



ВОПРОСЫ ГЕОГРАФИИ

ISSN 0372-5758

145

ГИДРОЛОГИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ



УДК 556.5
ББК 26.1
В 74

ISSN 0372-5758

Рекомендовано Ученым советом Русского географического общества

Рецензенты:

Доктор географических наук К.К. Эдельштейн
Кандидат географических наук А.Ф. Мандыч

Вопросы географии / Русское географическое общество. – Москва.

Издаётся с 1946 г.

В 74

Сб. 145 Гидрологические изменения / В.М. Котляков, Н.И. Коронкевич,
Е.А. Барабанова – М.: Издательский дом «Кодекс», 2018. 432 с.

Сборник посвящён 100-летию Института географии РАН, 70-летию гидрологической комиссии Московского отделения Русского географического общества, 60-летию лаборатории гидрологии Института географии РАН. В сборнике 29 статей по актуальным вопросам изменения количества и качества водных ресурсов под влиянием природно-климатических и антропогенных факторов. Среди авторов представители ведущих организаций страны, которые занимаются проблемами гидрологических изменений, а также Беларуси и Азербайджана.

Для гидрологов, географов, работников водного хозяйства, для всех, интересующихся водными проблемами.

ISBN 978-5-9500824-5-0

Problems of Geography / Russian geographical society/ - M. Published since 1946

Vol. 145 Hydrological changes / V.M. Kotlyakov, N.I. Koronkevich, E.A. Barabanova / - M.: "Kodeks" Publishing house, 2018. 432 p.

The collection is dedicated to the centenary year of the Institute of Geography RAS, to the 70th anniversary of the hydrological commission of the Moscow Branch of the Russian Geographical Society, to the 60th anniversary of Hydrology Department of the Institute of Geography RAS. The book contains 29 articles on actual problems of quantity and quality changes of water resources due to the influence of climatic and anthropogenic factors. The authors are representatives of the leading Russian organizations investigated the problems of hydrological changes and from Belarus and Azerbaijan.

For hydrologists, geographers, water management professionals, for all, interested in water problems.

ISBN 978-5-9500824-5-0

© Авторы статей, 2018

© Authors of papers, 2018

© Русское географическое общество, 2018

© Russian Geographical Society, 2018

А.Ю. Сидорчук, А.В. Панин, О.К. Борисова

РЕЧНОЙ СТОК НА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ РАВНИНЕ ЗА ПОСЛЕДНИЕ 20 ТЫСЯЧ ЛЕТ И ПРОБЛЕМА ИЗМЕНЕНИЯ УРОВНЕЙ ЮЖНЫХ МОРЕЙ

Введение

Последние 20 тыс. лет – это период кардинальных изменений климата земного шара. В нём выделяется три главных этапа: 1) в целом холодный этап деградации последнего материкового оледенения Северного полушария (так называемое позднеледниковье), когда температура воздуха и влагообеспеченность варьировали в широких пределах при общей тенденции к потеплению климата; 2) быстрый переход к голоцену, когда за 200 лет средняя глобальная температура воздуха увеличилась на 14 °С (Liu et al., 2009) и 3) голоцен (современное межледниковье) – тёплое время со сравнительно небольшими вариациями тепла и количества осадков. Эти квазипериодические вариации образуют сложную иерархию (Свиточ, 2006). Периоды, амплитуды и фазы циклов тепло- и влагообеспеченности обычно не совпадают, что порождает существенно различные по климату эпохи, такие как термо- и криогигротические или термо- и криоксеротические фазы межледниково-ледникового макроцикла (Гричук, 1960). Ниже будут рассмотрены подобные эпохи тысячелетнего ранга. Для позднеледниковья – это потепления или интерстадиалы (бёллинг, аллерёд) и похолодания или стадиалы (древний, средний и поздний дриас). Для голоцена – это более холодные периоды (бореальный и суббореальный) и более тёплые (атлантический и субатлантический). Все эти значительные климатические изменения отражались на гидрологическом режиме самых разных водных объектов.

Исследованиями влияния изменений климата на водные объекты в прошлые эпохи занимается палеогидрология. Эта молодая наука (термин предложен Л. Леопольдом и Дж. Миллером (Leopold, Miller, 1954)) первоначально была ориентирована на изучение речного стока в прошлом. В дальнейшем её предмет существенно расширился (Калинин и др., 1976), и современная палеогидрология изучает изменения в прошлом всего комплекса водных объектов, включая реки, подземные воды и льды, озёра, моря и ледники (хотя для каждого из этих объектов существует

своя палеонаука). Такой подход вполне закономерен, так как названные элементы образуют единую систему – гидросферу, и их изменения во времени взаимосвязаны. С самого начала палеогидрологические исследования были ориентированы на получение количественных характеристик водных объектов в прошлом (Волков, 1963; Dury, 1964, 1965).

Цель предлагаемой статьи заключается в реконструкции гидрологического режима главных речных бассейнов Восточно-Европейской равнины – в первую очередь, Волги, Дона и Днепра, – на протяжении позднеледниковья и голоцена. Эта палеогидрологическая реконструкция включает анализ влияния климатических изменений и таяния материковых льдов Скандинавского щита на сток этих рек, а также оценку реакции уровней Каспийского и Чёрного морей на изменения стока и других элементов водного баланса.

Для реконструкции гидрологического режима прошлого использована информация из трёх групп источников. Во-первых, это гляциальный и флювиогляциальный рельеф, а также ледниковые, водно-ледниковые и озёрные отложения эпохи последнего оледенения, на основании которых восстанавливается динамика площади и объёма покровного и горного оледенения. Во-вторых, это русловой рельеф и аллювий рек периода деградации последнего оледенения и голоцена, которые используются для оценок палеостока рек. В-третьих, это споры, пыльца и макроостатки растений, которые сохраняются в отложениях изучаемого периода и служат для реконструкции растительности и климата прошлых эпох.

Все определения возраста в статье представляют собой радиоуглеродные датировки, приведённые к календарному возрасту (калиброванные).

Методы исследований

Все используемые методы базируются на принципе актуализма, который постулирует аналогичность факторов и процессов в прошлом и настоящем, и на эргодическом принципе, который допускает трансформацию пространственных закономерностей во временные. При этом следует иметь в виду, что в прошлое переносятся сугубо эмпирические закономерности, установленные для настоящего (недавнего прошлого). Следовательно, необходимо, чтобы диапазон изменений факторов этих зависимостей в прошлом соответствовал тому диапазону изменений, для которого были получены эти зависимости для настоящего. На прак-

тике это означает, что используемые эмпирические зависимости должны быть получены для максимально широкого диапазона факторов.

Метод расчёта стока воды с древнего покровного ледника.

В упрощенном виде удельный (на единицу ширины) объём стока воды ΔW_u с тающего ледника за время Δt определяется уравнением баланса:

$$\frac{\Delta W_u}{\Delta t} = \frac{0.9\Delta V_u}{\Delta t} + I - E \quad (1)$$

Здесь V_u – удельный объём льда, I – годовой удельный объём аккумуляции снега, E – годовой удельный объём испарения с поверхности ледника.

Для древних ледников эти величины устанавливаются по эмпирическим зависимостям, полученным А.В. Ходаковым (1982) на основании обработки морфометрических данных по современным покровным ледникам (от Антарктиды и Гренландии до ледниковых куполов полярных островов). При определении зависимости средней высоты ледника H (км)

$$H = k_s L^{1/2} \quad (2)$$

и годового слоя аккумуляции снега на поверхности ледника (км год⁻¹)

$$I = 0,00224L^{-1/3} \quad (3)$$

от его размера – длины от центра до края L (км), – измерения проводились в основном по короткой оси ледников. Для Скандинавского покровного ледника на стадии деградации В.Г. Ходаков предложил принимать $k_s = 0,048$. Геоморфологические данные показывают, что в краевой зоне Скандинавского покровного ледника на начальных стадиях деградации находился так называемый «мёртвый лёд» мощностью около 0,5 км. Тогда формула (1) приобретает вид:

$$\frac{\Delta W_u}{\Delta t} = \frac{0.45(L_2 - L_1)}{\Delta t} + \frac{0.048(L_{a2}^{3/2} - L_{a1}^{3/2})}{\Delta t} + 0.00224\left(\frac{L_1 + L_2}{2}\right)^{2/3} - E \quad (4).$$

Здесь L_a – расстояние от центра до края активной части ледника, индексы 1 и 2 относят морфометрические характеристики к двум срезам во времени, так что $\Delta t = t_2 - t_1$.

Коэффициент 0,00224 в формуле (3) представляет собой среднюю величину для изученных современных ледниковых покровов; он зависит от годового слоя осадков у края ледника. Для ледника с характерным размером в 1000 км он соответствует слою осадков около 450 мм. Величина

годового испарения с поверхности ледника E зависит от температуры воздуха и силы ветра. Для современных покровных ледников она достигает 60 мм/год; эта величина и используется в дальнейших расчётах.

Формулы (2)–(4) включают большое количество эмпирических компонентов, однако точность расчётов баланса объёмов древних материковых оледенений довольно высока. Реконструированные максимальные объёмы материкового льда на основе формул типа (2) и площадей оледенений (Peltier, 2002) хорошо соответствуют оценкам понижения уровня Мирового океана на максимум последнего оледенения за счёт перехода воды в материковые льды, полученным независимыми геолого-геоморфологическими методами.

Методы реконструкции речного стока от метеорных осадков.

При реконструкциях речного стока по морфологии палеорек наиболее эффективным показал себя метод, основанный на применении морфометрических зависимостей с региональными коэффициентами, полученными для регионов-аналогов (Сидорчук и др., 2008а; Сидорчук, Панин, 2017). Для расчётов палеостока используются простейшие морфометрические зависимости: связи ширины русла и/или показателей размера излучины (шага, радиуса кривизны и др.) с расходом воды. Для получения таких зависимостей были привлечены измерения в примерно 700 створах широкопойменных меандрирующих рек Восточно-Европейской равнины, Западносибирской низменности и Восточной Сибири, протекающих в самых разных природных зонах, от тундры до сухой степи. Обработка этих данных показала, что среднегодовой расход воды Q_{cp} связан с шириной при уровне наполнения русла B_p зависимостью:

$$Q_{mean} = 0,019B_p^{1,34} y^{0,64} \quad (5)$$

Внутригодовая изменчивость стока y в первом приближении характеризуется соотношением среднегодового Q и среднемаксимального Q_{max} расхода воды:

$$y = 100 (Q_{cp}/Q_{max}) \quad (6).$$

Она связана с размером водосбора реки F (км²) эмпирической редуцированной зависимостью (при $F > 5000$ км²):

$$y = aF^n \quad (7).$$

Коэффициенты a и n зависят от ландшафтных условий на водосборе и поддаются географическому районированию. С учётом пред-

ставлений о географической аналогии в современной гидрологии (Глушков, 1933; Евстигнеев, 1990), для палеогидрологии был сформулирован принцип палеогеографической аналогии (Sidorchuk, Borisova, 2000): характеристики стока для древних речных бассейнов близки к характеристикам стока современных бассейнов с условиями, сходными с палеогеографическими.

Если известно соотношение ширин современного (индекс «с») и древнего (индекс «д») русла и изменение характера внутригодовой неравномерности стока, то отношение средних расходов воды можно вычислить по формуле

$$Q_d/Q_c = (a_d/a_c)^{0,64} (B_d/B_c)^{1,34} F^{0,64(n_d - n_c)}. \quad (8)$$

Точность расчётов палеостока по морфометрическим зависимостям составляет 30–40% для одного объекта (Сидорчук и др., 2008а). При расчётах стока с больших водосборных бассейнов происходит осреднение довольно значительного числа отдельных оценок, в результате чего ошибка среднего существенно уменьшается.

Палеофлористический метод климатических реконструкций и выбора региона-аналога. Главной предпосылкой палеофлористического метода является наличие тесной связи географического распространения растений с климатическими условиями и, следовательно, зависимости состава флоры данного региона от его климата, в первую очередь, от температуры воздуха и количества осадков. Предполагается, что палеофлора, пусть даже неполная, позволяет определить климатические характеристики, пригодные для совместного обитания всех видов растений, входящих в неё. Для составления палеофлор могут быть использованы определения видов растений, полученные как по макроостаткам (плоды и семена, листья, древесина и пр.), так и по пыльце и спорам.

В.П. Гричук (1969) разработал метод количественных палеоклиматических реконструкций по палеофлористическим данным – так называемый метод ареалограмм. Поскольку границы ареала растения определяются преимущественно его потребностями в теплообеспеченности и влажности, то климатические условия в районе, где в настоящее время совместно произрастает большинство видов ископаемой флоры (в так называемом районе-аналоге, или центре современной концентрации), должны соответствовать климатическим условиям места и времени формирования данной ископаемой флоры. Положение тако-

го центра определяется путём построения ареалограммы, то есть посредством картографического суммирования ареалов всех видов данной ископаемой флоры. Территория, где современные климатические условия пригодны для обитания всех видов конкретной ископаемой флоры, обычно сравнительно невелика. Для района-аналога обычно определяются среднемесячная температура воздуха самого холодного и тёплого месяцев и годовой слой осадков, а также коэффициент стока. Если район-аналог для равнинной местности попадает в горы (что характерно для позднеледниковья), то для реконструкции стока подбирается равнинная область, которая по комплексу ландшафтно-климатических признаков соответствует горному аналогу.

Для района-аналога определяются значения коэффициентов a и n , которые затем используются для расчетов параметра u по формуле (7). Среднегодовой расход воды тогда определяется по зависимостям (5) или (8), а среднемаксимальный расход воды – по формулам (6) и (7).

Точность реконструкций средней температуры июля по ареалограммам оценивается в ± 1 °С, января – в $\pm 1,5$ °С (Гричук, 1988). Расчёты палеостока рек методом морфометрических зависимостей и по данным, снятым с карт в районе-аналоге, различаются в среднем на $\pm 23\%$, что укладывается в точность оценок стока воды в рамках геоморфологических подходов.

Методы оценки уровней приёмных водоёмов. Уровень проточного водоёма (такого как Чёрное море при уровнях выше отметок дна в проливах и Каспийское море при уровнях выше Манычского порога) определяется расходом воды и пропускной способностью в канале стока. Средний за единицу времени Δt расход воды Q_s из водоёма при условии превышения уровнем воды отметки порога стока определяется по уравнению водного баланса.

$$Q_s = Q_r + F_m(P - E)/\Delta t \quad (9)$$

Здесь Q_r – расход речной воды, поступающей в водоём, I – слой осадков и E – слой испарения над акваторией, F_m – площадь акватории. Если считать поток установившимся, то при известных расходе воды, отметке уровня воды в замыкающем створе, а также рельефе и литологии дна канала стока можно рассчитать кривую свободной поверхности воды в канале стока и уровень воды на входе в него, применив уравнение установившегося неравномерного движения. Поскольку обычно дно канала стока размываемое, то скорость потока прини-

мается равной неразмывающей скорости U_{cr} . Для рыхлых грунтов со средним диаметром частиц d (м) она равна (по Г.И. Шамову, 1954)

$$U_{cr} = 3,7d^{1/3}D^{1/6} \quad (10),$$

Для скальных грунтов (известняков и песчаников) критическая скорость принимается равной 3,2 м/с.

Среднегодовое количество воды в замкнутом водоёме (Каспийское море при уровнях ниже Маньчжунского порога) также выводится из уравнения (9) при $Q_s = 0$. Определяется отношение площади водоёма и площади водосбора, соответствующее некоторой комбинации X_E среднегодовое количество стока с водосбора X , осадков над акваторией и испарению с неё

$$X_E = X/(E - P) = F_m/(F_0 - F_m) \quad (11)$$

Здесь F_0 – площадь водосбора Каспийского моря, включая площадь акватории. Уровень H или уровень тяготения (Крицкий, Менкель, 1963), оценивается по связи с отношением площадей $F_m/(F_0 - F_m)$. Зависимость уровня Каспийского моря от гидроклиматических характеристик может быть получена на основании табл. 2 из (Варущенко и др., 1987).

Результаты реконструкций речного стока и их обсуждение

Речной сток за счет талых ледниковых вод. Изменение во времени объёма талых вод с отступающего Скандинавского ледникового покрова, как в целом, так и для отдельных лопастей, достаточно достоверно оценивается по картам сокращения его площади с помощью формул (2) и (4). Эти воды поступали в краевую область ледника, накапливались в приледниковых озёрах и стекали по речным долинам в Мировой океан. На Восточно-Европейской равнине приледниковые озёра формировались между краем ледника и довалдайским Главным водоразделом между бассейнами северных и южных морей. Этот водораздел (Квасов, 1975) располагался на 100–200 км южнее современного главного водораздела на отметках 250–300 м над ур. моря (без учёта возможного влияния изостатических вертикальных движений). На нескольких участках этот палеоводораздел понижается до отметок 130–140 м или прорезан долинами современных рек. Эти места и рассматриваются как вероятные каналы перетока талых вод из приледниковых озёр в речные долины южного мегасклона Восточно-Европейской равнины.

Таблица 1. Результирующий сток в Чёрное море за счёт таяния ледников последнего покровного оледенения.

Возраст T , тыс. лет назад	Годовой сток со Скандинавского покровного ледника, км ³	Годовой сток с Альпийского ледника, км ³	Суммарный годовой сток талых вод, км ³
22,0–20,3	65	4,4	69,4
20,31–19,5	40	22	62
19,51–18,5	25	6,4	31,4
18,51–16,5		1,4	1,4
16,51–12,5		2,7	2,7

В максимум последнего оледенения материковый ледник перекрывал лишь самую северную часть бассейна Днестра. Расчёты по формуле (4) показывают, что слой стока с ледника около 21–22 тыс. календарных лет назад (тыс. л.н.) составлял 170–180 мм в год, и около 65 км³ талых вод ежегодно поступало в верхнеднепровскую систему приледниковых озёр вдоль фронта ледника протяжённостью 670 км. Тогда эта система ещё была отделена от маргинальных долин на равнинах Западной Европы, и талые ледниковые воды перетекали через понижения довалдайского водораздела на юг в бассейн современного Днестра. По мере отступления ледникового покрова длина его фронта в верховьях Днестра сокращалась (табл. 1), и около 18,5 тыс. л.н. весь сток талых вод направился в Балтийское ледниковое озеро и в западные маргинальные долины. Бассейн Днестра перестал получать воды с тающего материкового ледника.

В бассейне Дона контактов с приледниковыми озерами не было, и талые воды с последнего (Скандинавского) ледника в него не поступали.

Для оценок режима уровня Чёрного моря важно также рассмотреть сток талых вод в бассейне Дуная. В последнюю ледниковую эпоху ледник в Альпах имел все черты покровного оледенения (Huzen, 2004), поэтому применим к нему формулы 1–4 (см. табл. 1). Во время максимального распространения льда сток талых вод с него не превышал 4 км³ в год. В период 20,5–19,5 тыс. л.н. скорость деградации оледенения была максимальной, и сток талых ледниковых вод в среднем составлял около 20 км³ в год. Затем интенсивность процесса деградации оледенения уменьшилась, как и объём льда. В период 18,5–16,5 тыс. л.н. сток талых вод уже не превышал 1,4 км³ в год. Около 16,5 тыс. л.н. произошло новое существенное выдвигание альпийских ледников, в результате чего в период 16,5–12,5 тыс. л.н. сток талых вод увеличился в среднем до 2,7 км³ в год.

Суммарный сток в Чёрное море за счёт таяния ледников составлял примерно 60–70 км³ в год в самом начале деградации последнего по-

кровного оледенения, затем быстро уменьшился и во второй половине позднеледниковья в среднем не превышал 3 км³ в год.

В бассейне Волги обычно выделяют три участка прорыва талых ледниковых вод последнего материкового оледенения (Квасов, 1975): в верховьях Камы, в верховьях Угры (бассейн средней Оки) и на верхней Волге в районе г. Плёса (между Кинешмой и Костромой). В последнее время существование первых двух из них подвергается сомнению (Зарецкая и др., 2014; Panin et al., 2015). Наиболее аргументировано существование верхневолжской долины прорыва, однако её возраст остаётся неопределённым. Д.Д. Квасов (1975) предположил, что этот прорыв через довалдайский Главный водораздел произошёл в бёллинге. В это время край Скандинавского ледника находился к северу от Финского залива на западе и от Белого моря на востоке (Boulton et al., 2004), и талые ледниковые воды уже не могли поступать в долину Волги. По этому сценарию прорыв был сформирован водами из системы озёр, занимавших обширную Верхневолжскую низину, и объём стока не превышал объёма этих озёр (около 6500 км³).

Реконструкция речного стока за счет метеорных вод. Пространственное распределение палеостока рек по данным о размерах палеорусел. Гидрологические события прошлого оставляют следы в ландшафте и геологическом сложении территории. Расшифровка этих следов даёт информацию для понимания как прошлых, так и современных гидрологических процессов. Такими следами служат русловой рельеф и аллювиальные отложения древних рек. Размеры палеорусел и их аллювий несут информацию о водоносности рек, что составляет основу морфогидрологического метода реконструкции палеостока (Dury, 1965; Экспериментальная..., 1969).

Одним из наиболее ярких палеогидрологических феноменов являются непропорционально большие палеоруслу в речных долинах. Они описаны в Северной Америке, на Британских островах и в Западной Европе (Dury, 1964), в центральной Европе на Среднедунайской (Howard et al., 2004; Kasse et al., 2010) и Великопольской низменностях (Starkel, 1995), на Русской равнине (Панин и др., 1992; Сидорчук и др., 2000а), в Западной Сибири и в северном Казахстане (Волков, 1963; Сидорчук и др., 2008б). В зоне развития древней вечной мерзлоты Северного полушария Земли прослеживается циркумполярный пояс формирования больших палеорек (Sidorchuk, 2003). Широкий диапазон изменений размеров речных русел в периоды активизации и

деградации больших палеорек (до 10–15 раз) свидетельствует о значительных изменениях стока воды на этой огромной территории.

Возраст крупных палеорек определён пока в небольшом числе речных долин по данным радиоуглеродного и пыльцевого анализов старичных и русловых отложений. В бассейне Дона в долине р. Хопёр у д. Поворино большое палеоруслото отмерло более 13 тыс. л.н. В бассейне Днепра палеоизлучины на пойме р. Сейм у г. Львова и р. Свапы около ее устья были отшнурованы от основного русла ~17 тыс. л.н. В бассейне Волги в долине р. Протвы у г. Боровска отмирание большого палеоруслото произошло 14–15,5 тыс. л.н. Большая излучина Москва-реки у д. Остров была отчленена от реки примерно 18 тыс. л.н. В долине р. Самары это произошло ~15,5 тыс. л.н. В бассейне Дуная в долине р. Телеорман (приток р. Веда) отмирание большого палеоруслото относится к 15,5 тыс. л.н. (Howard et al., 2004). В долине р. Тисы формирование больших палеоруслото относится к концу плейстоцена и позднеледниковью (Borsy, Felegyhazi, 1983; Gábris, Nádor, 2007). В целом, образование больших рек можно отнести к периоду 16–18 тыс. л.н.

По формуле (5) были рассчитаны средние расходы и слой стока воды более чем для 200 створов больших перигляциальных рек (см. табл. 1 в работе А.Ю. Сидорчука и др., 2000б). Эти оценки позволили составить карту годового слоя речного стока поздневалдайского времени (рис. 1) и оценить годовые объёмы стока в основных речных бассейнах (табл. 2) для «временного среза» 16–18 тыс. л.н. В целом изолинии слоя палеостока ориентированы с запада-юго-запада на восток-северо-восток, примерно параллельно краю последнего ледникового покрова. Максимальной палеосток (600–800 мм в год) реконструирован в краевой области оледенения. Это может быть связано как с его малыми потерями в наиболее северных областях, свободных от льда, так и с большой заозёрностью моренных равнин и формированием местных осадков. Вблизи южной границы области вечной мерзлоты того времени слой стока уменьшался до 100–200 мм, что может быть связано с повышением температуры (возрастанием потерь на испарение) и уменьшением количества осадков в южном направлении. Слой стока также сокращался по мере увеличения континентальности климата в направлении с запада на восток. На фоне описанного общего уменьшения отмечаются области более значительного понижения слоя стока (бассейн Днепра) и его относительного повышения (бассейн Дона). Эти же области прослеживаются в современном

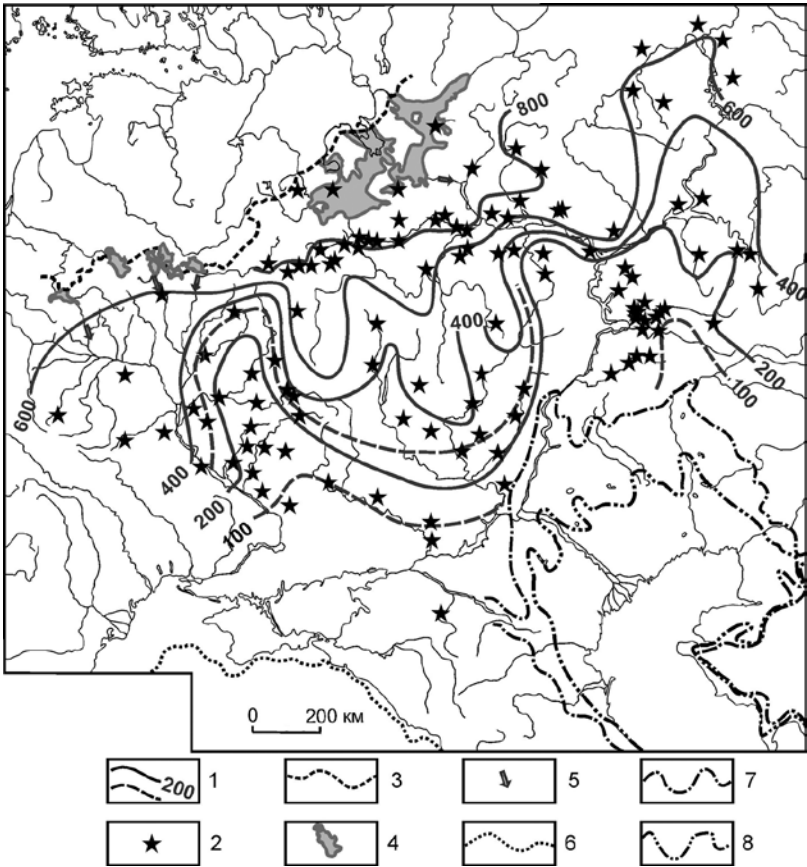


Рис. 1. Распределение слоя речного стока на Восточно-Европейской равнине на этапе формирования больших рек (около 16–18 тыс. лет назад). 1 – изолинии годового слоя стока (мм); 2 – положение фрагментов больших палеорусел; 3 – максимальная граница последнего оледенения; 4 – подпрудные озёра у края валдайского ледникового покрова; 5 – вероятное положение долин прорыва вод приледниковых озёр; 6 – береговая линия Чёрного моря на отметках –62...–67 м. абс.; 7 – береговая линия Каспийского моря на максимум хвалынской трансгрессии (по А.А. Свиточу, 1991); 8 – береговая линия Каспийского моря после прорыва вод через Манычский пролив

пространственном распределении слоя стока (Евстигнеев, 1990) и, видимо, отражают орографические эффекты.

Многие системы древних русел, которые видны на поймах современных рек, имеют меньшие ширину и плановые размеры излучин, чем соответствующие современные русла. На Восточно-Европейской рав-

Таблица 2. Годовой объём стока поздневалдайских рек
Восточно-Европейской равнины

Речной бассейн	Современные характеристики		Поздний валдай (реконструкция)		V_B/V_C
	площадь водосбора, тыс. км ²	сток V_C , км ³ /год	площадь водосбора, тыс. км ²	сток V_B , км ³ /год	
Северная Двина	357	110	260	115	1,05
Мезень	78	28	78	45	1,6
Печора	322	126	322	220	1,7
Верхняя Волга (без Оки)	291	59	105	77	1,3
Ока и Сура	312	49	312	161	3,3
Кама	507	119	507	225	1,9
Волга - Волгоград	1360	254	1174	500	2,0
Дон	422	29	422	110	3,8
Днепр	504	54	504	166	3,1

нине по космическим снимкам установлено 56 участков, где на поймах достоверно выделяются следы единого древнего меандрирующего русла с шагом излучин меньшим, чем у современного русла (см. табл. 1 в работе А.Ю. Сидорчука и др., 2012). В зоне тундры таких участков не обнаружено, но в лесотундре малые древние русла встречаются. Наибольшее количество таких участков выделяется в лесной зоне, в основном в таёжных лесах на северо-востоке ЕТР, особенно в бассейнах Вычегды и Вятки. Малые древние русла есть также в зоне широколиственных лесов (р. Десна), в лесостепи и в степи (Дон, Северский Донец). Малые староречья видны на притоках верхнего Днепра, на Немане, Западном Буге и верхнем Днестре. Основной причиной формирования малых палеорусел было падение расходов воды половодья вследствие уменьшения суровости зим в условиях среднеголоценового температурного оптимума, а также уменьшение годового слоя стока и среднегодового расхода воды за счет относительно высокого испарения.

Этап развития малых рек был датирован для небольшого количества участков, в основном в бассейне Вычегды (Сидорчук и др., 1999; Чернов и др., 2015), где этот этап продолжался с 9 до 6 тыс. л.н. Самые малые русла формировались около 7–8 тыс. л.н. Распространение этих оценок возраста на все обнаруженные фрагменты малых русел является гипотетическим.

Расчёт расходов воды в реках для этапа формирования малых русел (Сидорчук и др., 2012) проведён по формуле (8) при неизменном во времени коэффициенте n и величине соотношения $(a_d/a_c)^{0,64} = 1,06$. Соответствующий годовой слой стока показан на рис. 2. Годовые объём

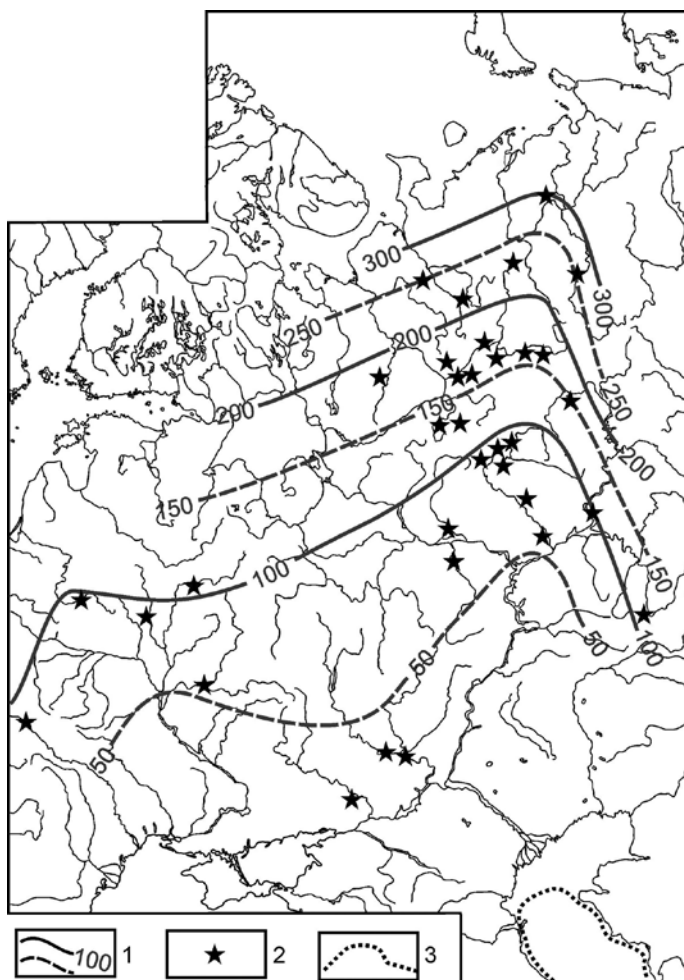


Рис. 2. Распределение слоя речного стока на Восточно-Европейской равнине на этапе формирования малых рек (в пределах бореального и атлантического периодов голоцена).

1 – изолинии годового слоя стока (мм); 2 – положение фрагментов малых палеорусел; 3 – максимальная (мангышлакская) регрессия Каспийского моря (по А.А. Свиточу, 2006).

ёмы стока в основных речных бассейнах были существенно меньше позднеледниковых и современных (табл. 3). В бассейне Волги годовой сток составлял $\sim 134 \text{ км}^3$, что почти в два раза меньше современного. Здесь особенно выделяется бассейн Вятки, где сток был на 60% мень-

Таблица 3. Годовой объем стока голоценовых рек Восточно-Европейской равнины.

Речной бассейн	Современные характеристики		Оптимум голоцена (реконструкция)	V_d/V_c
	площадь водосбора, тыс. км ²	сток V_c , км ³ /год	сток V_d , км ³ /год	
Сев. Двина+ Мезень+ Печора	757	264	181	0,69
Вятка	129	28	11	0,4
Волга	1360	254	134	0,55
Дон	422	29	18	0,62
Днепр	504	54	33	0,61

ше современного. В бассейнах Дона и Днепра сток в оптимум голоцена был на 40% меньше современного.

В раннем голоцене на Восточно-Европейской равнине произошли дифференциация климатических поясов и формирование зон растительности, аналогичных современным: тундра, тайга, широколиственные леса и степи с их подразделениями подзонального ранга и экотонами. Поэтому для большей части голоцена возможны климатические реконструкции, основанные на приуроченности растительных сообществ зонального и подзонального ранга к определённым диапазонам температуры воздуха и осадков, и построение карт климатических характеристик для разных временных срезов (Хотинский, Савина, 1985). Эти реконструкции, в свою очередь, служат основой для расчётов речного стока по уравнению водного баланса. Для оптимума голоцена такие расчёты для бассейна Волги (Величко и др., 1992) дают распределение слоя стока, близкое в общих чертах к полученному нами по методу морфометрических зависимостей (Сидорчук и др., 2012), с несколько большим суммарным стоком.

Изменение палеостока рек во времени по палеофлористическим данным. Для оценки изменений основных климатических и гидрологических показателей были определены районы-аналоги для палеофлор разного возраста из ряда местонахождений. Районы-аналоги, полученные для позднеледниковых палеофлор с Восточно-Европейской равнины, располагаются в горах и межгорных котловинах Алтае-Саянской области и южного Урала. Районы-аналоги для палеофлор голоцена находятся в пределах Восточно-Европейской равнины, существенно ближе к местонахождениям палеофлор, использованных для реконструкций, но также в климатических условиях, отличных от современных (рис. 3). На основании гидроклиматических харак-

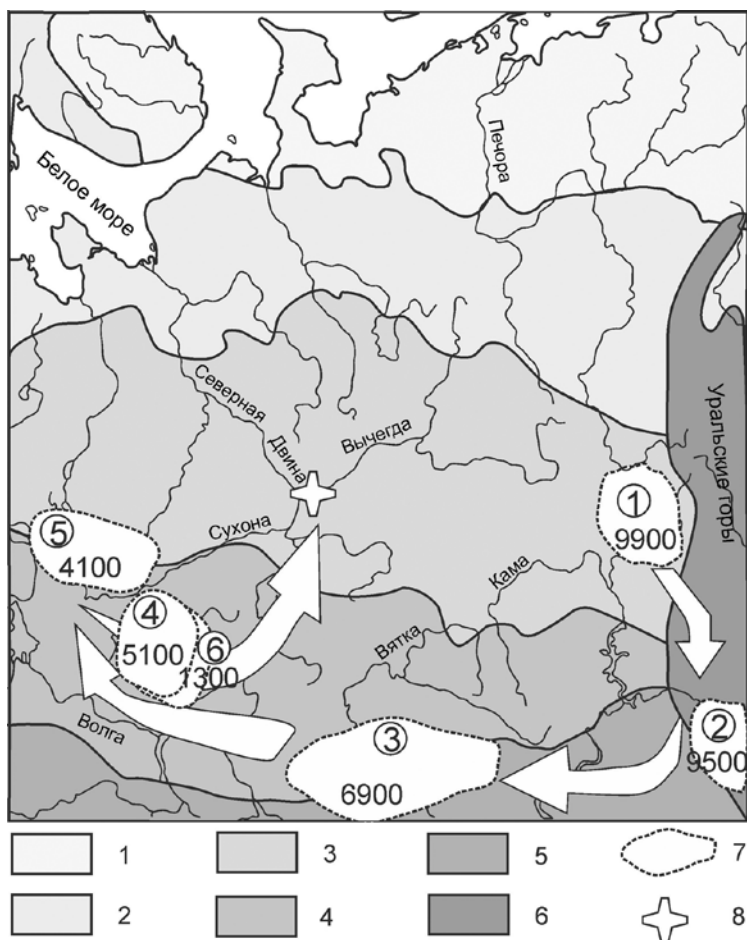


Рис. 3. Положение ближайших современных аналогов ископаемых флор голоцена по данным изучения разреза в низовьях р. Выгеды.

1 – тундра и лесотундра; 2 – северная тайга; 3 – средняя тайга; 4 – южная тайга; 5 – широколиственно-тёмнохвойные леса; 6 – горные тёмнохвойные леса; 7 – регионы-аналоги и возраст ископаемых флор; 8 – положение разреза

теристик в регионах-аналогах были оценены изменения слоя осадков и палеостока, а также температур воздуха в январе и июле (рис. 4).

В целом позднеледниковье было холодным временем с зимними и летними температурами воздуха ниже современных и с общей тенденцией к повышению температур во времени. По слою стока в целом выявлена обратная картина: для позднеледниковья характерно пре-

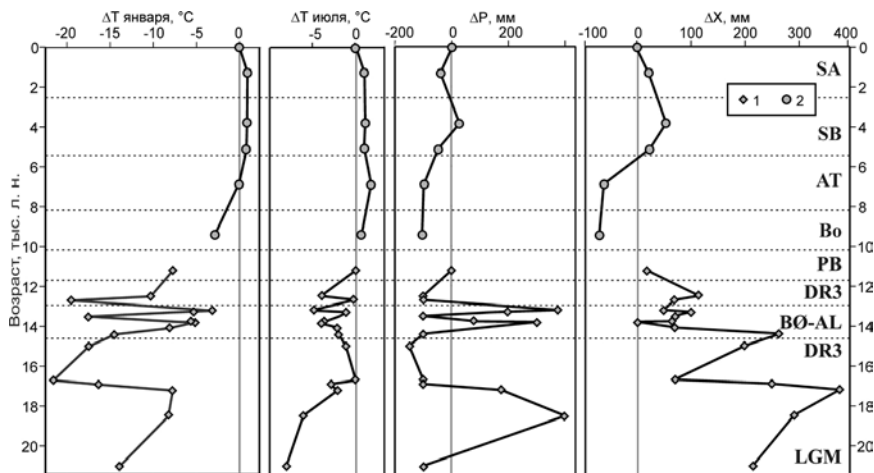


Рис. 4. Реконструкции основных гидроклиматических показателей по ископаемым флорам за последние 20 тыс. лет.

1 – сводные данные по флорам позднеледниковья (Sidorchuk et al., 2009, 2011), 2 – то же голоцена (Sidorchuk et al., 2001). Индексы палеоклиматических эпох: LGM – последний ледниковый максимум (глобальный), DR1 – ранний (древний) дриас, BØ-AL – интерстадиал бёллинг-аллерёд (внутри включает похолодание DR2 – средний дриас), DR3 – поздний (молодой) дриас, PB – пребореал, Bo – бореал, AT – атлантик, SB – суббореал, SA – субатлантик

вышение слоя стока воды над современным с общей тенденцией к сокращению этого превышения во времени. Для атмосферных осадков определённой тенденции не выявлено: наблюдаются существенные колебания количества осадков с периодами большего и меньшего, чем современное, увлажнения. Сочетания температуры воздуха, осадков и стока в разные периоды были различными.

Период между максимумом оледенения (LGM) и древним дриасом (DR1) характеризовался океаническим климатом с не очень суровой зимой и весьма холодным летом, повышенными осадками и стоком. В конце этого интервала, 16–17 тыс. л.н., сток достиг максимума; это был этап формирования больших меандрирующих русел.

Древний дриас был периодом с высокой континентальностью климата, с очень суровыми зимами и жарким летом. Количество осадков было меньше современного; сток был относительно невысоким, хотя и превышал современный, и увеличивался к концу этой холодной стадии.

В бёллинге (BØ) климат стал более океаническим, зимы были менее суровыми, лето – прохладным; слой осадков увеличился и пре-

вышал современный. В начале интерстадиала слой стока был весьма значительным, но в середине интервала он уменьшился в связи с ростом потерь на испарение.

Средний дриас (DR2) и поздний дриас (DR1) были аналогами древнего дриаса с континентальным, сухим климатом и повышенным стоком воды. К позднему дриасу относятся палеоруслы промежуточных размеров на ключевом участке р. Хопёр.

Интерстадиал аллерёд (AL) был аналогичен бёллингу и характеризовался более океаническим и влажным климатом и относительно пониженным стоком.

В начале голоцена климатические характеристики в целом приблизились к современным. В течение раннего голоцена на водосборных бассейнах южных морей произошла существенная дифференциация ландшафтов и климата. Реконструкции для бореального периода показывают существенно меньший слой осадков, чем современный на той же территории. Атлантический период голоцена характеризовался общим потеплением, дифференциацией поля осадков и сокращением стока, особенно заметным в областях снижения количества осадков.

Около 6 тыс. л.н. начинается увеличение количества осадков и уменьшение летней температуры воздуха. Это сопровождалось повсеместным увеличением речного стока. В бассейнах Вычегды, Вятки и Камы среднегодовой сток воды увеличился на 50–60% относительно этапа формирования малых рек (см. рис. 4).

Водный баланс Каспийского моря. Геологические данные показывают, что в начале позднеледниковья уровень Каспийского моря быстро повысился и на максимуме хвалынской трансгрессии составил 45–50 м абс. Годовой сток с водосбора Волги (около 1170 тыс. км² в то время) составлял 500 км³, слой стока – 425 мм. Если для южной части водосбора принять оценку 20% стока Волги, то таким характеристикам соответствует слой эффективного испарения 660 мм. Это около 86% современного, что вполне объяснимо более низкими температурами лета в тот период. Вероятно, этот уровень не был потенциальным климатическим максимумом, т.е. эффективное испарение было меньше. Максимальный уровень Каспийского моря определяется высотой перемычки между Каспийским и Чёрным морями в Манычском проливе, которая в тот период была высотой около 45–50 м (Менабде и др., 1991). Когда эта перемычка была прорвана, её высота была снижена эрозией до отметки 22 м, и соответственно упал уро-

вень Каспийского моря. Объём Каспийского моря уменьшился с 132 до 109 тыс. км³. Продолжительность падения уровня определялась пропускной способностью Манычского пролива. Его максимальная пропускная способность составляла 50 000 м³/с (Cherpaluga, 2007) или 65 000 м³/с (Sidorchuk et al., 2011), так что уменьшение объёма Каспийского моря на 23 000 км³ произошло за 20–30 лет и явилось катастрофическим событием. После этого при объёмах вод Каспийского моря более 109 тыс. км³ их излишек сбрасывался в Чёрное море, а при меньших объёмах связь двух морей прерывалась.

По нашим данным (Sidorchuk et al., 2009), прорыв Манычского порога произошёл в период существования больших перигляциальных рек, т.е. не ранее 18,0 тыс. л.н. По данным (Bahr et al., 2006), красные глины (вероятно, хвалынские шоколадные глины) начали откладываться в северо-западной части Чёрного моря 17,9 тыс. л.н.; это время мы и принимаем за начало соединения Каспийского и Чёрного морей. Изменения уровня Каспийского моря после манычского прорыва и примерно до 5,5 тыс. л.н. геолого-геоморфологическими методами устанавливаются с большой неопределённостью. Кривые хода уровня, построенные различными авторами, существенно различаются между собой и качественно и количественно. Оценки уровня по уравнению водного баланса тоже весьма неопределённы, так как опираются на некоторые гипотезы о величинах стока и эффективного испарения.

Будем исходить из наших оценок изменения объёма стока Волги (Sidorchuk et al., 2009), для остальной части водосбора использовать значение 20% от стока Волги, а для эффективного испарения использовать оценки (Georgievski, Stanev, 2006) с поправками.

Расчётами выявлены два основных этапа стока через Манычский пролив, когда уровень Каспия потенциально мог быть выше 22 м: короткий период значительного стока Пра-Волги после основного прорыва и переходный этап от холодной стадии древнего дриаса к тёплому интерстадиалу бёллинг.

Глубокая регрессия Каспийского моря (так называемая мангышлакская) приходится на конец бореального периода и на весь атлантический период голоцена. По геоморфологическим данным уровень Каспийского моря опускался до отметки –50 м (Варущенко и др., 1987). При годовом стоке Волги 135 км³ слой эффективного испарения мог быть в пределах 800–820 мм. С увеличением осадков и речного стока, особенно существенного в бассейне Камы, уровень

Каспийского моря начинает увеличиваться. Происходит новокаспийская трансгрессия моря, хорошо изученная геолого-геоморфологическими методами, обеспеченными радиоуглеродными датировками (Варущенко и др., 1987).

Водный баланс и уровень Чёрного моря. По уравнению водного баланса рассчитан сток воды из Чёрного моря через пролив Босфор, Мраморное море, пролив Дарданеллы и далее в Средиземное море. Объём годового стока оценивался по данным наших реконструкций (Sidorchuk et al., 2011), слой эффективного испарения принимался по (Georgievski, Stanev, 2006) с поправками. Поток считался установившимся, и кривая свободной поверхности рассчитывалась, начиная от скального порога в проливе Дарданеллы, выявленного сейсмическим профилированием (Gokasan et al., 2010). Ход уровня Средиземного моря принимался в соответствии с ходом уровня Мирового океана по реконструкции Р. Фейрбенкса (Fairbanks, 1989) с поправками У. Пелтиера (Peltier, 2002).

Расчёты показывают, что в начальный период значительного стока воды и низкого уровня Средиземного моря пролив Дарданеллы был промыт до скального основания на всём его протяжении. В дальнейшем с ростом уровня Средиземного моря и уменьшением стока воды происходила аккумуляция наносов в проливе, но на участке в 49,5 км от устья пролива продолжал существовать скальный порог с максимальной отметкой дна -70 м абс. (при условии отсутствия эрозии дна на пороге). При уровнях Средиземного моря менее -68 м абс. и значительном стоке воды этот порог контролировал уровень Мраморного моря, который не опускался ниже $-67,5$ м. Дно пролива Босфор также было промыто мощным стоком воды практически до скального основания. Это подтверждается присутствием в низах 40-метровой толщи рыхлых отложений на дне Босфора раковин черноморского пресноводного или слабо солоноватоводного моллюска *Dreissena* с возрастом около 20 тыс. л.н. (Algan et al., 2001). Самые высокие отметки скального основания располагаются в 4,5–5 км от истока пролива и составляют -80 м абс. Средняя глубина потока в Босфоре была не менее 7 м, и рельеф дна слабо влиял на уровень свободной поверхности в проливе, который контролировался в основном уровнем воды в Мраморном море. По мере повышения уровня Мирового океана и уменьшения объёма стока происходила аккумуляция наносов в проливе Босфор. Она была более интенсивной в устьевой части пролива,

где формировались песчаные бары, которые и контролируют современные глубины на выходе из пролива.

Н.С. Благоволин с соавторами (1976) выделили два типа трансгрессий Чёрного моря: гидрократический и гляциоэвстатический. Расчёты уточнили временные рамки этих типов трансгрессий. При уровнях Мирового океана ниже порога в проливе Дарданеллы в период 21–14 тыс. л.н. колебания уровня воды в Мраморном и Чёрном морях определялись только величиной стока воды. При расходах воды 28,8–15,5 тыс. м³/с уровень Чёрного моря изменялся в диапазоне –62...–66,5 м абс. Скорость течения на скальном пороге в 3,5–4 км от истока пролива Босфор превышала 1 м/с, что препятствовало формированию встречного потока солёных вод из Мраморного моря. После 14 тыс. л.н. уровень Чёрного моря соответствовал уровню Мирового океана и изменялся синхронно с ним. По достижении в Босфоре критической глубины около 12 тыс. л.н. сформировались двухуровневая циркуляция воды в проливе и проникновение солёных вод в Чёрное море.

Заключение

В последние 20 тыс. лет речной сток с Восточно-Европейской равнины изменялся в 4–5 раз. Максимальный сток наблюдался в позднеледниковье, в период с 16–18 до 13 тыс. л.н., когда в некоторых бассейнах годовой сток превышал современный в 3–4 раза. На начальном этапе некоторую роль в повышении стока играли талые ледниковые воды, стекавшие на юг по магистральным долинам – по Днепру и, возможно, по Волге. Основной причиной роста стока были ландшафтно-климатические условия: значительное снегонакопление за счёт суровости и большой продолжительности зим, а также, возможно, вследствие более обильных снегопадов; низкие годовые величины испарения; существование многолетней мерзлоты и, как результат, высокие коэффициенты стока.

Высокий сток с водосбора стал главной причиной трансгрессивного состояния Каспийского моря (хвалынская трансгрессия) и повышения уровня Чёрного моря за счёт подпора на пороге в проливе Дарданеллы (гидрократическая трансгрессия). При этом рыхлые отложения на дне Босфора и Дарданелл были промыты до скального основания. Повышенное поступление речных вод в бассейн Каспия

привело к формированию каскадной системы, то есть к переливу вод через Манычский пролив в Чёрное море, далее через пролив Босфор – в Мраморное море и через пролив Дарданеллы – в Эгейское море.

Наиболее низкий речной сток отмечался в середине голоцена, в период с 8–9 до 6 тыс. л.н. с минимумом около 7 тыс. л.н. Основной причиной сокращения стока были увеличение испарения вследствие роста температур, а также трансформация сезонного распределения стока (снижение роли весеннего стока талых вод, когда потери на испарение наименьшие). С этим этапом связана глубокая регрессия Каспийского моря. Уровень Чёрного моря уже контролировался в это время уровнем Мирового океана.

Около 6 тыс. л.н. началось увеличение количества осадков и понижение летней температуры воздуха, которые сопровождались повсеместным увеличением речного стока. Относительно предшествовавшего маловодного этапа среднегодовой сток воды в бассейнах Вычегды, Вятки и Камы увеличился на 50–60%. Увеличение осадков и речного стока привело к развитию трансгрессии Каспийского моря (новокаспийская трансгрессия).

Установленные закономерности и хронология изменений речного стока могут быть полезными для комплексных палеогеографических реконструкций, а также для долгосрочных гидроклиматических прогнозов, основанных на палеоаналогах.

Благодарности. Исследование выполнено в рамках проекта РФФИ 15-05-00706 «Палеогидрология водосборного бассейна Чёрного моря в последние 60 тысяч лет по данным палеофлювиального анализа».

Литература

- Благоволин Н.С., Муратов Н.М., Островский А.Б., Серебряный Л.Р. Палеогидрология Балтийского и Черного морей в четвертичном периоде // Проблемы палеогидрологии. М.: Наука, 1976. С. 113–138.
- Варущенко С.И., Варущенко А.Н., Клиге Р.К. Изменение режима Каспийского моря и бессточных водоемов в палеовремени. М.: Наука, 1987. 240 с.
- Величко А.А., Беляев А.В., Климанов В.А., Георгиади А.Г. Реконструкция климатических условий и речного стока северного полушария в оптимумы микулинского межледниковья и голоцена // Водные ресурсы. 1992. № 4. С. 34–42.
- Волков И.А. Следы мощного стока в долинах рек юга Западной Сибири // ДАН. 1963. Т. 151. № 3. С. 23–25.

- Глушков В.Г. Географический и гидрологический метод // Изв. ГГИ. 1933. Т. 57. С. 89–95.
- Гричук В.П. Гляциальные флоры и их классификация // Последний ледниковый покров на северо-западе Европейской части СССР. М.: Наука, 1969. С. 57–70.
- Гричук В.П. Проблемы реконструкции климатических показателей по флористическим материалам // Палинология в СССР. Новосибирск: Наука, 1988. С. 43–48.
- Гричук М.П. Общие черты в истории природы средней части бассейнов Енисея и Оби и их значение для стратиграфии четвертичных отложений // Сб. материалов по геологии Красноярского края. М.: Госгеолтехиздат, 1960. С. 121–131.
- Евстигнеев В.М. Речной сток и гидрологические расчеты. М.: Изд-во МГУ, 1990. 304 с.
- Зарецкая Н.Е., Панин А.В., Голубева Ю.В., Чернов А.В. Седиментационные обстановки и геохронология перехода от позднего плейстоцена к голоцену в долине р. Вычегда // ДАН. 2014. Т. 455. № 1. С. 52–57.
- Калинин Г.П., Клиге Р.К., Шлейников В.А. Основные проблемы палеогидрологии // Проблемы палеогидрологии. М.: Наука, 1976. С. 7–20.
- Квасов Д.Д. Позднечетвертичная история крупных озер и внутренних морей Восточной Европы. Л.: Наука, 1975. 278 с.
- Крицкий С.Н., Менкель М.Ф. О вероятных колебаниях уровня Каспийского моря // Проблемы Каспийского моря. Баку: Изд-во АН АзССР, 1963. С. 28–35.
- Менабде И.В., Свиточ А.А., Янина Т.А. Палеогидрология Маньча в позднем плейстоцене // Водные ресурсы. 1991. № 1. С. 5–10.
- Панин А.В., Сидорчук А.Ю., Чернов А.В. Макроизлучины рек ЕТС и проблемы палеогидрологических реконструкций // Водные ресурсы. 1992. № 4. С. 93–97.
- Свиточ А.А. Колебания Каспийского моря в плейстоцене // Каспийское море: палеогеография и геоморфология. М.: Наука, 1991. С. 3–100.
- Свиточ А.А. Иерархия и хронология голоценовых колебаний уровня Каспийского моря // Изменения природно-территориальных комплексов в зонах антропогенного воздействия. М.: Медиа-Пресс, 2006. С. 125–132.
- Сидорчук А.Ю., Борисова О.К., Ковалюх Н.Н., Панин А.В., Чернов А.В. Палеогидрология нижней Вычегды в позднеледниковье и голоцене // Вест. МГУ. Сер. 5. География. 1999. № 5. С. 34–41.
- Сидорчук А.Ю., Борисова О.К., Панин А.В. Поздневалдайские палеоруслы рек Русской равнины // Изв. РАН. Сер. геогр. 2000а. № 6. С. 73–78.
- 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.
- Сидорчук А.Ю., Панин А.В., Борисова О.К. Климатически обусловленные изменения речного стока на равнинах северной Евразии в позднеледниковье и голоцене // Водные ресурсы. 2008а. Т. 35. № 4. С. 406–416.

- Сидорчук А.Ю., Панин А.В., Борисова О.К. Позднеледниковые палеоруслу рек Западной Сибири // Изв. РАН. Сер. геогр. 20086. № 2. С. 67–75.
- Сидорчук А.Ю., Панин А.В., Борисова О.К. Снижение стока рек равнин Северной Евразии в оптимум голоцена // Водные ресурсы. 2012. Т. 39. № 1. С. 40–53.
- Сидорчук А.Ю., Панин А.В., Чернов А.В., Борисова О.К., Ковалюх Н.Н. Сток воды и морфология русел рек Русской равнины в поздневалдайское время и в голоцене (по данным палеоруслowego анализа) // Эрозия почв и русловые процессы. Вып. 12. М.: Изд-во МГУ, 20006. С. 196–230.
- Ходаков В.Г. Актуалистическая модель Европейского покровного ледника // Палеогеография Европы за последние 100000 лет (Атлас-монография). М.: Наука, 1982. С. 48–62.
- Хотинский Н.А., Савина С.С. Палеоклиматические схемы территории СССР в бореальном, атлантическом и суббореальном периодах голоцена // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1985. № 4. С. 18–34.
- Чернов А.В., Зарецкая Н.Е., Панин А.В. Эволюция и динамика верхней и средней Вычегды в голоцене // Изв. РГО. 2015. Т. 147. Вып. 5. С. 27–49.
- Шамов Г.И. Речные наносы. Л.: Гидрометеоиздат, 1954. 346 с.
- Экспериментальная геоморфология. Вып. 2 / Под ред. Н.И. Маккавеева. М.: Изд-во МГУ, 1969. 178 с.
- Algan O., Çağatay N., Tchepalyga A., Ongan D., Eastoe C., Gökaşan E. Stratigraphy of the sediment infill in Bosphorus Strait: water exchange between the Black and Mediterranean Seas during the last glacial Holocene // Geo-Marine Letters. 2001. V. 20. P. 209–218.
- Bahr A., Arz H.W., Lamy F., Wefer G. Late Glacial to Holocene paleoenvironmental evolution of the Black Sea, reconstructed with stable oxygen isotope records obtained on ostracod shells // Earth and Planetary Science Letters. 2006. V. 241. P. 863–875.
- Borsy Z., Felegyhazi E. Evolution of the network of water courses in the northeastern part of the Great Hungarian Plain from the end of the Pleistocene to our days // Quaternary Studies in Poland. 1983. V. 4. P. 115–124.
- Boulton G.S., Dongelmans P., Punkari M., Broadgate M. Evidence of European ice sheet fluctuation during the last glacial cycle // Quaternary glaciations – extent and chronology / Ehlers J., Gibbard P.L. (Eds.) Amsterdam: Elsevier, 2004. P. 441–460.
- Chepalyga A.L. The Late Glacial Great Flood in the Ponto-Caspian basin // The Black Sea Flood Question: Changes in Coastline, Climate, and Human Settlement / V. Yanko-Hombach, A.S. Gilbert, N. Panin, P.M. Dolukhanov (Eds.). Dordrecht: Springer, 2007. P. 119–148.
- Dury G.H. Principles of underfit streams // US Geological Survey Professional Paper 452-A. 1964. 67 p.
- Dury G.H. Theoretical implications of underfit streams // US Geological Survey Professional Paper 452-B. 1965. 43 p.

- Fairbanks R.G.* A 17,000 year glacial eustatic sea level record: Influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep ocean circulation // *Nature*. 1989. V. 342. P. 637–641.
- Gábris G., Nádor A.* Long-term fluvial archives in Hungary: response of the Danube and Tisza rivers to tectonic movements and climatic changes during the Quaternary: a review and new synthesis // *Quaternary Science Review*. 2007. V. 26. P. 2758–2782.
- Georgievski G., Stanev E.V.* Paleo-evolution of the Black Sea watershed: sea level and water transport through the Bosphorus Straits as an indicator of the Lateglacial–Holocene transition // *Climate Dynamics*. 2006. V. 26. P. 631–644.
- Gokasan E., Tur H., Ergin M., Gorum T., Gül Batuk F., Sagci N., Ustaomer T., Emem O., Alp H.* Late Quaternary evolution of the Canakkale Strait region (Dardanelles, NW Turkey): implications of a major erosional event for the postglacial Mediterranean–Marmara Sea connection. *Geo-Mar Letters*. 2010. V. 30. P. 113–131.
- Howard A.J., Macklin M.G., Bailey D.W., Mills S., Andreescu R.* Late-glacial and Holocene river development in the Teleorman Valley on the southern Romanian Plain // *Journ. of Quaternary Science*. 2004. V. 19. P. 271–280.
- Huzen D., van.* Quaternary glaciations in Austria // *Quaternary glaciations – extent and chronology* / Ehlers J., Gibbard P.L. (Eds.) Amsterdam: Elsevier, 2004. P. 1–13.
- Kasse C., Bohncke S.J.P., Vandenberghe J., Gábris G.* Fluvial style changes during the last glacial–interglacial transition in the middle Tisza valley (Hungary) // *Proc. of the Geologists' Association*. 2010. V. 121. № 2. P. 180–194.
- Leopold L.B., Miller J.P.* A postglacial chronology for some alluvial valleys in Wyoming. US Geological Survey Water Supply Paper 1261. 1954. 90 p.
- Liu Z., Otto-Bliesner B.L., He F., Brady E.C., Tomas R., Clark P.U., Carlson A.E., Lynch-Stieglitz J., Curry W., Brook E., Erickson D., Jacob R., Kutzbach J., Cheng J.* Transient simulation of deglacial climate evolution with a new mechanism for Bølling–Allerød warming // *Science*. 2009. V. 325. P. 310–314.
- 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.
- Peltier W.R.* On eustatic sea level history: Last Glacial Maximum to Holocene // *Quaternary Science Review*. 2002. V. 21. P. 377–396.
- Sidorchuk A.Yu.* Floodplain sedimentation: inherited memories // *Global and Planetary Change*. 2003. V. 39. № 1–2. P. 13–29.
- Sidorchuk A.Yu., Borisova O.K.* Method of paleogeographical analogues in paleohydrological reconstructions // *Quaternary International*. 2000. V. 72. № 1. P. 95–106.
- Sidorchuk A.Yu., Panin A.V., Borisova O.K., Kovalyukh N.N.* Lateglacial and Holocene palaeohydrology of the lower Vychegda river, western Russia // *River Basin Sediment Systems: Archives of Environmental Change* / D. Maddy, M.G. Macklin, J.C. Woodward (Eds). A.A. Balkema Publ., 2001. P. 265–295.
- Sidorchuk A.Yu., Panin A., Borisova O.* Surface runoff to the Black Sea from the East European Plain during Last Glacial Maximum–Late Glacial time // *Geolo-*

gy and Geoarchaeology of the Black Sea Region: Beyond the Flood Hypothesis / I. Buynovich, V. Yanko-Hombach, A.S. Gilbert, R.E. Martin (Eds.). Geological Society of America Special Paper 473. 2011. P. 1–25.

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 // *Geomorphology*. 2009. V. 113. P. 137–157.

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*. Stuttgart: Gustav Fischer Verlag, 1995. P. 75–88.

A.Yu. Sidorchuk, A.V. Panin, O.K. Borisova

RIVER RUNOFF ON THE EAST EUROPEAN PLAIN OVER THE LAST 20 THOUSAND YEARS AND THE PROBLEM OF CHANGING THE LEVELS OF THE SOUTHERN SEAS

River runoff from the East European Plain reached a maximum in the Lateglacial time (from 16-18 to 13 thousand years ago). The main causes for the increase in runoff were long and severe winters, considerable snow accumulation and low evaporation rates. The Khvalynian transgression of the Caspian Sea and the hydrocratic transgression of the Black Sea are associated with this stage. The level of the Black Sea at this time exceeded the regressive level of the World Ocean. The lowest river flow occurred in the period from 8-9 to 6 thousand years ago. The main reason for the reduction in runoff was the increase of evaporation due to the rise of temperatures, as well as a decrease in the spring flood runoff. With this stage, a deep regression of the Caspian Sea is associated, while the level of the Black Sea was equal to the transgressive level of the World Ocean. After approximately 6 thousand years ago an increase in precipitation and a decrease in the summer air temperature began, accompanied by a general increase in the river flow and the Novokaspian transgression.