

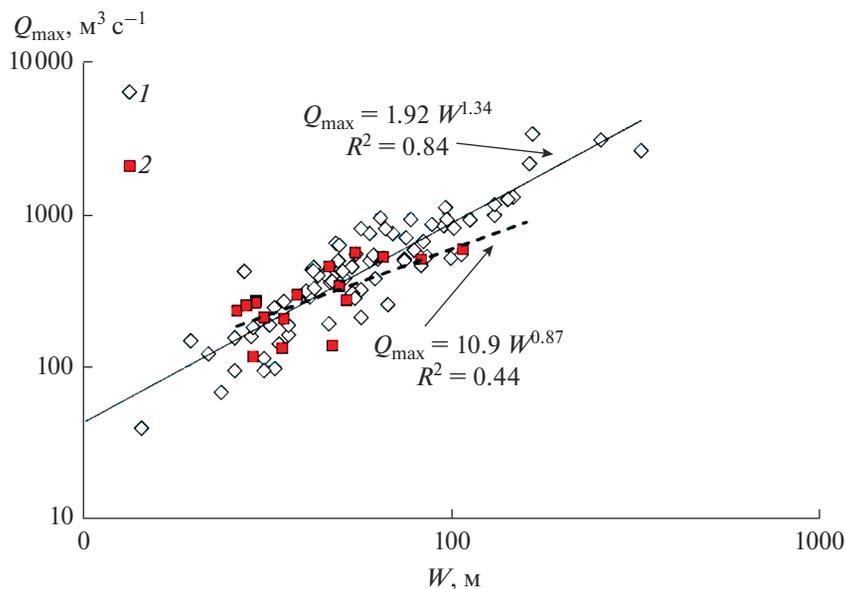


Рис. 2. Эмпирические связи между средним максимальным расходом воды и шириной русел рек в бровках поймы (руслонаполняющей шириной) для современных рек бассейна Волги. 1 – бассейны Верхней и Средней Волги, Оки, Камы; 2 – бассейн Нижней Волги.

лесов Бразилии с площадью бассейнов $> 100000 \text{ км}^2$ (данные из [40]). Здесь водный режим значительно более равномерный. Так, средний максимальный расход воды Амазонки у г. Обидоса – 234000 , а средний годовой расход – $170000 \text{ м}^3/\text{с}$. Для этих рек $b_0 = 1.53$ внутри доверительного интервала для первого набора данных (рис. 1).

Третий набор включает в себя данные о палеоруслах разного возраста, по которым путем бурения удалось определить форму живого сечения и рассчитать руслонаполняющий расход воды по формуле Шези–Маннинга [20, 33]. Экспонента $b_0 = 1.4$ для этих рек также находится в пределах доверительного интервала для первого набора данных (рис. 1). Это указывает на применимость формулы (5) для древних рек.

Четвертый набор содержит данные по рекам бассейна Волги (рис. 2). Для рек бассейнов Верхней и Нижней Волги, Оки и Камы получено значение экспоненты $b_0 = 1.34$ также внутри доверительного интервала для первого набора данных. Связь для рек бассейна Нижней Волги значительно отличается от всех предыдущих: в формуле (5) $a_0 = 10.8$, $b_0 = 0.87$.

Запишем формулу (1) в следующем виде:

$$\frac{Q_{\max_p}}{Q_{\max_m}} = \left(\frac{a_{0_p}}{a_{0_m}} \right) \left(\frac{W_p}{W_m} \right)^{1.34}, \quad (6)$$

Следовательно:

$$Q_p = y Q_{\max_m} \left(\frac{a_{0_p}}{a_{0_m}} \right) \left(\frac{W_p}{W_m} \right)^{1.34}. \quad (7)$$

Здесь

$$y = \frac{Q}{Q_{\max}}. \quad (8)$$

(Обращаем внимание на отличие от формулы (2).)

Предполагается, что коэффициенты в формуле (6) неизменны во времени (рис. 1): $a_{0_p} = a_{0_m}$.

Тогда формула (6) может быть записана так:

$$Q_{\max_p} = \frac{Q_{\max_m}}{W_m^{1.34}} W_p^{1.34} = a_0 W_p^{1.34}. \quad (9)$$

Когда имеется информация о ширине и среднем максимальных расходах современных рек, можно учесть пространственную изменчивость коэффициента a_0 с помощью формулы (9). В противном случае используется среднее значение a_0 , для рек бассейна Верхней и Средней Волги $a_0 = 1.92$ (рис. 2).

Полуэмпирические формулы (6) и (9) получены по данным о современных реках в разнообразных природных обстановках с совершенно разными внутригодовыми режимами стока, а также по данным о древних реках разного размера и возраста (рис. 1, 2). Они позволяют оценить средние максимальные расходы палеорек. Для оценки годового стока нужно ввести соотношение годовых и средних максимальных расходов y для древних рек. Так как гидрологический режим древних рек

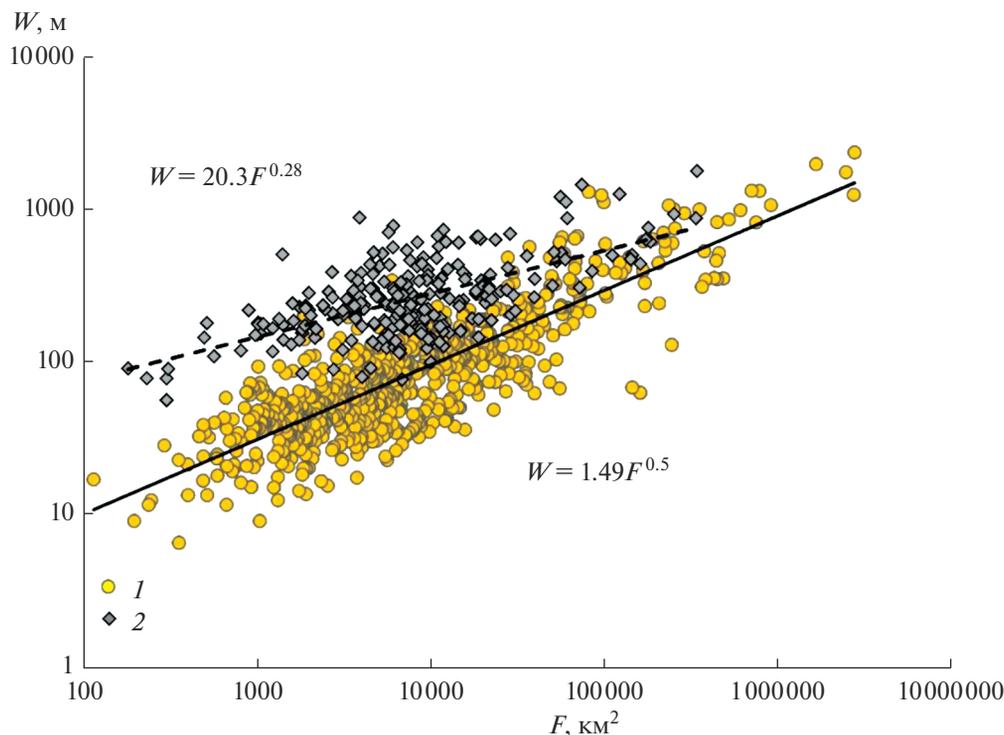


Рис. 3. Эмпирические связи между руслонаполняющей шириной и водосборной площадью для рек равнин Северной Евразии. 1 – современные реки; 2 – палеорусла.

мог отличаться от современного, нельзя использовать современные значения y , как это делал К. Ротницки [33]. Предлагается новый способ оценки экспоненты n в формуле (3) для условий прошлого.

И для древних, и для современных рек строится связь между руслонаполняющей шириной W и площадью водосбора F (рис. 3):

$$W = a_1 F^{b_1}. \quad (10)$$

Ширина русла в формуле (5) может быть заменена в соответствии с формулой (10):

$$Q_{\max} = a_0 W^{b_0} = a_0 (a_1 F^{b_1})^{b_0} = (a_0 a_1^{b_0}) F^{(b_0 b_1)} = a_2 F^{b_2}. \quad (11)$$

Формулу (11) для современных рек возможно проверить по данным измерений. Для первого набора данных коэффициент $a_1 = 1.5$, показатель степени $b_1 = 0.5$ (рис. 4), вычисленные на их основе по формуле (11) $a_2 = 1.17$ и $b_2 = 0.71$. По данным об измеренных расходах воды и площадях водосбора современных рек $a_2 = 0.74$ и $b_2 = 0.77$, различие между измеренными и вычисленными значениями коэффициентов и показателей степени находятся в пределах 95%-го доверительного интервала.

Тогда связь соотношения y с площадью водосбора F для современных рек принимает следующую форму:

$$y = \frac{Q}{Q_{\max}} = \frac{XF}{a_2 F^{b_2}} = k F^{(1-b_2)} = k F^n = k F^{0.23}, \quad (12)$$

коэффициент n близок к полученному в [6]. Эта процедура может быть применена для расчета y для древних рек. Для оценки параметров формулы (10) использован четвертый набор, представленный данными по рекам бассейна Волги (рис. 5). Для древних рек бассейнов Верхней и Средней Волги, Оки и Камы коэффициент $a_1 = 10.7$ и экспонента $b_1 = 0.33$. Тогда

$$y_{\text{past}} = \frac{Q_p}{Q_{\max-p}} = k F^{[1-(b_1 b_2)]} = k F^{0.56}. \quad (13)$$

Для Нижней Волги связь опять отличается: $a_1 = 3.9$, $b_1 = 0.39$ (рис. 5).

Разница значений показателя степени n в формулах (12) и (13) указывает на принципиальные различия между внутригодовым гидрологическим режимом в древних и современных условиях. Различны соотношения средних годовых и максимальных расходов и их изменение по длине реки.

Коэффициент k в формуле (13) может быть оценен по данным по древним рекам, для которых режим стока установлен другими методами. Так, для палеорусел р. Москвы средний максимальный расход вычислен по формуле Шези–Маннинга [20], а средний годовой – с помощью

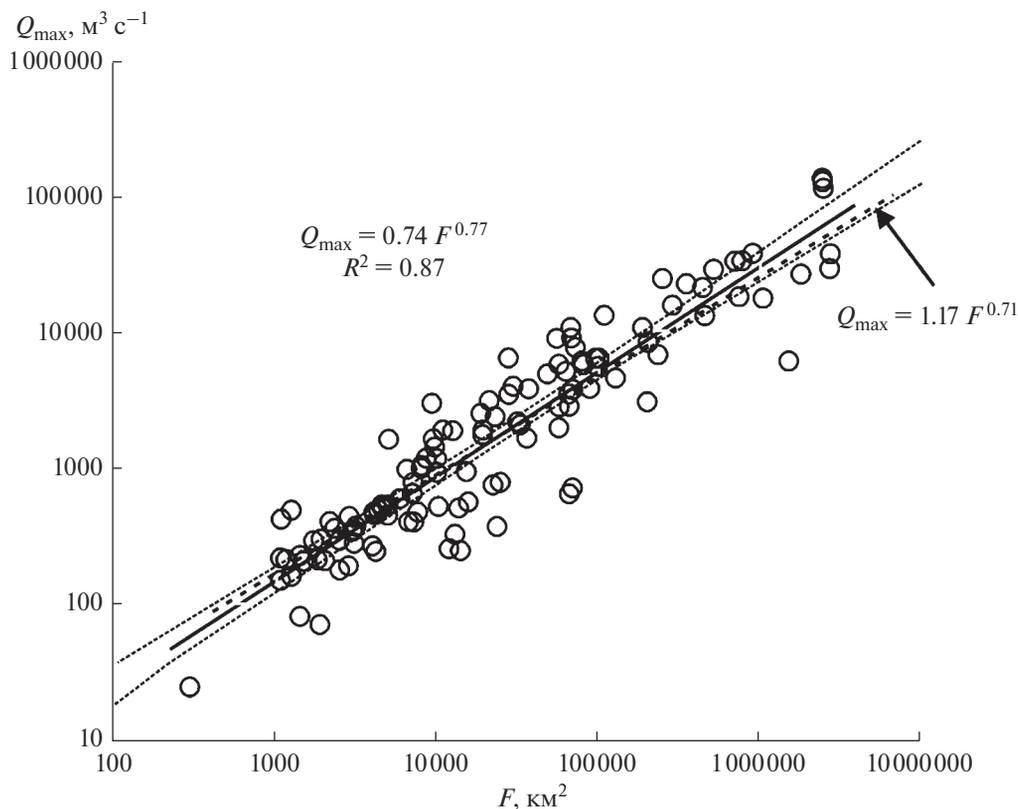


Рис. 4. Связь среднемаксимального расхода воды в современных реках с площадью водосбора по данным измерений (кружки, сплошная линия) и вычислений по формуле (11) (пунктирная линия). Точечный пунктир показывает 95%-й доверительный интервал для данных измерений.

региона-аналога [37]. Для рек бассейна Верхней Волги этот метод дает оценку $k = 0.0002$. Тогда формула для оценки средних годовых расходов воды древних рек бассейнов Верхней и Средней Волги, Оки и Камы приобретает следующий вид:

$$\begin{aligned} Q_p &= y_p a_0 W_p^{1.34} = k F^{[1-(b_0 b)]} a_0 W_p^{1.34} = \\ &= 0.0002 F^{0.56} a_0 W_p^{1.34}. \end{aligned} \quad (14)$$

Коэффициент a_0 вычисляется по формуле (15)

$$a_0 = \frac{Q_{\max_m}}{W_m^{1.34}} \quad (15)$$

либо принимается равным 1.92, если информация о W_m и Q_{\max_m} отсутствует.

Для рек бассейна Нижней Волги параметры уравнения иные:

$$Q_p = 0.0004 F^{0.48} a_0 W_p^{1.34}. \quad (16)$$

Коэффициент a_0 вычисляется по формуле

$$a_0 = Q_{\max_m} \frac{1.92}{10.8 W_m^{0.87}} \quad (17)$$

или принимается равным 1.92.

В кратком изложении уточненная методика расчета палеорасходов состоит в следующем: произведение коэффициента a_0 и ширины при уровне руслонаполнения W_p , возведенной в степень b_0 , дает средний максимальный расход воды в прошлом, а произведение площади бассейна F , возведенной в степень n , и коэффициента k по реке-аналогу трансформирует его в средний годовой.

Измерения параметров современных русел и палеорусел

Измерения проводились по космическим снимкам высокого разрешения в среде SAS.Planet. Выделялись относительно бесприточные участки рек, где представлено не менее 5 крупных палеорусел (критерии выделения в [15]). На этих же участках измерялись ширина современных русел и шаги современных излучин. На макроизлучинах-староречьях, сохранившихся в рельефе речных пойм, измерялись как ширина, так и шаги палеорусел; на унаследованных макроизлучинах, законсервированных в очертаниях современных русел, – только шаги меандр.

Ширина палеорусел измерялась на относительно прямолинейных участках и перегибах

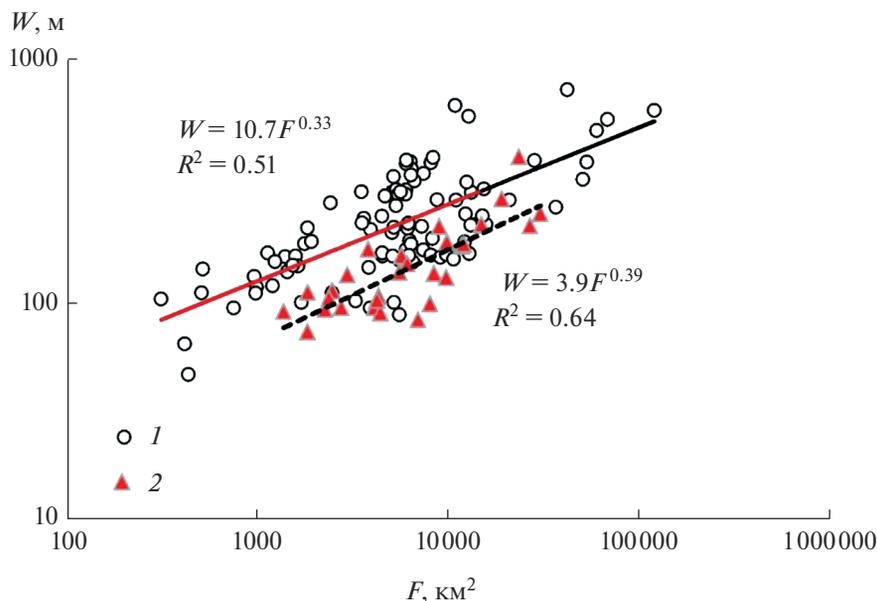


Рис. 5. Эмпирические связи между руслонаполняющей шириной и площадью водосбора для палеорек бассейна Волги (1 – бассейны Верхней и Средней Волги, Оки, Камы; 2 – бассейн Нижней Волги).

между соседними палеоизлучинами, шаги – по прямой линии между точками перегиба. Детали методики измерений приведены в [23]. Для характеристики участка брались среднее из всех измерений.

Так как количество измерений ширины W палеорусел обычно меньше, чем измерений шагов меандров λ , для последующих вычислений использовалась эффективная ширина [21] при значении $k_w = 5.6$:

$$W^* = \frac{W + \lambda/k_w}{2}. \quad (18)$$

Водосборная площадь бралась для середины участка измерений ширины и вычислялась по цифровой модели рельефа средствами ГИС с контролем по опубликованным данным [11–13]. Средние максимальные расходы воды брались из справочников [11–13]. Для участков, по которым отсутствовали данные измерений расходов воды, проводилась интерполяция пропорционально площади водосбора между данными по водопостам выше и ниже по течению или по региональной связи с площадью водосбора.

Оценка слоя и объема палеостока

Оценка общего объема стока по рассчитанным величинам слоя стока для малых бассейнов проводилась по крупным частям бассейна Волги: Верхней Волги – от истока до устья Оки (площадь водосбора 238 тыс. км²), Оки (245), Средней Волги – от впадения Оки до впадения Камы (174),

Камы (525), Нижней Волги – от впадения Камы до отделения рук. Ахтуба у Волгограда (178 тыс. км²). Суммированием этих значений определялся общий сток Волги с замыкающим створом у Волгограда (1360 тыс. км²).

Для оценки объема стока строилась карта слоя стока путем пространственной интерполяции значений, полученных по индивидуальным малым бассейнам. Использован метод, хорошо показавший себя при расчете палеостока для бассейнов Дона и Днепра [19]:

1) исходные величины рассчитанного слоя стока отнесены к геометрическому центру каждого малого бассейна;

2) проведено осреднение данных методом скользящего окна; окно квадратной формы со стороной 200 км перемещалось с шагом 100 км по широте и долготе; из попадающих в окно величин слоя стока вычислялось среднее значение, которое относилось к центру окна; в результате получалась квадратная сетка значений с шагом 100 км;

3) по регулярной сетке проводилась интерполяция (кригинг) в среде ArcMap 10.3.

Расчет объема стока проводился по результирующей карте слоя стока.

РЕЗУЛЬТАТЫ

На территории бассейна Волги параметры современных рек и палеорусел измерены для 123 участков рек с площадью водосборов от 0.3 до 67 тыс. км², в том числе в бассейне Верхней Волги

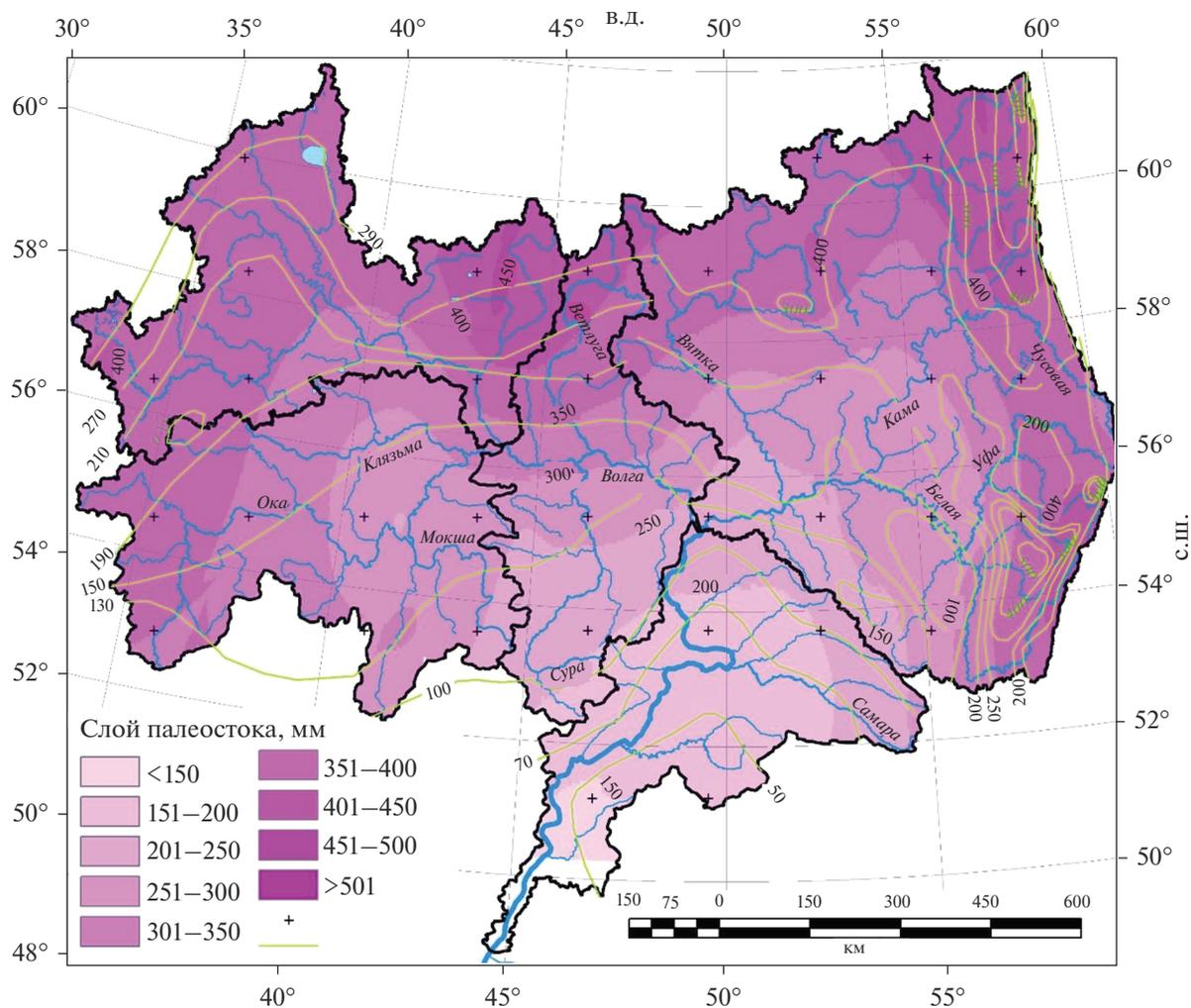


Рис. 6. Карта слоя палеостока в бассейне Волги, построенная путем интерполяции по предварительно осредненной совокупности реконструированных значений по методу 1. Крестиками показана регулярная сетка осредненных значений, по которой проводилась интерполяция. Серые линии и значения – современный слой стока.

(без Оки) – 18, Оки – 30, средней Волги (без Камы) – 16, Камы – 30, Нижней Волги – 29 участков.

Расчеты палеостока выполнены по двум описанным выше методам: метод 1 – с переменным по пространству коэффициентом a_0 , метод 2 – с постоянным коэффициентом. Оценки слоя стока для индивидуальных речных бассейнов показывают значительную вариабельность. В соседних бассейнах, где слой стока предполагается близким, реконструированные значения могут различаться в 1.5–2 раза. Чтобы избавиться от полученных случайных неоднородностей поля слоя стока, проведено описанное выше предварительное осреднение данных методом скользящего окна и последующая интерполяция сделана по регулярной сетке (рис. 6). Реконструированное поле слоя стока – однородное, демонстрирует четкую тенденцию к снижению значений в южном направлении. Общая пространственная структура

палеостока соответствует полю современного слоя стока, что объясняется неизменностью орographicических условий и общим для обоих случаев источником влаги – западным (атлантическим) атмосферным переносом. Похожая пространственная структура слоя стока и близкий годовой объем (470 км^3) стока Волги получены в работе [3] с помощью гидрологической модели при гипотетическом глубоком промерзании почвогрунтов. Хорошая воспроизводимость пространственной структуры стока говорит в пользу надежности использованных методов реконструкции и достоверности полученных результатов.

Посчитанные объемы стока по отдельным частям и всему бассейну Волги в целом представлены в табл. 1. Метод 2 отличается по полученным значениям от метода 1 на $\leq 8\%$. В качестве итогового результата принимается величина стока, осредненная по методам реконструкции. В целом

для бассейна Волги эта величина составляет $423 \text{ км}^3/\text{год}$, что в 1.7 раза больше современного стока Волги у Волгограда. Учитывая значительную погрешность методов реконструкции, за оценку метеорного (формирующегося за счет атмосферных осадков) стока Волги в позднем плейстоцене – позднеледниковье можно принять округленную величину $420 \text{ км}^3/\text{год}$. Для отдельных частей бассейна соотношение древнего и современного стока меняется от 1.5 до 1.9.

ОБСУЖДЕНИЕ

Для обсуждения есть три взаимосвязанных проблемы: 1) возраст и причины формирования больших рек; 2) соотношение величин поступления вод ледникового и атмосферного происхождения; 3) соотношение между палеостоком Волги и максимальным уровнем хвалынской трансгрессии.

Возраст и причины формирования больших рек

Ширина русел и длина волны меандров на реках равнин Северной Евразии достигали максимума в конце плейстоцена и в позднеледниковье. Это подтверждается радиоуглеродным датированием аллювия в палеорусле в Паннонии [41], в Польше [39], на Восточно-Европейской и Западно-Сибирской равнинах [21]. Наиболее благоприятные климатические условия для их формирования складывались при переходе от холодного и сухого к более мягкому и влажному климату. Такие условия были при переходе от последнего ледникового максимума к интерстадиалу раунис 17–18 тыс. л. н. и от раннего дриаса к бёллингу 13–14 тыс. л. н., когда в центре Русской равнины палеофлористическим анализом выделено два этапа значительного повышения атмосферных осадков [1].

Ширина русла связана с расходом воды в бровках поймы (руслонаполняющим расходом) эмпирической зависимостью по формуле (5). Эта связь устойчива при использовании данных по современным рекам со значительными различиями гидрологического режима, а также по древним рекам. Руслонаполняющий расход близок к руслоформирующему (эквивалентному по своему воздействию на русло всему реальному спектру расходов) и одновременно к среднему максимальному расходу. Следовательно, с учетом типа гидрологического режима рек перигляциальной зоны можно сказать, что главной причиной формирования больших рек были большие расходы весенних половодий.

Рост половодий был вызван климатическими и ландшафтными причинами. Зимы были продолжительными и суровыми с накоплением больших снеготопящих запасов. Весеннее снеготаяние было

Таблица 1. Соотношение позднеледникового и современного речного стока в бассейне Волги

Водосбор	Объем стока V , $\text{км}^3/\text{год}$		V_p/V_m
	древний V_p	современный V_m	
Волга верхняя	91	53	1.7
Ока	78	41	1.9
Волга средняя	48	26	1.9
Кама	175	119	1.5
Волга нижняя	31	16	1.9
Волга	423	254	1.7

относительно быстрым, характеризовалось низким уровнем испарения и инфильтрации. Поэтому весенний поверхностный сток был обильным. Глубокая вечная мерзлота и скудная растительность способствовали формированию высоких и резких волн паводков на реках с максимальными расходами, в ≥ 10 раз превышавшими современные в верховьях крупных и средних рек и в 2–3 раза – в нижних течениях. Рост годового стока Волги при развитии мерзлоты при современных климатических условиях был продемонстрирован в численном эксперименте с пространственно распределенной гидрологической моделью [3], однако этот рост достигался прежде всего за счет теплого периода в результате снижения инфильтрации, а сток половодий менялся слабо. По данным авторов данной статьи, именно существенный рост расходов половодья был характерен для позднеледниковья, что следует относить к влиянию не только мерзлоты, но и значительного снегонакопления и малых потерь стока в ходе дружной весны. Следует также отметить, что редукция паводковых расходов с площадью бассейна происходила на древних реках значительно быстрее, чем на современных реках.

После половодья в течение длительного межлетнего периода поверхностный и подземный сток был незначительным вследствие незначительных осадков и мощной вечной мерзлоты. Русла древних рек практически обсыхали, что можно видеть на примере их современного аналога – рек западного Ямала [21]. Внутригодовая изменчивость стока у рек позднеледниковья была в целом существенно выше, чем у современных, и эта изменчивость возрастала от крупных рек к малым сильнее, чем у современных. В результате, хотя сток в половодье древних рек был близок к катастрофическому и ширина палеорусел превышала ширину современных рек в 5–10 раз, превышение годовых объемов стока над современным было умеренным – в 1.5–1.9 раза на реках бассейна Волги.

*Участие в реконструированном стоке Волги
талых ледниковых вод*

В работе [17] показано, что предполагавшихся ранее межбассейновых переливов в бассейн Волги в поздневалдайскую эпоху не было, а единственным источником поступления талых ледниковых вод были верховья Волги. В той же работе предложена оценка объема этих вод — от 15 до 60–70 км³/год в зависимости от используемой для расчета модели ледника. Даже если взять верхнюю границу этого интервала, ледниковый сток составлял ≤16% от реконструированного в данной работе стока Волги в конце плейстоцена, а если использовать более достоверную, согласно [17], нижнюю границу, то всего чуть >3% — пренебрежимо малую величину. Кроме того, ледниковый сток не совпадал по времени с последней фазой хвалынской трансгрессии: по последним данным [29], резкий подъем уровня после глубокой регрессии начался ~17 тыс. л. н., когда сток талых ледниковых вод уже иссякал. Таким образом, вклад талых ледниковых вод в историю стока Волги и режима уровня Каспия в конце последней ледниковой эпохи можно считать второстепенным.

*Достаточно ли реконструированных величин
пресноводного притока с водосбора
для инициирования хвалынской трансгрессии?*

Средний многолетний уровень H Каспия для периода максимума хвалынской трансгрессии можно оценивать по уравнению водного баланса для бессточных водоемов:

$$X(F_0 - F_m) + (P - E)F_m = 0. \quad (19)$$

Здесь F_0 — сумма площадей водосбора и самого моря F_m , X — средний годовой слой стока на водосборе, P и E — осадки и испарение над акваторией. Связь H с соотношением площадей моря и водосбора $F_m/(F_0 - F_m)$ может быть получена с помощью последнего варианта гипсографической кривой Прикаспия [14]. Затем возможно рассчитать соотношение между годовым притоком воды V и H для разных величин эффективного испарения ($E - P$) (рис. 7).

Расчеты авторов статьи дали оценку годового речного стока из бассейна Волги ~420 км³. Принимая, что остальная часть водосбора Каспия в прошлом давала ту же долю стока, что и сейчас (~20% от стока Волги), ежегодный речной сток в Каспийское море можно оценить в ~500 км³. С учетом максимальной прибавки талых ледниковых вод общий сток в Каспий составит ~570 км³. Чтобы удерживать уровень моря на отметке +48 м абс. (максимальный уровень хвалынской трансгрессии) при таком объеме притока, годовое эффективное испарение на акватории долж-

но было составлять ~600 мм, т.е. на четверть меньше, чем его современное значение — 800 мм (рис. 7). Эта оценка соответствует тому, что климат 18 тыс. л. н. был гораздо холоднее современного, значительная часть моря на длительное время покрывалась льдом. Если же использовать величину притока ледниковых вод 15 км³/год (по минимальной оценке), то общий годовой приток в Каспий будет 515 км³. Тогда эффективное испарение должно было быть несколько меньше, ~550 мм.

Время стояния Каспия на отметке +48 м до сих пор надежно не датировано. В районе хорошо выраженной береговой линии +20 — +22 м получены радиоуглеродные даты из раннехвалынских шоколадных глин 14–14.5 тыс. л. н. [8]. Это подтверждается серией люминесцентных дат, показывающих, что в период 17–13 тыс. л. н. уровень Каспия превышал отметку +12 м абс. [29]. Для поддержания уровня на отметке +20 м абс. при отсутствии притока талых вод реконструированный речной сток 500 км³/год будет недостаточен при той же величине эффективного испарения — 600 мм/год.

И.В. Менабде и А.А. Свиточ [10] предположили, что уровень +48 м абс. был обусловлен не климатическими факторами, а высотой водораздела в Манычском проливе, разделявшего трансгрессивный Каспий и глубоко опустившееся Черное море. Возможно, этим водоразделом была дельта р. Калаус, рост которой блокировал восточный заход в пролив. Когда климатически обусловленный уровень Каспия достиг отметки этого водораздела, поток воды из Каспия эродировал водораздел до отметки +22 м [22]. Пропускная способность Манычского пролива была ~65000 м³/с, и годовая сток мог быть ~2000 км³ [38]. Это превышает все максимальные оценки годового притока в Каспий в это время, поэтому Каспий за короткое время опустился до уровня +22 м абс. Объем воды в море уменьшился на ~23000 км³ всего за несколько десятилетий [22]. Это катастрофическое событие произошло в период активности больших рек, поскольку большие палеоруслы в притоках Волги присутствуют как на высоких террасах, привязанных к максимальному уровню хвалынской трансгрессии, так и на более низких, привязанных к уровню +22 м [37].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Предложено усовершенствование ранее разработанной в [21] методики оценки стока древних рек по морфометрии палеорусел. Уточнена эмпирическая связь ширины палеорусел со среднемаксимальным расходом воды (формула 5). Показано, что в этой зависимости показатель степени $b_0 < 2$, а коэффициент a_0 может быть переменным

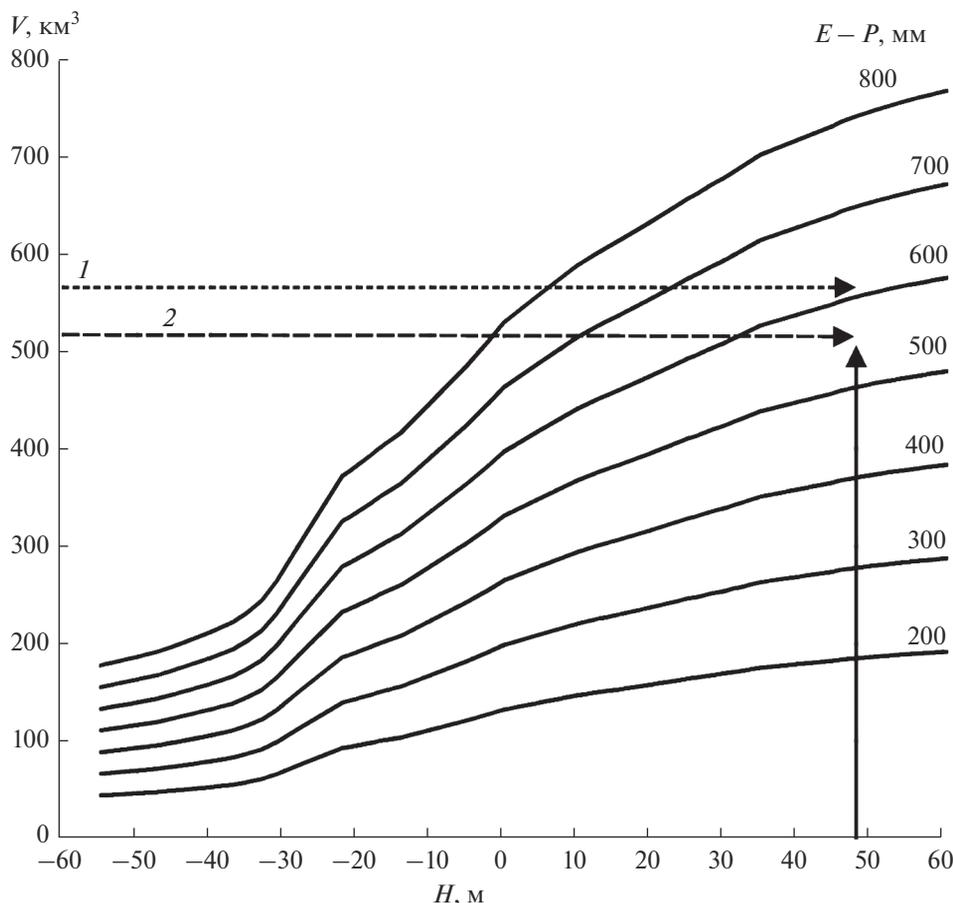


Рис. 7. Номограмма для определения величин эффективного испарения $E-P$ на акватории Каспия в зависимости от соотношения уровня моря H и величины общего притока пресных вод V (по [16] с изменениями). Сплошные линии и числа – величины эффективного испарения (мм/год); 800 мм/год – современное значение. Штриховые стрелки – приток пресных вод с водосбора для разных условий: 1 – речной сток (оценка, полученная в данной работе) с добавлением талых ледниковых вод по максимальному сценарию (оценка ледникового стока из работы [17]), 2 – речной сток в плейстоцене с добавлением талых ледниковых вод по минимальному сценарию. Сплошная стрелка – уровень Каспийского моря в максимум хвалынской трансгрессии.

в пространстве. По этой морфометрической связи получены средние максимальные расходы воды для рек бассейна Волги в прошлом, они были в среднем в 5.5 раз больше современных. Выявлено существенное различие между внутригодовым распределением стока у современных рек на равнинах Северной Евразии и древних рек этой территории. Соотношение средних годового и максимального расходов в древних реках были существенно меньше, чем в современных, особенно в верховьях. В результате средние годовые расходы воды в древних реках увеличивались в прошлом гораздо меньше, чем средние максимальные, для рек бассейна Волги в среднем для крупных бассейнов в 1.5–1.9 раз.

Проведены измерения параметров палеорусел и современных русел на более чем 120 участках рек в бассейне Волги, и на этой основе по усовершенствованной методике проведены оценки слоя

палеостока. Интерполяция полученных значений по площади всего бассейна позволила получить оценки объемов годового палеостока с крупных частей бассейна Волги и в целом по нему – 420 км³. Общий годовой приток пресных вод в Каспий оценивается в 500 км³. Эта оценка относится ко времени существования больших палеорусел – с 18 до 13 тыс. л. н. Тот факт, что она практически совпадает по времени с хвалынской трансгрессией или ее последней фазой [29], позволяет предполагать, что именно этим стоком трансгрессия и была вызвана. Для поддержания уровня на отметках, близких к +50 м, при такой величине притока и относительно небольшой прибавке в виде талых ледниковых вод величина годового эффективного испарения (испарение минус атмосферные осадки) на акватории должна была быть 550–600 мм, что не противоречит климатическим условиям в конце плейстоцена.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Борисова О.К.* Ландшафтно-климатические условия в центральной части Восточно-Европейской равнины в последние 22 тысячи лет (реконструкция по палеоботаническим данным) // *Вод. ресурсы.* 2021. Т. 48. № 6. С. 664–675.
2. *Великанов М.А.* Динамика русловых потоков. Т. 2. Наносы и русло. М.: Гостехиздат, 1955. 323 с.
3. *Гельфан А.Н., Калугин А.С.* Многолетняя мерзлота в бассейне Каспия как возможный триггер поздней хвалынской трансгрессии: проверка гипотезы с помощью модели формирования речного стока // *Вод. ресурсы.* 2021. Т. 48. № 6. С. 609–621.
4. *Георгиади А.Г., Милукова И.П., Кашутина Е.А.* Гидрологические изменения в регионах Русской равнины в теплые эпохи геологического прошлого и сценарного будущего // *Изв. РАН. Сер. геогр.* 2018. № 5. С. 70–80.
5. *Докучаев В.В.* Способы образования речных долин Европейской России. СПб.: Типография В. Демакова, 1878. 221 с.
6. *Евстигнеев В.М.* Речной сток и гидрологические расчеты. М.: Изд-во МГУ, 1990. 304 с.
7. *Леявский С.* Введение в речную гидравлику. Л.: Гидрометеиздат, 1961. 228 с.
8. *Леонов Ю.Г., Лаврушин Ю.А., Антипов М.П., Спиридонова Е.А., Кузьмин Я.В., Джалл Э.Дж.Т., Бур С., Желинская А., Шали Ф.* Новые данные о возрасте отложений трансгрессивной фазы раннехвалынской трансгрессии Каспийского моря // *Докл. РАН.* 2002. Т. 386. № 2. С. 229–233.
9. *Маккавеев Н.И.* Русловой режим рек и трассирование прорезей. М.: Речиздат, 1949. 202 с.
10. *Менабде И.В., Свиточ А.А.* О характере соединения Каспийского и Черного морей в позднем плейстоцене // *Каспийское море.* М.: Наука, 1990. С. 34–41.
11. Основные гидрологические характеристики рек бассейна Верхней Волги / Под ред. *В.Ю. Георгиевского.* Ливны: Издатель Мухаметов Г.В., 2015. 467 с.
12. Основные гидрологические характеристики рек бассейна Камы / Под ред. *В.Ю. Георгиевского.* Ливны: Издатель Мухаметов Г.В., 2015. 373 с.
13. Основные гидрологические характеристики рек бассейна Нижней Волги / Под ред. *В.Ю. Георгиевского.* Ливны: Издатель Мухаметов Г.В., 2015. 228 с.
14. *Панин А.В., Селезнева Е.В.* Воднобалансовые характеристики Палеокаспия на основе новой гипсографической кривой // Теоретические проблемы современной геоморфологии, теория и практика изучения геоморфологических систем. Материалы XXXI Пленума Геоморфологической Комиссии РАН. Ч. I. Астрахань: Техноград, 2011. С.77–82.
15. *Панин А.В., Сидорчук А.Ю.* Макроизлучины (“большие меандры”): проблемы происхождения и интерпретации // *Вестн. Московского ун-та. Сер. 5, География.* 2006. № 6. С. 14–22.
16. *Панин А.В., Сидорчук А.Ю., Борисова О.К.* Флювиальные процессы и речной сток на Русской равнине в конце поздневалдайской эпохи // *Горизонты географии.* К 100-летию К.К. Маркова. М.: Геогр. фак. МГУ, 2005. С. 114–127.
17. *Панин А.В., Сидорчук А.Ю., Украинцев В.Ю.* Вклад талых ледниковых вод в формирование стока Волги в последнюю ледниковую эпоху // *Вод. ресурсы.* 2021. Т. 48. № 6. С. 656–663.
18. *Сидорчук А.Ю.* Морфология грядового рельефа речных русел // *Вод. ресурсы.* 2020. Т. 47. № 1. С. 33–45.
19. *Сидорчук А.Ю., Панин А.В.* Геоморфологические подходы к оценке величины речного стока в геологическом прошлом. Ст. 1. Морфометрические зависимости // *Геоморфология.* 2017. № 1. С. 55–65.
20. *Сидорчук А.Ю., Панин А.В., Борисова О.К.* Геоморфологические подходы к оценке величины речного стока в геологическом прошлом. Ст. 5. Сравнительный анализ результатов, полученных разными методами // *Геоморфология.* 2019. № 1. С. 66–79.
21. *Сидорчук А.Ю., Панин А.В., Борисова О.К.* Климатические изменения стока воды рек на равнинах Северной Евразии в позднеледниковье и голоцене // *Вод. ресурсы.* 2008. Т. 35. № 4. С. 406–416.
22. *Сидорчук А.Ю., Панин А.В., Борисова О.К.* Речной сток на Восточно-Европейской равнине за последние 20 тысяч лет и проблема изменения уровней южных морей // *Вопросы географии.* Сб. 145. Гидрологические изменения. М.: Изд. дом “Кодекс”, 2018. С. 144–168.
23. *Чалов Р.С., Завадский А.С., Панин А.В.* Речные излучины // М.: Изд-во МГУ, 2004. 370 с.
24. *Alkama R., Kageyama M., Ramstein G.* Freshwater discharges in a simulation of the Last Glacial Maximum climate using improved river routing // *Geophys. Res. Lett.* 2006. V. 33. L21709.
25. *Blom A., Arksteijn L., Chavarrias V., Viparelli E.* The equilibrium alluvial river under variable flow and its channel-forming discharge // *J. Geophys. Res.: Earth Surface.* 2017. V. 122. № 10. P. 1924–1948.
26. *Davis W.M.* La Seine, la Meuse et la Moselle // *Annales de Geographie.* 1895. V. 4. № 19. P. 25–49.
27. *Dury G.H.* Contribution to a general theory of meandering valleys // *Am. J. Sci.* 1954. V. 252. № 4. P. 193–224.
28. *Dury G.H.* General Theory of Meandering Valleys: Theoretical Implications of Underfit Streams. Professional Paper 452-C. Denver: US Government Printing Office, U.S. Geol. Survey, 1965. 44 p.
29. *Kurbanov R., Murray A., Thompson W., Svistunov M., Taratunina N., Yanina T.* First reliable chronology for the Early Khvalynian Caspian Sea transgression in the Lower Volga River valley // *Boreas.* 2020. V. 50. № 1. P. 134–146.
30. *Leopold L.B., Maddock T.* The hydraulic geometry of stream channels and some physiographic implications. USGS Professional Paper. V. 252. Washington: US Government Printing Office, 1953. 57 p.
31. *Pavelsky T.M., Smith L.C.* RivWidth: A software tool for the calculation of river widths from remotely sensed imagery // *I IEEE Geosci. Remote Sensing Lett.* 2008. V. 5. № 1. P. 70–73.

32. *Rotnicki K.* Modelling past discharges of meandering rivers // Background to palaeohydrology / Ed. *K.J. Gregory*. N.Y.; London: Wiley, 2003. P. 321–354
33. *Rotnicki K.* Retrodiction of palaeodischarges of meandering and sinuous alluvial rivers and its palaeohydroclimatic implications // Temperate palaeohydrology / Eds *L. Starkel, K.J. Gregory, J.B. Thornes*. N.Y.; London: Wiley, 1991. P. 431–471.
34. *Schumm S.A.* Quaternary paleohydrology // The Quaternary of the United States / Eds *H.E. Wright, D.G. Frey*. Princeton Univ. Press. 1965. P. 783–794.
35. *Sidorchuk A., Borisova O.* Method of paleogeographical analogues in paleohydrological reconstructions // Quaternary Int. 2000. V. 72. P. 95–106.
36. *Sidorchuk A., Borisova O., Panin A.* Fluvial response to the Late Valdai/Holocene environmental change on the East European Plain // Global and Planetary Change. 2001. V. 28. P. 303–318.
37. *Sidorchuk A., Panin A., Borisova O.* Morphology of river channels and surface runoff in the Volga river basin (East European Plain) during the Late Glacial period // Geomorphol. 2009. V. 113. № 3, 4. P. 137–157.
38. *Sidorchuk A., Panin A., Borisova O.* Surface runoff to the Black Sea from the East European Plain during the last glaciation maximum — Late Glacial time // Geol. Soc. Am. Spec. Pap. No. 473. Geology and Geoarchaeology of the Black Sea Region: Beyond the Flood Hypothesis / Eds *I. Buynevich, V. Yanko-Hombach, A.S. Gilbert, R.E. Martin*. Boulder: USGS, 2011. P. 1–25.
39. *Starkel L.* The place of the Vistula river valley in the late Vistulian — early Holocene evolution of the European valleys. European river activity and climatic change during the Lateglacial and early Holocene / Ed. *B. Frenzel* // Paläoklimaforschung/Palaeoclimate Res. Stuttgart; Jena; NY: G. Fischer Verlag, 1995. V. 14. P. 75–88.
40. The Global Runoff Data Centre. https://www.bafg.de/GRDC/EN/02_srvcs/21_tmsrs/riverdischarge_node.html (дата обращения: 02.12.2021)
41. *Vandenbergh J., Kasse C., Popov D., Markovic S.B., Vandenbergh D., Bohncke S., Gabris G.* Specifying the External Impact on Fluvial Lowland Evolution: The Last Glacial Tisza (Tisa) Catchment in Hungary and Serbia // Quaternary. 2018. V. 1. № 2. P. 1–23.
42. *Vandenbergh J., Sidorchuk A.* Large palaeomeanders in Europe: Distribution, formation process, age, environments and significance // Palaeohydrology / Eds *J. Herget, A. Fontana*. Cham: Springer, 2020. P. 169–186.

УДК 551.89:556.5

ВКЛАД ТАЛЫХ ЛЕДНИКОВЫХ ВОД В ФОРМИРОВАНИЕ СТОКА ВОЛГИ В ПОСЛЕДНЮЮ ЛЕДНИКОВУЮ ЭПОХУ¹

© 2021 г. А. В. Панин^{a, b, *}, А. Ю. Сидорчук^c, В. Ю. Украинцев^{a, b}

^aИнститут географии РАН, Москва, 119017 Россия

^bИнститут водных проблем РАН, Москва, 119333 Россия

^cМосковский Государственный Университет им. М.В. Ломоносова, географический факультет, Москва, 119991 Россия

*e-mail: a.v.panin@igras.ru

Поступила в редакцию 01.04.2021 г.

После доработки 01.04.2021 г.

Принята к публикации 24.05.2021 г.

Выполнена оценка объемов стока талых ледниковых вод в речную систему Волги и далее в Каспийское море в эпоху последнего оледенения. Талые воды поступали в Волгу только из той части бассейна, которая непосредственно покрывалась ледником. В максимальную фазу (19–20 тыс. лет назад) ледник занимал самые верховья бассейна — Молого-Шекснинскую низменность (60 тыс. км²) и район истоков Волги и оз. Селигер (5 тыс. км²). Для времени дегляциации выполнены расчеты величины талого стока по трем моделям ледника. Оценка сверху дала величину 60–70 км³ в год, оценка снизу — 15 км³ в год, или 5–25% от современного стока Волги в Каспий, причем более достоверной представляется более низкая величина. При этом даже максимальной оценки недостаточно для инициации хвалынского подъема уровня. Кроме того, большая часть времени поступления талых вод в Каспий (~21 — ~16.5 тыс. лет назад) приходится на регрессивное состояние бассейна. Это также не позволяет считать ледниковый фактор причиной хвалынской трансгрессии, подъем которой ~17 тыс. лет назад застал ледниковый сток уже на исходе.

Ключевые слова: поздневалдайская эпоха, морская изотопная стадия 2 (МИС 2), Скандинавский ледниковый покров, дегляциация, Каспийское море, хвалынская трансгрессия.

DOI: 10.31857/S0321059621060146

ВВЕДЕНИЕ

В поздневалдайскую ледниковую эпоху, хронологически соответствующую морской изотопной стадии 2 (МИС 2, 29–12 тыс. лет назад (л. н.)), уровень Каспийского моря менялся от –60...–70 м абсолютной высоты (абс.) во время ательской регрессии [4, 20] до +48 м абс. (общепринятая оценка) на пике раннехвалынской фазы хвалынской трансгрессии. Выяснение причин столь значительной амплитуды изменения уровня составляет одну из проблем палеогеографии Каспия в последнюю ледниковую эпоху.

С климатической точки зрения, конец поздневалдайской традиционно считается холодным и сухим — криоксеротическим [8] временем. Поэтому глубокая регрессия Каспия в первой половине

МИС 2 не вызывает удивления. Однако трудно объяснить последующий быстрый подъем уровня на >100 м. Для уравнивания водного баланса хвалынского Каспия многие исследователи привлекают параметр дополнительного источника воды — поступление талых ледниковых и подпрудных вод [2, 6, 11, 23]. Согласно Д.Д. Квасову [11], подпрудные воды переливались в реки бассейна Волги через водоразделы из бассейнов Днепра и Северной Двины, где, по мнению Д.Д. Квасова, формировались обширные ледниково-подпрудные водоемы (рис. 1). Особую популярность приобрела гипотеза перелива через континентальный водораздел, разделяющий водосборы Каспия и Арктических морей [14, 29, 32].

Ледниковым и подпрудным водам, по мнению ряда исследователей, отводилась ведущая роль в водном балансе хвалынского Каспия (рис. 2). Общий сток в Каспий в эпоху раннехвалынской трансгрессии оценивался Д.Д. Квасовым в 560 км³/год [11], из которых 116 км³/год (21%) отводилось за счет межбассейновых переливов и

¹ Оценка объемов ледникового стока Волги и палеогеологический анализ выполнены при поддержке РФФИ (проект 19-17-00215 (А.В. Панин, В.Ю. Украинцев)); разработка методики оценки ледникового стока выполнена по в рамках госзадания по теме “Гидрология, морфодинамика и геоэкология эрозивно-русловых систем: теория, география, практика” (А.Ю. Сидорчук).

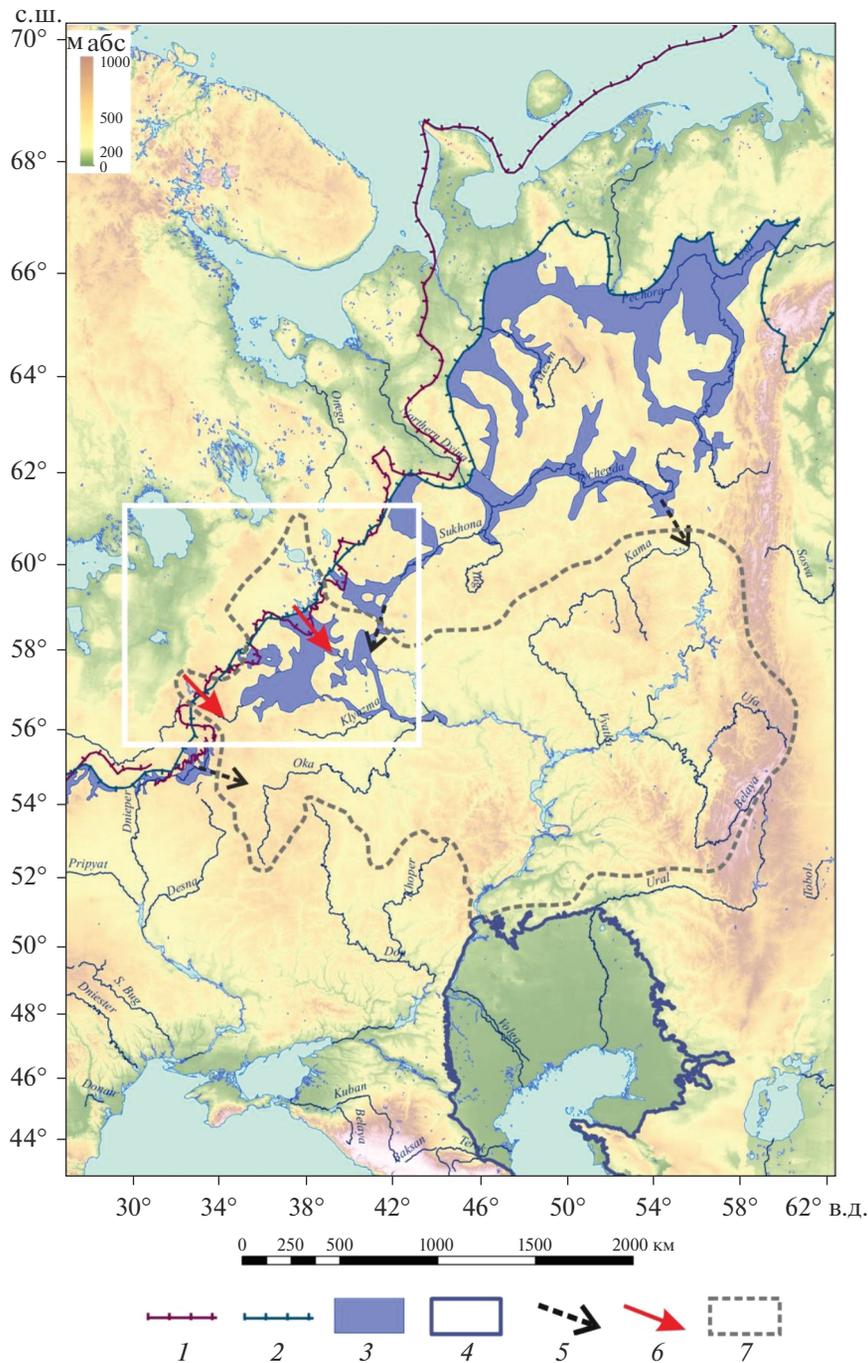


Рис. 1. Предполагаемые пути поступления талых ледниковых и ледниково-подпрудных вод в бассейн Волги. Граница оледенения в LGM: 1 – принимаемая большинством современных исследователей [25, 39], 2 – принятая в построениях Д.Д. Квасова [11]; реальные и предполагаемые водоемы последней ледниковой эпохи (поздневалдайской, МИС 2): 3 – предполагаемые ледниково-подпрудные озера времени LGM [11], 4 – береговая линия Каспия в максимум хвалынской трансгрессии (изогипса +48 м); пути поступления вод в бассейн Каспия: 5 – предполагавшиеся, но не оправдавшиеся межбассейновые переливы, 6 – поступление талых ледниковых вод в верховья Волги; 7 – граница бассейна Волги. Белая рамка показывает границы территории, изображенной на рис. 3.

260 км³/год (46%) – за счет прямого поступления талых ледниковых вод [11]. В работе [2] на эти источники отводится 137 км³/год (19%, включая возможный переток из Аральского моря), и

117 км³/год (16%) соответственно. Максимальная как в абсолютных, так и в относительных величинах оценка ледникового стока Волги в МИС 2 предложена в работе [23] – 384 км³/год, или 83%

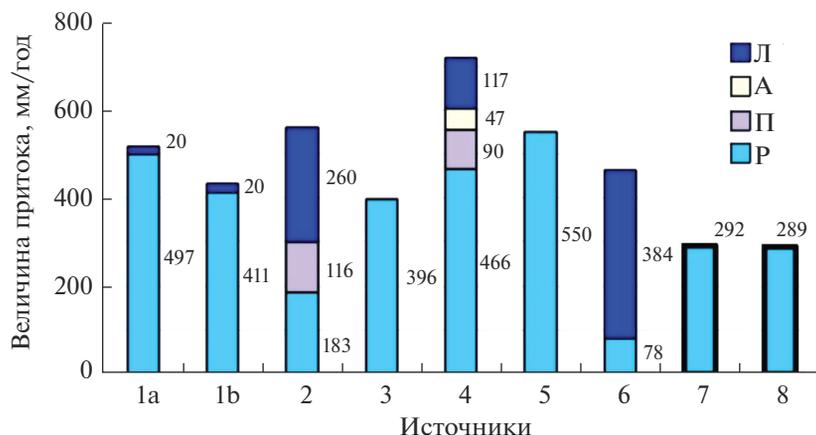


Рис. 2. Компоненты водного стока в Каспий во время хвалынской трансгрессии (1–6) и в настоящее время (7–8), по данным разных авторов. Л – ледниковый сток, А – переток из Арала, П – перелив ледниково-подпрудных вод из соседних бассейнов, Р – речной (атмосферный) сток с водосбора. Источники: 1 – [9] (для разных фаз хвалынской трансгрессии: 1a – ранней, 1b – поздней), 2 – [11], 3 – [6], 4 – [2], 5 – [36], 6 – [23], 7 – [13], 8 – [7].

общего водного стока с бассейна Волги в Каспий в период 20–16 тыс. л. н., который, по оценке этих исследователей, составлял 462 км³/год. При близких оценках общего притока в Каспий в работах [9, 17, 36] ледниковому стоку отведена незначительная роль (рис. 2).

В последнее десятилетие изучение геологического строения спиллвеев (мест потенциальных переливов) на Камско-Вычегодском и Днепро-Угринском водоразделах показало, что в позднем валдае они не функционировали, т. е. поступления вод в бассейн Волги из ледниково-подпрудных водоемов в соседних бассейнах не происходило [33, 34]. Таким образом, остается единственный достоверный источник поступления ледниковых вод в Волгу и далее в Каспий – таяние той части ледникового щита, которая перекрывала верховья самого волжского бассейна (рис. 1). В данной работе предлагается оценка количества талых вод, которые потенциально могли поступать в Волгу из этого источника, и обсуждается их возможная роль в формировании хвалынской трансгрессии.

ЛЕДНИКОВАЯ ИСТОРИЯ БАСЕЙНА ВЕРХНЕЙ ВОЛГИ

Положение границы максимального распространения юго-восточного сектора последнего Скандинавского (поздневалдайского, или ошашковского, в российской терминологии) ледникового покрова долгое время дебатировалось (обзоры в работах [10, 15]) и в деталях уточняется до настоящего времени [10]. Тем не менее положение границы, установленное в общих чертах еще в 1960–1970-х гг. [18, 19, 22], корректируется со временем незначительно [25, 40]. В настоящей работе авторы принимают положение максимальной

границы последнего ледника согласно гляциоморфологической карте масштаба 1 : 2500000, составленной во Всероссийском геологическом институте им. Карпинского (ВСЕГЕИ) [25] (рис. 3).

Границы основных ледниковых стадий и оценки их возраста взяты из базы данных DATED-1, где собраны все имеющиеся данные по хронологии последнего покровного оледенения Европы и предложена хронологическая модель изменения положения края Скандинавского ледникового щита [26]. Следует отметить, что юго-восточный сектор ледника слабо обеспечен хронологическими данными, для него имеются лишь единичные даты [1, 31, 35].

Согласно модели в [26], на стадии роста ледник достиг бассейна Волги ~21 тыс. л. н. В период локального ледникового максимума (LLGM) ледник занимал два ареала – в районе истока Волги и оз. Селигер (площадь 5200 км²) и в Молого-Шекснинской низине (59900 км²). Согласно этой модели, максимальной границы ледник достиг одновременно в обоих районах ~19 тыс. л. н. Эта возрастная оценка базируется на результатах оптико-люминесцентного (ОСЛ) датирования флювиогляциальных отложений в районе г. Кириллова – 19.3 ± 1.3 [31]. Ранее для межморенных озерных отложений в районе оз. Кубенского была получена радиоуглеродная (¹⁴C) дата ~25 тыс. кал. (калиброванных) л. н. (~21 тыс. ¹⁴C л. н.) [1]. Авторы [10] не исключают, что эта дата может свидетельствовать о более раннем приходе ледника. Однако в соседних, гораздо лучше датированных регионах, например Архангельской области, Приладожье, ледник в это время находился на >500 км к СЗ [26], и существование локального “кубенского” языка не выглядит достоверным.

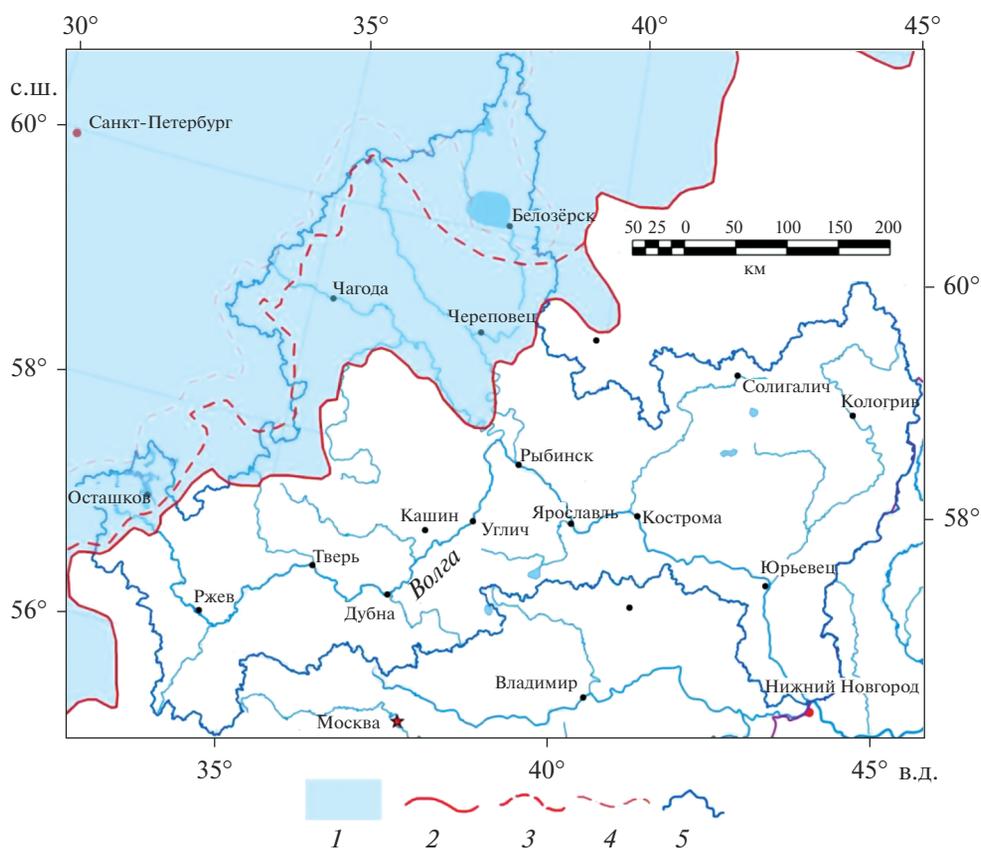


Рис. 3. Стадии последнего оледенения в бассейне Верхней Волги (по [25]). 1 – последний ледниковый покров; 2 – граница максимальной (бологовской) стадии (возраст 19–20 тыс. л. н.); границы стадий дегляциации: 3 – вепсовской (~17 тыс. л. н.), 4 – кенозерской (~16.5 тыс. л. н.). 5 – граница бассейна Верхней Волги. Возраст стадий – по [26, 35].

Более вероятно, что столь древняя дата получена по переотложенному органическому материалу.

Уже после появления модели [26] была получена серия ^{10}Be (бериллиевых) дат времени экспонирования валунов из конечных морен на Валдайской возвышенности, позволившая датировать максимальную стадию ледника временем 20.1 ± 0.4 тыс. л. н. [35]. Эта датировка подтверждается датами ОСЛ из песков флювиогляциальной террасы Верхней Волги в районе с. Большая Коша, непосредственно продолжающей селижаровские зандры 19–20 тыс. л. н. [3, 6]. Таким образом, вероятно, в Верхневолжском секторе бассейна Волги ледник достиг максимального распространения ~20 тыс. л. н., т.е. на 1 тыс. лет раньше, чем в Молого-Шекснинском секторе.

В бассейне Волги, согласно [25], присутствуют краевые образования вепсовской и кенозерской стадий дегляциации. В Верхневолжском и Молого-Шекснинском секторах ледник тогда занимал площади 4100 и 19200 км² соответственно (рис. 3). Эти стадии датируются временем ~17 и 17–16 тыс. л. н. [26, 38]. После кенозерской стадии ледник полностью покинул бассейн Волги.

Таким образом, поступление талых ледниковых вод в Волгу можно ограничить интервалом времени с 21 до 16.5 тыс. л. н. Фаза рецессии занимает несколько больше времени, чем фаза роста, особенно в Верхневолжском секторе. Это вполне соответствует установленным закономерностям динамики Скандинавского ледникового щита: для западной части Восточно-Европейской равнины в работе [30] сделаны оценки скорости перемещения края ледника в фазе роста – от 110 до 330, и в фазе рецессии – от 50 до 170 м/год. Скорости отступления ледника в бассейне Верхней Волги были на нижнем пределе этого интервала или еще ниже. Относительно быстро ледник отступал в Молого-Шекснинском секторе, где типичное расстояние между границами максимальной (бологовской) и кенозерской стадий – 150–200 км (рис. 3). При разнице возраста этих положений ледника в 2.5 тыс. лет скорость отступления составляла 60–80 м/год. В верхневолжском секторе границы стадий сближены до 70–80 км, и там скорость отступления составляла всего 30 м/год. При таком относительно медленном отступании ледника скорость поступления талых вод должна была быть ниже, чем в более западных районах.

МЕТОД ОЦЕНКИ ЛЕДНИКОВОГО СТОКА

Количественная оценка объемов талых ледниковых вод выполнена по методике, реализованной ранее для бассейна Верхнего Днепра [37]. Методика основана на морфологической модели ледникового щита В.Г. Ходакова [24]. Принцип оценки состоит в расчете изменения объема сектора ледника с центром в центре ледникового купола (Ботнический залив) и фронтом в бассейне Волги. Объем ледникового щита определяется шириной фронта B , расстоянием до центра L , толщиной льда в центре H_c и типом ледника – “холодный”, “теплый” и “мертвый” лед:

$$V_{\text{ice}} = \frac{\pi}{8} BLH_c = K_s \frac{\pi}{8} BL^{3/2}. \quad (1)$$

“Холодный” и “теплый” ледники различаются по H_c и, соответственно, формой профиля ледникового щита – “холодный” (коэффициент формы $K_s = 0.094$), “теплый” ($K_s = 0.061$). Для случая “мертвого” льда принимается одинаковая средняя толщина $H_c = 0.5$ км. Для Скандинавского ледникового щита В.Г. Ходаков [24] рекомендует для фазы роста использовать модель “холодного” ледника, для фазы дегляциации – “теплого” ледника или “мертвого” льда.

Главная составляющая баланса объема ледника и стока талых вод – уменьшение объема ледникового сектора только за счет уменьшения его длины и ширины фронта. Вторая составляющая – баланс осадков, выпадающих на изменяющуюся площадь сектора, и испарения снега/льда. Последнее принято постоянным – 60 мм/год. Аккумуляция снега P (км³/год в водном эквиваленте) в пределах ледникового сектора с шириной фронта B рассчитывается по эмпирической модели, предложенной В.Г. Ходаковым на основании наблюдений на современных покровных и горных ледниках:

$$P = 0.00224 \frac{B}{2} L^{2/3}. \quad (2)$$

Для моделей “холодного” и “теплого” ледника все составляющие баланса массы (объемы осадков, испарения и таяния льда) рассчитываются для радиального сектора ледникового щита с центром в вершине купола (Ботнический залив). Сток рассчитывается для максимального сценария, предполагающего, что все талые воды поступают к краю ледника. Для “мертвого” льда все расчеты ведутся для площади ледника в пределах бассейна Волги. Кроме того, принято допущение о равномерном таянии ледника в период нахождения его края на территории бассейна Волги, т.е. с 19 (LLGM) до ~16.5 тыс. л. н.

РЕЗУЛЬТАТЫ

В результате вычислений получено, что в период дегляциации (19.0–16.5 тыс. л. н.) годовое поступление талых вод в Волгу могло составлять порядка 70 км³ по модели “холодного” ледника, 60 км³ по модели “теплого” ледника и 15 км³ по модели “мертвого” льда (табл. 1). Поскольку в модель заложено допущение, что все талые воды с ледникового сектора поступают к его краю, оценки по первым двум моделям надо рассматривать как максимально возможные (оценка сверху). Наиболее реалистична для этапа дегляциации модель “мертвого” льда [15], которой соответствует величина стока талых вод ~15 км³/год. Эта модель дает оценку снизу. Тогда интервал возможных величин ледникового стока составляет от 15 до 70 км³/год, или 5–25% от ее современного стока в вершине дельты.

Поскольку модель “холодного” ледника, по рекомендации В.Г. Ходакова [24], применима к фазе роста ледникового щита, была предпринята попытка использовать ее для оценки поступления талых вод в период 21–19 тыс. л. н. Для этого сток за счет баланса осадки–испарение (разница колонок 11 и 10 в табл. 1) надо уменьшить на изменение объема ледника (табл. 1, колонка 10), который будет расти. Полученная величина отрицательная, т.е. принятой величины осадков не хватает даже для обеспечения нужного прироста объема льда. Очевидно, на этой стадии осадков было больше, чем в принятой в данном исследовании модели, а полученный отрицательный результат говорит о том, что объем талого стока был, по-видимому, пренебрежимо мал.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Полученная верхняя оценка годового поступления ледниковых вод в Волгу оказывается значительно меньше приведенных выше оценок ряда других авторов [2, 11, 23]. Эти оценки (117–384 км³) того же порядка или даже превышают современную величину стока Нижней Волги у Волгограда (250 км³/год) и тем более – стока верхней Волги в сужении долины у Плёса (30 км³/год). О том, что сток верхней Волги в МИС 2 не мог в разы превышать современный, говорят геоморфологические данные: такой сток превышает пропускную способность в целом ряде сужений дна долины, где оно почти целиком занято современным руслом с узенькой полоской поймы. К таким “бутылочным горлышкам” относятся достаточно протяженные участки в районе Рыбинска, Тутаева, Плёса, где ширина дна долины составляет порядка 600 м. Если бы расходы воды поздневалдайской Верхней Волги были соизмеримы с расходами современной Нижней Волги, ширина дна долины на этих участках была бы не

Таблица 1. Оценка поступления талых ледниковых вод в Молого-Шекснинском (I) и Верхневолжском (II) секторах бассейна Верхней Волги в период дегляциации (19–16.5 тыс. л. н.) для разных моделей ледника (K_s – коэффициент формы Ходакова; L – длина ледникового сектора; B – ширина фронтальной части сектора; F – площадь части ледника – источника талой воды; H_c – толщина льда в центре щита; V – объем льда в секторе; P – объем снега (в водном эквиваленте), выпадающего на сектор; E – испарение снега с сектора; dV/dT – объем талых вод только за счет изменения объема льда; dW/dT – полный объем талых вод с учетом баланса осадков и испарения; dT – время между максимальной (бологовской, LGM) и вепсовской (Vepsa) стадиями, принятое за 2.5 тыс. лет)

Участок	Стадия	L , км	B_f , км	F , км ² *	H_c , км	V , км ³	P , мм/год	E , мм/год	dV/dT^{**} , км ³ /год	dW/dT , км ³ /год
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
“Холодный” ледник										
I	Vepsa	880	300	132000	3.7	343230	234	60	37	61
	LGM	1080	300	162000	3.8	434770	218	60		
II	Vepsa	980	100	49000	3.7	129470	226	60	3	11
	LGM	1030	100	51500	3.8	137150	222	60		
I + II										72
“Теплый” ледник										
I	Vepsa	880	300	132000	2.4	222730	234	60	24	48
	LGM	1080	300	162000	2.5	282140	218	60		
II	Vepsa	980	100	49000	2.4	84020	226	60	2	10
	LGM	1030	100	51500	2.4	89000	222	60		
I + II										58
“Мертвый” лед										
I	Vepsa			19200	0.5	8640	234	60	7	14
	LGM			59900	0.5	26960	218	60		
II	Vepsa			4100	0.5	1850	226	60	0.2	1
	LGM			5200	0.5	2340	222	60		
I + II										15

* Для моделей “холодного” и “теплого” ледника – площадь радиального сектора с центром в Ботническом заливе (вершина ледникового купола), для модели “мертвого” льда – площадь ледника в пределах бассейна Волги.

** Время dT принято за 2500 лет исходя из датировки максимальной и вепсовской стадий 19.0 и 16.5 тыс. л. н. соответственно.

меньше ширины русла современной Волги у Волгограда на его однорукавных (неразветвленных) участках – 1500 м. Более реалистичной представляется нижняя оценка, полученная в данном исследовании, – 15 км³/год, которая близка к оценке в работе [9], полученной независимым способом (из воднобалансовых соображений).

Ранее в [12, 17, 36] предлагались оценки стока Волги, необходимого для поддержания уровня Каспия на отметке +48 м абс. (максимум раннехвалынской трансгрессии). Эти оценки зависят от принятой для того времени величины эффективного испарения (испарение минус осадки) для акватории Каспия. Если принять ее равной современной (800 мм/год), чему имеется обоснование в данных моделирования в [12], сток Волги должен был составлять ~700 км³/год, при величине эффективного испарения 600 мм/год – ~500 км³/год. Независимо от принятого сценария, полученные в настоящей работе оценки леднико-

вого стока (заведомо завышенные) значительно ниже требуемых. С другой стороны, оценки стока Волги в позднеледниковье (18–13 тыс. л. н.) по параметрам палеорусел и палеофлористическим данным показывают, что объяснить раннехвалынский подъем уровня Каспия вполне можно чисто климатическими причинами без привлечения дополнительных ледниковых и межбассейновых источников воды [5, 21, 36].

Для выяснения причинно-следственных связей между таянием последнего ледника и изменениями уровня Каспийского моря необходимо сопоставить хронологию обоих явлений. Недавно полученная большая серия люминесцентных дат по разрезам в Северном Прикаспии показала, что в период 32–19 тыс. л. н. на участках с высотами +5 +12 м абс. происходили субэральные процессы – накопление лессов [28]. Затопление водами хвалынской трансгрессии с накоплением характерных “шоколадных” глин происходило в пери-

од 17–13 тыс. л. н. и затем снова сменилось суб-аэральной обстановкой. Интервал времени, в течение которого ледниковый сток питал Волгу (21.0–16.5 тыс. л. н.), сдвинут относительно начала хвалынской трансгрессии (или ее последней фазы) и соответствует регрессивному состоянию Каспия. Таким образом, поступление талых вод нельзя считать ни главной, ни даже второстепенной причиной хвалынской трансгрессии. Тем не менее можно предполагать, что с началом стока талых вод в Волгу ~21 тыс. л. н. уровень Каспия мог несколько подняться и регрессия с этого момента была не столь глубокой.

Для периода LGM характерны криоаридные обстановки, и значительная часть талых вод лишь компенсировала падение стока Волги за счет снижения атмосферного питания. Например, в работе [23] для времени 20 тыс. л. н. принимается снижение атмосферного стока Волги на 60% по сравнению с современным. Позднее (после 18 тыс. л. н.) атмосферный сток Волги значительно возрос и превышал современный в 1.5–2 раза [21]. В течение 1–2 тыс. лет этот возросший атмосферный сток пополнялся иссякающим стоком талых ледниковых вод. Не исключено, что именно на этот короткий интервал и приходится фаза максимального за четвертичный период подъема уровня Каспия до +48 м абс., прямых датировок которой до сих пор не получено.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные исследования позволяют сделать следующие выводы.

Ледниковое питание Волги в пик поступления талых вод заведомо не превышало величины 60–70 км³/год, или ~25% от ее современного стока в вершине дельты. Более реалистичная оценка – 15 км³/год (6%). Этого недостаточно для поддержания самой высокой за четвертичное время раннехвалынской трансгрессии Каспия.

Поступление талых ледниковых вод нельзя рассматривать в качестве причины раннехвалынской трансгрессии также по хронологическим причинам: оно было ограничено интервалом 21–16.5 тыс. л. н. и уже прекратилось в самом начале второй, основной фазы трансгрессии. Однако этот дополнительный, хоть и небольшой, источник водного питания мог уменьшить падение уровня Каспия в криоаридных обстановках времени последнего ледникового максимума.

Наиболее высокие отметки уровня Каспия могли соответствовать интервалу времени 18–16.5 тыс. л. н., когда сток Волги резко возрос за счет атмосферного питания, а ледниковое питание еще не успело иссякнуть.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Арсланов Х.А., Ауслендер В.Г., Громова Л.И., Зубков А.И., Хомутова В.И. Палеогеографические особенности и абсолютный возраст максимальной стадии валдайского оледенения в районе Кубенского озера // ДАН СССР. 1970. Т. 195. № 6. С. 1395–1398.
2. Бабкин А.Н. Увлажнение областей внутреннего стока Евразии (на примере бассейнов Аральского моря, Каспийского моря и озера Балхаш). Автореф. ... дис. докт. геогр. наук. СПб.: СПбГУ, 2005. 41 с.
3. Баранов Д.В., Панин А.В., Антонов С.И., Беляев В.Р., Большов С.И., Ерёмченко Е.А., Зарецкая Н.Е. Влияние гляциоизостатических движений земной коры в приледниковой зоне на развитие верховий р. Волги // Вестн. МГУ. Сер. 5, География. 2019. № 6. С. 90–101.
4. Безродных Ю.П., Романюк Б.Ф., Делия С.В., Магомедов Р.Д., Сорокин В.М., Парунин О.Б., Бабак Е.В. Биостратиграфия, строение верхнечетвертичных отложений и некоторые черты палеогеографии Северного Каспия // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2004. Т. 12. № 1. С. 114–124.
5. Борисова О.К. Ландшафтно-климатические условия в центральной части Восточно-Европейской равнины в последние 22 тысячи лет (реконструкция по палеоботаническим данным) // Вод. ресурсы. 2021. Т. 48. (в печати).
6. Варущенко С.И., Варущенко А.Н., Клиге Р.К. Изменение режима Каспийского моря и бессточных водоемов в палеовремени. М.: Наука, 1987. 238 с.
7. Голицин Г.С., Панин Г.Н. О водном балансе и современных изменениях уровня Каспия // Метеорология и гидрология. 1989. № 1. С. 57–64.
8. Гричук М.П., Гричук В.П. О приледниковой растительности на территории СССР // Перигляциальные явления на территории СССР. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1960. С. 66–100.
9. Калинин Г.П., Марков К.К., Суетова И.А. Колебания уровня водоемов Земли в недавнем геологическом прошлом. Ч. I // Океанология. 1966. Т. VI. Вып. 5. С. 737–746.
10. Карпущина Н.В., Писарева В.В., Зюганова И.С., Константинов Е.А., Захаров А.Л., Баранов Д.В., Панин А.В. Новые данные по стратиграфии разреза у д. Килешино (Тверская область) – ключ к пониманию границ оледенений на Валдайской возвышенности в верхнем неоплейстоцене // Изв. РАН. Сер. географическая. 2020. Т. 84. № 6. С. 874–887.
11. Квасов Д.Д. Позднечетвертичная история крупных озер и внутренних морей Восточной Европы. Л.: Наука, 1975. 278 с.
12. Кислов А.В., Суркова Г.В. Колебания видимого испарения с акватории Каспийского моря и изменения его уровня в голоцене и позднем плейстоцене // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5, География. 1996. № 2. С. 75–83.
13. Крицкий С.И., Коренистов Д.В., Раткович Д.Я. Колебания уровня Каспийского моря. М.: Наука, 1975. 157 с.

14. *Лавров А.С., Потапенко Л.М.* Неоплейстоцен северо-востока Русской равнины. М.: Аэрогеология, 2005. 222 с.
15. *Маккавеев А.Н., Фаустова М.А., Карпущина Н.В.* Максимальная граница скандинавского ледникового покрова в валдайскую (вислинскую) эпоху и особенности рельефа его периферической зоны // Геоморфология. 2020. № 3. С. 3–19.
16. *Панин А.В., Баранов Д.В.* Хронология послеледникового врезания верхней Волги по данным оптико-люминесцентного датирования лестницы террас // Геоморфология – наука XXI века. Материалы XXXVI Пленума геоморфол. комиссии РАН. Барнаул: Изд-во Алтайского гос. ун-та, 2018. С. 295–299.
17. *Панин А.В., Сидорчук А.Ю., Борисова О.К.* Флювиальные процессы и речной сток на Русской равнине в конце поздневалдайской эпохи // Горизонты географии. К 100-летию К.К. Маркова. М.: Геогр. фак. МГУ, 2005. С. 114–127.
18. Последний европейский ледниковый покров. К VII конгрессу INQUA / Под ред. *И.П. Герасимова*. М.: Наука, 1965. 220 с.
19. Последний ледниковый покров на Северо-Западе Европейской части СССР. К VIII конгрессу INQUA / Под ред. *И.П. Герасимова*. М.: Наука, 1969. 322 с.
20. *Рычагов Г.И.* Плейстоценовая история Каспийского моря. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1997. 267 с.
21. *Сидорчук А.Ю., Панин А.В., Украинцев В.Ю.* Оценка годового стока Волги в позднеледниковье по данным о размерах палеорусел // Вод. ресурсы. 2021. Т. 48. (В печати).
22. Структура и динамика последнего ледникового покрова Европы / Под ред. *Н.С. Чеботаревой*. М.: Наука, 1977. 143 с.
23. *Торопов П.А., Морозова П.А.* Оценка колебаний уровня Каспийского моря в эпоху позднеплейстоценового криохрона по результатам численного моделирования климата // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5, География. 2011. № 2. С. 55–61.
24. *Ходаков В.Г.* Актуалистическая модель Европейского покровного ледника. Палеогеография Европы за последние 100 тысяч лет (Атлас-монография) / Под ред. *А.А. Величко*. М.: Наука, 1982. С. 48–62.
25. *Astakhov V., Shkatova V., Zastrozhnov A., Chuyko M.* Glaciomorphological map of the Russian Federation // Quaternary Int. 2016. V. 420. P. 4–14.
26. *Hughes A.L.C., Gyllencreutz R., Lohne Ø.S., Mangerud J., Svendsen J.I.* The last Eurasian ice sheets – a chronological database and time-slice reconstruction, DATED-1 // Boreas. 2016. V. 45. P. 1–45.
27. *Kislov A.V., Panin A.V., 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.
28. *Kurbanov R., Murray A., Thompson W., Svistunov M., Taratunina N., Yanina T.* First reliable chronology for the Early Khvalynian Caspian Sea transgression in the Lower Volga River valley // Boreas. 2021. V. 50 (1). P. 134–146.
29. *Larsen E., Kjær K.H., Demidov I., Funder S., Grosfjeld K., Houmark-Nielsen M., Jensen M., Linge H., Lyså A.* Late Pleistocene glacial and lake history of northwestern Russia // Boreas. 2006. V. 35. P. 394–424.
30. *Lasberg K., Kalm V.* Chronology of Late Weichselian glaciation in the western part of the East European Plain // Boreas. V. 42. P. 995–1007.
31. *Lunkka J., Saarnisto M., Gey V., Demidov L., Kiselova V.* Extent and age of the Last Glacial Maximum in the south-eastern sector of the Scandinavian Ice Sheet // Global and Planetary Change. 2001. V. 31. P. 407–425.
32. *Lyså A., Jensen M., Larsen E., Fredin O., Demidov I.* Ice-distal landscape and sediment signatures evidencing damming and drainage of large proglacial lakes, NW Russia // Boreas. 2011. V. 40(3). P. 481–497.
33. *Panin A., Adamiec G., Filippov V.* Fluvial response to proglacial effects and climate in the upper Dnieper valley (Western Russia) during the Late Weichselian and the Holocene // Quaternaire. 2015. V. 26(1). P. 27–48.
34. *Panin A., Astakhov V., Komatsu G., Lotsari E., Lang J., Winsemann J.* Middle and Late Quaternary glacial lake-outburst floods, drainage diversions and reorganization of fluvial systems in northwestern Eurasia // Earth-Sci. Rev. 2020. V. 201. Paper No. 103069.
35. *Rinterknecht V., Hang T., Gorlach A., Kohv M., Kalla K., Kalm V., Subetto D., Bourles D., Leanni L., Guillou V., ASTER Team.* The Last Glacial Maximum extent of the Scandinavian Ice Sheet in the Valdai Heights, western Russia: Evidence from cosmogenic surface exposure dating using ¹⁰Be // Quaternary Sci. Rev. 2018. V. 200. P. 106–113.
36. *Sidorchuk A., Panin A., Borisova O.* Morphology of river channels and surface runoff in the Volga River basin (East European Plain) during the Late Glacial period // Geomorphol. 2009. V. 113. P. 137–157.
37. *Sidorchuk A., Panin A., Borisova O.* Surface runoff to the Black Sea from the East European Plain during Last Glacial Maximum–Late Glacial time // Geology and Geoarchaeology of the Black Sea Region: Beyond the Flood Hypothesis. Geol. Soc. Am. Special Paper / Eds *I. Buynevich, V. Yanko-Hombach, A.S. Gilbert, R.E. Martin*. 2011. V. 473. P. 1–25.
38. *Stroeven A.P., Hättestrand C., Kleman J., Heyman J., Fabel D., Fredin O., Goodfellow B.W., Harbor J.M., Jansen J.D., Olsen L., Caffee M.W., Fink D., Lundqvist J., Rosqvist G.C., Stromberg B., Jansson K.N.* Deglaciation of Fennoscandia // Quaternary Sci. Rev. 2016. V. 147. P. 91–121.
39. *Svendsen J.I., Alexanderson H., Astakhov V.I., Demidov I., Dowdeswell J.A., Funder S., Gataullin V., Henriksen M., Hjort C., Houmark-Nielsen M., Hubberten H.W., Ingolfsson O., Jakobsson M., Kjær K.H., Larsen E., Lokrantz H., Lunkka J.-P., Lyså A., Mangerud J., Martiouchkov A., Murray A., Moller P., Niessen F., Nikolskaya O., Polyak L., Saarnisto M., Siegert C., Siegert M., Spielhagen R., Stein R.* Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia // Quaternary Sci. Rev. 2004. V. 23. P. 1229–1271.
40. *Velichko A.A., Faustova M.A., Pisareva V.V., Gribchenko Yu.N., Sudakova N.G., Lavrentiev N.V.* Glaciations of the East European Plain: Distribution and Chronology // Developments in Quaternary Sciences. 15. Quaternary Glaciations – Extent and Chronology. A Closer Look / Eds *J. Ehlers, P.L. Gibbard, P.D. Hughes*. Amsterdam: Elsevier, 2011. P. 337–359.

ЛАНДШАФТНО-КЛИМАТИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ В ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ РАВНИНЫ В ПОСЛЕДНИЕ 22 ТЫСЯЧИ ЛЕТ (РЕКОНСТРУКЦИЯ ПО ПАЛЕОБОТАНИЧЕСКИМ ДАННЫМ)¹

© 2021 г. О. К. Борисова*

Институт географии РАН, Москва, 119017 Россия

**e-mail: olgakborisova@gmail.com*

Поступила в редакцию 01.04.2021 г.

После доработки 01.04.2021 г.

Принята к публикации 24.05.2021 г.

Анализ современного географического распространения видов конкретной ископаемой флоры позволяет выявить ближайший район-аналог для этой флоры. При помощи палеофлористического метода определены центры современной концентрации для 22 ископаемых флор, датированных радиоуглеродным методом. По современным условиям в пределах центров концентрации ископаемых флор реконструированы изменения основных климатических показателей в центральной части Восточно-Европейской равнины в интервале с 24 до 8 тыс. калиброванных лет назад. В максимальную фазу последнего оледенения среднегодовая температура воздуха составляла -6°C при наиболее низкой температуре летнего сезона за весь период реконструкций и сплошном распространении многолетней мерзлоты. Первое значительное потепление с повышением среднегодовой температуры до 0°C произошло 17–18 тыс. лет назад. Наиболее резкие короткопериодные колебания климата реконструированы для позднеледниковья: различия среднегодовой температуры между последовательными холодными и теплыми фазами составляли $7-10^{\circ}\text{C}$. В изученном интервале выделены два этапа значительного повышения атмосферных осадков: 17–19 тыс. лет назад (поздний плингиацал) и 13–14.5 тыс. лет назад (интерстадиалы бёллинг и аллерёд). На первом этапе континентальный климат с годовой амплитудой температуры $\sim 30^{\circ}\text{C}$ при сплошном распространении многолетней мерзлоты и дружном снеготаянии мог приводить к существенному увеличению расходов воды и стока во время половодья при сравнительно теплом и сухом лете. На втором этапе повышение среднегодовой температуры до $+1-2^{\circ}\text{C}$ сопровождалось деградацией многолетней мерзлоты и быстрым распространением лесной растительности с ее стабилизирующим воздействием на внутригодовое распределение стока. В связи с этим повышение количества осадков в бёллинге–аллерёде не получило столь яркого отражения во флювиальном палеорельефе, как в конце позднего плингиацала.

Ключевые слова: палеофлористический метод, реконструкции климата, поздний плингиацал, позднеледниковье, ранний голоцен.

DOI: 10.31857/S0321059621060031

Использование палеоботанических данных для ландшафтно-климатических реконструкций основано на том, что состав растительности определенного региона зависит от природных условий в целом и от климата в частности. Ведущая роль в этом отношении принадлежит реконструкциям по результатам пыльцевого анализа. Его применение основано на предполагаемом соответствии количества пыльцы определенного вида растений

в отложениях количеству представителей этого вида в составе растительности. Степень такого соответствия определяется путем сопоставления результатов пыльцевого анализа современных отложений – пыльцевых спектров (ПС), т.е. состава пыльцы и спор в образцах в долях (%) определенной суммы и состава современной растительности. В большинстве случаев ПС отражают основные черты сформировавшейся их растительности, совмещая в себе характеристики локальных и региональных растительных сообществ, и позволяют реконструировать растительность от формаций до природных зон. Если ископаемые ПС из каких-либо отложений по составу близки к со-

¹ Палеоклиматические реконструкции по данным о составе ископаемых флор проводились при финансовой поддержке РНФ (проект 17-17-01289); методические исследования проведены в рамках Государственного задания Института географии РАН (тема 0148-2019-0005).

временным ПС с определенной территории, то и растительность, и климатические условия времени образования этих отложений считаются близкими к современным на той же территории. Такой ход рассуждений позволяет использовать количественные соотношения пыльцы различных таксонов в осадках и использовать главное преимущество палинологических данных в сравнении с прочими палеоботаническими материалами — их массовый характер, который делает эти данные пригодными для статистической обработки.

Из статистических методов реконструкции основных климатических показателей прошлого по данным о составе ПС нужно упомянуть информационно-статистический метод, особенно широко применявшийся при исследованиях голоцена [10, 11], и метод определения палеоклимата с использованием регрессионного анализа [3]. Этот подход получил дальнейшее развитие в форме “метода наилучших аналогов”, впервые предложенного в [26]. Этот метод включает в себя математическую процедуру нахождения ближайших современных аналогов ископаемого ПС в базе данных по современным ПС, причем климатические условия на территории происхождения современных спектров-аналогов рассматриваются как реконструкция условий прошлого. Для таких реконструкций требуются данные о составе современных ПС в сопоставлении с составом растительности в местах отбора пыльцевых проб с широким географическим охватом. Необходимая информация о современных ПС накапливается в региональных и национальных базах данных (например, EMPD (Eurasian Modern Pollen Database) [22]).

Для реконструкций палеоклимата на обширных территориях в определенные временные интервалы прошлого наиболее широко применяются методы, основанные на использовании функций трансформации (*transfer functions*) [19, 24], “поверхностей соответствия” (*responce surfaces*) [18, 28] и палеобиоклиматических аналогов [21, 23]. Все перечисленные методы устанавливают статистические связи между составом современных ПС и климатическими показателями в местах их формирования, а затем сопоставляют процентные содержания пыльцы различных таксонов в современных и ископаемых спектрах, предлагая тот или иной алгоритм перехода от одного массива данных к другому.

Статистические методы реконструкции палеоклиматов по данным пыльцевого анализа имеют несколько важных преимуществ. Они применимы к огромному большинству палинологических данных и не требуют специальных трудоемких исследований, связанных с повышением таксономического разрешения, т.е. с определением пыльцы и спор до уровня вида, или с поиском ма-

лых (редких) компонентов пыльцевых спектров. Тем не менее методы, основанные на использовании данных о составе ПС, имеют и общие ограничения. Их использование подразумевает то, что все наблюдаемые изменения в составе ископаемых ПС определяются климатическими причинами. Однако, как показывает анализ процессов формирования ПС, на их состав влияют также эдафические условия, конкурентные взаимоотношения растений, сукцессии и другие факторы, напрямую не связанные с климатом. Кроме того, при оценках климатических параметров по палинологическим данным приходится учитывать неизбежное отставание развития растительности от формирования условий, пригодных для ее существования. Эффект запаздывания может возникать при быстром потеплении за счет ограничивающего воздействия характерных скоростей расселения различных растений даже при условии наличия достаточного банка семян, т.е. при близости вновь заселяемой растением территории к границе его ареала или к рефугиуму, где оно сохранялось в течение неблагоприятного периода. В то же время в основе палеоклиматических реконструкций, базирующихся на изменениях ПС, лежит предполагаемое по умолчанию соответствие (“равновесие”) между составом растительности, отраженным в составе спектра, и климатическими условиями в момент его формирования. Такое соответствие реально может достигаться только при устойчивых в течение длительного времени условиях (например, в оптимальные фазы межледниковий) или, в меньшей степени, при медленных и постепенных потеплениях.

Наконец, важнейшая проблема использования данных о составе ПС для палеоклиматических реконструкций заключается в возможном отсутствии современных аналогов растительности прошлых эпох в современной растительности. Статистические методы, в основу которых положены современные закономерности формирования ПС, могут применяться лишь в том диапазоне (временном или пространственном), в пределах которого изменения растительных формаций не выходят за рамки сдвигов количественных соотношений компонентов. Все упомянутые выше методы реконструкций учитывают прежде всего соотношение пыльцы древесных пород в ПС, поэтому для эпох с небольшой долей лесов в растительном покрове они неприменимы.

Большим своеобразием по сравнению с современностью отличалась преимущественно безлесная перигляциальная растительность эпохи последнего оледенения, которая коренным образом отличалась как от современной тундры, так и от современной степной растительности [7, 8]. Связанное с этим отсутствие современных ПС, которые могли бы служить аналогами ископаемых спектров для этого времени, может приводить к

неточным или даже неверным оценкам климатических условий прошлого. Этим может объясняться несоответствие между реконструкциями, полученными по разным палеогеографическим данным. Например, судя по облику ПС, в перигляциальной области Восточно-Европейской равнины в максимальную фазу последнего оледенения и в позднеледниковье господствовал сухой (криоаридный) климат, тогда как широкое распространение остатков крупных меандрирующих русел на той же территории указывает на существование этапа высокой водности рек в том же временном интервале. Для разрешения этого противоречия автор статьи применил метод количественных реконструкций палеоклимата, основанный на использовании состава ископаемых флор взамен пыльцевых спектров.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ

Палеофлористический метод реконструкций климатических условий прошлого

Принципиально иной подход к реконструкции климатических показателей прошлого по палинологическим и другим палеоботаническим данным основан на учете самого факта присутствия тех или иных таксонов в составе ископаемой флоры (ИФ). Ключевым исходным допущением при таком подходе служит тезис о том, что географическое распространение видов растений определяется главным образом климатическими условиями. Изучая позднечетвертичные флоры, полагаем, что имеем дело с современными видами растений, экология которых существенно не изменилась. Метод реконструкции ландшафтно-климатических условий на основе анализа современного географического распространения видов ИФ разработан В.П. Гричуком [7, 9] в развитие идеи В. Шафера [31]. Этот метод состоит в определении территории, на которой в настоящее время произрастают совместно все виды конкретной ИФ или их большинство. Такая территория представляет собой ближайший современный флористический район-аналог для данной ИФ. Поскольку границы ареала каждого вида растений определяются его экологическими потребностями, прежде всего требованиями к теплообеспеченности и влажности, то климатические условия в пределах такого района-аналога, очевидно, должны соответствовать климатическим условиям места и времени формирования этой ИФ.

Несмотря на то, что при учете лишь присутствия/отсутствия таксонов в составе ИФ не принимается во внимание информация, заключенная в относительном обилии пыльцы различных растений в ископаемых ПС, этот метод имеет ряд

важных преимуществ по отношению к перечисленным выше статистическим методам. Важное преимущество палеофлористического метода климатических реконструкций состоит в его высокой устойчивости к искажениям состава ископаемых ПС, возникающим в процессе их формирования, от продуцирования пыльцы растениями до влияния условий ее захоронения (например, избирательного разрушения пыльцы с наименее прочными оболочками). Кроме того, палеофлористический метод не ограничивается только пыльцевой флорой, но дает возможность привлечения других палеоботанических данных (определений растительных макроостатков – плодов и семян, листьев, древесины и др.).

В отличие от методов реконструкций, основанных на изменениях процентных соотношений основных компонентов ПС, палеофлористический метод позволяет учесть при реконструкциях не только древесные породы, но и травянистые растения – как наземные, так и водные. Более высокие скорости реакции таких растений на изменения климатических условий, связанные как с быстрым оборотом поколений, так и с возможностями быстрого расселения некоторых видов растений на большие расстояния (например, водных и прибрежно-водных растений – за счет переноса семян водоплавающими птицами), в принципе позволяют осуществить реконструкции более короткопериодных климатических колебаний, что особенно важно для переходного этапа от оледенения к межледниковью.

Главное преимущество палеофлористического метода – его независимость от наличия аналогов растительных сообществ прошлого в современном растительном покрове, поскольку климатическая значимость оценивается и учитывается индивидуально для каждого таксона. Это особенно важно для реконструкции климатических условий последней ледниковой эпохи, когда перигляциальные лесостепи занимали почти всю Восточно-Европейскую равнину [8]. В растительности этого времени сочетались травянистые сообщества, подобные современным холодным сухим степям, редколесья, образованные древесными породами, распространенными в настоящее время в условиях резко континентального климата Сибири, луговые и болотные сообщества с тундровыми элементами. О преобладании травянистой растительности свидетельствуют высокие содержания пыльцы трав и кустарничков даже в более теплые (межстадиальные) фазы позднеледниковья. Большое разнообразие местообитаний растений в эпоху последнего оледенения отражает господство холодного резко континентального климата в средних широтах Восточно-Европейской равнины. Сложная “мозаичная” перигляциальная растительность не имеет полных аналогов в современных (межледниковых) условиях.

Положение ближайшего современного аналога для конкретной ИФ — центра современной концентрации (ЦСК) видов ИФ — определяется путем картографического “суммирования” ареалов всех видов растений, составляющих эту флору. Для каждой ИФ составляется карта, на которой показана доля (%) видов, совместно обитающих в настоящее время, в общем числе видов данной ИФ — так называемая ареалограмма (рис. 1). Климатические условия на территории ЦСК наилучшим образом соответствуют экологическим потребностям всей совокупности видов ИФ. Метод ареалограмм позволяет избежать этапа реконструкции растительности на основе сходства ископаемых и современных ПС на пути к реконструкции климата.

Точность реконструкций по палеофлористическим данным зависит от разнообразия ИФ, связанного с составом палеорастительности и со степенью сохранности пыльцы; от таксономического уровня определения ископаемой пыльцы и спор (до рода или до вида); от имеющихся данных о современных ареалах растений; от размеров установленных районов-аналогов и диапазонов климатических характеристик внутри них. Источники данных о современных географических ареалах видов-компонентов палеофлор — региональные флоры, атласы и другие специальные работы [6, 16, 17]. Площадь района-аналога, определенного для конкретной ИФ, обычно невелика. Предполагается, что современные особенности растительных сообществ и климатические показатели в его пределах соответствуют климатическим условиям места и времени формирования этой ИФ.

Пример такой реконструкции — ареалограмма, построенная по ИФ заключительной холодной стадии последнего оледенения — позднего дриаса — из разреза Понизовье (рис. 1а). Пробы отбирались из скважины на первой террасе р. Каспли — притока р. Западная Двина. Состав ИФ определен по данным спорово-пыльцевого анализа озерных отложений, заполняющих небольшую впадину на террасе реки. Радиоуглеродный возраст соответствующего слоя озерного суглинка составил 10571 ± 1108 ^{14}C лет назад (л. н.) (IGAN-1140) [1]. Содержание пыльцы травянистых растений в этом слое достигает 70–75% общей суммы пыльцы и спор; при этом содержание пыльцы полыни (*Artemisia*) составляет ~40% суммы пыльцы трав и кустарничков. Пыльца деревьев в основном представлена приблизительно равными количествами березы, сосны и ели. Такие ПС типичны для перигляциальной лесостепи [8].

Пыльцевая флора позднего дриаса из разреза Понизовье включает в себя 42 таксона, в том числе 34 вида растений и 8 родов, в которые входят

виды растений, близкие по своим экологическим потребностям. Высокое экологическое разнообразие этой ИФ весьма характерно для позднеледниковых флор Восточно-Европейской равнины [7]. ИФ включает в себя следующие древесные породы: а) микро- и мезотермные деревья и кустарники континентальных регионов (*Alnaster fruticosus*, *Pinus sibirica*, *Lonicera tatarica*); б) деревья с широкой экологической амплитудой (*Pinus sylvestris*, *Picea abies*, *Betula humilis*). В состав флоры входят также травянистые растения, связанные с бореальными лесными сообществами, например плаун булавовидный *Lycopodium clavatum* и папоротники *Pteridium aquilinum* и *Ophyoglossum vulgatum*, арктоальпийские микротермные растения (*Betula nana*, *Selaginella selaginoides*, *Thalictrum alpinum*). Особенность этой ИФ, характерная для гляциальных флор в целом, — присутствие степных и луговых трав (*Fagopyrum* sp., *Sanguisorba officinalis*, *Valeriana* sp., *Polygonum bistorta* и др.), ксерофитов и ксерогаллофитов, толерантных к низкой зимней температуре (*Ephedra distachya*, *Helianthemum* sp., *Kochia prostrata*), а также растений, характерных для участков с нарушенными грунтами (*Amaranthus* sp., *Chenopodium album*). Наконец, флора позднего дриаса из разреза Понизовье включает в себя различные виды болот, влажных лугов и прибрежных местообитаний (*Equisetum scirpoides*, *E. variegatum*, *Polygonum amphibium*, *Sagittaria sagittifolia*) и водные растения (*Myriophyllum verticillatum*, *Nymphaea* sp., *Ceratophyllum* sp.), что соответствует озерному генезису изученных отложений.

Анализ современного географического распространения видов этой ИФ в северной Евразии показывает, что 25% из них встречается на обширной территории, включающей в себя широтный пояс от южной тундры до северных пустынь (рис. 1а). 50% видов этой ИФ совместно обитают в зонах тайги и широколиственных лесов, в лесостепях и степях Европы и Сибири, достигая 120° в. д. на широте оз. Байкал. Область совместного распространения 75% видов ИФ охватывает зону тайги Восточно-Европейской равнины и Западной Сибири, а также Алтай и Саяны. Район, где в настоящее время обитает большинство видов флоры позднего дриаса из разреза Понизовье (ЦСК видов этой флоры), находится в средней части бассейна р. Катунь. Из 42 таксонов ИФ, определенных по их пыльце и спорам, в настоящее время в этом ЦСК встречается 35.

Для уточнения границ района-аналога в дополнение к данным из более общих источников, упомянутых выше, использованы специальные геоботанические работы, посвященные распространению видов растений в горных районах на юге Сибири [12, 13]. Из древесных пород ЦСК флоры Понизовья ограничивают современные ареалы *Pinus sibirica* с С и В, *P. sylvestris* с Ю и *Lonicera tatarica* с З (рис. 1б). Границы ареалов травя-

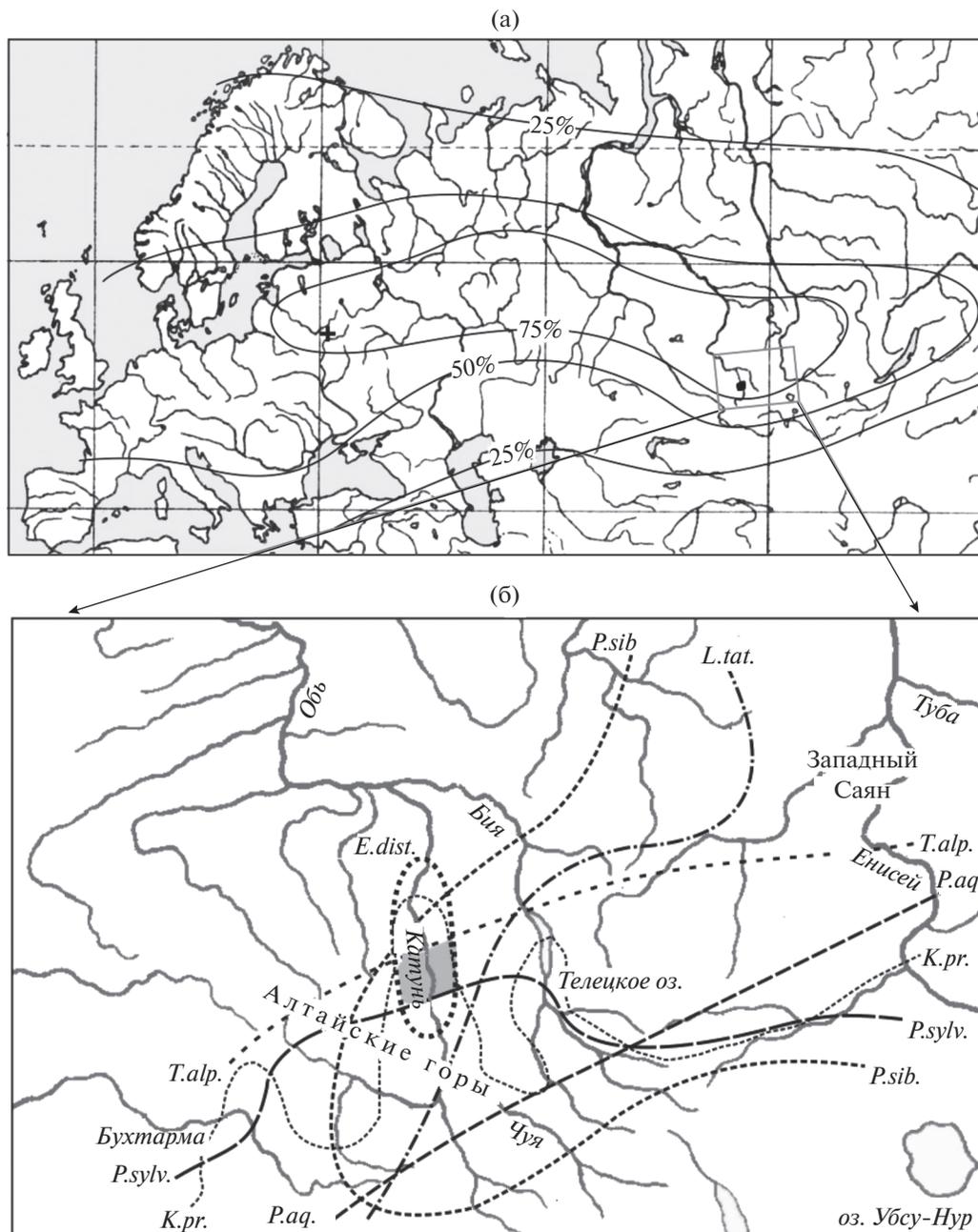


Рис. 1. Анализ современного распространения видов – компонентов ИФ с возрастом 12.6 тыс. л. н. из разреза Пони-зовье: а – доля (%) видов ИФ, совместно обитающих в настоящее время (крестом обозначено положение разреза); б – границы ареалов видов ИФ, которые определяют современный район-аналог для данной флоры (показан серым цветом) (*P. sib.* – *Pinus sibirica*, *P. sylv.* – *P. sylvestris*, *L. tat.* – *Lonicera tatarica*, *T. alp.* – *Thalictrum alpinum*, *K. pr.* – *Kochia prostrata*, *P. aq.* – *Pteridium aquilinum*, *E. dist.* – *Ephedra distachya*).

нистых растений подтверждают положение этого района-аналога. Так, современные ареалы аркто-альпийского лугового вида *Thalictrum alpinum* и ксерофита *Kochia prostrata* ограничивают его с С, граница ареала лесного папоротника *Pteridium aquilinum* охватывает его с Ю, а изолированный участок ареала *Ephedra distachya* в целом совпадает с ЦСК данной флоры.

Современная растительность в этом районе-аналоге включает в себя участки среднетаежных лесов из *Picea obovata* и из кедра сибирского (*Pinus sibirica*) с примесью ели и сосны обыкновенной (*P. sylvestris*). Горные лиственнично-сосновые леса и темнохвойные леса из *P. obovata*, *P. sibirica* и *Abies sibirica* встречаются на больших высотах. Днища котловин занимают участки луговых и

Таблица 1. Основные климатические показатели центральной части Восточно-Европейской равнины с максимума последнего оледенения до раннего голоцена (возраст ИФ, показанный в скобках, получен путем интерполяции между имеющимися ¹⁴C-датировками или, как в случае с ИФ по разрезу Москва-река, путем корреляции локальных пыльцевых зон с европейской климатостратиграфической шкалой посредством сопоставления пыльцевой диаграммы с кислородно-изотопной кривой по скважине NorthGRIP в Гренландии [25])

№	Индексы ИФ и названия пунктов	Калиброванный возраст ИФ, тыс. л. н.	$T_{\text{январь}}, ^\circ\text{C}$	$\Delta T_{\text{январь}}, ^\circ\text{C}$	$T_{\text{июль}}, ^\circ\text{C}$	$\Delta T_{\text{июль}}, ^\circ\text{C}$	$P_{\text{год}}, \text{мм}$	$\Delta P_{\text{год}}, \text{мм}$
1	G1 оз. Галичское	24	-14...-20	-5...-11	8-14	-4...-10	500-800	-125-175
2	S1 Слобода	21	-21...-22	-13...-14	8-10	-7...-9	400-600	-200-0
3	Mг Москва-река_1	18.5	-18...-20	-7...-9	11-13	-5...-7	850-950	300-400
4	Yu Юдиново	(17.2)	-14...-18	-5.5...-9.5	16-17	-1.5...-2.5	700-800	125-225
5	Ye Елисеевичи	(17.1)	-16...-18	-7.5...-9.5	16-19	-2.5-0.5	300-500	-275...-75
6	Sm Сейм_1	16.9	-22...-26	-14...-18	15.5-16.5	-3.5...-2.5	425-475	-125...-75
7	Pr Прутище	15.5	-22...-27	-14...-19	15.5-16.5	-3.5...-2.5	500-600	-50-50
8	Mг Москва-река_2	(15.4)	-31...-33	-20...-22	17-19	-1-1	320-480	-230...-70
9	Sm Сейм_2	15	-23...-27	-15...-19	17-19	-2-0	375-425	-175...-125
10	Sv Свапа_3	14.4	-21...-25	-13...-15	15-19	-4-0	425-475	-125...-75
11	Mг Москва-река_3	(14.3)	-15...-17	-4...-6	13-15	-3...-5	600-1000	50-450
12	Sm Сейм_4	14.1	-15.5...-16.5	-7.5...-8.5	16-18	-3...-1	600-700	50-150
13	Mг Москва-река_4	(14.0)	-27...-29	-16...-18	15-17	-1...-3	320-480	-230...-70
14	Kh Хопер	13.8	-19...-21	-11.5...-13.5	18-20	-2.5...-4.5	550-650	75-175
15	Mг Москва-река_5	(13.5)	-13...-15	-2...-4	12-14	-4...-6	650-1100	100-550
16	Pp Переполье	13.4	-15...-16	-7.5...-8.5	17-18	-4.5...-5.5	600-650	125-175
17	Sm Сейм_5	13.3	-15.5...-16.5	-7.5...-8.5	17.5-18.5	-0.5...-1.5	675-725	125-175
18	Mг Москва-река_6	(12.6)	-29...-31	-18...-20	17-19	-1-1	320-480	-230...-70
19	Po Понизовье	12.6	-22...-20	-14...-12	14-18	-3-1	400-600	-250...-50
20	Sv Свапа_6	(12.5)	-17...-19	-9...-11	14.5-15.5	-3.5...-4.5	400-500	-150...-50
21	Sv Свапа_7	11.2	-15...-16	-7...-8	18.5-19.5	-0.5-0.5	500-600	-50-50
22	Sv Свапа_8	8.3	-15...-16	-7...-8	18-19	0...-1	650-700	100-150

сухих степей, участки березовой лесостепи и заросли кустарников. Несмотря на разнообразие растительности и связанное с этим богатство современной флоры в ЦСК, она уступает по разнообразию ИФ позднего дриаса из разреза Понизовье, поскольку семь видов, представленных в этой ИФ (например, *Sanguisorba officinalis*, *Helianthemum* sp. и *Sambucus racemosa*), в этом районе-аналоге не встречаются. Таким образом, проведенная реконструкция еще раз подтверждает, что в современных (межледниковых) условиях можно найти только ближайший, но не полный аналог ископаемой гляциальной флоры.

В ЦСК видов ИФ позднего дриаса из разреза Понизовье (ИФ 19 в табл. 1) средняя температура января $T_{\text{январь}} = -21^\circ\text{C}$, средняя температура июля $T_{\text{июль}} = 16^\circ\text{C}$. Годовая амплитуда температуры воздуха достигает на этой территории 37°C . Это

означает, что в позднем дриасе $T_{\text{январь}}$ в районе Понизовья была ниже современной на 13°C , а $T_{\text{июль}}$ на 1°C . Средняя годовая температура воздуха $T_{\text{год}} = -5^\circ\text{C}$, что на $\sim 11^\circ\text{C}$ ниже современной температуры в районе изученного разреза. Район-аналог находится в зоне сплошного распространения многолетней мерзлоты. Среднегодовая сумма атмосферных осадков $P_{\text{год}}$ в ЦСК составляет 400-600 мм, что на 50-250 мм меньше современной суммы осадков в районе Понизовья.

Подобные оценки, основанные на конкретных ИФ, можно использовать как для составленных пространственных реконструкций климатических показателей для больших регионов в определенные временные интервалы, так и для прослеживания последовательности изменений климата во времени.

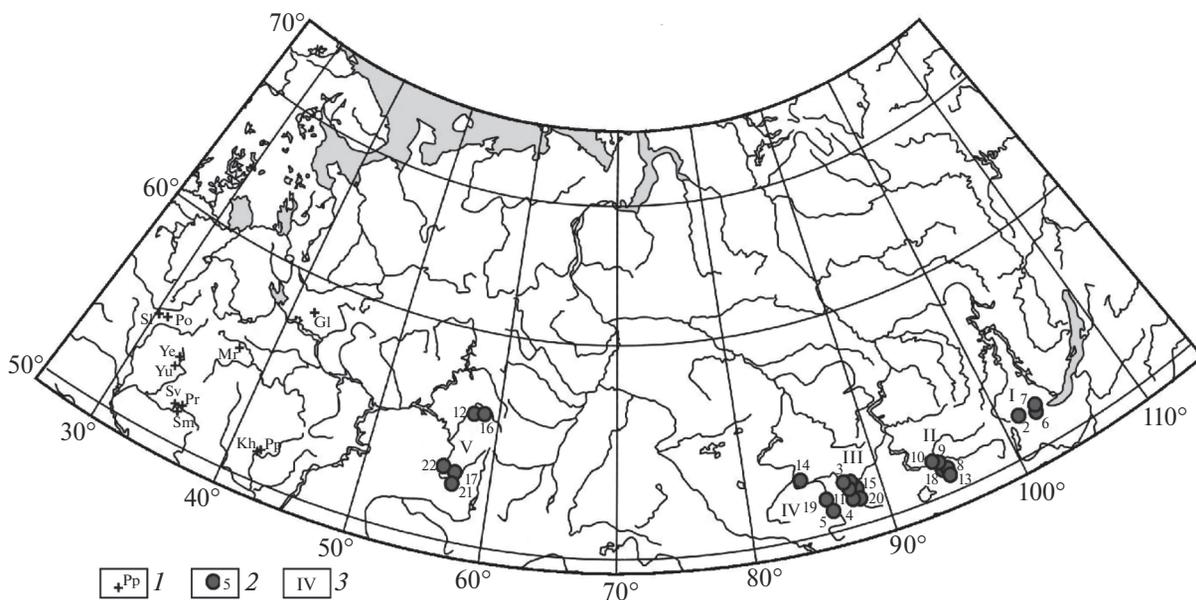


Рис. 2. Положение центров современной концентрации видов ИФ с возрастом от максимума последнего оледенения до раннего голоцена. 1 – местонахождения ИФ (Sl – Слобода, Po – Понизовье, Ye – Елисеевичи, Yu – Юдиново, Sv – Свапа, Sm – Сейм, Pr – Прутище, Mg – Москва-река, Gl – оз. Галичское, Kh – Хопер, Pp – Переполье); 2 – современные районы-аналоги для ИФ и их номера в табл. 1; 3 – группы ЦСК.

Определение современных географических аналогов по ископаемым флорам

По описанной выше методике определены ЦСК для 22 ИФ путем совмещения современных ареалов растений, входящих в состав этих флор (табл. 1). Для реконструкций использованы палеоботанические данные из нескольких мест в средних широтах Восточно-Европейской равнины (рис. 2). Реконструкции, полученные по этой серии ИФ, характеризуют основные климатические события начиная с максимальной фазы последнего оледенения и заканчивая ранним голоценом, т. е. приблизительно с 24 до 8 тыс. калиброванных л. н.

Наиболее древняя ИФ (ИФ 1 в табл. 1), выявленная на основе спорово-пыльцевого анализа донных отложений оз. Галичского [5], относится к ранней части максимума последнего оледенения и имеет возраст ~24 тыс. л. н. ИФ 2 включает в себя виды, определенные как по пыльце и спорам, так и по макроостаткам растений из отложений так называемой усвячской свиты, выходы которых часто встречаются в долине Западной Двины и ее притоков около д. Слободы [4]. Согласно радиоуглеродной датировке 17460 ± 210 ^{14}C л. н., Тп-309 [14], эти отложения также относятся к максимальной фазе оледенения. Еще две флоры (ИФ 4 и 5), полученные по данным палинологических исследований культурных слоев на позд-

непалеолитических стоянках Юдиново и Елисеевичи [2, 32], характеризуют конец позднего плейстоцена. Возраст этих двух ИФ определен приблизительно по сериям радиоуглеродных дат, полученных по материалам из соответствующих культурных слоев. В четырех пунктах состав ИФ определен по данным пыльцевого анализа флювиальных отложений, заполняющих крупные палеоруслу, обнаруженные в долинах Сеймы (ИФ 6, 9, 12, 17), Свапы (ИФ 10, 20–22), Москвы (ИФ 3, 8, 11, 13, 15, 18) и Хопра (ИФ 14) [20, 29, 30]. Еще две флоры выявлены на основе палинологических данных по осадкам из заполнения двух крупных балок – Прутище (ИФ 7) в бассейне р. Сейм [20] и Переполье (ИФ 16) в бассейне р. Хопер [27]. В каждом случае при определении растений в ходе спорово-пыльцевого анализа достигалось максимально возможное таксономическое разрешение (до уровня вида или рода).

На рис. 2 показано положение полученных ЦСК для перечисленных палеофлор. Как можно видеть, эти ЦСК образуют несколько более или менее тесных групп. Группа I (ИФ 2, 6 и 7) находится к 3 от юго-западной оконечности оз. Байкал. Территория, на которой в настоящее время совместно обитает большинство видов ИФ 2, находится на южном макросклоне Восточных Саян, в верховьях бассейна р. Оки. ЦСК 2 характеризуется холодным климатом горных тундр с $T_{\text{янв}}$ –

21...–22°C и $T_{июля}$ 8–10°C. Среднегодовая сумма атмосферных осадков P составляет 400–600 мм. ЦСК ИФ 6 и 7 расположены в пределах депрессии в среднем течении р. Иркут, на территории с холодным резко континентальным семиаридным климатом с $T_{январь}$ –22...–24°C, $T_{июля}$ ~16°C и $P_{год}$ 450–600 мм. Все ЦСК палеофлор первой группы находятся в зоне сплошного распространения многолетней мерзлоты.

Современные районы-аналоги для группы ИФ II (ИФ 8–10, 13, 18) сосредоточены в верховьях бассейна р. Енисей, в межгорных депрессиях ниже по течению и южнее места слияния рек Бий-Хем и Ка-Хем. Резко континентальный климат этого региона характеризуется экстремально низкой зимней температурой (средняя $T_{январь}$ = –32°C) и сравнительно теплым летом ($T_{июля}$ = 18°C). Годовая амплитуда температуры близка к 50°C. При $T_{год} \leq -7^\circ\text{C}$ условия в этом регионе благоприятны для существования сплошной многолетней мерзлоты. $P_{год}$ близка к 400 мм.

Группа III районов-аналогов для ИФ 1, 3, 4, 11, 15 и 20 образует тесный кластер на Алтае, в районе оз. Телецкого и в среднем течении р. Бии (рис. 2). Часть этой территории, прилегающая к оз. Телецкому, характеризуется гумидным климатом с относительно мягкой зимой ($T_{январь}$ составляет –14...–19°C) и прохладным летом ($T_{июля}$ – 11–14°C). $P_{год}$ в этой части территории довольно большая (700–1000 мм), что существенно выше современного количества осадков в местах происхождения соответствующих ИФ. Такое большое количество осадков в пределах ЦСК ИФ 11 и 15 связано с влиянием горного рельефа (с экспозицией склонов), но поскольку все исследованные ИФ происходят с равнинной территории, считаем правомерным в этих конкретных случаях использовать минимальные оценки $P_{год}$ в пределах ЦСК как наиболее вероятные реконструкции. Часть территории, занятой группой III, к Ю от оз. Телецкого и выше по течению р. Бии характеризуется более континентальным и менее влажным климатом с $P_{год}$ 450–600 мм. $T_{январь}$ здесь составляет –16...–18°C, $T_{июля}$ 15–16°C. Группа III районов-аналогов находится в области прерывистого распространения многолетней мерзлоты.

Группа IV включает в себя районы-аналоги для ИФ 14 и 19 в средней части бассейна р. Катунь и ЦСК ИФ 5, расположенный ниже слияния рек Бии и Катунь. Основные климатические характеристики для этой группы ЦСК описаны выше на примере ИФ 19. В целом, современный климат этой территории, лежащей в пределах сплошного распространения многолетней мерзлоты, холодный континентальный ($T_{январь}$ –17...–21°C, $T_{июля}$ 16–19°C, годовая амплитуда температуры

35–40°C). $P_{год}$ в разных частях территории составляет от 300 до 600 мм.

ЦСК для ИФ 12, 16, 17, 21 и 22 образуют группу V в западных предгорьях Южного Урала, от верховий бассейна р. Уфы на С до бассейна р. Белой на Ю. Этот регион характеризуется сравнительно мягкими, умеренно континентальными климатическими условиями: $T_{январь}$ –15...–16°C, $T_{июля}$ 17–19°C, $T_{год}$ близка к 0°C, а годовая амплитуда температуры не превышает 34°C. $P_{год}$ составляет 500–700 мм.

Поскольку местонахождения всех ИФ эпохи последнего оледенения, использованных для реконструкций, – в пределах зоны восточноевропейских смешанных хвойно-широколиственных лесов, то сосредоточение ЦСК в предгорьях и межгорных котловинах на Ю Сибири и в Предбайкалье указывает на глубокие различия между современными (межледниковыми) и реконструированными (ледниковыми в широком смысле) ландшафтно-климатическими условиями. Полученные основные климатические показатели по районам-аналогам для ИФ теплых (интерстадиальных) фаз позднеледниковья и раннего голоцена, расположенным на западном макросклоне Южного Урала, несколько ближе к современным условиям в местах происхождения изученных флор.

Изменения климата в центральной части Восточно-Европейской равнины в позднем плейстоцене, позднеледниковье и раннем голоцене

В целом изменения географического положения ЦСК палеофлор и климатических показателей в их пределах отражают сложную последовательность климатических изменений, происходивших в центральном регионе Восточно-Европейской равнины после максимума последнего оледенения (рис. 3). Для удобства обсуждения климатических фаз, реконструированных по ИФ известного возраста, автор провел их приблизительную корреляцию с европейской климато-стратиграфической шкалой, основанной на палеоботанических и геохронологических данных, и с гренландской кислородно-изотопной кривой [25]. Во избежание сложностей, связанных с различиями современных климатических условий в местах, откуда получены данные о составе ИФ, реконструированные основные климатические показатели изображены на рис. 3 в отклонениях от современных значений.

Максимальная стадия последнего оледенения характеризовалась наиболее холодным летом за весь период, охваченный настоящими реконструкциями, при $T_{июля}$ на 7–9°C ниже современной. $T_{январь}$ в этот период была на 13–14°C ниже современной. $T_{год}$ составляла ~ –6°C, что созда-

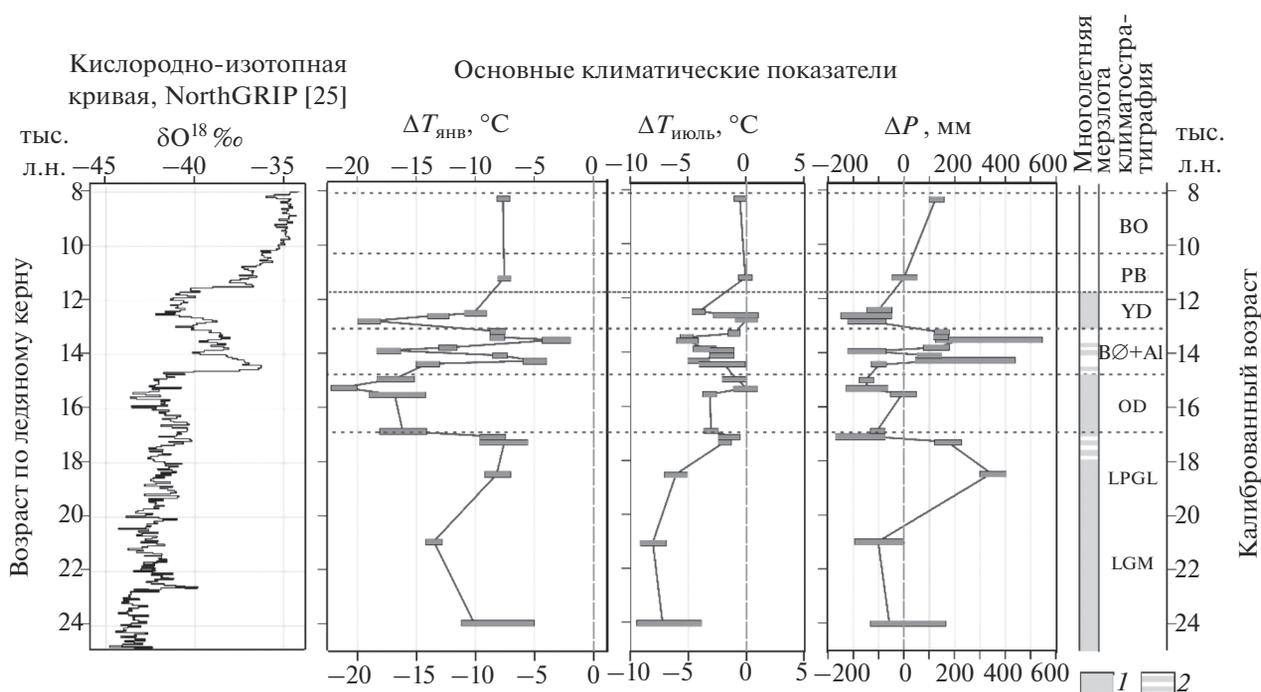


Рис. 3. Основные климатические показатели (в отклонениях от современных значений), реконструированные по современным условиям в районах-аналогах для изученных палеофлор. Распространение многолетней мерзлоты: 1 – сплошное, 2 – прерывистое и островное. Климатостратиграфические подразделения: LGM – максимум последнего оледенения, LPGL – поздний плейнгляциал, OD – ранний дриас, BO + AL – бёллинг + аллерёд, YD – поздний дриас, PB – пребореал, BO – бореал.

вало условия для сплошного распространения многолетнемерзлых пород. Климат в центральном регионе Восточно-Европейской равнины был умеренно континентальный, годовая амплитуда температуры лишь немного превосходила современную. В начале максимальной фазы последнего оледенения $P_{\text{год}}$ также была близка к современной. В позднем плейнгляциале количество осадков резко возросло: отклонения $P_{\text{год}}$ от современного уровня составили 300–400 мм.

Первоначально рост атмосферных осадков происходил на фоне небольшого потепления. Принимая во внимание низкие значения температуры, реконструированные для этого времени, можно предположить, что значительная часть осадков выпадала в виде снега в зимний период. Господство континентального климата с годовой амплитудой температуры $\sim 30^\circ\text{C}$ при сплошном распространении многолетней мерзлоты и дружном снеготаянии могло приводить к существенному увеличению расходов и стока во время половодья, чем может объясняться формирование крупных меандрирующих русел в центральном регионе Восточно-Европейской равнины в этот период [15, 20, 29, 30]. Характерный “степной” облик пыльцевых спектров того же возраста с обилием пыльцы полыней и маревых может объясняться, с одной стороны, поверхностным про-

сыханием сезонно-талого слоя при относительно теплых и сухих условиях летнего сезона, с другой стороны – широким развитием эрозионных процессов, связанным с неравномерностью выпадения осадков [1].

17 тыс. л. н. потепление усилилось, так что температура теплого сезона приблизилась к современной, а $T_{\text{год}}$ впервые после максимума оледенения достигла 0°C , что должно было вызвать частичную деградацию многолетней мерзлоты в центральном регионе Восточно-Европейской равнины. Это относительно кратковременное потепление сменилось новым похолоданием, проявившимся главным образом в снижении зимней температуры (отклонение $T_{\text{январь}}$ от современных значений составило $-14\dots-18^\circ$), в увеличении континентальности климата и уменьшении количества атмосферных осадков по сравнению с современным. Эти изменения соответствовали началу первой холодной стадии позднеледниковья – раннему дриасу. В течение раннего дриаса происходило дальнейшее усиление континентальности климата, главным образом за счет снижения зимней температуры ($\Delta T_{\text{январь}}$ достигало $-20\dots-22^\circ$, а годовая амплитуда температуры приближалась к 50°C). $P_{\text{год}}$ была ниже современной на 100–200 мм. Описанная климатическая обстановка была благоприятной для развития

сплошной многолетней мерзлоты в районе исследований.

Новое значительное потепление соответствует интерстадиалам бёллинг и аллерёд, разделенным кратковременным похолоданием среднего дриаса. Это потепление наиболее ярко проявилось в росте зимней температуры: $T_{\text{январь}}$ повысилась от минимума в раннем дриасе до максимума в бёллинге на $>15^{\circ}\text{C}$. Изменение летней температуры было менее значительным: в течение раннего дриаса и интерстадиалов бёллинг и аллерёд $T_{\text{июль}}$ была близка к современной или ниже современной на $\leq 5^{\circ}\text{C}$. Тем не менее уже в оптимальную фазу интерстадиала бёллинг $T_{\text{год}}$ достигла положительных значений (до $+2^{\circ}\text{C}$), что должно было вызвать деградацию сплошной многолетней мерзлоты, свойственной раннему дриасу, приводя к прерывистому, а затем и островному распространению многолетнемерзлых пород. В бёллинге—аллерёде произошло значительное ослабление континентальности климата: годовая амплитуда температуры приблизилась к современной. При относительно мягких климатических условиях увеличивалось увлажнение: $P_{\text{год}}$ была на 100–200 мм выше современной.

В это время в центральной части Восточно-Европейской равнины происходило быстрое распространение лесной растительности, которая оказывала стабилизирующее влияние на внутригодовое распределение стока. В связи с этим повышение количества осадков в бёллинге—аллерёде не получило столь яркого выражения во флювиальном палеорельефе, как на упомянутом выше этапе высокой водности рек в конце позднего плейстоцена. Стадия среднего дриаса выразилась в кратковременном похолодании, несколько уступавшем раннему дриасу (рис. 3).

Заключительная холодная стадия позднеледниковья (поздний дриас) отмечена в начале резким понижением $T_{\text{январь}}$, а затем, в меньшей степени, — также $T_{\text{июль}}$, что выразилось в снижении $T_{\text{год}}$ до -6°C . Похолодание в позднем дриасе вновь создало благоприятные условия для развития многолетней мерзлоты на Восточно-Европейской равнине. $P_{\text{год}}$ в это время была на 100–200 мм меньше современной.

Граница между позднеледниковьем и голоценом отмечена переходом от холодного резко континентального климата позднего дриаса к теплому умеренно-континентальному межледниковому климату. В пребореале и бореале $T_{\text{июль}}$ была близкой к современной, тогда как $T_{\text{январь}}$ все еще оставалась ниже современной на $7-8^{\circ}\text{C}$. Установление положительной среднегодовой температуры воздуха привело к полной деградации многолетней мерзлоты в центральном регионе Восточно-Европейской равнины. $P_{\text{год}}$ достигла современно-

го уровня в пребореале, а затем несколько превысила его.

ВЫВОДЫ

Применение палеофлористического метода дает возможность осуществить реконструкции основных климатических показателей для таких интервалов времени в прошлом, когда на Восточно-Европейской равнине существовала растительность, не имеющая прямых и полных аналогов в современном растительном покрове. Анализ современного географического распространения видов для серии датированных ИФ позволил определить положение их ближайших флористических районов-аналогов и с учетом современных климатических условий в их пределах проследить последовательность изменений климата в центральном регионе Восточно-Европейской равнины начиная с максимальной фазы последнего оледенения и заканчивая ранним голоценом.

Максимальная стадия последнего оледенения характеризовалась наиболее холодным летним сезоном за весь период, охваченный реконструкциями: $T_{\text{июль}}$ была ниже современной на $7-9^{\circ}\text{C}$. Континентальность климата в это время была существенно больше современной, однако при этом она значительно уступала последующим холодным стадиям позднеледниковья — раннему, среднему и позднему дриасу. $T_{\text{январь}}$ в максимум последнего оледенения была на $13-14^{\circ}\text{C}$ ниже современной, $T_{\text{год}}$ составляла -6°C , что создавало условия для сплошного распространения многолетней мерзлоты. Первое значительное потепление произошло в конце позднего плейстоцена, $17-18$ тыс. л. н. Одновременное повышение зимней и летней температуры привело к повышению $T_{\text{год}}$ до 0°C , что должно было отразиться на нарушении сплошного распространения многолетнемерзлых пород.

Наиболее резкие, контрастные и высокоамплитудные колебания климата реконструированы для позднеледниковья, причем диапазон изменений зимних значений температуры в этот период был значительно большим, чем летних: изменения $T_{\text{январь}}$ за рассмотренный период составили $\sim 20^{\circ}\text{C}$, $T_{\text{июль}} \leq 10^{\circ}\text{C}$. На этом переходном этапе ледниково-межледникового макроцикла ярко проявились интерстадиалы бёллинг и аллерёд. Во время этих потеплений $T_{\text{год}}$ достигала положительных значений ($1-2^{\circ}\text{C}$), что должно было приводить к переходу от сплошного распространения многолетней мерзлоты к островному, а возможно и к полной ее деградации. Перепады $T_{\text{год}}$ между последовательными холодными и теплыми фазами позднеледниковья составляли $7-10^{\circ}\text{C}$. Столь же значительным было и потепление при переходе от позднего дриаса к пребореалу (голоцену),

которое привело к полной деградации многолетней мерзлоты на Восточно-Европейской равнине после ее кратковременного распространения в позднем дриасе. Восстановленная последовательность изменений температуры в целом хорошо соответствует как кислородно-изотопной кривой по гренландскому ледниковому керну, так и основным подразделениям европейской климато-стратиграфической шкалы, полученным по палеоботаническим данным.

В постмаксимальный этап эпохи последнего оледенения выделяются два интервала повышения атмосферных осадков: первый – в позднем плейстоцене, 17–19 тыс. л. н.; второй, менее продолжительный и разделенный более сухой фазой среднего дриаса, – в бёллинге–аллерёде, 13–14.5 тыс. л. н. Второй, позднеледниковый этап повышения $P_{\text{год}}$ пришелся на значительное потепление, сопровождаемое деградацией многолетней мерзлоты. В раннем голоцене $P_{\text{год}}$ была близкой к современной и более стабильной, чем в позднеледниковье.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Борисова О.К. Палеогеографические реконструкции для зоны перигляциальных лесостепей Восточной Европы в позднем дриасе // Короткопериодные и резкие ландшафтно-климатические изменения за последние 15000 лет. М.: ИГ РАН, 1994. С. 125–149.
2. Борисова О.К., Новенко Е.Ю. Среда обитания позднеледниковой эпохи человека на стоянке Юдиново (по палинологическим данным) // Актуальные проблемы палинологии на рубеже третьего тысячелетия. М.: ИГиРГИ, 1999. С. 54–60.
3. Букреева Г.Ф., Вотих М.Р., Бишаев А.А. Методика определения палеоклимата по информативным системам признаков спорово-пыльцевых спектров // Геология и геофизика. 1984. № 6. С. 16–28.
4. Величкевич Ф.Ю. Плейстоценовые флоры ледниковых областей Восточно-Европейской равнины. Минск: Наука и техника, 1986. 496 с.
5. Величко А.А., Кременецкий К.В., Негенданк Й. и др. Позднечетвертичная история растительности Костромского Заволжья по данным палинологического изучения донных осадков Галичского озера // Бюлл. Комиссии по изучению четвертичного периода. 2001. № 64. С. 5–20.
6. Горчаковский П.Л., Никонова Н.Н., Фамелис Т.В., Шарафутдинов М.И. Карта растительности – 1 : 3750000 // Атлас Свердловской области. Екатеринбург: Уральская картогр. фабрика, 2003. С. 9.
7. Гричук В.П. Гляциальные флоры и их классификация // Последний ледниковый покров на северо-западе Европейской части СССР. М.: Наука, 1969. С. 57–70.
8. Гричук В.П. Растительность Европы в позднем плейстоцене // Палеогеография Европы за последние сто тысяч лет (Атлас-монография). М.: Наука, 1982. С. 92–109.
9. Гричук В.П. Реконструкция скалярных климатических показателей по флористическим материалам и оценка ее точности // Методы реконструкций палеоклиматов. М.: Наука, 1985. С. 20–28.
10. Климанов В.А. К методике восстановления количественных характеристик климата прошлого // Вестн. МГУ. Сер. 5, География. 1976. № 2. С. 92–98.
11. Климанов В.А. Связь субфоссильных спорово-пыльцевых спектров с современными климатическими условиями // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1981. № 5. С. 101–114.
12. Коропачинский И.Ю. Дендрофлора Алтайско-Саянской горной области. Новосибирск: Наука, 1976. 291 с.
13. Куминова А.В. Растительный покров Алтая. Новосибирск: Изд-во СО АН СССР, 1960. 450 с.
14. Санько А.Ф. Неоплейстоцен северо-восточной Белоруссии и смежных районов РСФСР. Минск: Наука и техника, 1987. 178 с.
15. Сидорчук А.Ю., Панин А.В., Борисова О.К. Климатически обусловленные изменения речного стока на равнинах северной Евразии в позднеледниковье и голоцене // Вод. ресурсы. 2008. Т. 35. № 4. С. 406–416.
16. Соколов С.Я., Связева О.А., Кубли В.А. Ареалы деревьев и кустарников СССР. Т. 1. Л.: Наука, 1977. 164 с.
17. Флора Сибири / Под ред. И.М. Красноборова, Л.И. Малышева, Г.А. Пешкова и др. Новосибирск: Наука, 1988–2003. Т. 1–14.
18. Bartlein P.J., Prentice I.C., Webb III T. Climatic response surfaces from pollen data for some eastern North American taxa // J. Biogeogr. 1986. V. 13. P. 35–57.
19. Bartlein P.J., Webb III T. Mean July temperature at 6000 yr BP in eastern North America; Regression equations for estimates from fossil-pollen data // Syllageous. 1985. V. 55. P. 301–342.
20. Borisova O.K., Sidorchuk A.Yu., Panin A.V. Palaeohydrology of the Seim River basin, Mid-Russian Upland, based on palaeochannel morphology and palynological data // Catena. 2006. V. 66. P. 53–73.
21. Cheddadi R., Mamakowa K., Guiot J. et al. Was the climate of the Eemian stable? A quantitative climate reconstruction from seven European pollen records // Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 1998. V. 143. P. 73–85.
22. Davis B.A.S., Chevalier M., Sommer P. et al. The Eurasian Modern Pollen Database (EMPD). Vers. 2 // Earth Syst. Sci. Data. 2020. V. 12. P. 2423–2445.
23. Guiot J., Pons A., de Beaulieu J.-L., Reille M. A 140,000 year climatic reconstruction from two European records // Nature. 1989. V. 338. P. 309–313.
24. Huntley B., Prentice I.C. July temperatures in Europe from pollen data, 6000 years before present // Sci. 1988. V. 241. P. 687–690.
25. NorthGRIP Members. High-resolution record of Northern Hemisphere climate extending into the Last Interglacial period // Nature. 2004. V. 431. P. 147–151.
26. Overpeck J.T., Webb III T., Prentice I.C. Quantitative interpretation of fossil pollen spectra: Dissimilarity co-

- efficients and the method of modern analogs // *Quaternary Res.* 1985. V. 23. P. 87–108.
27. *Panin A., Borisova O., Konstantinov E. et al.* The Late Quaternary evolution of the upper reaches of fluvial systems in the southern East European Plain // *Quaternary.* 2020. V. 3 (4). P. 31.
28. *Prentice I.C., Bartlein P.J., Webb III T.* Vegetation and climate change in eastern North America since the Last Glacial Maximum // *Ecol.* 1991. V. 72. P. 2038–2056.
29. *Sidorchuk A.Yu., Borisova O.K.* Method of paleogeographical analogs in paleohydrological reconstructions // *Quaternary Int.* 2000. V. 72. № 1. P. 95–106.
30. *Sidorchuk A.Yu., Panin A.V., Borisova O.K.* Morphology of river channels and surface runoff in the Volga River basin (East European Plain) during the Late Glacial period // *Geomorphol.* 2009. V. 113. P. 137–157.
31. *Szafer W.* Flora pliocenska z Kroscienka nad Dunajcem (The Pliocene flora of Kroscienko on Dunajec River) // *Rozprawy Wydzialu matemat.-przyrodn. Krakow: Polska Akad. Umiejjet,* 1946–1947. V. 72. B. 1. 162 p.; B. 2. 213 p. (in Polish).
32. *Zelikson E.M.* On the palynological characteristic of Late Valdai loesses in the centre of Russian Plain // *Annales Univ. M. Curie-Skłodowska.* 1986. Sect. B. V. XLI (8). P. 137–148.

ВОДНЫЕ РЕСУРСЫ И РЕЖИМ ВОДНЫХ ОБЪЕКТОВ

УДК 556.54:551.468.6

ЗАКОНОМЕРНОСТИ СКАЧКООБРАЗНОГО РАЗВИТИЯ ДЕЛЬТ¹

© 2021 г. М. В. Михайлова*

Институт водных проблем РАН, Москва, 119333 Россия

**e-mail: mv.mikhailova@gmail.com*

Поступила в редакцию 29.03.2021 г.

После доработки 29.03.2021 г.

Принята к публикации 24.05.2021 г.

Рассмотрены закономерности редкого типа дельтоформирования – скачкообразного, с прорывами и полной перестройкой гидрографической сети дельты. Выявлены физические предпосылки подобного типа развития дельт, предложена новая схема развития процесса, новое подразделение его на этапы. Приведены примеры.

Ключевые слова: река, дельта, скачкообразный тип дельтоформирования, сток наносов.

DOI: 10.31857/S0321059621060122

Речные дельты – часть устьевых областей рек, одни из самых изменчивых и экологически уязвимых географических объектов на Земле. Дельты представляют собой низменность, прорезанную густой сетью водотоков и водоемов. Они обладают большими водными, земельными, биологическими и другими природными ресурсами, широко используются отраслями хозяйства и требуют пристального наблюдения и изучения.

В гидрологии устьев рек [9] выделены два типа дельтоформирования. Первый – медленный, эволюционный. В этом случае дельта либо целиком, либо в устьях крупных рукавов постепенно выдвигается в море. При этом происходит перераспределение стока воды и наносов между рукавами. Поэтому дельтовые выступы у каждого рукава выдвигаются с разной интенсивностью. Второй тип дельтоформирования – скачкообразный – более редкий. Дельта изменяется очень быстро. Процесс дельтоформирования сопровождается прорывами прирусловых валов или защитных дамб, сильными (иногда катастрофическими) наводнениями и полной перестройкой гидрографической сети дельты. При этом формируется новая дельтовая лопасть, а старая отмирает.

Впервые такой процесс был описан для дельты Миссисипи в [20]. Позже дополнительный анализ ее изменения был проведен в [8, 18]. Скачкообразное развитие дельты Хуанхэ было рассмотрено китайскими специалистами (обзор литературы в [11], позже – в [7, 17]). В СССР впервые

скачкообразный тип дельтообразования описан М.М. Роговым в дельте Амударьи [13], аналогичный процесс в дельте Или – в работах [6, 15, 16]. Процессы скачкообразного развития дельты Терека подробно рассмотрены в [1, 3, 14], Сулака – [3, 4, 14].

У большинства перечисленных дельт скачкообразные процессы формирования с прорывами закончились. Причины этого, во-первых, – в уменьшении стока наносов рек после сооружения водохранилищ, во-вторых, – в крупномасштабных защитных мероприятиях в самих дельтах (капитальное обвалование и сооружение специальных каналов для сброса в море части стока воды в большое половодье). В настоящее время скачкообразные процессы с прорывами возможны (хотя это маловероятно) лишь в дельтах Терек и Хуанхэ.

Тем не менее исследование закономерностей таких процессов в дельтах не потеряло актуальности и представляет интерес с палеогеографической точки зрения, а также в практических целях – для поиска и освоения в районах отмерших дельтовых лопастей залежей пресных подземных вод, нефти и газа.

Задача статьи состоит в установлении физических причин скачкообразного развития дельт, более детальном изучении закономерностей этого процесса и разработке обновленного принципа подразделения его на этапы.

ТИПИЗАЦИЯ РЕЧНЫХ ДЕЛЬТ

Начиная с Г. Креднера [19] дельты принято делить на две большие группы – дельты выполне-

¹ Работа выполнена в рамках Государственного задания ИВП РАН (тема 0147-2019-0001, государственная регистрация АААА-А18-118022090056-0).

ния (заполнения) полузамкнутых водоемов на побережье, большая часть которых возникла в результате голоценовой трансгрессии Мирового океана и связанных с ним морей, и дельты выдвигения в открытой прибрежной зоне океанов, морей и крупных озер.

К полузамкнутым водоемам и сформировавшимся в них дельтам относятся: 1) затопленные долины рек, называемые на юге лиманами, а на севере – губами (Днепровский лиман и дельта Днепра, Обская губа и дельта Оби, Тазовская губа и дельты Пура и Таза, Енисейская губа и дельта Енисея); 2) отгороженные барами от моря лагуны, их также часто называют губами (например, Печорская губа и дельта Печоры); 3) воронкообразные приливные эстуарии (например, эстуарий Эльбы и дельта его выполнения); 4) морские заливы, частично заблокированные косами и барами с морской стороны (например, Таганрогский залив и дельта Дона, зал. Агчафалайя в устьевой области Миссисипи с двумя небольшими дельтами, выдвигающимися в залив).

Дельты выполнения ограничены в своем развитии берегами лимана, лагуны, эстуария или морского залива. Поэтому число рукавов в них невелико.

Дельты выдвигения не имеют таких ограничений и поэтому развиваются более свободно, хотя и отклоняясь под воздействием волнения, вдоль береговых течений и потока морских наносов. По мере продвижения таких дельт в приемный водоем (океан, море, крупное озеро) число рукавов возрастает, а затем, по мере их слияния и блокировки малых рукавов морскими наносами, уменьшается. Характерным примером может служить частная дельта в устье крупного рукава в дельте Дуная – Килийского. Эта дельта стала формироваться приблизительно в 1740 г., когда Килийский рук. вышел в Черное море. В своем развитии Килийская дельта прошла четыре последовательные фазы: однурукавную (1740–1800 гг.); малорукавную, когда количество устьев рукавов ≤ 20 (1800–1856 гг.); многорукавную, когда число устьев рукавов достигало 40–60 (1856–1956 гг.); вновь малорукавную, когда число устьев рукавов вновь уменьшилось с 19 в 1957 г. до 15 в 1980 г. и до 12 в 2020 г.

Дельты выдвигения можно разделить на два типа. Первый тип – развивающиеся эволюционно, медленно, путем одновременного выдвигения разных русловых систем дельты в приемный водоем. Этот процесс сопровождается перераспределением стока воды и наносов по рукавам и хорошо изучен [9, 10]. Как перераспределение стока между рукавами, так и ускорение или замедление выдвигения в приемный водоем той или иной русловой системы дельты часто стимулируются крупными инженерными работами, в

частности – улучшением судоходных условий (углубления рукавов и их устьевых баров, спрямления русел). Так происходило в дельтах Волги, Дона, Яны, Дуная, Нигера, Нила и др.

Прорывы с образованием новых рукавов в таких дельтах крайне редки, локальны и происходят в результате смещения излучин, размыва защитных дамб, сильных штормов или нагонов. Так, во время сильного шторма в середине 1890-х гг. произошел прорыв косы рук. Очаковского в дельте Дуная и образовался новый рук. Прорва [2].

Ко второму типу относятся своеобразные дельты – со скачкообразным развитием, периодическими прорывами и полной перестройкой гидрографической сети. Рассматриваемый в статье тип дельтоформирования можно подразделить на два подтипа: I – новая дельта формируется в депрессиях старой дельты; II – происходит прорыв через прирусловой вал, дамбу или устьевую косу непосредственно в приемный водоем, и дельты формируются на открытом побережье.

Помимо уточненной типизации дельт по характеру формирования автор считает необходимым перечислить и другие типизации – либо общепринятые, либо наиболее распространенные.

Так, по общегеографическим признакам (т.е. по местоположению) дельты делят на океанические, морские, озерные, лиманные, лагунные, в приливных эстуариях, в морских заливах; по характеру водного баланса – на дельты с положительным водным балансом (среднегодовое водное стока вдоль дельты увеличивается) и отрицательным водным балансом (водный сток вдоль дельты уменьшается). По величине прилива ΔH_t дельты, как и моря, делят на неприливно-микроприливно-мезоприливно-макроприливно-гиперприливно-мало- и много-рукавные (≤ 6) и ≥ 7). По экологическим и социально-экономическим признакам дельты делят на находящиеся в естественном состоянии (таких дельт очень мало) и освоенные, в частности – сильно урбанизированные с крупными городами (в том числе столицами государств и портами); мало и густо населенные; по преобладающему типу хозяйственного использования.

ФИЗИЧЕСКИЕ ПРИЧИНЫ СКАЧКООБРАЗНОГО ДЕЛЬТОФОРМИРОВАНИЯ

В работах [9, 10], в том числе при участии автора статьи, при описании скачкообразного с прорывами развития дельт отмечается, что главная причина развития дельт такого типа – большой сток наносов реки. При этом указывается, что “критическая” величина концентрации взвешен-

ных наносов в реке составляет 0.8–1.0 кг/м³, с превышением которой в дельте начинаются прорывы. В действительности сток наносов реки – лишь косвенная причина прорывов в дельте и перестройки ее гидрографической сети. Главная причина – превышение отметок уровня воды в период половодья в рукаве над отметками поверхности прилегающих районов дельты (подтип I) или над отметками уровня приемного водоема (подтип II).

Чтобы речной поток мог перемещать наносы большой концентрации, необходима повышенная скорость течения. В соответствии с формулой К.И. Россинского и И.А. Кузьмина, полученной по данным измерений и опубликованной в 1962 г. [9], концентрация наносов в речном потоке, соответствующая его транспортирующей способности, пропорциональна средней скорости течения в третьей степени.

Чтобы поддерживать большую скорость потока, в нем согласно формуле Шези $V = C\sqrt{hI}$ должны быть повышенные уклоны водной поверхности. Если дельтовый рукав с большим стоком наносов активно выдвигается в море (этот процесс называется устьевым удлинением), большие уклоны в рукаве могут быть лишь в случаях отложения наносов на дне рукава, повышения отметок дна и уровней воды в русле. В результате могут возникнуть большие перепады уровня (особенно в половодье) между рукавом и окружающей поверхностью дельтовой равнины. Русло дельтового рукава оказывается выше окружающей местности, что создает предпосылку для перелива вод через прирусловые валы или защитные дамбы, образования проранов и последующего прорыва рукава в новом направлении. Перепад отметок может быть определен прежде всего эмпирическим путем по данным наблюдений в период половодья. Если рукав быстро выдвигается в приемный водоем, то такой перепад можно определить, зная либо фактический, либо рассчитанный уклон водной поверхности в рукаве и расстояние потенциального места прорыва от приемного водоема. Для расчета уклона можно применить теоретическую формулу для так называемого уклона в динамически устойчивом русле: $I_0 = 8.26 \times 10^{-5} Q^{-0.11} s^{0.17}$ (Q – руслоформирующий расход, близкий к среднегодовому расходу воды на пике половодья, s – концентрация взвешенных наносов в половодье) [9].

Большая величина такого перепада отметок уровня представляет основную угрозу прорыва и последующих изменений в дельте. В дельте Хуанхэ перепад между уровнем воды в дельтовом рукаве и окружающей местностью может достигать 10 м. Китайские специалисты называли Хуанхэ на ее дельтовом и придельтовом участке “подвешенной рекой” [7].

Часто на скачкообразное развитие дельт с прорывами влияет устьевое удлинение. Интенсивность такого выдвигания тем больше, чем больше сток руслоформирующих наносов, меньше глубина устьевого взморья и слабее разрушающее воздействие морского волнения в прибрежной зоне. В этом случае уменьшение фактического уклона I в результате увеличения длины русла станет причиной потери его устойчивости. Возникает неравенство $I < I_0$, что повлечет за собой уменьшение скоростей течения, крупномасштабную аккумуляцию наносов и повышение отметок дна и водной поверхности. Рост уровня в рукаве и создает угрозу прорыва прирусловых валов или защитных дамб и сильного наводнения в дельте в период половодья. Русло вновь может приобрести динамически устойчивое состояние лишь в случае выполнения условия $I = I_0$.

ЦИКЛЫ СКАЧКООБРАЗНОГО ФОРМИРОВАНИЯ ДЕЛЬТ

Процесс скачкообразного формирования дельт довольно сложный и состоит из повторяющихся циклов. Каждый цикл включает в себя формирование дельты подтипа I и подтипа II. В литературе по гидрологии устьев рек [8, 9] дельту подтипа I принято называть наложенной, т.е. образующейся на поверхности старой дельты, дельту подтипа II – причлененной, развивающейся на открытом побережье.

Рассмотрим более подробно полный естественный, т.е. без участия человека, цикл формирования наложенно-причлененной дельты.

Возникновение и развитие наложенной дельты (подтипа I дельт со скачкообразным типом развития) – наиболее сложная часть цикла скачкообразного формирования дельт. Она включает следующие этапы (рис. 1).

1. Прорыв вод во время половодья через прирусловой вал или защитную дамбу с одного из берегов крупного рукава старой дельты с образованием прорана, которому предшествует перелив вод через прирусловой вал или гребень дамбы. После крупного прорыва начинается отмирание участка рукава ниже по течению прорана. Чем больше перепад отметок уровня в рукаве и окружающей его местности, тем больше скорости течения в проране и тем интенсивнее его размыв. При размываемых грунтах проран может образоваться буквально за несколько часов.

2. Образование комплекса озер и болот на поверхности старой дельты. Депрессии постепенно заполняются речными наносами. Этот этап в зависимости от характера рельефа может продолжаться от нескольких суток до нескольких месяцев. Размер зоны затопления, в которой задерживается основная часть наносов реки, может быть

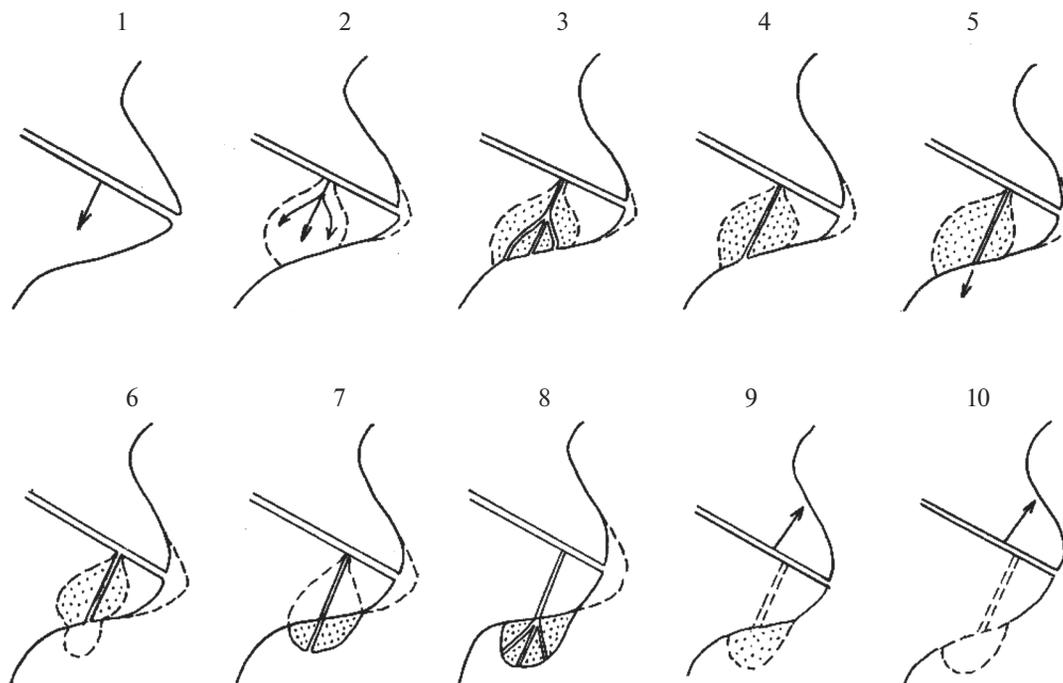


Рис. 1. Скачкообразный тип дельтоформирования и его этапы 1–10 (описание дано в тексте).

очень большим. На этом этапе также начинается отток осветленных (практически не содержащих наносов) вод через понижения в районе морского края дельты в приемный водоем, что приводит к опреснению прилегающей части устьевого взморья.

3. Постепенное формирование многорукавной дельты из отложившихся в зоне затопления наносов. Сток воды в приемный водоем из зоны затопления возрастает.

4. Отмирание небольших боковых рукавов, постепенное сосредоточение стока в наиболее крупных рукавах, формирование однорукавной или малорукавной дельты. На поверхности старой дельты образуется наложенная дельта.

Возникновение и формирование приречной дельты (подтип II дельты со скачкообразным типом развития) включает в себя указанные ниже этапы.

5. Речные наносы из наложенной дельты начинают поступать в прибрежную зону приемного водоема.

6. Образование из речных наносов первичной отмели в прибрежной зоне (устьевого бара).

7. Возникновение и выдвижение в приемный водоем однорукавной или малорукавной дельты выдвижения. При этом возможны прорывы береговых баров или устьевых кос с образованием небольших новых лопастей.

8. Формирование многорукавной дельты.

Важно отметить, что отдельные этапы могут совпадать во времени (например, 3 и 4, 5 и 6), а также отсутствовать (например, 8).

Вмешательство человека часто меняет развитие наложенной или приречной дельты. Во-первых, может быть перекрыт проран в дельтовом рукаве, хотя, как правило, это не удается быстро сделать. Во-вторых, возможен (как это было при небольших прорывах в дельте Терека) искусственный вывод вод из зоны затопления в приемный водоем. В-третьих, при спрямлении, углублении и перекрытии рукавов возможно перераспределение стока воды и наносов в формирующихся дельтах.

На этапах 7 или 8 заканчивается цикл формирования наложенно-приречной дельты. Однако изменения дельты на этом не завершаются. После нового прорыва вод из дельтового рукава (выше по течению от прорана) сформировавшаяся ранее наложенно-приречная дельта начинает отмирать. Эти процессы следует рассматривать как продолжение предыдущего цикла.

Отмирание ранее сформировавшейся наложенно-приречной дельты включает в себя два этапа.

9. Заиление и зарастание всей русловой системы наложенно-приречной дельты. Этот процесс может продолжаться годами и десятилетиями. На месте прежних русел долго сохраняются небольшие болота, а древесная растительность на

бывших прирусловых валах хорошо просматривается на космических снимках.

10. Размыв причлененной дельты. Из продуктов этого размыва формируются береговые бары и косы. Постепенно береговые бары и косы под влиянием вдольбереговых течений и волнения смещаются к берегу, отгораживая узкие лагуны, а затем примыкают к нему, образуя пляжи.

ПРИМЕРЫ СКАЧКООБРАЗНОГО РАЗВИТИЯ ДЕЛЬТ

Рассмотрим кратко наиболее типичные примеры скачкообразного развития дельт; подробная их история изложена в цитируемых литературных источниках.

Дельта Терека

Реконструкция истории скачкообразного формирования дельты Терека за последние 500–600 лет описана в [14]. За это время в дельте произошло множество малых и средних прорывов и наводнений, а также ряд крупных прорывов и последовавших за ними катастрофических наводнений и радикальных перестроек гидрографической сети дельты.

Несмотря на скачкообразный характер дельтообразующих процессов в устье Терека и случайность в “выборе” потоком мест прорывов, были и некоторые закономерности в последовательности новых прорывов и в развитии наложенно-причлененных дельт. Новые дельты в пределах старой дельты Терека или на ее периферии образовывались чаще всего в более низких либо менее выдвинутых в море по сравнению с другими районами участка дельты.

В таких случаях действует принцип выбора потоком гидравлически более выгодного направления в сторону больших уклонов местности. Поэтому вся дельта развивалась веерообразно (рукава Терека впадали либо в Кизлярский залив, либо в Аграханский залив Северного Каспия), постепенно заполняя наносами свои депрессии.

Так, в устье Терека за последние 500–600 лет произошло не менее 10 крупных прорывов, приводивших к полной перестройке русловой сети дельты: 1 – Куру-Терек (к XV в. русловая сеть отмерла), 2 – Ак-Терек (к XVI в. отмерла), 3 – Терек (с XVIII в. Старый Терек), 4 – Куру-Чубутла, 5 – Сулла-Чубутла, 6 – Новый Терек (Кордонка), 7 – Бороздинская Прорва, 8 – Таловка, 9 – Средняя, 10 – Каргалинский Прорыв [14].

Необходимо отметить, что все предшествовавшие Каргалинскому циклы дельтообразования были полными, т.е. включали в себя все упомянутые выше этапы – от прорыва и начала формирования новой дельтовой системы до ее отмирания.

Ни один из крупных циклов дельтообразования не был прерван или продолжен в результате вмешательства человека. Все предшествовавшие Каргалинскому прорыву циклы развивались естественным путем. Каргалинский прорыв был стимулирован искусственно; возникший в его результате мощный рукав сохраняется в течение столетия также благодаря гидротехническим мерам.

Позже крупных прорывов в дельте не было. Это объясняется, во-первых, строительством надежных защитных дамб, а во-вторых, искусственным выводом в августе 1977 г. вод Терека по прорези через Аграханский п-ов непосредственно в Средний Каспий. Это мероприятие прервало естественные циклические процессы в дельте Терека и стабилизировало всю русловую сеть дельты.

Дельта Сулака

В устье Сулака с начала XIX в. последовательно формировались пионерная дельта выдвигания и три причлененные дельты [3, 14]. В отличие от дельты Терека, прорывы русла в устье Сулака происходили не в пределах обширной дельтовой равнины, где они приводили к формированию наложенных дельт, а на периферии дельты выдвигания на открытом морском побережье. Здесь возникали новые причлененные дельты в виде выдвинутых в море дельтовых лопастей. Началом образования первой причлененной дельты приблизительно в 1922 г. послужил прорыв через левую устьевую косу, второй – искусственно спровоцированный прорыв в половодье 1929 г., третьей – вывод реки по искусственной прорези в августе 1957 г. Предполагалось, что вывод Сулака по кратчайшему пути в море замедлит обмеление Сулакской бухты и процесс ее блокирования песчаной косой, сформированной продуктами размыва дельты и поступающими на север дельты наносами Сулака. При изменении направления стока Сулака длина русла сократилась более чем на 7 км. В новом русле начался интенсивный процесс врезания. В месте выхода прорези в море стала формироваться Новая дельта Сулака.

Дельта Или

В устье Или за последние 600 лет четырежды менялось направление стока и последовательно сформировались четыре наложенные дельты.

Существование в устье Или сухих русел, так называемых баканасов, свидетельствует о неоднократных перемещениях стока реки по просторству Прибалхашской равнины и периодическом возникновении новых систем рукавов после прорывов и отмирания старых. Сток по баканасам прекратился в XVII в., а вершина современ-

ной дельты образовалась в конце XIX – начале XX вв. в результате прорыва вод сначала в систему рук. Топар, а затем – рук. Джидели.

В развитии систем дельтовых рукавов по Р.М. Хайдарову [15, 16] можно выделить этапы: прорыв русла в новом направлении, затопление межрядовых понижений, возникновение разливов, отложение в них наносов, зарождение рукавов (на этом этапе пребывала система Джидели до середины 1940-х гг.); сосредоточение стока реки в едином русле после перехвата новой системой основного стока; активное заполнение наносами понижений по трассе основного русла системы; поступление речных наносов в оз. Балхаш (в последнее время на этом этапе развития находились рук. Джидели и его ответвление Кугалы); выдвигание нового рукава в озеро, повышение отметок его дна и водной поверхности, интенсивное меандрирование нового русла; отмирание всей системы после нового крупного прорыва реки в более гидравлически благоприятном направлении (сейчас на этом этапе развития находится система рук. Или). Продолжительность полного цикла составляет ~200 лет.

Дельта Амударьи

Благодаря очень большому стоку наносов реки дельта Амударьи в прошлом развивалась подобно дельте Хуанхэ путем прорывов и образования наложенно-причлененных дельт. В процессе многократных изменений направления русла Амударьи в низовье реки сформировалось по крайней мере три крупных последовательных аллювиально-дельтовых комплекса: дельты Акчадарьинская, Присаракамьшская и Приаральская. История развития последней, Приаральской дельты Амударьи с XVII в. детально рассмотрена М.М. Роговым [13]. В формировании дельты выделены отдельные циклы, связанные с катастрофическими прорывами русла в более пониженные ее части. Каждый цикл включал в себя следующие этапы: прорыв реки в пределах дельты в новом направлении; образование обширных разливов; формирование сначала наложенной дельты и ее русловой сети, а затем нередко и причлененной дельты и ее русловой сети; отмирание боковых рукавов в этих дельтах и сосредоточение стока в ограниченном числе рукавов; отмирание наложенно-причлененной дельты после нового прорыва. В XVII–XVIII вв. наиболее обводненной была восточная часть дельты Амударьи. В начале XIX в. прорывы и разливы случались в западной части дельты. В 1846 г. каракалпак Куванш прорыл небольшой проход через прирусловой вал главного рукава дельты. В результате вода хлынула через образовавшуюся брешь и выработала новое русло (Куванш-джарму), образовавшее обширные разливы в восточной части дельты. Для второй половины

XIX в. характерны образование разливов также в центральной части дельты и их постепенное заполнение речными наносами. В начале XX в. водоносность системы Куванш-джармы заметно уменьшилась. В центральной части дельты основная часть стока проходила по рукавам Талдык (западный) и Кант-узек (восточный). В 1937 г. в результате прорыва косы в устьевой части рук. Кант-узек образовался новый и мощный рук. Инженер-узек, который стал впадать в Талдыкский залив Аральского моря. В процессе последующего заполнения наносами сначала Талдыкского залива, а затем открытого устьевого взморья сформировалась причлененная дельта, так называемая дельта Инженер-узeka. В начале формирования этой дельты в ней было до 10–12 рукавов, к 1960-м гг. их число сократилось до 4–5. Позже в связи с резким сокращением стока реки и быстрым падением уровня моря развитие дельты Инженер-узeka замедлилось, а затем почти полностью прекратилось. Приблизительно до 1975 г. сохранялись лишь рукава Инженер-узек, Аккай и Урдабай.

Дельта Хуанхэ

Как уже сказано, дельта Хуанхэ относится к дельтам с наиболее ярко выраженным скачкообразным типом развития. В истории формирования дельты Хуанхэ с 602 г. до н. э. до 1855 г. отмечено пять крупномасштабных перестроек гидрографической сети. При этом чем дальше от моря происходит прорыв русла, тем, как правило, более масштабны и катастрофичны изменения гидрографической сети дельты. После каждого нового прорыва в другой части дельтовой равнины формировалась новая наложенно-причлененная дельта Хуанхэ.

Современная дельта Хуанхэ унаследовала направление стока реки после пятого крупномасштабного прорыва в 1855 г. После этого уже в современной дельте произошло не менее 11 крупных прорывов. Наиболее изучены последние четыре – 1953, 1964, 1976 и 1996 гг. [7, 11, 17].

Каждая крупная перестройка гидрографической сети дельты Хуанхэ имеет катастрофический характер и представляет собой законченный цикл, состоящий из указанных ниже этапов.

1. Прорыв старого русла (обычно в пределах старой дельты на расстоянии 60–80 км от моря). Прорывам способствуют значительное (иногда до 10 м) превышение русла над окружающей местностью; меандрирование русла и подмыв вогнутого берега и естественного прируслового вала или защитной дамбы; повышенные уровни воды в половодье; искусственные попытки отвести часть стока реки для предотвращения наводнения в половодье. Возведение защитных дамб для

предотвращения наводнений часто вызывает обратный эффект: опасность прорыва и его масштаб возрастают.

2. Образование разливов, часто принимающих характер катастрофического затопления, охватывающего сотни, а иногда и тысячи квадратных километров. Затопляется территория старой дельты, причем характер затопления определяется рельефом, унаследованным от предыдущих циклов развития дельты. Вода, проходя районы затопления плоскостным потоком или по старым руслам, через некоторое время начинает поступать в море.

3. Формирование русла среди залитых водой пространств и разветвление его на рукава. Возникающие рукава обычно неустойчивы и подвержены блужданию. Сосредоточение стока в одном наиболее крупном рукаве. Таким образом формируется одорукавное русло, которое быстро повышается над окружающей местностью. Формируется наложенная дельта.

Одновременно с формированием наложенной дельты начинает образовываться и причлененная дельта основного русла в море. Новая дельта может довольно быстро выдвинуться в море на десятки километров. Этот этап будет продолжаться до тех пор, пока не произойдет новый крупный прорыв русла выше по течению и сформировавшаяся только что наложенно-причлененная дельта не потеряет сток. Новому прорыву обычно предшествует сильное меандрирование старого русла.

Последний этап в развитии рассматриваемой дельты — ее быстрое отмирание. Русловая сеть оказывается заброшенной и деградирует, а выдвинувшийся в море конус выноса подвергается абрадирующему воздействию морского волнения и начинает разрушаться.

Дельта Годавари

За голоценовую историю дельтовой равнины р. Годавари здесь сформировались, по крайней мере, девять наложенно-причлененных дельт [5]. Процесс образования каждой дельты включал в себя несколько этапов: прорыв русла в новом направлении (либо в отставшую в своем развитии низменную часть дельты, либо по кратчайшему расстоянию к заливу); быстрое выдвигание новой лопасти в сторону залива с формированием наложенно-причлененной дельты; формирование русловой сети новой дельты; постепенное удлинение и повышение нового русла, уменьшение продольного уклона, что создавало предпосылки для нового прорыва в гидравлически более выгодном направлении; потеря русловой системой дельты стока вследствие его отвлечения в новый прорыв, отмирание русловой сети старой лопасти, ее волновой размыв, формирование из

продуктов этого размыва береговых баров, пляжей, кос.

Описанная цикличность формирования дельты Годавари подтверждается наличием на современной дельтовой равнине неровностей аккумулятивного рельефа, остатков отмерших и отмирающих водотоков, древних береговых форм в виде песчаных гряд, расположенных на разном расстоянии от современного морского края дельты. Последними по времени формирования были четыре дельтовые лопасти, в пределах которых еще сохранились русла рукавов, ставших основой каждой наложенно-причлененной дельты. Самой древней из этих лопастей была, по-видимому, дельта рук. Вайнатъям, ориентированная от вершины дельты прямо на Ю. Самая молодая и активная — крупная дельта рук. Гаутами в северо-восточной части дельты Годавари. Не исключено, что в будущем может произойти новый прорыв с образованием новой дельтовой лопасти, например в депрессии к Ю и ЮЗ от рук. Гаутами.

Дельта Миссисипи

В последние 7–8 тыс. лет выдвигание дельты Миссисипи в Мексиканский зал. происходило путем периодических прорывов русла и формирования серии крупных наложенных дельт (в американской литературе — “delta lobes”) и небольших вторичных причлененных (“subdeltas”) [8]. Первая достоверная схема формирования дельтовых лопастей была приведена в [20]; их последовательность была следующей: лопасти Саль-Сипремор, Кокодри, Теш, Сен-Бернар и Ляфурш. Между этими лопастями оставалась незаполненная речными отложениями депрессия, где позже образовались лопасть Плакмин и современная активная дельта Бализ. Длительность существования каждой лопасти составляла ~2000 лет, а развитие каждой из них происходило в целом в соответствии с закономерностями формирования наложенных дельт в устьях рек с большим стоком наносов, хорошо изученными на примере устьев Амударьи, Или, Терека и Хуанхэ. Отличия состоят лишь в том, что развитие первых дельтовых лопастей в устье Миссисипи происходило в условиях сохранившихся в течение длительного времени депрессий и остаточных водоемов — реликтов голоценового залива-эстуария, а также в существенном влиянии на деградацию и отмирание старых лопастей после переключения стока в новом направлении сильнейшей просадки грунта, более интенсивной в устье Миссисипи, чем в устьях других рек.

Одновременно с быстрым выдвиганием современной дельты Бализ в залив на ее периферии в прибрежной зоне в XIX–XX вв. формировались шесть небольших вторичных причлененных дельт: Драй-Сипресс-Байю, Гранд-Льярд, Уэст-Бей,

Кьюбитс-Гэп, Бэптист-Коллет, Гарден-Айленд. Развитие этих причлененных дельт включало в себя следующие этапы: прорыв прируслового вала вдоль русла основного рукава (обычно это происходило во время значительного половодья), постепенное заполнение мелководного междуручья; формирование новой причлененной дельты, ее поверхности и русловой сети; быстрое выдвигание новой дельты в междуручье; постепенное уменьшение уклонов в новой частной дельте, утрата ею гидравлического преимущества, замедление и полное прекращение выдвигания; просадка грунта в новой дельте, ее деградация и частичное или полное затопление морскими водами. Продолжительность полного цикла эволюции для первых двух причлененных дельт неизвестна, а для четырех последних составляет от 90 до 160 лет.

В настоящее время в устье Миссисипи одновременно существуют современная дельта Бализ и молодые лопасти в устьях водотоков рук. Атчафалайа — Атчафалайя-Мейн-Ченел и Уакс-Лейк-Аутлет [12].

Процессы формирования и отмирания причлененных дельт в устье Миссисипи заметно отличаются от аналогичных процессов, например, в устье Сулака, где последовательно сформировались три причлененные дельты, которые не подвергались столь сильной просадке, как в устье Миссисипи, и до начала резкого повышения уровня Каспийского моря в 1978 г., даже отмерев и практически полностью осохнув, в целом сохранились в береговой зоне в прежнем размере (за исключением небольших размывов морским волнением участков).

ВЫВОДЫ

Существуют два типа дельтоформирования. Первый — медленный, эволюционный, когда дельта развивается путем одновременного выдвигания разных русловых систем в приемный водоем. Этот процесс сопровождается перераспределением стока воды и наносов между рукавами. Второй тип — скачкообразный — более редкий. Дельта меняется очень быстро. Процесс дельтоформирования сопровождается прорывами прирусловых валов или защитных дамб, сильными (иногда катастрофическими) наводнениями и полной перестройкой гидрографической сети дельты.

Причины скачкообразного развития дельт — не столько большой сток наносов реки (в дельте начинаются прорывы при превышении «критической» величины концентрации взвешенных наносов в реке 0.8—1.0 кг/м³), сколько превышение отметок уровня воды в период половодья в рукаве над отметками поверхности прилегающих районов дельты или над отметками уровня при-

емного водоема. Большая величина такого перепада отметок уровня представляет основную угрозу прорыва и последующих изменений гидрографической сети дельты.

Процесс скачкообразного формирования дельт состоит из повторяющихся циклов, которые, в свою очередь, включают в себя формирование наложенной дельты (образующейся на поверхности старой дельты) и формирование причлененной дельты, развивающейся на открытом побережье.

У большинства дельт со скачкообразным типом формирования повторяющиеся циклы образования прорывов и наложенно-причлененных дельт закончились. Причины этого заключаются, во-первых, в уменьшении стока наносов рек после сооружения водохранилищ, а во-вторых, в проведении крупномасштабных защитных мероприятий в самих дельтах. В настоящее время скачкообразные процессы с прорывами возможны (хотя это маловероятно) лишь в дельтах Терека и Хуанхэ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Беляев И.П.* Гидрология дельты Терека. М.: Гидрометеоздат, 1963. 208 с.
2. Гидрология дельты Дуная. М.: ГЕОС, 2004. 448 с.
3. Гидрология устьев рек Терека и Сулака. М.: Наука, 1993. 160 с.
4. *Леонтьев О.К., Лукьянова С.А., Соловьева Г.Д.* Динамика морского края дельты Сулака // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5, География. 1987. № 4. С. 83–87.
5. *Михайлов В.Н.* Особенности гидрологического режима и морфологического строения дельты р. Годавари (Индия) // Вод. ресурсы. 2011. Т. 38. № 6. С. 672–687.
6. *Михайлов В.Н.* Устья рек России и сопредельных стран: прошлое, настоящее и будущее. М.: ГЕОС, 1997. 413 с.
7. *Михайлов В.Н., Кравицова В.И., Инюшин А.Н., Михайлова М.В.* Изменения тенденции развития дельты под влиянием внешних естественных и антропогенных факторов (на примере современного устья Хуанхэ) // Вод. ресурсы. 2018. Т. 45. № 4. С. 353–365.
8. *Михайлов В.Н., Михайлова М.В.* Процессы дельтообразования в устье р. Миссисипи // Вод. ресурсы. 2010. Т. 37. № 5. С. 515–530.
9. *Михайлов В.Н., Михайлова М.В., Магрицкий Д.В.* Основы гидрологии устьев рек. М.: Триумф, 2018. 313 с.
10. *Михайлов В.Н., Рогов М.М., Чистяков А.А.* Речные дельты. Гидролого-морфологические процессы. Л.: Гидрометеоздат, 1986. 280 с.
11. *Михайлова М.В.* Гидрологический режим и динамика гидрографической сети устьевой области Хуанхэ // Вод. ресурсы. 1998. Т. 25. № 1. С. 105–117.

12. Михайлова М.В. Многолетние изменения строения речных дельт // Вод. ресурсы. 2016. Т. 43. № 5. С. 488–501.
13. Рогов М.М. Гидрология дельты Амударьи. Л.: Гидрометеиздат, 1957. 255 с.
14. Устья рек Каспийского региона: история формирования, современные гидролого-морфологические процессы и опасные гидрологические явления. М.: ГЕОС, 2013. 703 с.
15. Хайдаров Р.М. Динамика дельты р. Или // Тр. ГГИ. 1968. Вып. 160. С. 189–222.
16. Хайдаров Р.М. Опыт и результаты изучения динамики дельт с большим содержанием наносов // Вод. ресурсы. 1975. № 1. С. 189–222.
17. Эстуарно-дельтовые системы России и Китая. М.: ГЕОС, 2007. 445 с.
18. Coleman J.M., Roberts H.H., Stone J.W. Mississippi River delta: an overview // J. Coast. Res. 1998. V. 14. № 3. P. 698–716.
19. Credner G.R. Die Deltas, ihre Morphologie, geographische Verbreitung und Entstehungs-Bedingungen // Petermans Geographische Mitteilungen (Erganzungsland). 1878. V. 12. P. 1–74.
20. Kolb C.R., Van Lopik J.R. Deposition environments of the Mississippi River deltaic plain, southeastern Louisiana // Deltas and their geologic framework. Houston: Houston Geol. Soc., 1966. P. 17–61.

ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ РАСТВОРЕННЫХ ФОРМ МЕТАЛЛОВ И МЕТАЛЛО-ГУМУСОВЫХ КОМПЛЕКСОВ В ВОДАХ ЗЕЙСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА

© 2021 г. С. И. Левшина^а, *, Л. А. Матюшкина^а

^аИнститут водных и экологических проблем ДВО РАН,
Хабаровск, 680000 Россия

*e-mail: levshina250@gmail.com

Поступила в редакцию 30.01.2021 г.

После доработки 20.04.2021 г.

Принята к публикации 24.05.2021 г.

Впервые оценено содержание растворенных форм металлов и их металло-гумусовых комплексов в водах Зейского водохранилища. Воды характеризовались высоким содержанием ионов Fe^{3+} , Cu^{2+} , Zn^{2+} , превышающим ПДК_{рх} в 1.5–3.7 раза, что, вероятно, является их природным фоном. Установлено, что подавляющая часть растворенных металлов (Al, Fe, Cu, Cr, V, Ni, Zn) связана гумусовыми кислотами в комплексах. Доля последних составляет от 40 до 62% общих растворенных форм, что способствует снижению детоксикации вод. По количеству закомплексованных гумусовым веществом ионов металлов в водах водохранилища их можно представить следующим убывающим рядом: $Fe > Al > Cu > Ni > Cr > V > Zn > Pb > Co > Mn > Mg \geq Ca > Cd$. В целом качество исследуемых вод удовлетворительное. Однако повышенное (1.1 ПДК_{рх}) содержание Pb^{2+} со стороны р. Гилюй, вероятно, связано с антропогенным (разработкой месторождений) источником поступления.

Ключевые слова: Зейское водохранилище, поверхностные воды, металлы, металло-гумусовые комплексы.

DOI: 10.31857/S0321059621060109

ВВЕДЕНИЕ

Проблемы качества поверхностных вод в пределах природных и природно-хозяйственных объектов становятся все более острыми. Особенно актуальна оценка экологического состояния поверхностных вод в связи с содержанием и динамикой в них металлов. Известно их негативное прямое воздействие на жизнедеятельность водных экосистем и опосредованное – на здоровье человека [15, 32]. Физиологическое действие металлов на биоту различно в зависимости от природы элемента, типа соединения, в котором он существует в природной среде, а также от его концентрации [6]. Часть металлов (Fe, Mn, Cu, Zn, Co, Mo) относится к числу важнейших “биометаллов”, необходимых для жизнедеятельности водной биоты [6, 26]. Однако такое выделение в определенной степени условно, так как перечисленные выше металлы при содержаниях >ПДК могут быть токсичными для живых организмов. К группе типичных металлов-токсикантов относят Hg, Cd, Pb, Sn, Ni, Cr, которые в определенных концентрациях и химических формах обладают мутагенными и канцерогенными свойствами [4].

Наличие растворенных форм металлов в поверхностных водах обусловлено как природными, так и техногенными источниками их поступления [11, 26]. Считается, что токсичны для биоты свободные (ионные) формы металлов и их соединения с неорганическими лигандами [5, 18, 21]. В то же время комплексообразование с лигандами гумусовой природы, к которым относятся гуминовые кислоты (ГК) и фульвокислоты (ФК) (в качестве обобщающего применяют термин “гумусовые кислоты” – ГФК), существенно и/или полностью снижает токсичность металлов [24, 28, 47]. Причина детоксикации связана со снижением химической и биологической активности металлов в подобных комплексных соединениях [38].

Зейское водохранилище – крупнейшее в Приамурье, оно создавалось в 1964–1985 гг. в ходе строительства ГЭС с целью зарегулирования р. Зеи и предотвращения паводков и катастрофических наводнений. Ему принадлежит третье место среди водохранилищ России по объему (68.4 км³), глубине (в нижней части до 100 м) и площади водосбора (83.8 тыс. км²) [25]. Речная сеть на водосборах водохранилища представлена 84 водото-

ками разной длины (от 10 до 545 км), из которых непосредственно в водоем впадают немногим более половины. Водосборная территория водохранилища характеризуется сложной тектонической структурой, преобладанием средне- и низкогорного рельефа, выходом к дневной поверхности магматических (гранитоиды, габбро, частично базальты) и метаморфических (кристаллические сланцы, гнейсы) пород [2, 13]. Почвенный покров в пределах водосбора водохранилища представлен преимущественно горными буротаежными (часто мерзлотными) почвами с характерной для них Al–Fe-гумусовой дифференциацией профиля [3]. Широко распространены заболоченные пространства, особенно на Верхнезейской равнине, в центре которой и расположен водоем. Заболоченность составляет в среднем 40%, а на водосборах некоторых рек (Дуткан, Темна и др.) до 70 и даже 90% [31].

На экологическое состояние поверхностных вод водосборной территории Зейского водохранилища оказывают влияние освоение и промышленная разработка горнорудных месторождений [7]. С 1986 г. ведомственная гидрохимическая лаборатория при Федеральном управлении эксплуатации Зейского водохранилища проводит систематические наблюдения за качеством воды в водоеме, в том числе за содержанием нормируемых металлов (Fe, Cu и др.). В настоящее время необходимо расширить перечень определяемых элементов, а также выявить особенности комплексообразования ГФК с ионами металлов, что крайне важно при оценке качества поверхностных вод.

Цель настоящей работы – изучение особенностей распределения растворенных форм металлов и металло-гумусовых комплексов (Me–ГФК) в водах Зейского водохранилища и оценка экологического состояния водоема. При этом водохранилище и его заливы рассматривали как единую водную систему.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

В основу работы положены результаты гидрохимических исследований вод Зейского водохранилища, его заливов, рек Бомнак и Зеи, проводившихся летом 2011 г. в период низкой воды. Отбор проб проводился с борта судна по акватории водохранилища от верхнего притока – р. Бомнак до р. Зеи в 500 м от плотины ГЭС ниже по течению (рис. 1). Воду отбирали как с поверхностных горизонтов (0.5 м от поверхности), так и с различных глубин (от 10 до 40 м) по [12]. Всего обследовано 26 станций.

В пробах определяли цветность (Цв) воды, водородный показатель рН стандартными методами, принятыми в гидрохимии; взвешенные вещества (ВВ) гравиметрическим методом по [30].

Растворенный органический углерод C_p определяли в фильтрованной воде методом сухого сжигания на анализаторе углерода ТОС-ve (“Shimadzu”, Япония) в соответствии с [37]. Растворенные формы отделяли от взвешенных фильтрованием через ядерные фильтры с диаметром пор 0.45 мкм под вакуумом. ГФК выделяли на целлюлозных анионообменниках – диэтиламиноэтилцеллюлозе (ДЭАЭ-метод) [16]. Комплексы Me–ГФК извлекали непосредственно из вод (in situ). В качестве основной характеристики реакционной способности металлов в связывании с ГФК рассматривали условные (суммарные) константы устойчивости ($\lg K$) соответствующих комплексов.

Изучали растворенные в воде формы металлов, наиболее распространенных в Приамурье и относящихся к разным классам опасности в соответствии с нормативами, принятыми для вод рыбохозяйственного использования [27]: Cd, Pb (2-й класс опасности); Zn, V, Cu, Co, Ni, Cr (3-й класс опасности); Fe, Al, Mn, Mg, Ca (4-й класс опасности). Природные воды фильтровали (размер пор 0.45 мкм) под вакуумом, переливали в контейнеры объемом 50 мл и подкисляли концентрированной HNO_3 (очищенной методом изотермической перегонки) до pH 2. Хранили 2–4 сут и менее при температуре 2–5°C. Определяли металлы на масс-спектрометре “ICP-MS Elan DRC II” фирмы “PerkinElmer” (США) по [29] в Хабаровском инновационно-аналитическом центре при Институте тектоники и геофизики (ХИАЦ ИТиГ) им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН. Для градуировки использовали многоэлементные стандартные растворы фирмы “PerkinElmer Pure Plus Multi-element Calibration Standard 3, 5”. Степень извлечения растворенных ионных форм проверялась экспериментально методом “введено-найдеено” и составила 85–95%. Погрешность анализа при определении элементов в воде составляла 15–38% отн. Для извлечения из воды ГФК и элементов, связанных с ними, использовали метод концентрирования на диэтиламиноэтилцеллюлозе (ДЭАЭ-целлюлозе) в соответствии с методикой [16].

Статистическая обработка материала проводилась с применением общепринятых методик при помощи приложения Excel-2010, программного пакета “Statistica, Version 10” с учетом рекомендаций [9].

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Полученные характеристики содержания растворенных металлов в водах Зейского водохранилища, его придаточной системы, а также усредненные данные для рек мира представлены в табл. 1.

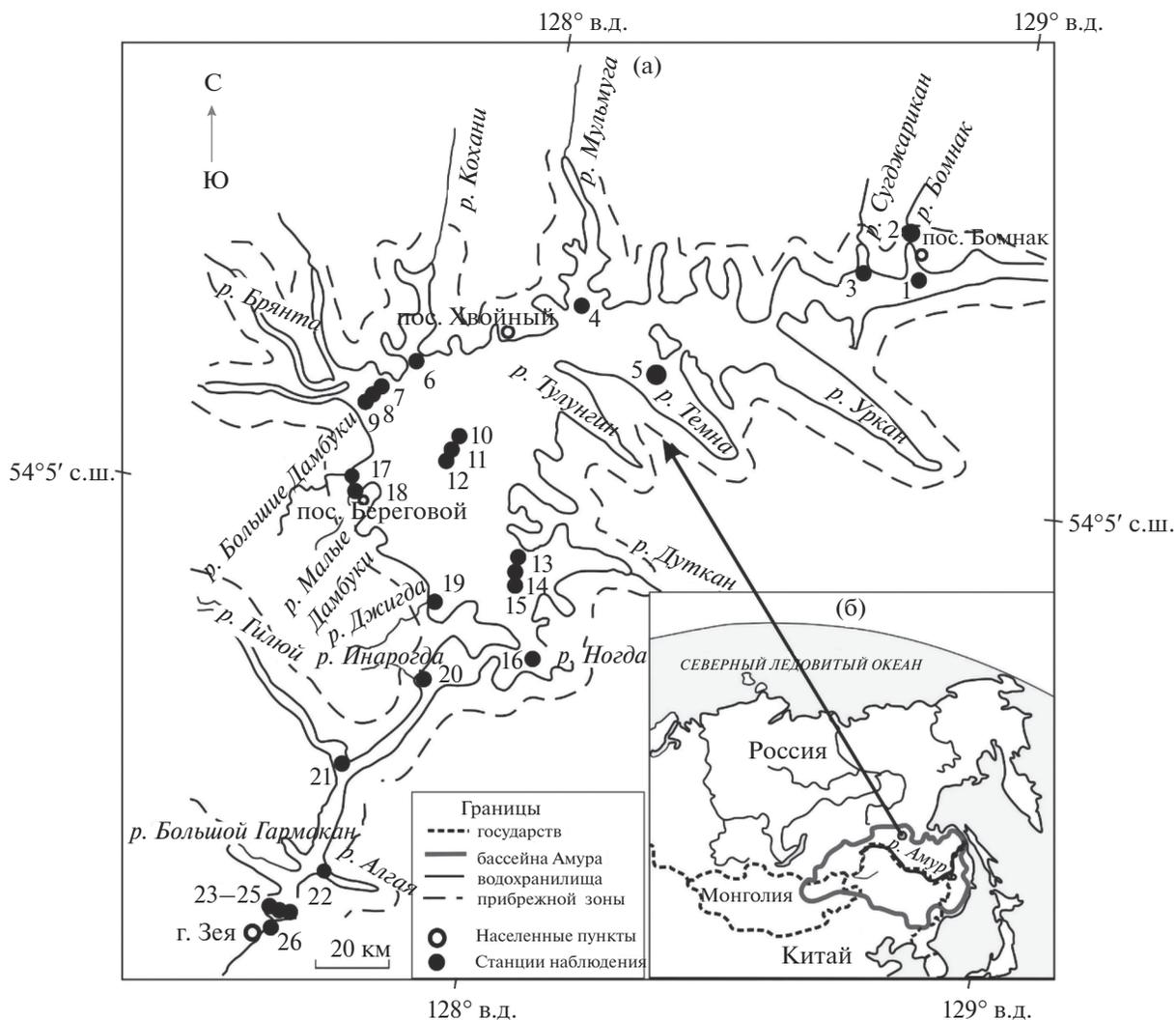


Рис. 1. Картограмма территории со станциями отбора проб воды (а), месторасположение Зейского водохранилища (б).

Основные макрокомпоненты в водах — ионы щелочноземельных металлов Ca^{2+} и Mg^{2+} . Согласно классификации О.А. Алекина [1], исследуемые воды относятся к кальциевой группе гидрокарбонатного класса, что характерно для большинства поверхностных вод бассейна Амура [36]. Главные источники названных макрокомпонентов — карбонатные породы (известняки, доломиты и др.) и продукты их выветривания на территории водосбора водохранилища [10]. Несмотря на то, что воды характеризовались высоким содержанием Ca^{2+} и Mg^{2+} , наличие комплексов Ca-Mg-ГФК в них невысокое — в целом ~7% валовых растворенных форм (табл. 2). В условиях природных вод ионы Ca^{2+} и Mg^{2+} не подвергаются гидролизу и практически не способны к реакциям комплексообразования с лигандами, что связано как с их строением (большим ионным радиусом), так и с низкими константами устойчиво-

сти с ГФК (табл. 3). Невысокая закомплексованность Ca^{2+} и Mg^{2+} веществами гумусовой природы характерна для поверхностных вод всего бассейна Амура, дренирующих разные природные зоны (от степных до таежных ландшафтов) [44].

Содержание растворенного Al в водах менялось от 40 до 80 мкг/дм^3 , что превышало средние показатели рек мира в 1.2–2.5 раза. Однако такие концентрации, по мнению авторов [34, 35], типичны для рек бассейна Среднего Амура. Повышенные концентрации растворенного Al в водах Зейского водохранилища соответствуют высокому содержанию Al_2O_3 в продуктах выветривания горных пород и почвах [2, 14]. Важным источником растворенного Al в поверхностных водах следует считать миграцию Al-Fe-гумусовых соединений из почв горно-таежного и тундрового поясов [3]. Поэтому количество комплексов Al-ГФК

Таблица 1. Содержание растворенных форм элементов в водах Зейского водохранилища, его заливов и рек Зей, Бомнак (мкг/дм³, влхр – водохранилище, прочерк – отсутствие данных)

№ станции	Место отбора, горизонт, глубина	Mg*	Ca*	Al	Fe	Mn	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Cd	Pb	pH	C _p , мг С/дм ³
1	р. Бомнак, 1 км выше устья	1.1	4.9	40	174	13.3	0.48	0.27	0.053	1.21	1.62	7.1	0.014	0.44	7.2	6.7
2	р. Бомнак, устье	0.9	4.7	54	325	15.4	0.63	0.28	0.056	1.09	1.80	7.9	0.016	0.49	7.1	6.8
3	р. Сулджарикан	0.9	3.8	76	368	19.3	0.82	0.26	0.062	0.70	1.08	8.1	0.019	0.34	6.8	7.6
4	р. Мультуга	1.1	3.1	62	361	16.0	0.80	0.24	0.067	1.12	1.51	12.8	0.018	0.48	6.8	8.9
5	р. Темна	1.0	5.0	64	326	10.1	0.44	0.22	0.041	0.63	2.04	8.6	0.015	0.22	7.0	6.9
6	р. Кохани	1.0	4.0	63	341	18.8	0.64	0.37	0.071	0.90	1.24	9.3	0.015	0.32	7.0	7.5
7	р. Брянта, поверхностный горизонт	1.0	4.5	61	311	19.0	0.68	0.28	0.069	1.02	1.50	8.8	0.014	0.32	7.1	8.3
8	10 м	1.0	4.8	63	372	15.8	0.71	0.20	0.069	0.87	1.92	9.1	0.013	0.35	7.0	7.8
9	20 м	1.0	4.8	57	279	12.0	0.75	0.27	0.067	1.26	2.12	9.6	0.010	0.72	7.0	8.1
10	влхр, центральная часть, поверхностный горизонт	1.1	4.3	63	183	14.0	0.69	0.32	0.059	1.38	2.12	14.1	0.017	0.28	7.0	9.5
11	20 м	1.0	4.3	54	293	15.0	0.67	0.27	0.048	1.06	1.72	11.7	0.015	0.26	7.0	7.8
12	40 м	1.0	4.2	54	230	15.8	0.59	0.26	0.052	0.94	1.96	9.8	0.012	0.44	7.2	7.5
13	р. Дуткан, поверхностный горизонт	1.0	3.0	62	332	18.5	0.44	0.20	0.055	0.64	2.62	9.6	0.015	0.23	6.7	6.5
14	20 м	1.0	3.2	59	269	11.2	0.61	0.27	0.037	0.92	3.02	8.8	0.014	0.23	6.8	6.3
15	40 м	1.0	3.1	45	279	12.7	0.51	0.25	0.033	0.52	1.79	7.4	0.013	0.24	6.8	7.9
16	р. Ногла	1.1	4.7	67	264	12.9	0.70	0.30	0.049	1.09	1.81	8.3	0.015	0.28	7.1	8.1
17	р. Большие Дамбуки	1.0	4.3	75	322	12.4	0.80	0.29	0.068	1.15	2.20	8.7	0.016	5.01	7.2	9.0
18	р. Малые Дамбуки	1.0	4.8	74	294	15.2	0.67	0.29	0.063	1.56	1.50	8.0	0.015	0.45	6.9	8.0
19	р. Джигда	0.9	4.4	55	277	12.4	0.75	0.22	0.052	1.13	3.30	6.7	0.013	0.26	7.0	9.1
20	р. Инарогла	1.0	4.9	80	173	11.8	0.72	0.27	0.058	1.04	2.46	8.8	0.019	0.28	7.0	9.5
21	р. Гилой	1.0	3.9	78	313	15.1	0.68	0.28	0.078	1.52	1.86	8.9	0.024	6.53	7.0	10.9
22	р. Алтая	1.0	4.2	62	287	12.2	0.73	0.28	0.050	0.93	3.52	10.0	0.013	0.55	6.8	9.5
23–25	влхр, приплотинная часть	1.0 ± 0.1	3.5 ± 0.5	63 ± 2	311 ± 21	13.1 ± 1.8	0.52 ± 0.08	0.27 ± 0.06	0.067 ± 0.015	0.95 ± 0.1	2.70 ± 0.5	8.9 ± 0.7	0.019 ± 0.003	0.56 ± 0.12	7.0 ± 0.2	9.8 ± 1.2
26	р. Зей, 500 м ниже плотины ГЭС	0.9	4.1	58	301	14.9	0.48	0.23	0.088	0.81	2.72	8.7	0.018	0.49	7.1	7.5
	Среднее для рек мира [39]	3.1	13.3	32	66	34	0.71	0.7	0.148	0.801	48	0.60	0.08	0.079	–	–
	ПДК _{рх}	40	180	40	100	10	1	20**	10	10	1	10	5	6	–	–

* мг/дм³.** Хром шестивалентный (Cr⁶⁺).

Таблица 2. Распределение металл-гумусовых комплексов (мкг/дм³) и их доли (%) в растворенных формах элементов в водах Зейского водохранилища, его заливов и рек Зей, Бомнак (в скобках – номер станции; верхняя строка – Me–ГФК, нижняя – доля, % Me–ГФК в элементе; вдхр – водохранилище)

Место отбора	Mg	Ca	Al	Fe	Mn	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Cd	Pb
р. Бомнак	37	141	21	95	3.7	0.19	0.12	0.015	0.58	0.79	2.4	0.001	0.16
1 км выше устья (1)	3.4	2.9	52.5	54.6	27.8	39.6	44.4	28.3	47.9	48.7	33.8	7.1	36.4
устье (2)	17	88	28	167	4.5	0.25	0.13	0.017	0.52	0.91	2.7	0.001	0.19
р. Сугджарикан (3)	29	110	51.9	52.1	29.2	39.7	46.4	30.4	47.7	50.5	34.2	6.2	38.8
р. Мульмуга (4)	3.2	3.0	51.3	54.1	5.3	0.33	0.12	0.017	0.32	0.54	3.1	0.002	0.13
р. Темна (5)	3.3	3.0	51.6	54.2	27.5	40.2	46.1	27.4	44.9	50.0	38.3	10.5	38.2
р. Кохани (6)	2.9	2.5	33	196	4.5	0.33	0.11	0.020	0.50	0.76	5.5	0.001	0.20
р. Брянта, поверхностный горизонт (7)	28	125	33	54.2	28.1	41.0	45.8	29.8	44.6	50.3	42.2	5.5	41.7
10 м (8)	3.5	2.9	50.8	57.2	33.5	42.2	45.0	31.9	48.3	51.6	43.8	6.9	40.0
20 м (9)	5.2	3.1	50.9	56.4	32.1	44.0	51.7	28.3	47.2	50.8	40.2	10.0	0.28
вдхр, центральная часть, поверхностный горизонт (10)	3.2	2.2	50.8	56.7	31.4	43.2	49.7	32.2	44.9	50.5	42.7	11.8	42.9
20 м (11)	3.8	2.3	57.4	60.1	34.0	47.8	55.6	33.3	49.1	53.5	43.6	13.3	42.3
40 м (12)	3.5	2.3	53.7	57.4	33.5	45.1	50.0	30.8	48.9	52.5	41.7	8.3	0.18
р. Дуткан, поверхностный горизонт (13)	3.4	3.2	54.8	57.2	29.7	45.5	45.0	34.5	42.2	50.4	39.6	6.7	39.1
20 м (14)	3.8	3.6	54.2	60.8	30.3	44.3	51.8	35.1	41.0	54.0	43.2	14.2	39.1
40 м (15)	3.6	3.4	51.1	58.4	29.9	45.1	48.0	33.3	51.9	52.5	43.2	6.9	45.8
р. Нога (16)	4.0	3.1	50.7	60.6	32.6	42.9	46.7	32.7	53.0	49.7	44.6	13.3	35.7
р. Большие Дамбуки (17)	3.6	3.6	54.2	60.8	30.3	44.3	51.8	35.1	41.0	54.0	43.2	14.2	39.1
р. Малые Дамбуки (18)	3.4	3.0	45.9	51.7	33.9	41.8	44.8	31.4	45.5	47.3	30.0	6.7	37.8
р. Джигда (19)	3.3	3.5	50.9	50.8	34.4	45.3	45.5	32.7	48.3	49.1	38.8	7.7	34.6
р. Инарогла (20)	4.0	2.9	42.5	54.6	32.8	41.7	48.1	27.6	47.3	53.3	44.3	10.5	35.7
р. Гиллой (21)	3.9	3.9	47.4	50.5	28.4	39.7	42.9	29.5	31.6	48.4	31.5	8.3	32.8
р. Алгая (22)	3.2	3.4	58.1	62.3	30.1	45.3	46.4	34.0	35.5	57.1	47.0	15.4	42.8
вдхр., приплотинная часть (23–25)	3.3 ± 3	110 ± 5	34 ± 1	165 ± 19	4.13 ± 0.5	0.23 ± 0.02	0.14 ± 0.02	0.020 ± 0.003	0.46 ± 0.07	1.44 ± 0.13	4.2 ± 0.2	0.002	0.24 ± 0.01
р. Зей	4.0	151	30	165.9	4.4	0.21	0.10	0.028	0.37	1.40	3.15	0.002	0.17
500 м ниже плотины ГЭС (26)	4.4	3.7	51.7	55.1	29.5	43.8	45.8	31.8	45.7	51.3	47.2	11.1	36.3

Таблица 3. Логарифмы условных констант устойчивости ($\lg K$) комплексных соединений ионов металлов с гумусовыми веществами природных вод (по литературным данным)

Ионы металла	pH	Лиганд	$\lg K$	Метод определения	Литературный источник
Ca ²⁺	5.0	ФК	3.0	pH-потенциометрия	[5]
	5.0	ФК	3.1	То же	[50]
Mg ²⁺	8.0	ГК	3.26	Гель-хроматография	[46]
	5.0	ФК	2.71	pH-хроматография	[50]
Fe ²⁺	7.0	ФК	4.6	Гель-хроматография	[6]
Fe ³⁺	6.8	ФК	7.15	То же	[6]
Mn ²⁺	8.0	ФК	4.45	То же	[46]
	7.0	ГК	6.0	Анодная вольтамперометрия с накоплением	[46]
Cu ²⁺	8.0	ФК	8.4	Гель-хроматография	[46]
	7.5	ФК	5.7	То же	[6]
Al ³⁺	3.0	ФК	4.9	Ионный метод, потенциометрическое титрование	[41]
	4.0	ФК	5.2		
Zn ²⁺	5.0	ФК	3.54	Ионный метод, потенциометрическое титрование	[50]
	6.8	ГК	5.0	Ультрафильтрация	[40]
Ni ²⁺	8.0	ФК	5.36	Гель-фильтрация на нейтральных сефадексах	[46]
	5.0	ФК	3.81	pH-хроматография	[50]
	8.0	ГК	5.14	Гель-хроматография	[46]
	7.6	ФК	6.97	Ультрафильтрация, равновесный диализ	[42]
Co ²⁺	8.0	ГК	4.67	Гель-хроматография на нейтральных сефадексах	[46]
	8.0	ФК	4.90	То же	[46]
V ⁴⁺	5.0	ФК	5.6	Электронный парамагнитный резонанс, гель-хроматография	[52]
Pb ²⁺	6.0	ФК	5.0	Ионообменная хроматография	[5]
Cd ²⁺	4.0–8.0	ФК	3.15–4.08	Ионометрия, диализ	[49]

в водах высокое и составляет 42.5–58.1% валовых растворенных форм. Высокая степень связывания в анионные комплексы ионов Al³⁺ с ГФК определена, в частности, в водах Киевского водохранилища (лесная зона) – 68–82% валовых растворенных форм [21].

Один из наиболее распространенных биогенных элементов на Земле, участвующих в круговороте органического вещества (ОВ) биосферы, – Fe.

Результаты показали, что содержание растворенного Fe в водах водохранилища было довольно высокое (≥ 300 мкг/дм³). Это в 2.3–5.7 раза выше показателей для рек мира и в 1.5–3.7 раз превышает ПДК_{рх} [27]. Предыдущие исследования [44] показали, что концентрация растворенного Fe в водах р. Зеи в ее среднем течении в летний меженьный период составляла 248 мкг/дм³, более высо-

кие показатели – до 800 мкг/дм^3 – определены для ее левобережного притока – р. Граматухи. Это свидетельствует об активном выносе растворенного Fe с водосборной территории р. Зеи. Для сравнения, в водах крупного правобережного притока Амура – р. Сунгари (полностью протекает по территории Китая) 98% Fe выносятся во взвешенной форме [44].

Высокое содержание Fe в водах водохранилища обусловлено несколькими причинами. Одна из них связана с высокой железорудной минерализацией территории. Так, в бассейнах рек Брянты, Бомнак, Дамбуки, питающих водохранилище, выявлены обширные железорудные районы с серно-колчеданными и железо-титановыми оруденениями [7]. В тех или иных количествах и формах Fe постоянно присутствует во всех аккумулятивных образованиях в долинах рек и почвенном покрове гор на территории бассейна Амура. Другой важнейший источник растворенного Fe и его комплексов гумусовой природы в водах – уже упомянутая Al-Fe-гумусовая миграция из почв горного пояса [3]. Большая часть растворенного Fe в исследуемых водах находится в форме комплексов Fe-ГФК (до 62.3%), более устойчивых по сравнению с ионными формами и менее доступных для биоты. Миграция Fe в системе водохранилища происходит в условиях низкой минерализации вод, преимущественно слабокислой и нейтральной реакции среды (pH 6.5–7.2), повышенного содержания C_p (до 10.9 мг С/дм^3) с высокой долей ГФК (50–70% от C_p). Цв вод по акватории водоема менялась от 70 до 125 град. В водоем постоянно выносятся воды с больших массивов торфяных верховых болот, особенно с левобережными притоками (реки Дуткан, Алгая), которые и являются здесь основным источником гумусовых веществ [45]. Они и обуславливают максимальную Цв вод [19]. Следует отметить, что в ландшафтах, богатых современными органогенными отложениями, интенсивность миграции Fe в поверхностных водах достаточно велика – коэффициент его водной миграции $K_{Fe} = 2.8$ [33]. Выявлена положительная корреляционная связь ($r = 0.52$, $p < 0.05$, $n = 24$) между содержанием Fe (в комплексах Fe-ГФК) и Цв вод водоема.

В вертикальном распределении Fe, особенно в центральной части водохранилища, выявлено увеличение концентраций с глубиной, где преимущественно и происходит формирование водного гумуса. Здесь на глубине 20–40 м установлена концентрация Fe в ~2 раза выше, чем в поверхностных водах. В предыдущие годы исследователями [23] выявлено увеличение валовых концентраций металлов с глубиной водохрани-

лища. Однако придонные воды, к сожалению, авторами статьи не изучались. В целом воды характеризовались невысокими концентрациями ВВ в воде, которые менялись от 7.5 до 23.3 мг/дм^3 . Минимальные показатели отмечены для левобережных заливов Дуткан, Нога, формирующихся под воздействием вод, поступающих с заболоченных территорий. Более высокие показатели выявлены в водах заливов Бомнак, Суджарикан, Гилую, что не исключает привноса взвеси в результате проводимых изыскательских работ на водосборах этих рек.

Наряду с Fe Mn – наиболее распространенный элемент в поверхностных и подземных водах Приамурья [17]. В целом содержание растворенного Mn в водах Зейского водохранилища не превысило средних концентраций элемента для рек мира, но было выше ПДК_{рх} в 1.1–1.9 раза. Наличие Mn в воде обусловлено высокой марганцево-железистой минерализацией территории водосборов. Более низкие, по сравнению с Fe, концентрации Mn в водах объясняются невысокой его миграционной способностью ($K_{Mn} = 0.25–1.0$) [33].

Содержание комплексов Mn-ГФК в воде невысокое, всего 27–34.4% валовых растворенных форм элемента. Вероятно, большая часть растворенного Mn представлена в виде свободных ионов и/или в составе карбонатных и гидрокарбонатных комплексов. В целом для поверхностных вод бассейна Амура процессы комплексообразования ГФК с ионами Mn^{2+} не доминируют [20]. Исследователи [22] также указывают на невысокую (24–27%) закомплексованность данного металла ГФК.

Растворенные формы Pb в исследуемых водах имеют наиболее переменные показатели – от 0.22 до 6.53 мкг/дм^3 . Будучи токсичными для живых организмов соединения Pb^{2+} нарушают обмен веществ и выступают ингибиторами ферментов [15]. Максимальные показатели содержания растворенного Pb определены для вод залива р. Гилую. Они превысили в 1.1 раза ПДК_{рх}, что, вероятно, связано с разработкой месторождений полиметаллов на территории бассейна этой реки (Усть-Гилуюйский массив) [7]. Немного меньше (на 6%) концентрации Pb были в воде залива р. Большие Дамбуки, что также связано с горнорудными разработками на территории ее бассейна.

Степень закомплексованности ионов Pb^{2+} природными гумусовыми веществами в водах водохранилища менялась в диапазоне от 31.9 до 45.8% общих растворенных форм. Литературные данные о связывании ионов Pb^{2+} лигандами гумусовой природы весьма противоречивы. Одни авто-

ры считают, что комплексы Pb–ГФК весьма устойчивы и сравнимы с соответствующими комплексами Cu^{2+} [40, 51]. Другие считают, что комплексы Pb^{2+} с “водным гумусом”, напротив, уступают комплексообразованию Hg^{2+} , Cu^{2+} , Ni^{2+} и Zn^{2+} [48]. В целом в пресных поверхностных водах Pb на 90–98% существует в составе взвесей, что связано с его родством с природными адсорбентами (гидроксиды металлов, глинистые минералы и др.) [22].

Cu – один из важных микроэлементов в природных средах. Cu может иметь различную валентность, однако для поверхностных вод характерна степень окисления +2. Концентрация валовой растворенной Cu в исследуемых водах в целом достаточно высокая – до 3.52 мкг/дм³, что в 2.4 раза выше средних показателей для рек мира и в 3.5 раза выше ПДК_{рх}. Повышенные концентрации Cu в воде связаны с наличием и разработкой многочисленных месторождений комплексных золото-медно-молибденовых, медно-железных и медно-никелевых руд [7].

Комплексы Cu–ГФК в исследуемых водах присутствуют в значительных количествах и составляют 48.4–57.1% валовых растворенных форм. В целом для поверхностных вод бассейна Амура характерно высокое содержание растворенных форм Cu и ее хелатных комплексов [20]. Даже в водах правого притока Амура – р. Сунгари, водосбор которой существенно преобразован в результате антропогенного воздействия, комплексы Cu–ГФК составляли 56% общих растворимых форм элемента. Следует отметить, что комплексные соединения ГФК с Cu^{2+} имеют более высокие $\log K$ по сравнению с другими ионами и лишь немногим уступают Fe^{3+} . В частности, в поверхностных водах Каневского водохранилища, оз. Люцимир (Украина), принадлежащих разным природным зонам, выявлено значительное количество комплексов ионов Cu^{2+} с ГФК и особенно с ГК [21].

В исследуемых водах содержание растворенного Zn менялось в широком диапазоне – от 6.7 до 14.1 мкг/дм³, что более чем на порядок выше средних концентраций элемента для рек мира и незначительно превышает ПДК_{рх} для вод некоторых станций наблюдений. Повышенные показатели обусловлены наличием на территории бассейна Зеи значительного количества свинцово-цинковых рудопроявлений [7]. Содержание комплексов Zn–ГФК в водах менялось в диапазоне 29.9–47.4% общего растворенного Zn. Единого мнения о комплексообразовании ГФК с ионами Zn^{2+} нет. Однако авторы [46] считают, что Zn^{2+} образует с высокомолекулярными ОВ гумусовой природы устойчивые хелатные комплексы, уступающие лишь ионам Hg^{2+} , Cu^{2+} и Ni^{2+} . Проведен-

ные ранее исследования также показали высокую степень связывания ионов Zn^{2+} с ГФК в водах рек, дренирующих различные природные зоны бассейна Амура [43].

Установлено, что содержание валового растворенного Ni в изучаемых водах в целом невысокое (до 1.56 мкг/дм³) и близко к содержаниям этого элемента в реках мира. В поверхностные воды Ni поступает из породообразующих минералов основных пород, вторичных минералов современной коры выветривания и почв [10]. Ni входит в состав медно-никелевых руд Брянтинского, Верхнезейского, Дамбукинского и других рудных районов, расположенных вдоль западного побережья Зейского водохранилища. В поверхностных водах 94.5% его переносятся во взвешенном состоянии [11]. Количество комплексов Ni–ГФК в исследуемых водах варьировало от 31.6 до 53.0% общих растворенных форм этого элемента. Невысокую закомплексованность Ni^{2+} авторы [22] объясняют конкурентным связыванием ГФК с ионами Fe^{3+} и Cu^{2+} .

Как и Ni, Co – токсичный металл как для человека, так и для водной биоты. Содержание общего растворенного Co в исследуемых водах в целом невысокое и менялось от 0.033 до 0.088 мкг/дм³, что ниже средних содержаний для рек мира. Степень закомплексованности ионов Co^{2+} лигандами гумусовой природы в целом невысокая – 27.4–35.1% общего растворенного Co^{2+} и близка к таковой для ионов Mn^{2+} [20].

Валовое содержание растворенного Cr в исследуемых водах невысокое – 0.20–0.37 мкг/дм³, что в ≥ 2 раза ниже средних показателей для рек мира. Считается, что Cr в поверхностных водах переносится преимущественно во взвешенных формах. Несмотря на невысокие количественные характеристики, содержание комплексов Cr–ГФК в воде достаточно высокое и составило 42.9–55.6% валовых растворенных форм элемента. Исследования в предыдущие годы показали также высокую (43% общих растворенных форм элемента) закомплексованность данного элемента ГФК не только в водах таежных рек, но также в водах с низкой Цв лесостепных ландшафтов бассейна Верхнего Амура [43].

Несмотря на то, что V относится к рассеянным элементам и в природе в свободном виде не встречается, его соединения высокотоксичны для биоты [8], что обуславливает необходимость контроля его содержания в природных средах. Присутствие данного элемента в воде обусловлено наличием его в пироксенах и магнетитах, широко распространенных в Приамурье [7]. Содержание валового растворенного V в водах менялось от 0.44 до 0.82 мкг/дм³, что близко к средней концентрации элемента в реках мира и <ПДК_{рх}. Ко-

личество комплексов V–ГФК в воде составляло 32.5–45.5% общего растворенного V, что подтверждает ранее полученные результаты о достаточно высокой степени его комплексообразования с ГФК [20].

Весьма токсичный металл для окружающей среды – Cd. В поверхностных водах он мигрирует преимущественно в растворенном состоянии и для него характерна степень окисления +2. Концентрации валового растворенного Cd в изучаемых водах очень низкие – от 0.010 до 0.024 мкг/дм³, что существенно ниже средних показателей для рек мира. Его поступление в поверхностные воды в основном связано с выщелачиванием из полиметаллических руд, привносом из почв и рудных отвалов в результате разработки месторождений. При этом содержание комплексов Cd–ГФК в водах невысокое (до 15.4% валовых растворенных форм элемента) или они вообще не обнаружены. Полученные результаты еще раз подтверждают, что Cd не свойственны процессы комплексообразования с ГФК [20]. Вероятно, среди его растворенных форм доминируют ионные формы или комплексы с неорганическими лигандами.

ВЫВОДЫ

Установлено, что воды Зейского водохранилища содержат растворенные формы металлов и их металло-гумусовые комплексы преимущественно в повышенных концентрациях, что связано с их миграцией с заболоченных территорий и горно-таежных почв водоразделов, а также с широким развитием на водосборной территории железорудной и полиметаллической минерализации горных пород. В целом, в водах водохранилища и его придаточной системы проявляется устойчивая закономерность связывания металлов в комплексы с ГФК, которая может быть представлена следующим рядом: Fe > Al > Cu > Ni > Cr > V > Zn > Pb > Co > Mn > Mg ≥ Ca > Cd.

Авторы выражают благодарность Н.В. Бердникову, А.В. Штаревой (ХИАЦ ИТиГ ДВО РАН) за помощь в определении элементов в поверхностных водах; С.Ю. Игнатенко, Е.Н. Игнатенко (Зейский государственный природный заповедник) и сотрудникам аналитической лаборатории при Зейском водохранилище за помощь при сборе полевого материала.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алевкин О.А. Основы гидрохимии. Л.: Гидрометеоиздат, 1970. 444 с.
2. Амурская область: опыт энциклопедического словаря / Под ред. В.В. Воробьева, А.П. Дервянко. Благовещенск: Амурское отд. Хабаровского кн. из-ва, 1989. 416 с.

3. Ананко Т.В., Фридланд В.М. О формировании горных бурых лесных почв, буротаежных почв и подбуров хребта Тукурингра // Почвоведение. 1983. № 10. С. 20–32.
4. Бингам Ф.Т., Коста М., Эйхенбергер Э. и др. Некоторые вопросы токсичности ионов металлов / Под ред. Х. Зигеля, А. Зигеля. М.: Мир, 1993. 368 с. Пер. с англ.
5. Варшал Г.М. Формы миграции фульвокислот и металлов в природных водах. Автореф. дис. ... докт. хим. наук. М.: ГЕОХИ РАН, 1994.
6. Варшал Г.М., Велюханова Т.К., Кощеева И.Я., Дорофеева В.А., Баучидзе Н.С., Касимова О.Г., Махарадзе Г.А. Изучение химических форм элементов в поверхностных водах // Журн. аналит. химии. 1983. Т. 38. № 9. С. 1590–1600.
7. Васильев И.А., Капанин В.П., Ковтонюк Г.П., Мельников В.Д., Лужнов В.Л., Данилов А.П., Сорокин А.П. // Минерально-сырьевая база Амурской области на рубеже веков / Отв. ред. И.А. Васильев. Благовещенск: Зея, 2000. 168 с.
8. Воробьева Н.М., Федорова Е.В., Баранова Н.И. Ванадий: биологическая роль, токсикология и фармакологическое применение // Биосфера. Фонд научных исследований XXI века. 2013. Т. 5. № 1. С. 77–81.
9. Вуколов Э.А. Основы статистического анализа. Практикум по статистическим методам и исследованию операций с использованием пакетов STATISTICA и EXCEL. М.: Форум, 2008. 464 с.
10. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. Кн. 1 / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. 572 с.
11. Гордеев В.В. Геохимия системы река-море: монография. М.: ИП Матушкина И.И., 2012. 452 с.
12. ГОСТ 31861–2012. Вода. Общие требования к отбору проб. М.: Стандартинформ, 2013.
13. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1 : 200000. Сер. Становая. Лист N-52-XIV (Береговой) / Под ред. Ю.В. Кошкова. СПб.: ВСЕГЕИ, 2008.
14. Ершов Ю.И. Закономерности почвообразования и выветривания в зоне перехода от Евразийского континента к Тихому океану. М.: Наука, 1984. 282 с.
15. Иванов В.В. Экологическая геохимия элементов. М.: Недра, 1994. Кн. 1. 340 с.
16. Красюков В.Н., Лапин И.А. Способ определения гумусовых веществ в природных водах. А. с. 1385041. БИ. 1988. № 12. С. 175.
17. Кулаков В.В., Кондратьева Л.М., Голубева Е.М. Геологические и биогеохимические предпосылки повышенного содержания железа и марганца в воде р. Амур // Тихоокеан. геология. 2010. Т. 29. № 6. С. 66–76.
18. Лапин И.А., Красюков В.Н. Роль гумусовых веществ в процессах комплексообразования и миграции

- металлов в природных водах // Вод. ресурсы. 1986. № 1. С. 134–145.
19. Левшина С.И. Растворенное и взвешенное органическое вещество вод Амура и Сунгари // Вод. ресурсы. 2008. Т. 35. № 6. С. 745–753.
 20. Левшина С.И. Роль гумусовых кислот в миграции металлов в речных водах Приамурья // Вод. ресурсы. 2015. Т. 42. № 6. С. 635–646.
 21. Линник П.Н., Жежеря В.А., Линник Р.П., Иванченко Я.С. Влияние компонентного состава органических веществ на соотношение растворенных форм металлов в поверхностных водах // Гидробиол. журн. 2012. Т. 48. № 5. С. 97–114.
 22. Линник П.Н., Набиванец Б.И. Формы миграции металлов в пресных поверхностных водах. Л.: Гидрометеиздат, 1986. 269 с.
 23. Лопатко А.С., Карандашов А.И., Юдина И.М., Пискунов Ю.Г. Состав воды Зейского водохранилища спустя 30 лет с начала его заполнения // Материалы всерос. науч.-практ. конф. “Научные основы мониторинга водохранилищ” (Дружининские чтения. Вып. 2). Хабаровск: ИВЭП ДВО РАН, 2005. С. 69–71.
 24. Моисеенко Т.И., Кудрявцева Л.П., Гашкина Н.А. Рассеянные элементы в поверхностных водах суши. М.: Наука, 2006. 261 с.
 25. Мордовин А.М., Петров Е.С., Шестеркин В.П. Гидроклиматология и гидрохимия Зейского водохранилища. Владивосток; Хабаровск, 1997. 138 с.
 26. Мур Дж. В., Рамамурти С. Тяжелые металлы в природных водах. М.: Мир, 1987. 288 с.
 27. Перечень рыбохозяйственных нормативов: предельно допустимых концентраций (ПДК) и ориентировочно безопасных уровней воздействия (ОБУВ) вредных веществ для воды водных объектов, имеющих рыбохозяйственное значение. М.: ВНИРО, 2010. 304 с.
 28. Перминова И.В. Анализ, классификация и прогноз свойств гумусовых кислот. Дис. ... докт. хим. наук. М.: МГУ, 2000. 360 с.
 29. ПНД Ф 14.1.2:4.143-98 Количественный химический анализ вод. Методика выполнения измерений массовых концентраций алюминия, бария, бора, железа, кобальта, марганца, меди, никеля, стронция, титана, хрома и цинка в пробах питьевых и сточных вод методом ИСП Спектрофотометрии М.: Аналит. центр “Росса”, 2019. 26 с.
 30. РД 52.24.468-2005 Взвешенные вещества и общее содержание примесей в водах. Методика выполнения измерений массовой концентрации гравиметрическим методом / Разработчики Л.В. Боева, А.А. Назарова. Ростов-на-Дону: Гидрохим. ин-т, 2005. 33 с.
 31. Ресурсы поверхностных вод СССР. Дальний Восток. Верхний и Средний Амур / Под ред. А.П. Муранова. Л.: Гидрометеиздат, 1966. Т. 18. Вып. 1. 779 с.
 32. Саев Ю.Е., Ревич Б.А., Янин Е.П. Геохимия окружающей среды. М.: Недра, 1990. 335 с.
 33. Труфанов А.И., Коробий Э.Н. О миграции железа и микроэлементов в природных водах Среднеамурской впадины // Природные воды Дальнего Востока / Под ред. А.А. Степанова, К.П. Караванова. Хабаровск: ХабКНИИ, 1973. Сб. № 13. С. 106–112.
 34. Харитонова В.А., Вах Е.А. Редкоземельные элементы в поверхностных водах Амурской области. Вест. Томского гос. ун-та. 2015. № 396. С. 232–244.
 35. Чудаева В.А., Шестеркин В.П., Чудаев О.В. Микроэлементы в поверхностных водах бассейна р. Амур // Вод. ресурсы. 2011. Т. 38. № 5. С. 606–617.
 36. Шестеркин В.П. Солевой состав вод Зейского водохранилища // Вод. хоз-во России. 2015. № 5. С. 32–42.
 37. BS ISO (British Standard International Organization of Standardization) 8245. Water quality – guidelines for the determination of total organic carbon (TOC) and dissolved organic carbon (DOC). London: British Standard Institution, 1999.
 38. Buchwalter D.B., Linder G., Curtis L.R. Modulation of cupric ion activity by pH and fulvic acid as determinants of toxicity in *Xenopus laevis* embryos and larvae // Environ. Toxicol. Chem. 1996. V. 15. № 4. P. 568–573.
 39. Gaillardet J., Viers J., Dupre B. Trace Elements in River Waters // The Treatise on Geochemistry / Eds J.I. Drever, H.D. Holland, K.K. Turekian. Oxford: Elsevier-Pergamon, 2004. V. 5. P. 225–272.
 40. Guy R.D., Chakrabarti C.L. Studies of metal-organic interactions in model systems pertaining to natural waters // Can. J. Chem. 1976. V. 54. № 16. P. 2600–2611.
 41. Lakshman S., Mills R., Fang F. et al. Use of fluorescence polarization to probe the structure and aluminum complexation of three molecular weight fractions of a soil fulvic acid // Anal. Chim. Acta. 1996. № 321. 113–119.
 42. Lee J. Complexation analysis of fresh waters by equilibrium diafiltration // Water Res. 1983. V. 17. № 5. P. 501–510.
 43. Levshina S. An assessment of metal-humus complexes in river waters of the Upper Amur basin, Russia // Environ. Monitoring and Assessment. N. Y.: Springer, 2018. V. 190. № 1. P. 18.
 44. Levshina S.I. Iron Distribution in Surface Waters in the Middle and Lower Amur Basin // Water Resour. 2012. V. 39. № 4. P. 375–383.
 45. Levshina S., Sirotsky S. Organic Matter Distribution in the Zeya Reservoir, Central Priamurye, Russia // Natural Organic Matter: Structure-Dynamics Innovative Applications. 17th Meeting Int. Humic Substances Society / Eds Y. Deligannakis, I. Konstantinou. Ioannina, Greece, 2014. P. 68–69.
 46. Mantoura R.F.C., Dixon A., Riley J.P. The speciation of trace-metals with humic compounds in natural waters // Thalassia Jugoslavica. 1978. V. 14. № 1–2. P. 127–145.
 47. Olk D.C., Bloom P.R., Perdue E.M., McKnight D.M., Chen Y., Farenhorst A., Senesi N., Chin Y-P., Schmitt-

- Kopplin P., Hertkorn N., Harir M.* Environmental and Agricultural Relevance of Humic Fractions Extracted by Alkali from Soils and Natural Waters // *J. Environ. Quality*. 2019. V. 48. № 2. P. 217–232.
48. *Pauli F.W.* Heavy-metal humates and their behavior against hydrogen sulfide // *Soil Sci.* 1975. V. 119. № 1. P. 98–105.
49. *Saar R.A., Weber J.H.* Complexation of cadmium (II) with water- and soil-derived fulvic acids: effects of pH and fulvic acid concentration // *Can. J. Chem.* 1979. V. 57. № 11. P. 1263–1268.
50. *Sposito G.* Trace metals in contaminated waters // *Environ. Sci. Technol.* 1981. V. 15. № 4. P. 396–403.
51. *Steinberg C.* Species of dissolved metals derived from oligotrophic hard water // *Water Res.* 1980. V. 14. № 9. P. 1239–1250.
52. *Templeton G.D., Chasteen N.D.* Vanadium-fulvic acid chemistry: conformation and binding studies by electron spin probe techniques // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1980. V. 44. № 5. P. 741–752.

ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ТЯЖЕЛЫХ МЕТАЛЛОВ В СЕРЫХ ИЛАХ ВОЛЖСКОГО КАСКАДА ВОДОХРАНИЛИЩ¹

© 2021 г. А. В. Маслов^а*, И. А. Немировская^б, В. П. Шевченко^б

^аГеологический институт РАН, Москва, 119017 Россия

^бИнститут океанологии им. П.П. Ширшова РАН,
Москва, 117997 Россия

*e-mail: amas2004@mail.ru

Поступила в редакцию 02.10.2020 г.

После доработки 12.04.2021 г.

Принята к публикации 24.05.2021 г.

Выполнен анализ содержания тяжелых металлов в серых илах волжского каскада водохранилищ (июнь 2016 г., НИС “Академик Топчиев”, пос. Борок – г. Астрахань). Установлено, что средние концентрации тяжелых металлов (Cd, Cu, As, Ni, Pb и Zn) в серых илах р. Волги ниже ориентировочно допустимых концентраций в почвах. Показано, что максимумы и минимумы содержания различных тяжелых металлов вдоль р. Волги имеют различное положение. При этом в илах Верхней и Средней Волги (на протяжении первых ~1200 км маршрута экспедиции) вариации концентраций большинства тяжелых металлов в серых илах довольно заметны; ниже устья р. Усы происходит определенное их сглаживание. Более высокие, чем фон для серых илов Верхней Волги, концентрации V, Cr, Co, Ni, Cu и Zn характерны в основном для Куйбышевского водохранилища. Содержание большинства тяжелых металлов в исследованной выборке проб ниже или несколько выше, чем их содержание в среднем постаршейском австралийском глинистом сланце (PAAS). Это дает основание предполагать, что их концентрации в серых илах в основном контролируются содержанием тяжелых металлов в естественных источниках и эффектом разбавления тонкой/пелитовой алюмосиликокластики неглинистым материалом. Не обнаружена корреляция между содержанием органического углерода и большинства тяжелых металлов.

Ключевые слова: волжский каскад водохранилищ, серые илы, тяжелые металлы, органический углерод.

DOI: 10.31857/S0321059621060110

ВВЕДЕНИЕ

Исследование донных отложений (ДО) водохранилищ имеет существенное научное и практическое значение для решения широкого комплекса проблем – от лимнологических и гидробиологических до экологических и социальных [8, 11, 13, 16–19, 26, 32]. Среди работ геохимической направленности наибольшее внимание специалистов привлекает анализ распределения в ДО тяжелых металлов (ТМ): Hg, Sb, Cd, Cu, Cr, Zn, Ni, Co, Pb, Mo и др. [2, 3, 8, 10, 20, 28–31, 36].

В настоящей публикации, подготовленной в продолжение исследований авторами геохимических особенностей поверхностных ДО Белого, Баренцева и Каспийского морей [22, 23, 25], рассмотрено распределение ряда ТМ в серых илах волжских водохранилищ. В некоторых из них

вместе с песчанистыми разновидностями серые илы занимают >60% общей площади дна [4, 13].

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Пробы серых илов отобраны в первой половине июня 2016 г. во время экспедиции на НИС “Академик Топчиев” от пос. Борок (Рыбинское водохранилище) до г. Астрахани (рис. 1; табл. 1). Одной из задач экспедиции было изучение седиментационных и биогеохимических процессов в зоне смешения вод р. Волги и ее притоков для оценки современного качества вод и ДО Волжского бассейна [26, 27]. За период экспедиции более чем на 80 станциях были отобраны пробы воды и ДО (песок с галькой, песок, лиственный песок, серый песчаный ил, бурый и серый илы). Среди них почти на 20 станциях подняты и серые илы (рис. 2). ДО отбирали различными пробоотборниками: илстые осадки – лотом с хрощом, пробоотборником, созданным в Институте биологии внутренних вод РАН, и микробиологической

¹ Отбор проб и их предварительная обработка выполнены при финансовой поддержке РНФ (проект 14-27-00114), интерпретация результатов проведена в рамках госзадания ИО РАН (тема 0128-2021-0016) и ГИН РАН.

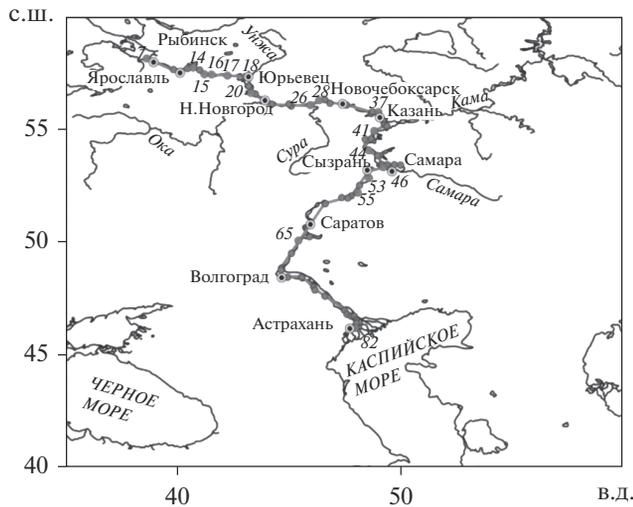


Рис. 1. Положение станций (отмечены номерами), на которых в рейсе НИС “Академик Топчиев” отобраны пробы серых илов в июне 2016 г.

трубкой. Максимальная длина колонки осадка ≤ 60 см. Пробы из самой верхней (1–2 см), относительно ненарушенной части таких колонок замораживали и отправляли в лабораторию. Перед анализом пробы размораживали, сушили при 50°C , просеивали через пластиковую сетку с раз-

мером ячеек 1 мм, чтобы убрать раковины моллюсков, детрит, фрагменты растений и гравий. Фракцию < 1 мм растирали в агатовой ступке растирочной машины “FRITSCH” (Германия). Выделение поровой воды, а также измерение pH и Eh в колонках ДО не проводили.

Определение содержания ТМ (табл. 2) выполнено в Институте геологии и геохимии Уральского отделения РАН (г. Екатеринбург, аналитики Д.В. Киселева, Н.В. Чередниченко и Л.К. Дерюгина) с помощью ICP-MS-анализа на квадрупольном масс-спектрометре “NexION 300S” (“Perkin Elmer”, США) [35]. Микроволновое разложение проб осуществлено смесью кислот $\text{HCl} + \text{HNO}_3 + \text{HF}$ с использованием системы “Verghof Speedwave MWS 3+”. Точность определения элементов контролировалась с помощью сертифицированных образцов базальта BCR-2 и андезита AGV-2 (USGS). Полученные концентрации элементов удовлетворительно согласуются с аттестованными величинами и допустимым отклонением в пределах 15%. Погрешности определения элементов составили, отн. %: 24 (Cr, Ni, Co, Cu, Zn, Pb) и 50 (As, Mo, Cd, Sb). Перед анализом пробы не подвергались никакой предварительной обработке.

Содержание органического углерода $C_{\text{орг}}$ определено на экспресс-анализаторе “АН-7560” (аналитик Л.В. Демина, ИО РАН) путем регистрации

Таблица 1. Положение станций, на которых отобраны пробы серых илов в июне 2016 г. во время экспедиции по р. Волге на НИС “Академик Топчиев”

Номер станции	Географическая привязка	Расстояние по лонии, км	Водохранилище	Координаты, град.		Глубина, м
				с.ш.	в.д.	
7	пос. Каменники	416	Рыбинское	58.17689	38.62605	16
14	Ниже г. Костромы	612	Горьковское	57.68793	40.99415	6
15	г. Волгореченск	639		57.47706	41.21251	14
16	Ниже пос. Плес	661		57.45543	41.55362	13
17	Ниже г. Кинешмы	712		57.44711	42.24641	15
18	г. Юрьеvec	780		57.29715	43.1179	15
20	Ниже г. Чкаловска	836		56.75335	43.26376	18
26	Против устья р. Суры	1070	Чебоксарское	56.128647	45.991637	17
28	Против устья р. Ветлуги	1104	Куйбышевское	56.310832	46.414112	7
37	г. Казань	1306		55.785645	49.026088	11
41	Против с. Кременки	1480		54.610915	48.696902	11
44	Против р. Большой Черемшан	1590		53.881393	48.972503	14
46	Против устья р. Усы	1645	Саратовское	53.396967	49.249145	19
53	Против п. Приволжье	1890		52.89174	48.59824	17
55	Против устья р. Малый Иргиз	1975		52.19722	47.94357	15
65	г. Камышин	2375	Волгоградское	50.10077	45.45451	20
82	Ниже г. Астрахани	3049	Незарегулированная р. Волга	46.30509	47.97531	7



Рис. 2. Серые илы, поднятые на станции 17 рейса НИС “Академик Топчиев” в первой половине июня 2016 г. с помощью микробиологической трубки. Фото И.А. Немировской.

СО₂ при сжигании проб ($T \sim 800^\circ\text{C}$) в токе воздуха, очищенного от СО₂.

ОБЩИЕ ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ТЯЖЕЛЫХ МЕТАЛЛОВ В СЕРЫХ ИЛАХ ВОЛЖСКОГО КАСКАДА ВОДОХРАНИЛИЩ

В соответствии с представлениями, изложенными в [10], с учетом административного деления территории бассейна р. Волги к Верхней Волге относится район от ее истока до Горьковского водохранилища и бассейн р. Оки. Средняя Волга объединяет водосборную часть реки ниже Горьковского водохранилища до створа Куйбышевской ГЭС (в том числе Чебоксарское водохранилище и бассейн р. Камы). К Нижней Волге принадлежат Саратовское и Волгоградское водохранилища, Волго-Ахтубинская пойма и Волжская дельта.

Водосборная территория Верхней Волги сложена породами верхнего девона (известняки, доломиты, мергели, песчаники, пески, алевролиты и глины) и карбона (известняки, мергели, глины, пески и песчаники и др.). Они перекрыты преимущественно моренными, флювиогляциальными и озерно-ледниковыми четвертичными отложениями (глины и суглинки, пески и супеси с гравием, гальками и валунами кристаллических пород и др.) [5, 6]. К СВ от г. Рыбинска в пределах Даниловской возвышенности, а также к Ю от г. Кинешмы распространены осадочные породы триаса. Известняки карбона слагают береговые обрывы и на Средней Волге, но существенно шире распространены здесь красноцветные терригенные породы перми, начинающиеся примерно от окрестностей г. Нижнего Новгорода и тянущи-

еся почти до г. Ульяновска часто с гипсами, а также юрские и меловые горючие сланцы, толщи мела и опок. В бассейне Нижней Волги развиты преимущественно юрские и меловые осадочные породы, а также терригенные кайнозойские отложения.

Серые илы в волжских водохранилищах относятся к аллювиальным и местным [4]. Первые образуются из поступающих в водохранилища аллювиальных наносов и накапливаются в зонах выклинивания подпора в верховьях речных плесов или на их участках с ослабленной проточностью. Местные серые илы формируются в основном из продуктов размыва берегов и ложа водохранилищ. Главные источники осадкообразующего материала для водохранилищ — продукты абразии их берегов, размыва ложа и торфяных сплавин (51–87%), речные взвеси и наносы (10–48%) [4, 7, 11, 14]. Сброс воды в нижние бьефы водохранилищ способствует размыву дна и берегов, а также выносу терригенной взвеси в основную акваторию. В ряде случаев количество автохтонного взвешенного вещества, образующегося в результате размыва дна мелководных участков, может быть сопоставимо с количеством вещества, поступающего в водохранилище при абразии берега, а иногда и превосходить его [4]. Меньшее (<7%) значение имеют сточные воды, атмосферные осадки и продукция гидробионтов. В подавляющем большинстве водохранилищ волжского каскада серые илы тяготеют к глубоководной (>14 м) зоне [11].

Доля частиц размером 0.005–0.01 мм в составе серого ила Шекснинского плеса Рыбинского водохранилища достигает 57, а на Главном его плесе — ~46% [4]. Средний диаметр частиц в серых илах

Таблица 2. Содержание ряда редких и рассеянных элементов (мкг/г), $C_{орг}$ (мас. %) и значение индикаторных соотношений в пробах серых илов, отобранных в июне 2016 г. во время экспедиции по р. Волге на НИС “Академик Топчиев” (прочерк – нет данных)

Компоненты, отношения	Станция								
	7	14	15	16	17	18	20	26	28
$C_{орг}$	6.32	1.96	1.38	3.35	–	0.78	2.39	3.38	2.75
Cr	37.73	10.33	53.21	12.40	107.8	24.29	69.52	75.92	56.17
Co	7.87	3.40	8.45	3.16	16.73	5.91	15.09	15.38	11.81
Ni	20.69	5.41	25.30	5.88	48.60	13.65	46.18	42.14	30.26
Cu	17.02	2.93	17.21	3.60	55.98	9.87	28.06	22.25	17.23
Zn	74.64	36.71	71.41	30.39	163.8	58.42	97.50	82.66	74.34
As	4.34	4.59	4.01	3.89	11.09	6.99	5.70	12.92	7.69
Mo	0.55	0.19	0.53	0.22	1.15	0.97	0.73	1.02	0.61
Cd	0.22	0.07	0.40	0.08	1.22	0.19	0.38	0.36	0.39
Sb	0.30	0.07	0.31	0.09	0.59	0.15	0.40	0.41	0.34
Pb	12.90	6.72	16.19	7.63	44.28	10.84	22.37	17.84	15.18
Sc	8.03	2.13	5.52	2.24	15.26	3.88	12.59	12.72	9.67
Mn	403	300	605	416	1139	353	856	3145	1480
La	18.61	7.01	10.78	7.83	30.20	10.19	22.91	26.53	22.45
Th	5.63	1.29	3.63	2.01	9.99	2.77	7.67	8.90	6.95
U	1.67	0.55	0.93	0.64	2.50	0.83	1.75	1.83	1.65
La/Sc	2.32	3.29	1.96	3.49	1.98	2.62	1.82	2.09	2.32
Th/Sc	0.70	0.61	0.66	0.89	0.65	0.71	0.61	0.70	0.72
Mo/Mn	0.0014	0.0006	0.0007	0.0005	0.001	0.0027	0.0009	0.0003	0.0004
Th/U	3.36	2.33	3.91	3.15	3.99	3.34	4.38	4.87	4.22
	37	41	44	46	47	53	55	65	82
$C_{орг}$	0.98	–	2.54	2.10	2.04	1.26	2.13	1.59	0.38
Cr	23.14	108	97.54	130.2	126.3	65.09	67.15	74.79	48.03
Co	3.89	28.51	19.40	19.88	20.31	11.04	11.95	12.92	8.15
Ni	11.65	76.31	64.88	72.84	68.84	39.86	43.87	44.53	28.39
Cu	5.88	32.15	32.38	44.13	41.40	18.14	20.20	22.02	12.52
Zn	22.68	106.6	83.16	95.42	101.3	53.25	59.47	71.53	35.58
As	2.35	8.35	10.40	8.27	7.08	4.06	4.53	5.04	3.26
Mo	0.21	1.79	1.63	1.33	1.26	0.52	0.61	0.94	0.30
Cd	0.11	0.28	0.33	0.53	0.51	0.34	0.26	0.43	0.13
Sb	0.15	0.51	0.56	0.73	0.61	0.39	0.40	0.40	0.30
Pb	5.43	19.41	16.94	24.78	24.90	12.07	13.77	18.66	9.01
Sc	3.18	19.63	17.05	18.24	19.54	9.25	11.62	10.84	7.27
Mn	222	1003	1183	824	890	1101	1574	1814	311
La	8.47	35.41	30.52	30.97	34.88	18.24	22.07	23.77	15.56
Th	2.29	12.49	8.98	10.70	11.74	5.47	6.94	6.98	4.40
U	0.78	3.59	2.20	3.23	3.17	1.43	1.56	1.59	1.10
La/Sc	2.66	1.80	1.79	1.70	1.79	1.97	1.90	2.19	2.14
Th/Sc	0.72	0.64	0.53	0.59	0.60	0.59	0.60	0.64	0.60
Mo/Mn	0.001	0.0018	0.0015	0.0016	0.0014	0.0005	0.0004	0.0005	0.001
Th/U	2.95	3.47	4.08	3.31	3.70	3.82	4.45	4.40	4.01

Верхней и Средней Волги равен 0.05 мм (пределы изменения – 0.01–0.12 мм); для Нижней Волги этот параметр чуть выше – 0.06 мм (0.02–0.11 мм) [14]. В соответствии с классификацией в [1], это преимущественно мелкоалевритовые и алевритово-глинистые илы. Авторы работы [13] определяют их как глинисто-песчаные илы.

Высокое содержание в пелитовой фракции волжской взвеси иллита, хлорита, смектита и каолинита дает основание предполагать, что источники глинистых минералов расположены весьма близко к водохранилищам; часто таковыми выступают глинистые и суглинистые почвы прилегающих к ним районов [12, 14].

Исследованию содержания и особенностей распределения ТМ в ДО волжских водохранилищ посвящено достаточно много работ. Так, в статье [9] приведены данные о содержании в глинистых, крупно- и мелкоалевритовых илах Куйбышевского водохранилища ряда ТМ, полученные методом атомно-эмиссионного спектрального анализа. Сделан вывод, что они “незначительны и не превышают фоновых” [9].

Концентрации ТМ в ДО Верхней и Нижней Волги характеризуются значительными пространственными вариациями [2]. В Ивановском водохранилище (Верхняя Волга) это свойственно для Pb, Ni, Co и Cu (собственных проб по этому объекту у авторов нет, поэтому приводимые здесь данные рассмотрены как справочные), а на Нижней Волге – для Mn, Zn, Co и Pb. ДО Ивановского водохранилища существенно загрязнены Cu и Zn, а Нижней Волги – Ni. Средние концентрации Zn, Cu, Pb и Co в ДО Ивановского водохранилища выше, чем в ДО Нижней Волги; для Ni, Mn и Cr ситуация обратная. Для ДО Ивановского водохранилища наблюдается выраженная положительная корреляция между концентрацией Fe, Mn, Cr, Ni и Pb и содержанием в них частиц размером <0.01 мм. В ДО Нижней Волги концентрации Ni, Pb, Zn и Cu взаимосвязаны с содержанием частиц размером 1–0.5 и 0.05–0.01 мм, а содержание Fe и Mn положительно коррелирует с содержанием частиц размером 1–0.5 мм. Роль органических веществ (ОВ) в накоплении ТМ в ДО Верхней и Нижней Волги невелика.

По данным [36], содержание Pb в ДО волжского каскада варьирует от 14 (окрестности г. Астрахани) до 54 мкг/г (район г. Камышина). Для Zn и Cu максимальное содержание (174 и 54 мкг/г) наблюдается в ДО в районе г. Камышина, тогда как минимальная концентрация Zn характерна для окрестностей г. Астрахани, а Cu – для окрестностей г. Камышина. Здесь же фиксируется минимальное содержание в ДО Ni (36 мкг/г), а максимальная концентрация этого металла установлена в ДО Куйбышевского водохранилища. Наиболь-

шее содержание (86 мкг/г) Cr, наоборот, наблюдается в ДО в районе г. Камышина, а минимальное фиксируется в ДО Рыбинского водохранилища. Минимальная концентрация As (6 мкг/г) наблюдается в ДО в районе г. Астрахани, тогда как в ДО Чебоксарского водохранилища содержание названного элемента в ~3 раза выше.

Наблюдения М.Ю. Лычагина с соавторами [20, 39], выполненные в дельте Волги, показали, что такие металлы, как Cu, Ni и Co, коррелируют с содержанием ОВ – $0.6 < r < 0.7$. Для Pb и Zn величины r несколько меньше (0.4...0.5). Среднее содержание Zn, Cu, Ni, Co, Cr и Pb в ДО устьевой части р. Волги, по состоянию на 2005 г., оценивалось в 50, 32, 39, 12, 132 и 13 мкг/г соответственно. По данным А.Н. Ткаченко [30], региональный геохимический фон для ДО устьевой области р. Волги составил для Pb 13 мкг/г, Zn – 50, Cu – 32, Ni – 39, Cr и Co – соответственно 132 и 12 мкг/г.

Содержание ТМ в ДО, отражающее долговременные процессы накопления и преобразования различных компонентов в водоемах, считается достаточно объективным и надежным показателем состояния их загрязнения [10]. Так, при отборе проб ДО от г. Волгограда до г. Астрахани в 14 створах установлено неравномерное распределение отдельных ТМ по сечению р. Волги. Показано также, что в ДО Нижней Волги в наибольшей степени накапливаются Mn, Cr, Ni и Fe. Значимая положительная корреляция наблюдалась между концентрациями Zn, Cu, Ni и Pb и частицами <0.1 мм [10].

По оценке И.И. Томилиной с соавторами [32], средние концентрации общих форм Ni в ДО от Саратовского до Куйбышевского водохранилища менялась от 7.7 до 35.7 мкг/г сухой массы. Для названного участка р. Волги эти параметры изменялись для Cu от 5.8 до 15.4, а для Zn – от 16.8 до 48.0 мкг/г (Горьковское водохранилище). Примерно так же, как Cu, в ДО волжского каскада распределены Pb, Cr и Co. Для ДО Рыбинского и Саратовского водохранилищ среднее содержание Cd составило 0.1 мкг/г. Максимальное для всего каскада содержание Cd (0.3 мкг/г) присуще ДО Горьковского водохранилища.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ТЯЖЕЛЫХ МЕТАЛЛОВ В СЕРЫХ ИЛАХ ВОЛЖСКОГО КАСКАДА ПО ДАННЫМ ЭКСПЕДИЦИИ 2016 г.

Анализ приведенных выше данных показывает, что оценки содержания ТМ в ДО р. Волги у разных авторов заметно различаются (рис. 3; табл. 3). В связи со сказанным, кроме сравнения данных настоящего исследования с данными предшественников (как для собственно серых илов, так и для ДО в целом), авторы провели со-

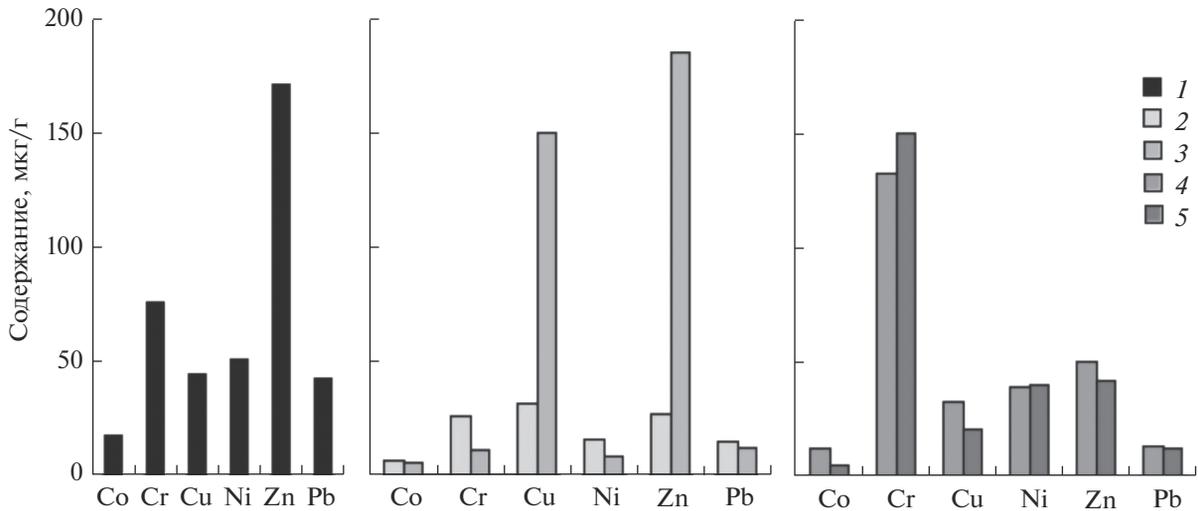


Рис. 3. Оценки среднего содержания ТМ в ДО каскада волжских водохранилищ по данным разных авторов. 1 – р. Волга в целом [42]; Верхняя Волга: 2 – [32], 3 – [2]; Нижняя Волга: 4 – [30, 39]; 5 – [2].

поставление концентраций ТМ в пробах серых илов с их ориентировочно допустимыми концентрациями (ОДК) в глинистых почвах [28], фоновыми концентрациями ТМ в серых илах Верхней Волги [29] и концентрациями их в таком референтном геохимическом объекте, как средний постаршейский австралийский глинистый сланец (РААС) [44].

Сопоставление содержания ТМ в серых илах с ОДК химических веществ в почве

В соответствии с [28], для Cd, Cu, As, Ni, Pb и Zn в близких к нейтральным и в нейтральных сульфидных и глинистых почвах установлены следующие ОДК, мкг/г: 2.0, 132, 10, 80, 130 и 220. В исследованной авторами настоящей статьи выборке проб серых илов среднее содержание пере-

Таблица 3. Содержание ряда ТМ в ДО и серых илах волжского каскада водохранилищ по данным разных авторов (ДО – донные отложения, ТМ – тяжелые металлы, РВ – Рыбинское водохранилище, ГВ – Горьковское водохранилище, ЧВ – Чебоксарское водохранилище, КВ – Куйбышевское водохранилище, СВ – Саратовское водохранилище, ВВ – Волгоградское водохранилище, ВерхВ – Верхняя Волга; прочерк – нет данных)

Компоненты, мкг/г	ДО, среднее [42]	ДО [36]								Серые илы, ВерхВ, фон [29]	ДО, устьевая часть р. Волга [20, 30]	ДО, среднее содержание общих форм ТМ [32]						Данная работа
		РВ	ГВ	ЧВ	КВ	СВ	ВВ	г. Камышин	г. Астрахань			РВ	ГВ	ЧВ	КВ	СВ	ДО, ВВ, фон	
		As	8	13	16	18	9	15	11			9	6	–	–	–	–	
Cd	0.5	0.31	0.61	0.46	0.65	0.41	0.34	0.59	0.34	0.11	–	0.1	0.3	0.2	0.2	0.1	0.1	0.3
Co	18	–	–	–	–	–	–	–	–	10.3	12	6.1	7.3	5.5	10	4.7	6.4	12.4
Cr	76	60	69	64	85	63	73	86	77	40	132	31.8	39.1	28.8	59.1	21.6	25.5	66.0
Cu	44	47	51	35	51	43	48	54	37	33	32	10.4	11.7	7.4	15.4	5.8	31.5	22.4
Ni	51	42	67	59	72	60	54	36	65	27.9	39	16.1	18.4	13.2	35.7	7.7	15.3	38.3
Pb	24	27	38	25	27	17	17	54	14	16	13	7.6	8.7	5.8	10.3	4.8	15	16.6
Mo	1.9	–	–	–	–	–	–	–	–	3.4	–	–	–	–	–	–	–	0.8
Sb	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	0.4
Zn	171	136	152	98	141	124	106	174	88	44	50	36.7	48	28.2	41.2	16.8	27	73.3

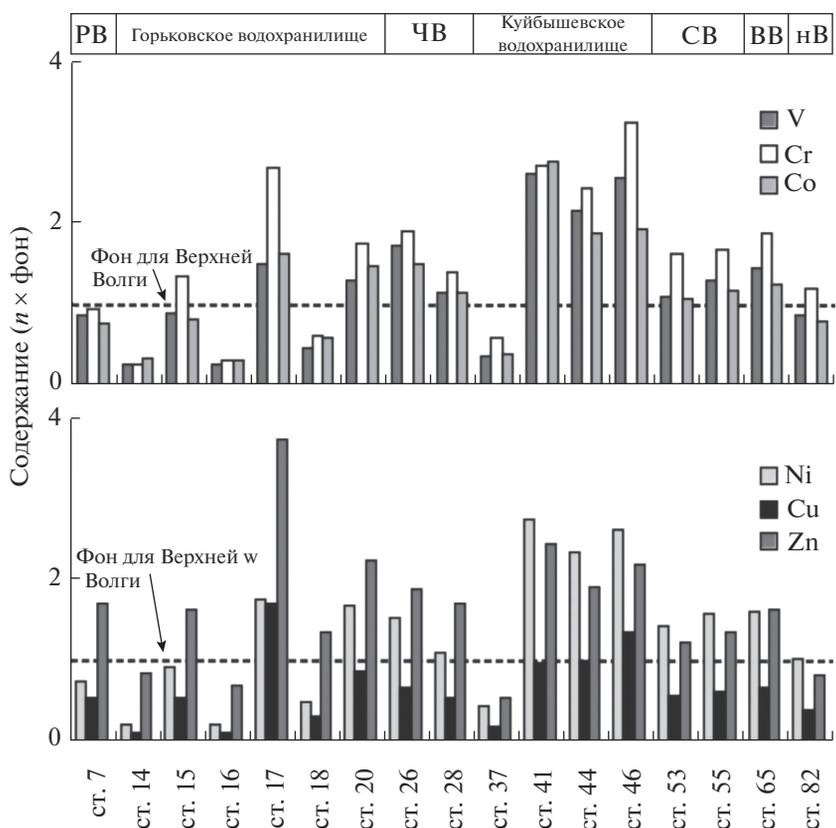


Рис. 4. Содержание ТМ в серых илах волжского каскада ($n \times$ фон) в сравнении с фоновым для серых илов Верхней Волги [29]. Здесь и на рис. 6 РВ – Рыбинское водохранилище; ЧВ – Чебоксарское водохранилище; СВ – Саратовское водохранилище; ВВ – Волгоградское водохранилище; нВ – незарегулированная Волга.

численных ТМ составляет соответственно 0,3, 22,4, 6,4, 38,3, 16,6 и 73,3 мкг/г, т.е. средние концентрации всех перечисленных элементов <ОДК. Максимальные концентрации этих же ТМ в пробах составляют 1,2, 56,0, 12,9, 76,3, 44,3 и 163,8 мкг/г, что также (за исключением As) ниже ОДК. Превышающее ОДК содержание As характерно для серых илов на ст. 26 (против устья р. Суры). Близкие к ОДК концентрации As установлены также в серых илах на ст. 17 (ниже г. Кинешмы) и 44 (против устья р. Большой Черемшан).

Сопоставление с фоновыми содержаниями в серых илах Верхней Волги

По сравнению с фоновыми для серых илов Верхней Волги [29] концентрациями V (54 мкг/г), Cr (40), Co (10,3), Ni (28) и Zn (44 мкг/г) среднее содержание названных элементов в исследованных пробах составляют соответственно $1,22 \pm 0,73$, $1,56 \pm 0,87$, $1,16 \pm 0,66$, $1,31 \pm 0,78$ и $1,63 \pm 0,77$. Среднее содержание Cu в имеющейся выборке заметно меньше, чем фоновое ($0,64 \pm 0,43$), а среднее содержание Cd в ~ 3 раза выше фонового ($3,06 \pm 2,39$). Минимальное и максимальное содержания Pb варьируют в серых илах в выборке от

0,34 до $2,77 \times$ фон, а среднее равно фоновому содержанию этого элемента в серых илах Верхней Волги ($1,01 \pm 0,57$).

В серых илах Рыбинского водохранилища близкое к фоновому содержание характерно для Cr (рис. 4). Содержания Zn и Cd заметно выше ($1,7$ и $1,99 \times$ фон), а содержания V, Co, Ni, Cu, Pb и Mo составляют от $0,16$ до $0,86 \times$ фон для серых илов Верхней Волги.

Для серых илов Горьковского водохранилища также характерны значительные вариации содержания ТМ. Так, концентрация Cr в пробе, отобранной на ст. 17, почти в 2,7 раза выше фоновой, а в пробе со ст. 14 она равна только $0,26 \times$ фон. Только в одной из шести проб здесь содержание Cu выше ($1,70$) фонового для Верхней Волги, тогда как в остальных пробах оно варьирует в интервале $0,09 \dots 0,85 \times$ фон. Максимальная концентрация Cd (до $\sim 11,0 \times$ фон) характерна для серых илов ст. 17. Минимальное содержание Cd в серых илах Горьковского водохранилища составляет $0,67 \times$ фон и характерно для пробы, отобранной на ст. 14. В то же время содержание Mo во всех шести пробах составляет всего $0,06 \dots 0,34 \times$ фон.

Серые илы Чебоксарского водохранилища характеризуются более высоким, чем фон Верхней Волги, содержанием Cr (1.40...1.90), Co (1.15...1.49), Ni (1.08...1.51), Zn (1.69...1.88) и Cd (3.26...3.58 × фон). Содержание Pb здесь практически совпадает с фоновым для серых илов Верхней Волги (соответственно 1.11 и 0.95 × фон), а содержание Mo составляет <0.30 × фон.

Концентрации Cr, Co, Ni, Zn и Cd для трех из четырех проб, отобранных в Куйбышевском водохранилище, более высокие, чем фоновые в серых илах Верхней Волги, а концентрация Cu в одной пробе (ст. 46) выше фоновой, в двух (ст. 41 и 44) практически равна фоновой и в одной (ст. 37) — заметно меньше.

Несколько более высокие, чем фоновые для Верхней Волги, содержания Cr, Co, Ni и Zn присущи серым илам Саратовского и Волгоградского водохранилищ; содержание Cu и Mo здесь ниже, а Pb — ниже и выше фонового.

Наконец для серых илов, отобранных на ст. 82 (незарегулированная часть р. Волги), характерны несколько более высокие, чем фоновые для Верхней Волги, концентрации Cr (1.20 × фон) и Cd (1.14 × фон), Ni — сопоставимы с фоновым (1.02 × фон), а Co, Cu, Zn, Pb и Mo — ниже (соответственно 0.79, 0.38, 0.81, 0.56 и 0.09 × фон).

Вариации содержания ТМ в серых илах р. Волги

Рассматривая вариации содержания ТМ в серых илах р. Волги вниз по течению от Рыбинского водохранилища до г. Астрахани, можно видеть, что максимальная концентрация Cr в серых илах наблюдается на ст. 46 (против устья р. Усы), тогда как минимальная характерна для ст. 14 (ниже г. Костромы). Максимальное содержание Co и Ni присуще серым илам в окрестностях с. Кременки (ст. 41, Куйбышевское водохранилище); минимальное, как и в случае Cr, свойственно пробе 14. В ней наблюдается и минимальное содержание Cu (рис. 5), а максимальное фиксируется ниже г. Кинешмы (ст. 17, Горьковское водохранилище). Максимальное содержание Cd, Zn и Pb в серых илах также наблюдается на ст. 17, тогда как минимальное содержание двух последних элементов характерно для района г. Казани (ст. 37, Куйбышевское водохранилище), а минимальная концентрация Cd наблюдается в серых илах на ст. 14.

В большинстве проб серых илов, отобранных в Рыбинском, Горьковском, Чебоксарском, Куйбышевском, Саратовском и Волгоградском водохранилищах, содержание Zn варьирует от ~50 до ~107 мкг/г. Более низкие концентрации присущи пробам, отобранным на станциях 14 (ниже г. Костромы), 16 (ниже пос. Плес), 18 (в районе г. Юрьеvec), 37 (у г. Казани) и в незарегулированной части р. Волги (ст. 82).

Минимальное содержание Mo фиксируется на двух станциях — 14 и 37, максимальное наблюдается на ст. 41 против с. Кременки. Минимальное содержание Sb также наблюдается в серых илах на ст. 14, а максимальное — на ст. 46 против устья р. Усы.

В Верхней и Средней Волге на протяжении первых 1300 км от Рыбинского водохранилища наблюдался заметный разброс содержания Sb в ДО. Примерно также ведет себя и As. Его максимальная концентрация в серых илах наблюдается в пробе 26 (12.92 мкг/г), тогда как минимальная (2.35 мкг/г) — в пробе, отобранной в ~240 км ниже по течению, на ст. 37 против устья р. Суры.

Сопоставление содержания ТМ в серых илах с ПААС

Содержание Cr, Co и Ni в ПААС составляет соответственно 110, 23 и 55 мкг/г [44]. В выборке серых илов среднее содержание перечисленных ТМ несколько меньше: 62.4 ± 34.9 , 12.0 ± 6.8 и 36.5 ± 21.8 мкг/г. Концентрации в ПААС Cu, Zn, Pb и Mo равны 50, 85, 20 и 1 мкг/г. Исследуемые пробы серых илов характеризуются также более низкими средними содержаниями указанных ТМ (соответственно 21.3 ± 14.1 , 71.6 ± 34.0 , 16.1 ± 9.1 и 0.8 ± 0.5 мкг/г) (рис. 6). При этом максимальные концентрации всех перечисленных ТМ в волжских пробах в той или иной степени превышают их содержание в ПААС. Например, максимальное содержание Cr составляет 130.1 мкг/г (ст. 46) против 110 мкг/г в ПААС; максимальное содержание Zn (ст. 17) почти в 2 раза выше, чем в ПААС (163.8 мкг/г против 85 мкг/г).

Корреляция между содержанием ТМ в серых илах и $C_{орг}$

Среднее содержание $C_{орг}$ в исследованных пробах серых илов составляет 2.21 ± 1.39 мас. % (минимум — 0.38 мас. %, ст. 82, ниже г. Астрахани; максимум — 6.32 мас. %, ст. 7, Рыбинское водохранилище). Изучение взаимосвязи содержания $C_{орг}$ в серых илах с содержанием в них различных ТМ показало, что коэффициент корреляции r между $C_{орг}$ и Cr, а также $C_{орг}$ и Ni имеет весьма небольшие отрицательные значения (рис. 7). Между $C_{орг}$ и такими элементами, как V, Co, Cu, Mo, Cd и Sb, значения r варьируют от 0.02 до 0.09. Между $C_{орг}$ и Zn, As, Se и Pb наблюдается слабая положительная взаимосвязь. Максимальная величина r (0.30) установлена для Zn.

Корреляция между содержанием ТМ в серых илах и различными геохимическими индикаторами

Большинство малых элементов переносится из областей сноса в области осадконакопления

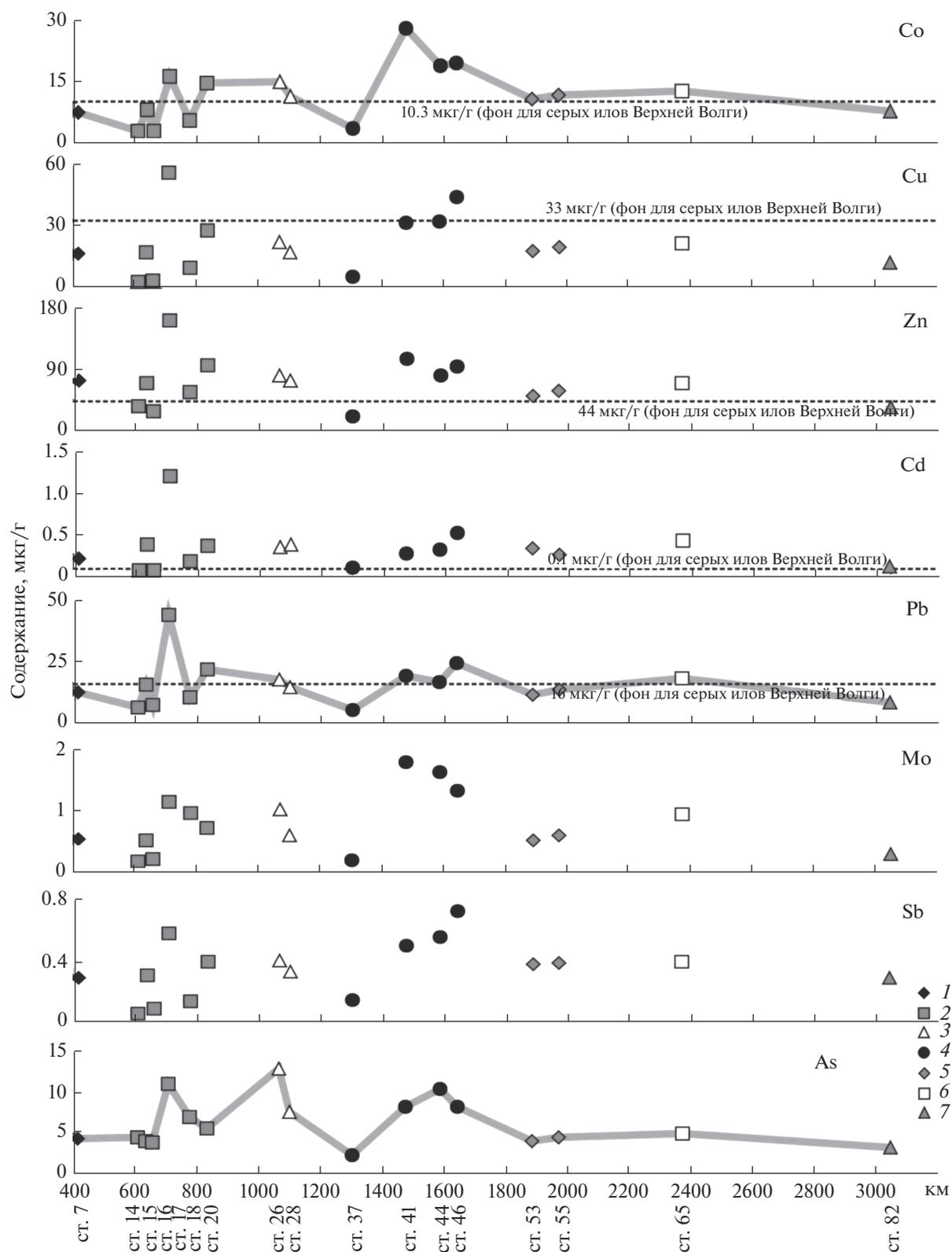


Рис. 5. Вариации содержания ТМ в пробах серых илов сверху вниз по течению р. Волги от Рыбинского водохранилища (ст. 7) до незарегулированной ее части ниже г. Астрахани (ст. 82). Серые линии демонстрируют тренды изменения содержания отдельных ТМ по всей совокупности проб. Водохранилища: 1 – Рыбинское, 2 – Горьковское, 3 – Чебоксарское, 4 – Куйбышевское, 5 – Саратовское, 6 – Волгоградское, 7 – р. Волга ниже г. Астрахани.

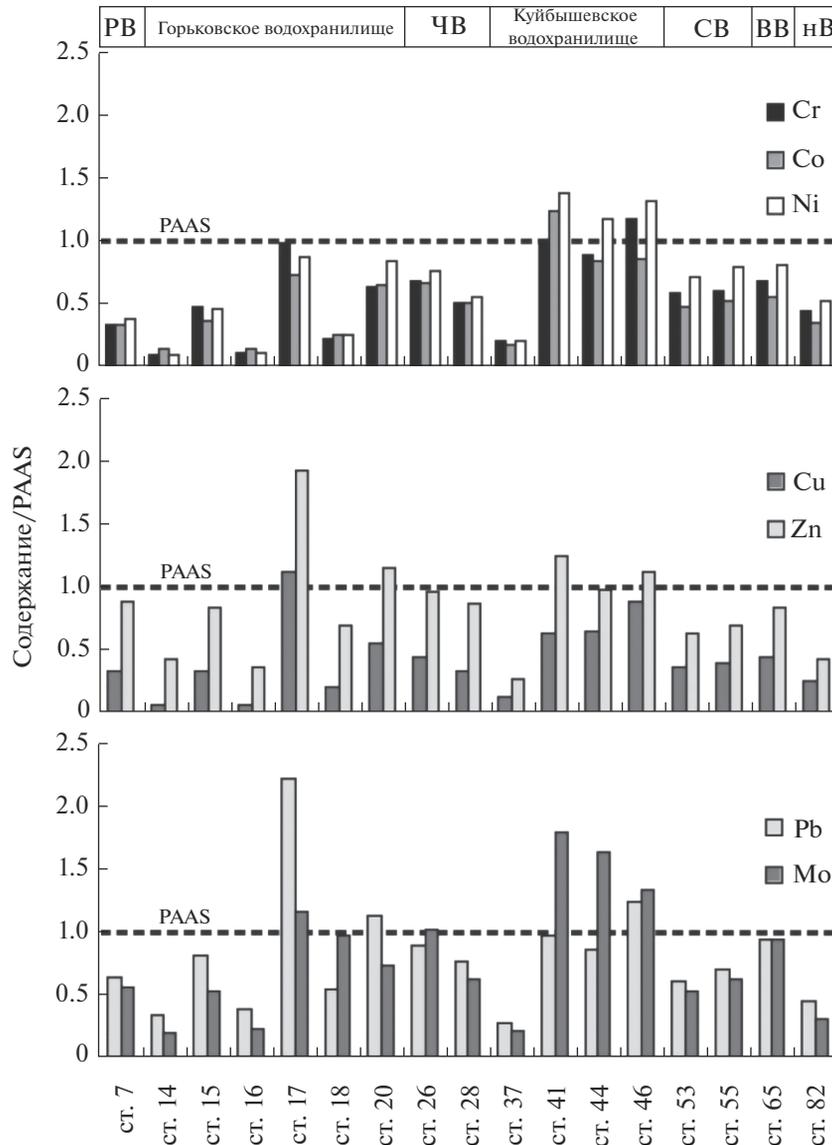


Рис. 6. Нормированное на PAAS распределение ТМ в пробах серых илов волжского каскада водохранилищ.

без существенной дифференциации на путях переноса. При этом их концентрации и соотношения в магматических образованиях разного типа различны [15, 21]. По ряду значений индикаторных геохимических соотношений в осадочных породах можно судить о составе пород областей размыва. Соотношения редких и рассеянных элементов La/Sc и Th/Sc, Mo/Mn и Th/U – индикаторы состава размывающихся на водосборах пород и окислительно-восстановительных обстановок в придонном слое воды [24, 37, 38, 44, 45]. Для кислых магматических образований характерны на 1–2 порядка более высокие, нежели для базитов, значения соотношений Th/Sc, La/Sc, La/Co, Th/Co, Th/Cr и V/Ni. По данным [33, 34], в кислородсодержащих обстановках Mn и Mo накапливаются в осадках симбатно. В условиях серово-

дородного заражения растворимость Mo заметно снижается и он концентрируется в осадках, в таких обстановках величина Mo/Mn (так называемый “коэффициент стагнации”) варьирует от 0.0n до 0.n, в хорошо аэрируемых областях она составляет <0.00n. Значения Th/U для осадков – тоже индикаторы локальных окислительно-восстановительных обстановок. Концентрация Th в осадках не зависит от редокс-параметров среды. U чувствителен к вариациям окислительно-восстановительных характеристик водной колонны или поровых флюидов осадка и в восстановительных обстановках выводится из воды в осадок [40, 41]. Поэтому в окислительных фациях значения Th/U близки к значениям этого параметра в верхней континентальной коре (3.89 [43]), тогда как в восстановительных – заметно ниже.

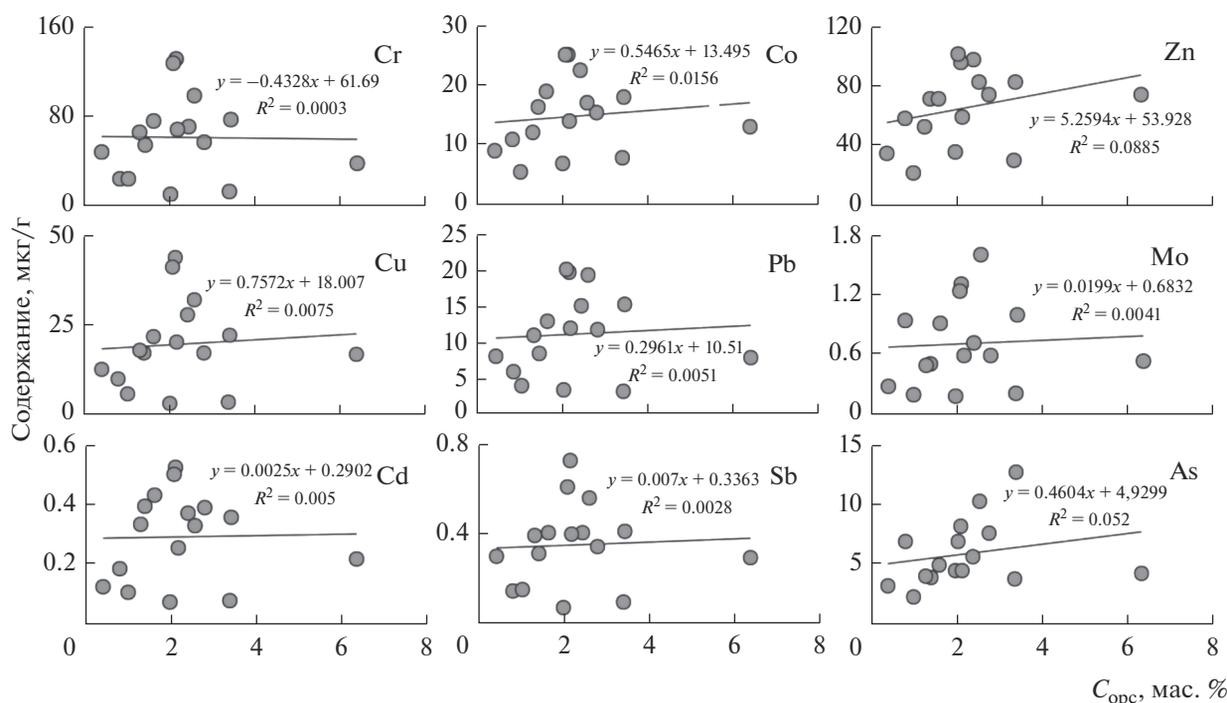


Рис. 7. Соотношение между содержаниями ТМ и $C_{орг}$ в пробах серых илов.

Анализ корреляции между указанным выше рядом индикаторных соотношений и содержанием некоторых ТМ в серых илах волжских водохранилищ (рис. 8) позволил сделать ряд выводов. Так, между содержанием в серых илах Cr, Ni, Pd, Cu и As и величиной соотношения La/Sc фиксируется умеренная или достаточно выраженная отрицательная корреляция (соответственно -0.83 , -0.84 , -0.58 , -0.74 и -0.40). Это же характерно для этих ТМ и величины Th/Sc ($r_{Th/Sc-Cr} = -0.56$, $r_{Th/Sc-Ni} = -0.61$, $r_{Th/Sc-Pb} = -0.28$, $r_{Th/Sc-Cu} = -0.47$ и $r_{Th/Sc-Sc} = -0.18$). Сказанное позволяет считать, что распределение концентраций ТМ в серых илах волжского каскада водохранилищ, очевидно, не контролируется в полной мере составом пород на водосборах, так как отрицательные взаимосвязи с указанными соотношениями имеют и ТМ, типичные для основных и ультраосновных пород (Ni, Cr, Co) [15], и ТМ, характерные для кислых магматических пород (Mo, Pb).

Напротив, между содержанием ТМ в серых илах и свойственной им величиной отношения Mo/Mn наблюдается слабая положительная корреляция с максимальным значением r (0.24) для Cu и минимальным (0.12) для Pb. Необходимо отметить, что среднее значение Mo/Mn в исследованной выборке проб составляет 0.001, что отвечает пороговому значению “коэффициента стагнации”, разделяющему осадки, формировавшиеся в контакте с окисленными и в той или иной степени восстановленными придонными/

иловыми водами [33]. Минимальное значение Mo/Mn в серых илах составляет 0.0003, максимальное – 0.0027. Еще у одного индикатора локальных окислительно-восстановительных параметров водной среды – отношения Th/U – существует умеренная положительная корреляция с содержанием в серых илах Cr, Ni, Pd, Cu и As. Для Cr и Ni r составляет 0.41, для Pb – 0.37, для Cu – 0.35, а для As, как для Cr и Ni, – 0.41. Это позволяет предположить, что содержание ТМ в серых илах волжского каскада водохранилищ в определенной мере контролируется окислительно-восстановительными характеристиками придонных или иловых вод.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Содержание большинства ТМ в исследованной выборке проб серых илов волжского каскада водохранилищ сопоставимо с содержанием этих компонентов в среднем постаршейском глинистом сланце и составляет преимущественно $<1.4... 1.5 \times PAAS$. Это предполагает, что их концентрации не связаны с аналитическими погрешностями, а контролируются содержанием ТМ в естественных источниках и эффектом разбавления тонкой/пелитовой алюмосиликокластики алевритовым и тонкопесчаным материалом. Последнее подтверждается различием максимумов и минимумов содержания ТМ в серых илах всего каскада водохранилищ, а также отсутствием кор-

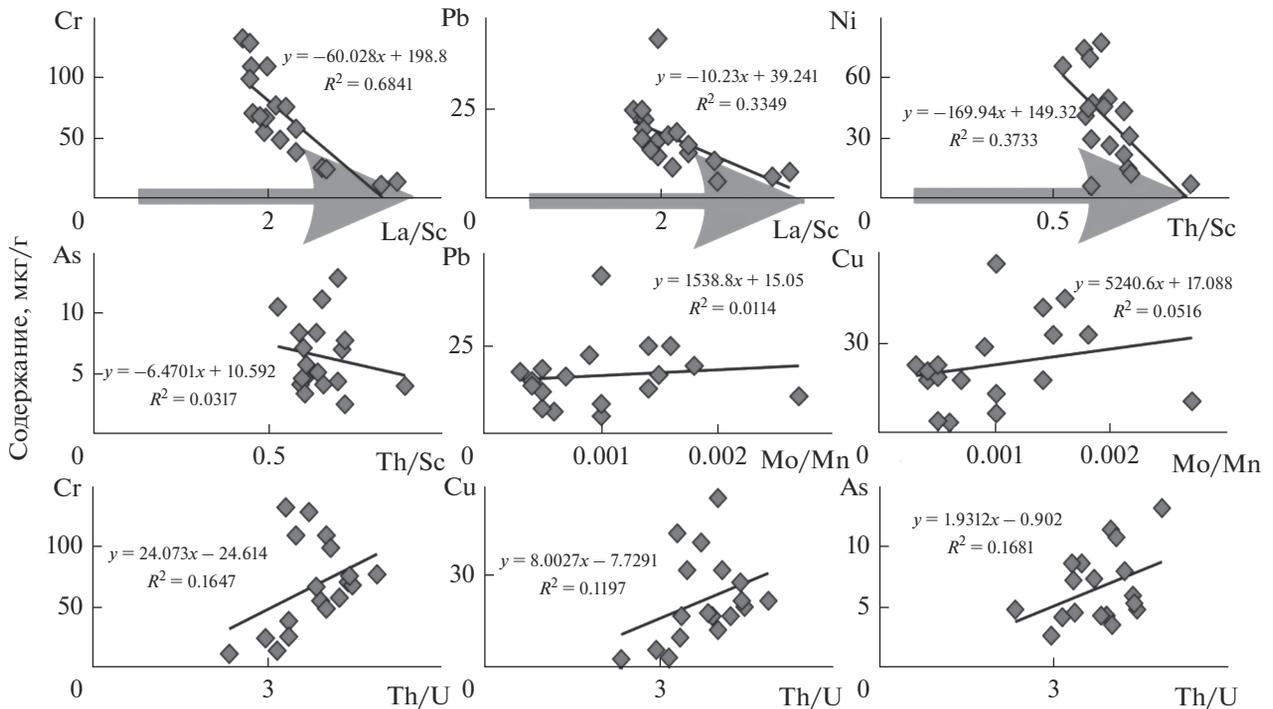


Рис. 8. Корреляция между содержанием в пробах серых илов некоторых ТМ и рядом индикаторных геохимических соотношений. Серой стрелкой показан рост величин индикаторных соотношений от основных магматических пород к кислым.

реляции между распределениями ТМ и $C_{орг}$. Сказанное согласуется с представлениями авторов работы [2] о том, что роль ОВ в накоплении ТМ в ДО и Верхней, и Нижней Волги невелика. При этом на протяжении первых ~1200 км маршрута экспедиции вариации минимальных и максимальных концентраций большинства ТМ в серых илах довольно заметны, ниже ст. 46 (против устья р. Усы) происходит их сглаживание.

Отрицательная взаимосвязь концентраций ТМ ультраосновной и основной, с одной стороны, и кислой специализации магматических пород – с другой, с такими индикаторами состава пород на водосборах, как отношения Th/Sc и La/Sc, дает основание считать, что ТМ в серых илах не контролируются или не в полной мере контролируются составом размывавшихся пород. Слабая и умеренная положительная корреляция между содержанием ТМ и величинами Mo/Mn и Th/U позволяет считать, что содержания ТМ в серых илах в какой-то степени определяются окислительно-восстановительными характеристиками придонных или иловых вод.

Среднее содержание Cd, Cu, As, Ni, Pb и Zn в серых илах меньше, чем ОДК для суглинистых и глинистых почв. То же (за исключением As) характерно и для максимальных концентраций названных ТМ. Более высокие, чем фоновые для Верхней Волги ($>2 \times$ фон), концентрации V, Cr,

Co, Ni, Cu и Zn характерны в основном для серых илов Куйбышевского водохранилища.

Полученные оценки среднего содержания ряда ТМ в серых илах волжского каскада водохранилищ несколько отличаются от приводимых в литературе для ДО р. Волги. По результатам проведенных исследований, содержание As (6.4 мкг/г) в ДО р. Волги практически совпадает с данными [36] (6 мкг/г), но меньше, чем указанные в работе [42] (8 мкг/г). Среднее содержание общих форм Co, по оценкам авторов статьи, составляет 12.4 мкг/г; по данным [32], оно меняется от 4.7 до 10 мкг/г; по данным [29], фоновое содержание Co равно 10.3 мкг/г; по [42], оно достигает 18 мкг/г. Сходная ситуация характерна и для других ТМ, что может свидетельствовать об отсутствии единого мнения среди исследователей по вопросу содержания ТМ и в ДО волжского каскада в целом, и в различных типах ДО. Следовательно, работы в этом направлении должны продолжаться и быть более масштабными, чем прежде.

Авторы признательны экипажу НИС “Академик Топчиев” и В.В. Законнову за помощь в отборе проб. Иллюстрации к статье выполнены В.А. Черновым и Н.С. Глушковой.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Безруков П.Л., Лисицын А.П.* Классификация осадков современных морских водоемов // Геологические исследования в дальневосточных морях. М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 3–14.
2. *Бреховских В.Ф., Волкова З.В., Катунин Д.Н., Казмирук В.Д., Казмирук Т.Н., Островская Е.В.* Тяжелые металлы в донных отложениях Верхней и Нижней Волги // Вод. ресурсы. 2002. Т. 29. № 5. С. 587–595.
3. *Бреховских В.Ф., Катунин Д.Н., Островская Е.В., Перекальский В.М., Попова О.В.* Процессы переноса и накопления тяжелых металлов на Нижней Волге // Вод. ресурсы. 1999. Т. 26. № 4. С. 451–461.
4. *Буторин Н.В., Зиминова Н.А., Курдин В.П.* Донные отложения верхневолжских водохранилищ. Л.: Наука, 1975. 157 с.
5. Волга – главная улица России. Проект Русского географического общества. М.: РГО-МГО, ИГ РАН, 2012. 125 с.
6. Геология СССР. Т. 11. Поволжье и Прикамье. Ч. 1. Геологическое описание. М.: Недра, 1967. 872 с.
7. *Гордеев В.В.* Речной сток в океан и черты его геохимии. М.: Наука, 1983. 160 с.
8. *Денисова А.И., Нахишина Е.П., Новиков Б.И., Рябов В.К.* Донные отложения водохранилищ и их влияние на качество воды. Киев: Наук. думка, 1987. 164 с.
9. *Ершова Е.Ю., Веницианов Е.В., Кочарян А.Г., Вульфсон Е.К.* Тяжелые металлы в донных отложениях Куйбышевского водохранилища // Вод. ресурсы. 1996. Т. 23. № 1. С. 59–65.
10. Загрязняющие вещества в водах Волжско-Каспийского бассейна. Астрахань: Издатель Сорокин Роман Васильевич, 2017. 408 с.
11. *Законнов В.В.* Илонакопление в системе водохранилищ волжского каскада // Тр. ИБВВ РАН. 2016. Вып. 75(78). С. 30–40.
12. *Законнов В.В.* Осадкообразование в водохранилищах Волжского каскада. Автореф. дис. ... докт. геогр. наук. М.: ИБВВ РАН, 2007. 40 с.
13. *Законнов В.В., Иванов Д.В., Законнова А.В., Кочеткова М.Ю., Маланин В.П., Хайдаров А.А.* Пространственная и временная трансформация донных отложений водохранилищ Средней Волги // Вод. ресурсы. 2007. Т. 34. № 5. С. 573–581.
14. *Законнов В.В., Поддубный С.А., Законнова А.В., Касьянова В.В.* Осадкообразование в зонах переменного подпора водохранилищ волжского каскада // Вод. ресурсы. 2010. Т. 37. № 4. С. 425–433.
15. Интерпретация геохимических данных / Под ред. *Е.В. Склярова*. М.: Интернет Инжиниринг, 2001. Т. 1. 288 с.
16. *Карнаухова Г.А.* Литолого-геохимическая дифференциация донных отложений водохранилищ Ангарского каскада // Геохимия. 2007. № 4. С. 439–449.
17. *Карнаухова Г.А.* Поясность осадконакопления в водохранилищах Ангарского каскада // Геохимия. 2011. № 6. С. 634–647.
18. *Касимов Н.С.* Экогеохимия ландшафтов. М.: ИП Филимонов М.В., 2013. 208 с.
19. *Липатникова О.А., Гричук Д.В., Григорьева И.Л., Хасанова А.И., Шестакова Т.В., Бычков А.Ю., Ильина С.М., Пухов В.В.* Формы нахождения микроэлементов в донных отложениях Ивановского водохранилища // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология. 2014. № 1. С. 37–48.
20. *Лычагин М.Ю., Касимов Н.С., Курьякова А.Н., Крононберг С.Б.* Геохимические особенности аквальных ландшафтов дельты Волги // Изв. РАН. Сер. геогр. 2011. № 1. С. 100–113.
21. *Маслов А.В.* Осадочные породы: методы изучения и интерпретации полученных данных. Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2005. 289 с.
22. *Маслов А.В., Козина Н.В., Шевченко В.П., Кловиткин А.А., Сапожников Ф.В., Завьялов П.О.* Систематика редкоземельных элементов в современных донных осадках Каспийского моря и устьевых зон рек мира: опыт сопоставления // ДАН. 2017. Т. 475. № 2. С. 195–201.
23. *Маслов А.В., Кузнецов А.Б., Политова Н.В., Шевченко В.П., Козина Н.В., Новигатский А.Н., Кравчишина М.Д., Алексеева Т.Н.* Распределение редких и рассеянных элементов и изотопный состав Nd, Pb и Sr в поверхностных донных осадках Баренцева моря // Геохимия. 2020. Т. 65. № 6. С. 566–582.
24. *Маслов А.В., Мельничук О.Ю., Титов Ю.В., Червяковская М.В.* Реконструкция состава пород питающих провинций. Ст. 2. Лито- и изотопно-геохимические подходы и методы // Литосфера. 2020. Т. 20. № 1. С. 40–62.
25. *Маслов А.В., Шевченко В.П., Подковыров В.Н., Ронкин Ю.Л., Лепихина О.П., Новигатский А.Н., Филиппов А.С., Шевченко Н.В.* Особенности распределения элементов-примесей и редкоземельных элементов в современных донных осадках нижнего течения р. Северной Двины и Белого моря // Литология и полез. ископаемые. 2014. № 6. С. 463–492.
26. *Немировская И.А.* Что происходит с Волгой? // Природа. 2018. № 2. С. 45–53.
27. *Немировская И.А., Островская Е.В.* Мониторинг органических соединений в водосборе Волги // ПЭММЭ. 2018. Т. XXIX. № 4. С. 65–85.
28. Ориентировочно допустимые концентрации (ОДК) химических веществ в почве. Гигиенические нормативы ГН 2.1.7.2511–09. М.: ФЦГиЭ Роспотребнадзора, 2009. 10 с.
29. *Тихомиров О.А., Марков М.В.* Накопление тяжелых металлов в донных отложениях аквальных комплексов водохранилища сезонного регулирования стока // Уч. зап. Казанского гос. ун-та. 2009. Т. 151. Кн. 3. Естественные науки. С. 143–152.
30. *Ткаченко А.Н.* Геохимия аквальных ландшафтов устьевой области Волги. Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М.: МГУ, 2011. 24 с.
31. *Толкачев Г.Ю., Корженевский Б.И., Коломийцев Н.В., Ильина Т.А.* Многолетняя и внутрigoдовая миграция тяжелых металлов в придонной зоне верхневолжских водохранилищ // Мелиорация и вод. хоз-во. 2018. № 3. С. 8–14.

32. Томилина И.И., Ганеева М.В., Ложкина Р.А. Оценка качества воды и донных отложений каскада водохранилищ реки Волга по показателям токсичности и химического состава // Тр. ИБВВ РАН. 2018. Вып. 81(84). С. 107–131.
33. Холодов В.Н., Недумов Р.И. О геохимических критериях появления сероводородного заражения в водах древних водоемов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 12. С. 74–82.
34. Холодов В.Н., Пауль Р.К. Фации и генезис фосфоритов Каратау. Сообщение 1. Вендско-кембрийский палеоводоем и морфометрия фосфатных пеллет // Литология и полез. ископаемые. 1999. № 4. С. 350–367.
35. Чащин В.В., Баянова Т.Б., Савченко Е.Э., Киселева Д.В., Серов П.А. Петрогенезис и возраст пород нижней платиноносной зоны Мончетундровского базитового массива, Кольский полуостров // Петрология. 2020. Т. 28. № 2. С. 150–183.
36. Экологически безопасное, устойчивое развитие бассейна Волги. Аспекты международного научного сотрудничества. Н. Новгород: ННГАСУ, 2008. 178 с.
37. Brennecke G.A., Herrmann A.D., Algeo T.J., Anbar A.D. Rapid expansion of oceanic anoxia immediately before the end-Permian mass extinction // Proc. Nat. Acad. Sci. USA. 2011. V. 108. P. 17631–17634.
38. Jones B., Manning D.A. Comparison of geochemical indices used for the interpretation of palaeoredox conditions in ancient mudstones // Chem. Geol. 1994. V. 111. P. 111–129.
39. Lychagin M.Yu., Tkachenko A.N., Kasimov N.S., Kronenberg S.B. Heavy metals in the water, plants, and bottom sediments of the Volga River mouth area // J. Coastal Res. 2015. V. 31. P. 859–868.
40. McManus J., Berelson W., Severmann S., Poulson R., Hammond D., Klinkhammer G., Holm C. Molybdenum and uranium geochemistry in continental margin sediments: paleoproxy potential // Geochim. Cosmochim. Acta. 2006. V. 70. P. 4643–4662.
41. Morford J.L., Emerson S. The geochemistry of redox sensitive trace metals in sediments // Geochim. Cosmochim. Acta. 1999. V. 63. P. 1735–1750.
42. Ottenstein R. Investigation of the Volga River Sediments Composition. Inorganic pollutants of potential concern. Inagural-Dissertation zur Erlangung der doktorwurde. Heidelberg: Ruprecht-Karls-Univ., 2005. 308 p.
43. Rudnick R.L., Gao S. Composition of the Continental Crust // Treatise Geochem. 2003. V. 3. P. 1–64.
44. Taylor S.R., McLennan S.M. The Continintal Crust: Its composition and evolution. Oxford: Blackwell, 1985. 312 p.
45. Zhang F., Zhu X., Yan B., Kendall B., Peng X., Li J., Algeo T.J., Romaniello S. Oxygenation of a Cryogenian ocean (Nanhua Basin, South China) revealed by pyrite Fe isotope compositions // Earth Planet. Sci. Lett. 2015. V. 429. P. 11–19.

ПРАВИЛА ДЛЯ АВТОРОВ

1. ОБЩИЕ ПОЛОЖЕНИЯ

1.1. Тематика

1.1.1. Журнал “Водные Ресурсы” принимает рукописи по следующим тематикам:

- водные ресурсы и режим водных объектов;
- гидрофизические процессы;
- гидрохимия, гидробиология, экологические аспекты;
- взаимодействие вод суши с окружающей средой;
- использование водных ресурсов, экономические и правовые аспекты.

1.2. Особые замечания

1.2.1. Рукописи, не соответствующие правилам, будут возвращены авторам.

1.2.2. Все статьи публикуются в порядке очередности.

1.2.3. Рукописи авторам не возвращаются, редакция вправе не вступать в переписку с авторами.

1.2.4. Редакция ведет переписку с корреспондирующим автором, указанным в заявке.

1.2.5. Рукописи на английском языке принимаются в англоязычной версии журнала — “Water Resources”¹.

1.3. Форма подачи материалов

1.3.1. Рукописи в журнал подаются через авторский портал на сайте издательства².

1.3.2. Авторам, ранее не публиковавшим статьи через указанную веб-форму, необходимо зарегистрироваться.

1.3.3. Имена первого и корреспондирующего авторов в тексте статьи должны соответствовать именам первого и корреспондирующего авторов в заявке, отправленной через авторский портал.

1.3.4. Перед подачей рукописи рекомендуется ознакомиться с правилами работы с авторским порталом³.

2. ТРЕБОВАНИЯ К КОМПЛЕКТНОСТИ

2.1. В редакцию журнала необходимо предоставить следующие материалы:

¹ <https://www.pleiades.online/en/journal/watres/>

² <https://publish.sciencejournals.ru/>

³ https://www.pleiades.online/pub/ris/AuthorPortal_User_Manual_ru.pdf

1) экспертное заключение⁴, гарантирующее, что соответствующий материал не содержит секретных сведений и может быть опубликован в открытой печати;

2) лицензионный договор⁵, подписанный автором и всеми соавторами;

3) договор о передаче авторского права⁶;

4) текст статьи полностью в двух файлах:
– в формате PDF со вставленными по месту в тексте рисунками и таблицами;

– в формате DOC (DOCX или RTF) с таблицами и рисунками в конце статьи;

5) каждый рисунок (если есть) в отдельном файле (требования к рисункам изложены в разделе “Иллюстрации”;

6) графики, построенные в EXCEL (если есть) в отдельных файлах (требования к оформлению таблиц изложены в разделе “Таблицы”.

3. ТРЕБОВАНИЯ К СТРУКТУРЕ РУКОПИСИ

3.1. Рукопись должна содержать:

1) название, максимально конкретное и информативное;

2) полный список авторов (инициалы и фамилии);

3) полное название организации и ее почтовый адрес с указанием города, индекса и страны (название организации должно быть связано с именем автора сноской);

4) электронный адрес автора, ответственного за переписку с редакцией, — корреспондирующий автор (адрес должен быть связан с именем автора сноской);

5) аннотацию статьи, информирующую о том, какие вопросы поставлены для исследования, описывающую методы и главные результаты исследования и не содержащую ссылки на другие работы;

6) ключевые слова (5–10 слов);

7) основной текст, состоящий из нескольких разделов;

⁴ <http://iwp.ru/upload/medialibrary/fb0/fb069498f15611fae267f726eac34d0b.doc>

⁵ <https://www.iwp.ru/upload/medialibrary/a7b/a7bc29b7f9b129df5d4bb0f53bb22295.doc>

⁶ <http://iwp.ru/upload/medialibrary/0d9/0d98ba4f404dad7bc891f224fac0906d.doc>

8) выводы (заключение);

9) список литературы, отражающий современное состояние исследуемой области.

3.2. При отсутствии хотя бы одного из указанных выше элементов рукопись может быть отклонена редакцией без рассмотрения.

3.3. Благодарности могут быть размещены в конце текста статьи перед списком литературы с указанием имени и в скобках — организации.

3.4. Ссылки на поддержку работы научными фондами с указанием в скобках номеров и/или названий проектов делаются сноской от заголовка статьи.

4. ТРЕБОВАНИЯ К ФОРМАТУ РУКОПИСИ

4.1. Общие требования к формату

4.1.1. Текст статьи не должен превышать 40 тысяч знаков с пробелами, рисунками и списком литературы.

4.1.2. Краткие сообщения предоставляются в объеме 3–5 страниц текста, и в них не должно быть более 3 рисунков.

4.1.3. Заголовок не должен быть набран только заглавными буквами.

4.1.4. Текст не должен быть набран колонками.

4.1.5. Размер полей должен быть равен 25 мм.

4.1.6. Абзацы текста должны быть набраны с полуторным межстрочным интервалом.

4.1.7. Весь текст рукописи должен быть набран шрифтом Times New Roman, 12 pt.

4.1.8. Страницы должны быть пронумерованы.

4.1.9. Строки рукописи не должны быть пронумерованы.

4.1.10. Перед началом статьи перед заголовком указывается индекс по Универсальной десятичной классификации (УДК).

4.1.11. Используются физические единицы и обозначения, принятые в международной системе единиц СИ (ГОСТ 8.417-2002⁷).

4.1.12. Нельзя заменять буквы русского алфавита сходными по начертанию латинскими буквами.

4.1.13. Буква “ё” может использоваться только в фамилиях, названиях организаций и географических названиях.

4.1.14. Десятичные числа должны быть набраны через точку (например, 0.25, а не 0,25).

4.1.15. Индексы должны быть расшифрованы в тексте.

4.1.16. Даты оформляются по образцу: число.месяц.год (например 02.05.2020).

4.1.17. Географические названия должны соответствовать атласу последнего издания.

4.1.18. Для кавычек используется обозначение “...” (не используется «...»).

4.1.19. Иностранные имена и фамилии, названия учреждений, фирм и продукции должны быть транслитерированы, в скобках должно быть дано их оригинальное написание (за исключением общеизвестных имен и имен).

4.1.20. Внутритекстовые ссылки на литературный источник должны быть сделаны в виде указанного в квадратных скобках числа, соответствующего порядковому номеру источника в списке литературы (например, [5]).

4.1.21. Ссылка на несколько источников дается в квадратных скобках с номерами источников через запятую (например, [5, 7, 12]).

4.1.22. Ссылка на диапазон источников дается в квадратных скобках с номерами источников, разделенными тире (например, [1–4]).

4.2. Сокращения и аббревиатуры

4.2.1. Все используемые сокращения должны быть расшифрованы при первом упоминании справа в скобках (исключение — общеупотребимые сокращения).

4.2.2. Сокращения из нескольких слов необходимо разделять пробелами: 760 мм рт. ст.; т. пл.; пр. гр.

4.2.3. Необходимо использовать сокращения географических координат: с.ш. (северная широта), ю.ш. (южная широта), в.д. (восточная долгота), з.д. (западная долгота).

4.2.4. Стороны горизонта сокращаются заглавными буквами без тире и дефисов (например, юго-западный — ЮЗ, а не Ю-З или ю-з).

4.2.5. Аббревиатуры или формулы химических соединений, употребляемые как прилагательные, пишутся через дефис: рН-метр, УФ-излучение (но — излучение УФ).

4.3. Точки и пробелы

4.3.1. Точка не ставится после:

— “УДК”;

— заголовка статьи;

— списка авторов;

— названий таблиц;

— после сокращений размерностей: с — секунда, г — грамм, мин — минута, сут — сутки, град — градус;

— некоторых сокращений (млн — миллион);

— в подстрочных индексах ($T_{пов}$ — температуры поверхности, $T_{тр}$ — температура точки росы).

4.3.2. Точка ставится после:

— сносок;

— примечаний к таблице;

— подписей к рисункам;

⁷ <http://docs.cntd.ru/document/1200031406>

- краткой аннотации;
- ключевых слов;
- сокращений: мес. – месяц, г. – год, а также город, р. – река, оз. – озеро.

4.3.3. Пробелы употребляются:

- в ссылках на рисунки и таблицы: рис. 1, табл. 2;
- между знаками номера, параграфа и числом: № 1, § 5.65;
- в географических координатах: 56.5° с.ш.; 85.0° в.д.;
- в географических названиях после сокращения с точкой: р. Енисей, г. Новосибирск;
- между инициалами и фамилией: А.А. Иванов (исключение: перечисление авторов в заглавии статьи, где пробелы ставятся между инициалами: А. А. Иванов).

4.3.4. Числа с буквами в обозначениях набираются без пробелов: рис. 1а.

4.3.5. Кавычки и скобки не отделяются пробелами от заключенных в них слов: (при 20 м/с), (а).

4.4. Дефисы и тире

4.4.1. Тире с пробелами используется для обозначения текстового тире (например: ... где b – длина сегмента).

4.4.2. Тире без пробелов используется:

– для обозначения системы, смеси, границ, зависимости (пример: система вода–порода; граница вода–дно; формула Шези–Маннинга; область Алтай–Саяны);

– для обозначения интервала “от–до” (пример: январь–февраль; температура 30–35°C; С. 1–5, [7–12]).

4.4.3. Дефис используется без пробелов.

4.5. Размерности

4.5.1. Размерности отделяются от цифры пробелом (900 км², 5 м/с), кроме градусов, процентов, промилле: 90°, 20°C, 50%, 10‰.

4.5.2. При перечислении, а также в числовых интервалах размерность приводится лишь для последнего числа (18–20 г/м³), за исключением угловых градусов: 5°–10° (не 5–10°).

4.5.3. Обозначение градусов Цельсия – 5°C, а не 5°.

4.5.4. Размерности при переменных выделяются запятыми (T , °C; Q , м³/год), при подлогарифмических величинах – квадратными скобками: $\ln[\min]$.

4.6. Формулы

4.6.1. Без использования внедренных рамок в предложении набираются одиночные переменные, простые математические и химические формулы ((например, $a^2 + b^2 = c^2$, H₂SO₄), математические знаки.

4.6.2. Выносные математические формулы (оформляемые отдельной строкой) должны набираться в рамке редактора формул целиком. Набор формул из составных элементов (часть текст, часть – внедренная рамка) не допускается.

4.6.3. Формулы набираются при помощи встроенной функции WORD или с использованием редактора формул (Equation, MathType).

4.6.4. Для формул, набранных в редакторе формул, должны использоваться общие установки шрифтов, размера символов и их размещения в тексте.

4.6.5. В формулах латинские буквы печатаются курсивом (за исключением сокращения слов), русские и греческие – прямо.

4.6.6. Все числа более 10000, набранные арабскими цифрами, разбиваются пробелами по три цифры справа налево (3 556 125 758).

4.7. Список литературы

4.7.1. Затекастовый список литературы составляется в алфавитном порядке по фамилиям первых авторов. Сначала указываются источники на русском языке, затем источники на иностранных языках (также в алфавитном порядке).

4.7.2. Затекастовый список литературы должен иметь сквозную нумерацию.

4.7.3. Должны быть указаны фамилии и инициалы авторов.

4.7.4. Фамилии и инициалы авторов выделяются курсивом.

4.7.5. Инициалы ставятся после фамилий авторов и не разделяются пробелами между собой: *Иванов А.А., Petrov B.B.*

4.7.6. Пример записи для случая публикации под редакцией: Название труда / Под ред. *В.А. Филова.*

4.7.7. Год, том, номер журнала разделяются между собой и отделяются от соответствующих цифр пробелами: 1992. Т. 29. № 2. С. 213., 1992. V. 29. № 2. P. 213.

4.7.8. Перед годом после названия издательства или города (если издательства нет) ставится запятая.

4.7.9. Затекастовая ссылка на монографию должна соответствовать следующему примеру: *Израэль Ю.А., Цыбань А.В.* Антропогенная экология океана. М.: Наука, 2009. 532 с.

4.7.10. Затекастовая ссылка на сборник должна соответствовать следующему примеру: *Алексеевский Н.И., Ободовский А.Г., Самохин М.А.* Механизмы изменения уровней воды в реках // Эрозионные и русловые процессы. М.: Изд-во МГУ, 2005. Вып. 4. С. 216–237.

4.7.11. Затекстовая ссылка на периодическое издание (журнал, серийный труд и т.д.) должна соответствовать следующему примеру: *Эдельштейн К.К., Смахтина О.Ю.* Генетическая структура речного стока и химико-статистический метод выделения ее элементов // *Вод. ресурсы.* 1991. № 5. С. 5–20.

4.7.12. Затекстовые ссылки на диссертации и авторефераты диссертаций должны соответствовать следующему примеру: *Иванов В.В.* Условия формирования, гидрологоморфометрические зависимости и деформации относительно прямолинейных, неразветвленных русел. Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М.: МГУ, 1989. М.: 23 с.

4.7.13. Не допускаются ссылки на неопубликованные работы и отчеты.

4.8. Таблицы

4.8.1. Каждая таблица располагается на отдельном листе после текста статьи и списка литературы.

4.8.2. Таблицы без ячеек, набранные с помощью пробелов и (или) табуляций, не принимаются.

4.8.3. Таблицы нумеруются арабскими цифрами по порядку упоминания их в тексте.

4.8.4. После номера следует название таблицы.

4.8.5. Первая ссылка на каждую таблицу в тексте должна быть выделена серым фоном (**табл. 1** и т.д.).

4.8.6. Все столбцы в таблицах должны быть разделены вертикальными линиями.

4.8.7. Горизонтальными линиями выделяются только шапка и последняя строка таблицы.

4.8.8. Размер шрифта в таблицах — 10 pt.

4.8.9. Слово “таблица” и ее номер пишутся полужирным шрифтом (**Таблица 1.**), название таблицы — светлым.

4.8.10. Примечание к таблице дается после ее заголовка в скобках без слова “примечание”.

4.8.11. Сноски под таблицами пишутся шрифтом в 9 pt.

4.9. Иллюстрации

4.9.1. Все рисунки должны быть расположены в конце статьи с соответствующими подрисуночными подписями.

4.9.2. Каждый рисунок должен быть на отдельном листе.

4.9.3. Рисунки не должны быть сгруппированы по ячейкам таблицы или каким-либо аналогичным способом.

4.9.4. Каждый рисунок должен быть представлен отдельным файлом формата JPEG.

4.9.5. Карты и схемы с мелкими деталями можно предоставить в отдельных файлах формата TIFF.

4.9.6. Названия файлов с рисунками должны содержать фамилию первого автора и порядко-

вый номер рисунка в тексте (например, “Иванов_рис1.jpeg”).

4.9.7. Первая ссылка на каждый рисунок должна быть выделена серым фоном (**рис. 1** и т.д.).

4.9.8. Подрисуночные подписи должны быть набраны шрифтом в 10 pt. Допускается использование шрифта в 9 pt или 8 pt (карты, чертежи).

4.9.9. Оси на графиках должны быть подписаны.

4.9.10. Надписи одного порядка (надписи на осях, номера кривых и т.п.) должны быть набраны одним размером и шрифтом.

4.9.11. Громоздкие надписи на рисунках следует заменять номерами или символами, а их расшифровку выносить в подписи к рисункам.

4.9.12. Обозначения частей рисунка заключаются в скобки и пишутся прямо: (а), (б) и т.д., располагаются над соответствующими частями рисунка посередине.

4.9.13. Легенду к рисунку следует пронумеровывать цифрами курсивом и расшифровывать в подрисуночной подписи.

На картосхемах пишутся:

- названия крупных водных объектов (моря, океаны) — прописными буквами курсивом;
- названия рек, озер — строчными курсивом;
- горных стран и хребтов — прописными прямо;
- населенных пунктов — прямо и только горизонтально.

4.9.14. Подрисуночные подписи должны соответствовать следующему примеру: **Рис. 2.** Профили дна устьевого шельфа против северной (а), центральной (б) и южной (в) частей дельты Годавари.

4.9.15. Фон рисунка должен быть белого цвета.

4.9.16. Графики и диаграммы желательно готовить в векторных графических редакторах; они должны иметь разрешение не ниже 600 dpi.

4.9.17. Полутонные иллюстрации должны иметь разрешение не ниже 300 dpi.

4.9.18. Комбинированные полутонные/штриховые иллюстрации должны иметь разрешение не ниже 600 dpi.

4.9.19. Толщина линий на иллюстрациях должна быть не меньше 0.5 pt.

4.9.20. Надписи на иллюстрации не должны соприкасаться с ее другими частями.

4.9.21. Публикация цветных иллюстраций в печатной версии журнала платная.

5. РЕЦЕНЗИРОВАНИЕ

5.1. Все поступившие в редакцию рукописи проходят анонимное рецензирование.

5.2. Если статья возвращается рецензентом с замечаниями, то она направляется автору для доработки.

5.3. Доработанная статья, а также ответ на замечания рецензента должны быть присланы в редакцию в течение двух месяцев с момента направления авторам рецензии. По истечении этого срока она рассматривается как вновь поступившая.

5.4. Доработанная статья подается в редакцию в полном комплекте.

5.5. Текст доработанной рукописи подлежит проверке на соответствие требованиям настоящих правил.

5.6. Окончательное решение о принятии статьи выносится редакционной коллегией журнала.

6. ЮРИДИЧЕСКИЕ ТРЕБОВАНИЯ

6.1. Если в статье используются материалы (рисунки, таблицы), ранее опубликованные в других источниках (в том числе, если они публиковались автором статьи), должны быть предоставлены письменные разрешения авторов этих материалов на публикацию в журнале “Водные ресурсы”. Ответственность за нарушение авторских прав полностью лежит на авторах предоставленных материалов.

6.2. Отправка рукописи в редакцию журнала “Водные ресурсы” по почте, через авторский портал на сайте либо любым другим способом означает согласие авторов с настоящими правилами.