

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова

Географический факультет

Научно-исследовательская лаборатория эрозии почв  
и русловых процессов имени Н.И. Маккавеева

## **ЭРОЗИЯ ПОЧВ И РУСЛОВЫЕ ПРОЦЕССЫ**

Выпуск 21

Под редакцией профессора Р.С. Чалова

Географический факультет МГУ  
Москва

2019

УДК 6.31.4: 55.3  
ББК 26  
Э74

Э74 Эрозия почв и русловые процессы. Тр. науч.-исслед. лаборатории эрозии почв и русловых процессов им. Н.И. Маккавеева. Вып. 21. Под ред. профессора Р.С. Чалова. М.: Географический факультет МГУ имени М. В. Ломоносова. 2019. 297 с., илл.

Сборник статей – очередной выпуск трудов научно-исследовательской лаборатории эрозии почв и русловых процессов им. Н.И. Маккавеева МГУ имени М.В. Ломоносова. В статьях сборника излагаются результаты фундаментальных и прикладных, натурных, теоретических и экспериментальных исследований, выполненных лабораторией в последние два года по плану НИР лаборатории (Госзадание), грантам РФФИ и РФФИ, госконтрактам и хозяйственным. Рассматриваются механизмы эрозии склоновыми потоками, эрозии почв и овражной эрозии в условиях изменения землепользования, техногенных воздействий и антропогенных загрязнений, русловые процессы на малых, средних и больших реках, их трансформация при естественных и антропогенных изменениях факторов, прогнозирование и методы управления процессами. Представляет интерес для специалистов, научных сотрудников, преподавателей, аспирантов и студентов, занимающихся изучением эрозионных и русловых процессов, гидрологов, почвоведов, геоморфологов, работников водных путей.

Сборник подготовлен по плану НИР (ГЗ) научно-исследовательской лаборатории эрозии почв и русловых процессов им. Н.И. Маккавеева МГУ имени М. В. Ломоносова.

Печатается по решению НТС НИЛЛаборатории эрозии почв и русловых процессов им. Н.И. Маккавеева за счет средств лаборатории

Рецензенты:

доктор географических наук, профессор С.И. Болысов  
доктор географических наук, профессор Н.Н. Назаров

Печатается по постановлению Учёного совета географического факультета Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова

УДК 6.31.4: 55.3  
ББК 26

ISBN © Географический факультет МГУ, 2019

© Научно-исследовательская лаборатория эрозии почв  
и русловых процессов им. Н.И. Маккавеева, 2019  
© Коллектив авторов, 2019

Научное издание

Эрозия почв и русловые процессы, вып. 21

Подписано в печать 2019. Заказ №

Формат 60x84/16. Усл. печ. л. 17. Тираж 200 экз.

ООО "Компания ПринтКов". 105064, г. Москва, ул. Земляной Вал, д. 7

*Cotard F., Dupeyrat L., Gantier E., Careg-Gailhardis E.* Fluvial thermal erosion investigation along a rapidly eroding river bank: application to the Lena river (Central Siberia) // *Earth Surface and Landforms*. 2003. Vol. 28.

*Cotard F., Gantier E., Brunstein D., Hammadi J., Fedorov A., Yang D., Dupeyrat L.* Impact of the global warming on the fluvial thermal torsion over the Lena river in Central Siberia // *Geophys. Res. Lett.* 2007. V. 34 (14).

Gautier E., Brunstein D., Cotard F., Lodina R. Fluvial dynamics in a deep permafrost zone – the case of the middle Lena river (Central Siberia) // *Proceeding of the 8<sup>th</sup> International Conference on Permafrost*. Zurich, Switzerland. 2003.

Yang D., Kane D., Hinzman L., Zhang T., Ye H. Siberian Lena river hydrologic and recent change // *Geophys. Res.* 2002. Vol. 107 (D 23).

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

## **КОЛИЧЕСТВЕННЫЕ РЕКОНСТРУКЦИИ В ПАЛЕОУСЛОВЕДИИ: МЕТОДЫ И РЕЗУЛЬТАТЫ \***

### **Введение**

Исследование основных факторов развития рельефообразующих процессов – одна из важных задач динамической геоморфологии. Н.И. Маккавеев [1998, стр. 25] отмечал, что "... развитие форм рельефа не может происходить изолированно, вне связи с изменениями условий, его определяющих". Для современных процессов эта задача решается путем прямого измерения характеристик и факторов динамики рельефа при натуральных наблюдениях и лабораторных экспериментах. При исследовании процессов рельефообразования в прошлом (реконструкциях) возможны только косвенные подходы к решению такой задачи. Для этих подходов важнейшим является принцип актуализма. В исследованиях по флювиальной палеогеоморфологии (или палеоусловедению, по Р.С. Чалову [1996]) необходимо: 1) корректно переносить закономерности, полученные для современного рельефа, на древний флювиальный рельеф, который формировался в аналогичных (близких) природных условиях; 2) прогнозировать изменения современного флювиального рельефа на основе закономерностей развития древнего флювиального рельефа в близких природных условиях. Географическая аналогия опирается на гипотезу о сходстве условий формирования стока на водосборах со сходными климатическими и ландшафтно-морфологическими характеристиками. При наличии такого сходства гидро-

---

\* Выполнено по плану НИР (ГЗ) НИЛабораии эрозии почв и русловых процессов им. Н.И. Маккавеева "Эволюция и трансформация эрозионно-русловых систем в условиях изменения природной среды и антропогенных нагрузок" (А.Ю. Сидорчук) и института географии РАН "Динамика и механизмы изменения ландшафтов, климата и биосферы в кайнозое, история четвертичного периода" (О.К. Борисова, А.В. Панин).

логические характеристики переносятся с изученного в гидрологическом отношении аналога на неизученный водосбор. Этот метод часто применяется в современной проектной практике.

В палеорусловедении выделяется несколько основных подходов к реконструкции гидрологических условий формирования древних рек: интерпретация структуры и текстуры аллювия для восстановления гидравлических характеристик формировавших его потоков; гидравлические расчеты, использующие данные о морфологии древних русел; гидролого-морфологический анализ современных речных русел и перенос полученной информации на палеоводотоки. Эти подходы применимы к таким палеоводотокам, для которых можно восстановить основные морфометрические характеристики и охарактеризовать текстуры и структуры аллювиальных отложений времени их формирования. Реконструкции стока воды в древних водотоках, полученные на основе информации о рельефе и аллювиальных отложениях, необходимо верифицировать по данным других, независимых методов, основным из которых является палеогеографическая аналогия, определенная на основе палеофлористических реконструкций.

### **Методы исследований палеорусел и аллювиальных отложений**

*Использование морфометрических зависимостей.* Морфометрические зависимости для меандрирующих русел впервые были получены Н.И. Маккавеевым [Маккавеев, Советов, 1940] и К. Инглисом [Inglis, 1947], которые установили связь морфологических характеристик излучин русла с расходами воды. М.А. Великанов [1955, с. 242-243] подвел теоретический фундамент под это направление: "В естественных русловых потоках в результате длительного взаимодействия потока и русла проявляются особого рода зависимости между уклоном, расходом, формой русла, размерами твердых частиц; оказывает здесь влияние также и форма гидрографа, связанная с климатическими и топографическими характеристиками водосбора. Эти особого рода зависимости морфологического характера совместно с общими и бесспорными, всюду всегда действующими гидравлическими зависимостями образуют как бы совокупность "уравнений", определяющих ограниченное число возможных в природе сочетаний указанных элементов".

Общих и бесспорных гидравлических зависимостей для установившегося равномерного потока, которые связывали бы известные расход воды  $Q$ , уклон  $I$  и размеры твердых частиц наносов  $D$ , с неизвестными скоростью потока  $V$ , шириной русла  $B$  и глубиной русла  $h$ , известно всего две: это формула для расчета расхода воды

$$Q = VBh \quad (1)$$

и формула Шези для скорости

$$V = V\sqrt{hI} . \quad (2)$$

Эти формулы можно привести к виду, принятому для записи морфометрических зависимостей. Для ширины русла такая зависимость имеет вид:

$$B = \left( \frac{Q^{0.4}}{C} \right) I^{-0.2} \beta^{0.6} \quad (3)$$

В зависимость входят коэффициент в формуле Шези  $C$  и относительная ширина русла  $\beta=B/h$ . Соответственно, необходимы формулы для расчета этих двух параметров. Таких формул предложено большое количество. Все они в той или иной степени используют постулат М.А. Великанова, но результаты расчета варьируют в очень широких пределах. Так, в работе Г.В. Железнякова [1981] приведено более 20 формул для расчета  $\beta$  и около 20 – для расчета  $C$ . Большинство формул имеет разную структуру, и все сопровождаются эмпирическими коэффициентами. Значения коэффициентов изменяются в широких пределах; на них в неявном виде влияют гидрологический режим и ландшафтные условия формирования русел, которые для палеогеографических построений необходимо учитывать в явном виде.

Г. Дьюри [Dury, 1965] и И.А. Волков [1963] первыми начали использовать морфометрические зависимости для восстановления расходов воды в древних реках по их морфологическим характеристикам – ширине и шагу излучин. Обработка измерений на современных реках Северной Америки позволила Дьюри получить зависимость вида

$$Q \sim \lambda^2 \quad (4)$$

т.е. отношение расходов воды в древних  $Q_d$  и современных  $Q_c$  реках вычислялось по формуле

$$\frac{Q_d}{Q_c} = \left( \frac{\lambda_d}{\lambda_c} \right)^2. \quad (5)$$

Отношения основных морфологических характеристик древних и современных рек Северной Америки равны 4-8. Рассчитанная по формуле (5) водоносность древних рек должна была превосходить современную в 20-60 раз (см. табл. 2 в [Dury, 1965]). Подобные соотношения были получены И.А. Волковым [1963] для рек Западной Сибири и нами для рек бассейна Дона [Панин и др., 1992]. Такое значительное изменение водоносности рек на огромных территориях не подтверждается никакими другими реконструкциями климатов прошлого, поэтому результаты расчетов палеостока на основе морфологического анализа вызвали закономерную критику и общее недоверие к корректности этого подхода. В то же время, связь размеров речного русла и характеристик речного стока несомненна: это непосредственно следует из формул (1)-(3). Неиспользование подобных связей для палеогеографических реконструкций существенно обедняет их.

Сказанное выше заставляет привлекать дополнительные независимые переменные при построении эмпирических морфометрических зависи-

мостей и применять проблемно-ориентированный подход, когда выбор переменных определяется условиями задачи. Основной морфометрической характеристикой палеорусел, определяемой с достаточной точностью, является их ширина при уровне руслонаполнения. Для определения гидрологических характеристик древних рек достаточно реконструировать среднемаксимальный расход  $Q_{\max}$  и среднегодовой расход воды  $Q_{\text{ср}}$ . Такой выбор переменных отвечает физической сущности формирования речного русла всеми расходами воды, проходящими по нему, и учитывает гидрологический режим рек, чего нет в большинстве гидролого-морфологических зависимостей, например, в формуле (4).

Нами были обработаны данные приблизительно по 700 участкам рек с разными типами гидрологического режима, протекающих во всех природных зонах в пределах Русской равнины, Западно-Сибирской низменности и Восточной Сибири. Строилась множественная регрессия, где предикторами являлись средний расход воды  $Q_{\text{ср}}$  и внутригодовая изменчивость стока  $y=100Q_{\text{ср}}/Q_{\max}$ , а откликом – ширина русла при уровне руслонаполнения  $B$ . Предикторы подобраны так, чтобы корреляция между ними была минимальной. Эти переменные связаны эмпирической зависимостью с множественным коэффициентом корреляции 0,82:

$$\lg(B) = 1,38 + 0,581\lg(Q_{\text{ср}}) - 0,31\lg(y). \quad (6)$$

Для реконструкции стока эту связь необходимо трансформировать. Поскольку результаты арифметических преобразований эмпирических регрессионных связей обычно отличаются от прямых построений многомерных регрессий с теми же предикторами и откликом, по тем же данным была проведена прямая оценка регрессионной связи среднего расхода воды с шириной русла и внутригодовой изменчивостью стока

$$\lg(Q_{\text{ср}}) = -1,71 + 1,34\lg(B) + 0,64\lg(y) \quad (7)$$

или

$$0,019B1.34 \left( 100 \frac{Q_{\text{ср}}}{Q_{\max}} \right)^{0.64}. \quad (8)$$

Формула (8) позволяет оценить среднегодовой расход воды в древнем русле на основании измеренной ширины этого палеорусла. Преимущество этой формулы над формулами типа (4) очевидно. Во-первых, показатель степени при ширине существенно меньше двух, что исключает неоправданно большие соотношения древних и современных расходов воды даже при значительных величинах отношения ширин древнего и современного русла. Подобный эффект объясняется тем, что формула (8) включает характеристику гидрологического режима реки, которая отсутствует в формулах типа (4). Такой характеристикой служит внутригодовая изменчивость стока воды – отношение среднегодового и среднемаксимального расходов

воды:  $y = 100 Q_{\text{ср}} / Q_{\text{макс}}$ . Второе преимущество формулы (8) – связь внутригодовой изменчивости стока с размером водосбора реки  $F$  (км<sup>2</sup>) эмпирической зависимостью:

$$y = \left( 100 \frac{Q_{\text{ср}}}{Q_{\text{макс}}} \right) = \alpha F^N. \quad (9)$$

Коэффициенты  $a$  и  $N$  зависят от ландшафтных условий на водосборе и поддаются географическому районированию. Их современные значения для каждого участка реки определяются по гидрологическим справочникам. Кроме того, возможен переход от зависимостей для современных рек к оценкам характеристик древних рек на основе принципа палеогеографической аналогии.

Понятие географической аналогии было введено в гидрологические исследования В.Г. Глушковым [1933] и нашло широкое применение при гидрологических расчетах для малоизученных и неизученных рек. В современной формулировке [Евстигнеев, 1990, с. 113], "...принцип географической аналогии отражает целостность географических ландшафтов и взаимосвязь их элементов, что позволяет предположить близость характеристик стока для речных бассейнов со сходными физико-географическими условиями". Из этого определения следует принцип палеогеографической аналогии [Sidorchuk, Borisova, 2000]: характеристики стока для древних речных бассейнов близки к характеристикам стока для современных бассейнов со сходными физико-географическими условиями.

Для реконструкции стока подбираются современные области, которые по комплексу ландшафтно-климатических признаков являются наиболее близкими аналогами бассейна древней реки. Основными критериями выбора аналога служат его гидроклиматические характеристики, а также рельеф водосбора и наличие вечной мерзлоты. Для больших позднеледниковых палеорек такими территориями-аналогами являются Большеземельская тундра и полуостров Ямал (аналоги для относительно теплых интервалов позднеледниковья) и бассейн р. Вилюя (аналог для относительно холодных периодов позднеледниковья). Размеры русел современных рек в этих регионах близки к размерам позднеледниковых рек с соответствующими площадями водосборов. С учетом значений коэффициентов в формуле (9), полученных для территорий-аналогов, среднегодовой расход воды определяется по зависимости (8), а среднеемаксимальный расход воды – по формуле (9). При этом средняя относительная ошибка оценок стока воды в древних реках составляет 30-40%.

В Большеземельской тундре в бассейне р. Печоры и ее притоков основная часть годового стока воды формируется в половодье, однако существенную долю (20-30%) составляют воды летних паводков. Предполагается [Сидорчук и др., 2008], что в позднеледниковых реках сток проходил только в период короткого и дружного половодья с максимальным расходом воды  $Q_{\text{макс}}$ . Поэтому при расчете параметра внутригодовой неравно-

мерности стока  $u$  для рек Большеземельской тундры по формуле (9) среднегодовой расход воды  $Q_{cp}$  заменяется приведенным к году расходом в период половодья  $Q_{пол}$ :

$$Q_{пол} = 1000 \frac{h_{пол} F}{T}. \quad (10)$$

Здесь  $h_{пол}$  – слой стока в период половодья, мм;  $F$  – площадь водосбора реки в км<sup>2</sup>;  $T$  – число секунд в году; коэффициент 1000 приводит единицы измерения расхода воды к м<sup>3</sup>/с. Параметр внутригодовой изменчивости стока  $u$  изменяется с площадью водосбора реки из-за распластывания волны половодья по длине реки. После модификации этого параметра для рек Большеземельской тундры была получена связь

$$y_m = 2,0F^{0,075}. \quad (11)$$

с коэффициентом достоверности  $R^2 = 0,34$  для водосборов площадью <10000 км<sup>2</sup> и

$$y_m = 0,17F^{0,33}. \quad (12)$$

с коэффициентом достоверности  $R^2 = 0,75$  для более крупных водосборов. Слабая корреляция между  $u$  и  $F$  для небольших речных бассейнов объясняется как недостаточной гидрологической изученностью таких водосборов в условиях тундры и лесотундры, так и относительно малой скоростью распластывания половодья на малых и средних реках. Зависимости (11) и (12) с модифицированным параметром  $y_m$  для рек Большеземельской тундры совпадают с аналогичными связями, полученными для рек бассейна р. Вилюй. Здесь не было необходимости приводить параметр  $u$  к периоду половодья, так как объемы стока за половодье и за год на реках бассейна Вилюя практически одинаковы.

*Оценка пропускной способности речного русла.* Пропускная способность русла для установившегося потока рассчитывается по формулам (1) и (2). Поскольку при геоморфологических исследованиях и бурении по поперечникам измеряются ширина и глубина палеорусел, данная гидравлическая задача сводится к оценке скорости потока  $V$ .

Эмпирическая формула для определения скорости течения воды при равномерном течении и наличии информации о форме живого сечения водотока, его уклоне и шероховатости была получена во второй половине XVIII в. Антуаном Шези (1775) и Пьером Дюбуа (1779) (см. [Лежневский, 1961]). В современном виде это уравнение Шези (2). Для палеорусел уклон свободной поверхности  $I$  должен быть измерен. Эмпирический коэффициент  $C$  в формуле Шези непостоянен для разных водотоков, что открыло специальную область гидравлики – подбор наиболее универсальной эмпирической формулы для его расчета; наиболее популярна формула Маннинга:

$$C = \frac{h^{1/6}}{n}. \quad (13)$$

Во все формулы этого класса входят глубина русла  $h$  и коэффициент шероховатости  $n$ . Значение  $n$  для разных типов дна русла, начиная с работы Е. Гангилле и В. Куттера [1882], представляют в виде таблиц. Наиболее распространены таблицы М.Ф. Срибного [1932] и Чоу [1969], где приведены описания состояния русла и значения  $n$ . Так, например, по [Срибный, 1932] для естественных русел в весьма благоприятных условиях назначается  $n=0,025$ .

Коэффициент шероховатости  $n$  оценивается также по медианному диаметру частиц донных отложений  $d$  (в мм). Тогда коэффициент Шези можно рассчитать, например, с помощью формулы А.В. Караушева [1969]:

$$C = 33 \left( \frac{h}{D} \right)^{1/6} \quad (14)$$

Поскольку формулы (13)-(14) являются эмпирическими, применять их можно только в пределах значений гидравлических характеристик потока, которые были использованы при их выводе, в том числе и тех, которые в формулах присутствуют неявно, в виде эмпирических коэффициентов.

Для уменьшения влияния поперечной неравномерности глубин и шероховатости русла на живом сечении, использованном для расчета, расход воды рассчитывается по формуле Шези способом, принятым в гидрометрии (по средним скоростям на отдельных вертикалях), после чего частные расходы складываются. Расход воды, рассчитанный по скоростям и глубинам потока, осредненным по всему живому сечению, на 2-3% больше рассчитанного по отдельным вертикалям для трапецевидного русла и на 3-5% для треугольного. Относительная ошибка расчета расхода воды складывается из ошибок расчетов по формулам (1) и (2) и в случае использования формулы (13) равна

$$\frac{\Delta Q}{Q} = \frac{\Delta V}{V} + \frac{\Delta h}{h} + \frac{\Delta B}{B} = \ln \left( n \frac{\Delta n}{n} \right) + \frac{5}{3} \frac{\Delta h}{h} + \frac{\Delta I}{2I} + \frac{\Delta B}{B}. \quad (15)$$

Для каждого конкретного случая эта ошибка рассчитывается исходя из точности определения ширины  $B$ , глубины  $h$ , шероховатости русла  $n$  и уклона  $I$ .

Расчеты с помощью формулы Шези с использованием формул (13) – (14) или иных для оценки коэффициента  $C$  проводятся для одного или нескольких живых сечений палеорусла. Поток предполагается установившимся и равномерным; второе условие является определяющим при выборе сечения палеорусла для расчетов. В современных руслах для расчетов  $Q$  по формуле Шези выбираются прямолинейные участки без подпора, растекания или схождения струй потока. В меандрирующих палеоруслах таким условиям соответствуют середины прямолинейных вставок между двумя

соседними излучинами русла, где формируются перекаты, в минимальной степени проявляется продольная и поперечная неравномерность потока и при высоких уровнях подпорные явления невелики. Именно в таком створе наиболее целесообразно закладывать поперечный буровой профиль для изучения формы поперечного сечения палеорусла.

Для оценки шероховатости палеорусла необходимо установить условия его формирования, морфодинамический тип и характерные морфометрические параметры, найти по этим признакам современные реки-аналоги и по данным о шероховатости русел этих рек выбрать подходящую формулу для расчета коэффициента  $C$  в формуле Шези. В долинах рек, где фрагменты палеорусел хорошо выражены, значительная часть современной поймы сформирована в период активности палеорусла, поэтому уклон палеорусла определяется по уклону поверхности поймы вдоль него с учетом извилистости палеорусла.

Расчет расхода воды проводится для некоторого уровня воды в палеорусле. Этот уровень не должен быть низким, так как при низких уровнях воды в русле велика продольная неравномерность потока. Нецелесообразно также назначать этот уровень выше бровок поймы, так как при затоплении поймы возникают сложности с оценкой ее шероховатости. Обычно расчеты проводятся для уровня руслонаполнения в бровках поймы, т.е. оценивается так называемый руслонаполняющий расход воды. В некоторых случаях определить уровень руслонаполнения по поперечному буровому профилю палеорусла бывает довольно сложно. Если живое сечение палеорусла и положение бровок поймы определяются уверенно, ошибка при расчете руслонаполняющего расхода воды примерно такая же, как и при оценке пропускной способности современных русел (10-15%), что существенно меньше, чем при использовании для этих целей метода морфометрических зависимостей. Тем не менее, часто в интерпретации результатов бурения нет однозначности, и ошибка в оценке расхода воды существенно больше, однако структура этой ошибки ясна из формулы (15), и некоторая корректировка вычислений вполне возможна.

Обычно рассчитанный руслонаполняющий палеорасход сравнивается с расходом воды при уровне наполнения современного русла, и на этом основании делается вывод об изменении водоносности реки [Page et al., 2009]. Известно [Маккавеев, 1949], что на большинстве равнинных рек высота т. н. "высокой" поймы близка к уровню среднего половодья, т.е. руслонаполняющий расход  $Q_{рн}$  близок к среднемаксимальному. Следовательно,

$$Q_{ср} = \frac{y}{100} Q_{рн} \quad (16)$$

где  $y = \left( 100 \frac{Q_{ср}}{Q_{макс}} \right)$ .

Коэффициент  $a$  и показатель степени  $N$  для древних рек определяются по данным регионов – аналогов – формулы (11)-(12).

Позднеледниковые большие реки в основном формировали свои русла при большей внутригодовой неравномерности стока, чем современные реки. При этом нужно учитывать, что руслонаполняющий расход зависит также от высоты бровок поймы, которая может существенно изменяться по длине реки даже на относительно небольшом участке. Поэтому формула (16) применима для рек с высокой поймой и малой поемностью.

*Анализ связи скорости потока и крупности донных грунтов.* Скорость потока в формуле Шези можно оценить также по свойствам аллювиальных отложений, которые являются отражением динамики речного потока. Структура аллювия современных рек используется в качестве характеристики поля скоростей в речном русле. Эти представления переносятся на древние аллювиальные отложения; на основании выделения фаций, текстур и типов аллювия дается качественная характеристика динамики древнего речного потока в различных временных масштабах, определяется морфология русла, некоторые его морфометрические показатели. Структура аллювиальных отложений трансформируется в оценки скоростей руслоформирующего потока. Для этого применяются различные формулы расчета критической скорости потока для условий начала движения или начала осаждения частиц разной крупности. Большое значение имеет динамическая фаза режима реки, когда формировались донные грунты, перешедшие в дальнейшем в погребенное состояние.

В исследованиях динамики русловых потоков задача об устойчивости частицы несвязного грунта на дне потока была поставлена в конце XIX века в работах П. Дюбуа и У. Эри (см. [Лелявский, 1961]). Рассматривалось условие предельного равновесия сил, смещающих частицу и удерживающих ее. Было показано, что предельная (критическая) придонная скорость пропорциональна корню квадратному из диаметра частицы или корню шестой степени из веса частицы. В дальнейшем этот подход был использован для получения критерия устойчивости речного русла [Лохтин, 1897; Великанов, 1955] и для оценки критического донного касательного напряжения или критической скорости потока (см. обзоры в [Шамов, 1954; Yang, 1996]). Г.И. Шамов [1954] по данным лабораторного эксперимента получил формулу для  $U_{0д}$  – придонной критической скорости начала движения частиц наносов диаметром  $D$ :

$$U_{0д} = b\sqrt{D} . \quad (17)$$

Здесь  $b$  – эмпирический коэффициент. Для средней по глубине  $h$  критической скорости с использованием степенной эпюры скорости по закону "1/6" формула (17) преобразуется в

$$U_0 = 0,86b\sqrt{D}\left(\frac{h}{\Delta}\right)^{1/6} = 0,86b\sqrt{D}\left(\frac{h}{0,7D_5}\right)^{1/6} = 0,91bD^{1/3}h^{1/6}S^{1/6} = b * D^{1/3}h^{1/6} \quad (18)$$

Здесь  $b^* = 0,91bS_5^{1/6}$ , высота выступов шероховатости  $\Delta$  принимается пропорциональной диаметру самых крупных донных наносов 5% обеспеченности [Гончаров, 1962]. Для однородных грунтов  $D_5=D$ , для неоднородных, по В.Н. Гончарову [1962], вводится аналог коэффициента сортированности  $S_5=D/D_5$ , а обозначение  $D$  относится к среднему диаметру донных грунтов.

Теоретические исследования и измерения критических скоростей в лабораторных лотках показывают, что кривая зависимости критической скорости начала размыва от крупности грунта характеризуется тремя основными участками. Если крупность грунтов больше 1-1,5 мм, то придонная критическая скорость увеличивается с увеличением крупности приблизительно по квадратичной зависимости; это область турбулентного размыва грунтов шероховатого дна. При крупности грунта 0,25-1 мм зависимость критической скорости от крупности грунта становится слабее и в экспериментах иногда не улавливается. В теории исходят из того, что в этой транзитной области диаметр частиц грунта становится близким к толщине ламинарного подслоя в придонной области потока, и критическая скорость становится функцией как гидравлической крупности, так и числа Рейнольдса, вычисленного по диаметру частиц. К.В. Гришанин [1979] указывает, что в транзитной области зависимость между критической скоростью начала перемещения частиц и их крупностью становится более пологой. По аналогии с формулой (18) ее можно представить в виде

$$U_0 = b_1 D^{1/4} h^{1/6} S_5^{1/6}. \quad (19)$$

Переход от квадратичной к транзитной зависимости происходит примерно при числе Рейнольдса  $Re_D = \frac{VD}{\nu} \approx 600$ . Здесь  $V$  – средняя скорость потока,  $\nu$  – кинематическая вязкость воды.

Наконец, согласно теории, при крупности  $<0,1$  мм частицы несвязных грунтов на гладком дне потока полностью погружены в ламинарный подслей, и критическая скорость начала размыва увеличивается с уменьшением крупности грунта. Более существенным является то, что в донных грунтах с крупностью частиц не более 0,1 мм начинает проявляться связность грунта [Мирицхулава, 1970]. Такие частицы в достаточном количестве присутствуют в тонких и мелких песках, а при наличии связности даже в режиме турбулентного обтекания применяются уже иные подходы. Критические скорости для начала размыва таких грунтов существенно больше, чем это следует из формул (18) и (19). Поскольку скорость переноса мелких частиц меньше скорости, необходимой для начала размыва, после размыва они легко транспортируются во взвеси.

В лабораторных исследованиях обычно используются по возможности однородные грунты с малым диапазоном диаметров частиц, но вод-

ный поток при этом остается турбулентным, с распределением скоростей близким к нормальному. В результате начало движения даже одинаковых по размеру частиц носит вероятностный характер [Gessler, 1970]. Выражением этого является выделение нескольких критических скоростей. Так, Г.И. Шамо́в [1954] выделяет нижнюю предельную скорость  $U_{0н}$ , при которой прекращается движение наносов, начальную предельную скорость  $U_0$ , когда начинают сдвигаться отдельные частицы, и верхнюю предельную скорость  $U_{0в}$ , при которой начинается массовое движение донных наносов. Эти скорости соотносятся как

$$0,77U_{0в} = U_0 = 1,2U_{0н} \quad (20)$$

Коэффициент  $b^*$  в формуле (18) равен, соответственно, 5,98, 4,6 и 3,83.

Еще более значима вероятностная природа взаимодействия водного потока и донных грунтов при транспорте наносов в природных условиях. За счет денудации на водосборе, размыва речных берегов и дна в реку поступают частицы наносов самых разных размеров. В турбулентном потоке при локальной установившейся средней скорости перемещаются частицы наносов, размером и количеством соответствующие вероятностному распределению актуальных скоростей. Обычно распределение актуальных скоростей близко к симметричному или слегка асимметричному нормальному распределению [Гринвальд, Никора, 1988]. Из-за нелинейности связи критической скорости начала движения и крупности наносов (18) и (19) симметричное распределение скоростей трансформируется в асимметричное распределение крупности донных грунтов. Это распределение часто аппроксимируют логнормальной функцией, тем более что для этого есть некоторые теоретические основания [Колмогоров, 1941]. Пересчет плотности распределения вероятности скоростей потока  $p_V$  в плотность распределения вероятности диаметров частиц грунта  $p_D$  при наличии трансформных функций (18) и (19)  $V=F_D(D)$  осуществляется по формуле

$$P_D(D = F_V(V)) = P_V(V) \frac{dV}{dF_D} \quad (21).$$

Из-за нелинейности зависимостей (18) и (19) происходит трансформация не только вида функции распределения вероятностей, но и дисперсии распределения. Относительно узкому диапазону скоростей турбулентных пульсаций соответствует гораздо более широкий (не менее чем на порядок) диапазон диаметров частиц наносов, и наоборот.

На рис. 1, построенном в координатах "приведенная средняя скорость  $V / (h^{1/6} \cdot S_5^{1/6})$  – диаметр частиц  $D$ , для несвязных грунтов показаны области аккумуляции (осаждения или остановки перемещения по дну), перемещения во взвеси или влечением и границы между ними, рассчитанные по формулам (18) и (19). Этот рисунок уточняет известный график Ф.

Хьюльстрема [Hjulstrom, 1935] и может быть использован для оценки палеогидравлических условий в древних водотоках.

$$U / (d S_{ss})^{1/6}$$



Рис. 1. Области массового влечения наносов, остановки перемещения по дну, перемещения во взвеси или аккумуляции и границы между ними, рассчитанные по формулам (18) и (19) по данным измерений: на р. Терек (1) в верхнем и среднем течении, (1a) ниже устья р. Сунжи, (1б) на выходе в море; (2) на р. Вычегде на Нижне-Шешуровском перекате; (3) на р. Нигер ниже впадения р. Бенуэ; на р. Яне (4) в низовьях и (4a) на устьевом баре; (5) на р. Чулым в районе с. Белый Яр.

Натурные данные, использованные для верификации зависимостей, показанных на рис. 1, получены на реках Терек, Вычегде, Яне и Нигере. На р. Терек выше Терско-Кумской низменности русловой аллювий представлен валунами и галькой, для которых характерны отдельные подвижки; их массовое перемещение наблюдается только во время мощных паводков. Данные для рис. 1 по р. Терек получены во время небольшого паводка [Лодина и др., 1987], так что положение точек на графике в основном между линиями нижней и верхней критических скоростей соответствует динамике аллювия. Ниже Терско-Кумской низменности русловой аллювий р. Терек становится песчаным; здесь происходит массовое перемещение частиц аллювия и их взвешивание. На выходе в Каспийское море, в новой дельте р. Терка в условиях растекания речной струи на взморье наблюдается осаждение тонких песков и крупных алевритов при скоростях потока менее 0,4 м/с. Аналогичные условия складываются в дельте р. Яны [Коротаев и др., 1978]. Вдоль протоки Главное русло активно смещаются средние и мелкие пески, которые откладываются на выходе на устьевой бар при скоростях потока около 0,6 м/с, а на гребне бара откладываются крупные алевриты при скоростях течения 0,2-0,4 м/с. На р. Вычегде на Ниж. Шешуровском перекате крупные пески и гравий в основном активно перемещаются в виде системы гряд, но на отдельных участках замедления потока двигаются

только отдельные частицы [Сидорчук, 2000]. Такая же картина наблюдалась в русле р. Нигер [Сидорчук, 1983]. В целом можно констатировать, что данные измерений на естественных реках не противоречат формулам, полученным на основании лабораторного эксперимента. Для транзитной области перемещения наносов для нижней огибающей поля точек (нижняя предельная скорость) получен коэффициент в формуле (19)  $b_1=2,3$ ; для верхней предельной скорости  $b_1=3,6$ .

С увеличением скоростей потока массовое перемещение частиц аллювия влечением по дну и сальтацией сменяется взвешиванием частиц. А.В. Караушев [1977] приводит главные критерии, по которым можно судить о критической скорости потока для начала этого процесса. Если средние по глубине вертикальные скорости турбулентных пульсаций  $\omega$  становятся больше, чем гидравлическая крупность частиц  $V_{ГК}$ , эти частицы находятся во взвеси. Соответственно, при  $V_{ГК} > \omega$  начинается выпадение частиц наносов из взвеси. Для вычисления этих величин А.В. Караушев [1977] получил эмпирические формулы:

$$\omega = 0,8\delta_v = \frac{V}{\sqrt{N}}, \quad (22)$$

$$N = \frac{(0,7C - 0,6)C}{q}, \quad (23)$$

$$N_{ГК} = (2,4\Theta - 0,7)\sqrt{\frac{\rho_H - \rho}{\rho}}gD \quad (24)$$

для квадратичной области обтекания частиц и

$$V_{ГК} = (1,6\Theta - 0,16)\sqrt{\frac{\rho_H - \rho}{\rho}}(68D - 0,003)k_T \quad (25)$$

для транзитной области.

В этих формулах  $\sigma_v$  – среднее квадратическое отклонение вертикальных пульсаций скорости,  $C$  – коэффициент Шези,  $\Theta$  – критерий формы частицы (рекомендуемое значение 0,8),  $\rho_H$  и  $\rho$  – плотность частиц грунта и воды,  $k_T$  – температурный поправочный коэффициент (равен 1 при температуре 15°C).

В работе [Караушев, 1977] приведена эмпирическая формула, где среднее квадратическое отклонение вертикальных пульсаций скорости определяется через придонную скорость потока

$$\sigma_v = 0,023 \frac{V}{h^{0,22}}. \quad (26)$$

Если применяется закон "1/6" для вертикальной эпюры скорости (как в формулах (18) и (19)), то это выражение преобразуется в

$$\sigma_v = b_2 V \left( \frac{D_{95}}{h} \right)^{1/6}. \quad (27)$$

Верификация формул (22), (26) и (27) проведена по натурным данным, полученным на реках Нигере [Сидорчук, 1983] и Тереке [Алексеевский, Сидорчук, 1990], где были поставлены измерения гидравлических характеристик потока и гранулометрического состава донных и взвешенных наносов. Формула (22) существенно завышает вертикальные скорости пульсаций, при которых частицы наносов соответствующей гидравлической крупности появляются во взвеси. Но если в этой формуле использовать не среднюю, а придонную скорость потока  $V_d$ , вычисленную по закону "1/6"

$$\varpi^* = \frac{V_d}{\sqrt{N}} \left( \frac{D_5}{h} \right), \quad (28)$$

то соответствие измеренных и рассчитанных величин становится вполне удовлетворительным. Формулу (28) можно использовать для оценки гидравлической крупности наносов, переходящих в осадок при заданных характеристиках потока. Формула (27) с коэффициентом  $b_2=0,065$  также дает вполне удовлетворительные результаты.

Таким образом, по крупности аллювия палеорусел можно оценить критические скорости палеопотоков. При этом следует иметь в виду, что методы расчета критических скоростей дают некий диапазон значений, обычно  $\pm 20-30\%$  от среднего. Эти цифры можно принять в качестве точности палеогидрологических реконструкций по крупности частиц аллювия.

Существенным ограничением этого метода является отсутствие возможности по крупности аллювия определить другие характеристики палеопотока, кроме его скорости. Такая величина, как глубина потока, необходимая для правильного расчета скорости, должна быть оценена по другим признакам – текстурам аллювия, морфометрии палеорусел и т.п. Поэтому оценка скорости палеопотока по крупности аллювия обычно дополняет и уточняет палеогеоморфологические и палеогидрологические построения, выполняемые другими методами.

*Палеофлористический метод реконструкции гидроклиматических условий.* Для независимых реконструкций палеоклиматов и стока воды в древних реках нами применяется географическая аналогия, модифицированная для палеорек, – так называемый метод палеогеографических аналогов [Sidorchuk, Vorisova, 2000]. Метод количественных палеоклиматических реконструкций по палеофлористическим данным – так называемый метод ареалограмм – был предложен В.П. Гричуком [1969]. Поскольку границы области распространения (ареала) растения определяются преимущественно его потребностями в теплообеспеченности и влажности, то климатические условия (основные гидроклиматические показатели) в районе, где в настоящее время совместно произрастает большинство видов ископаемой флоры (в так называемом районе-аналоге, или центре концентрации палеофлоры), должны соответствовать условиям места и времени формирования данной ископаемой флоры. Положение такого центра концентрации определяется путем 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. Количественные палеоклиматические реконструкции по палеоботаническим данным базируются на анализе климатических параметров, пригодных для обитания тех или иных видов растений, и на учете присутствия этих видов в составе ископаемой флоры. Для реконструкций палеоклимата по палеофлористическим данным могут быть использованы определения видов растений как по макроостаткам (плоды и семена, листья, древесина и проч.), так и по пыльце и спорам. Предполагается, что и по составу фитоценозов эта территория является ближайшим современным аналогом для места и времени формирования данной палеофлоры, и именно для таких районов оцениваются гидроклиматические характеристики.

Для анализа оценок расходов воды в палеореках с изученной морфометрией проведены определения основных климатических показателей в районах – аналогах, полученных по ископаемым флорам из опорных разрезов (рис. 2), где был проведен спорово-пыльцевой анализ датированных флювиальных отложений, заполняющих фрагменты голоценовых (нижняя Вычегда) [Sidorchuk et al., 2001] и поздневалдайских палеорусел (р. Москва) [Sidorchuk et al., 2009].

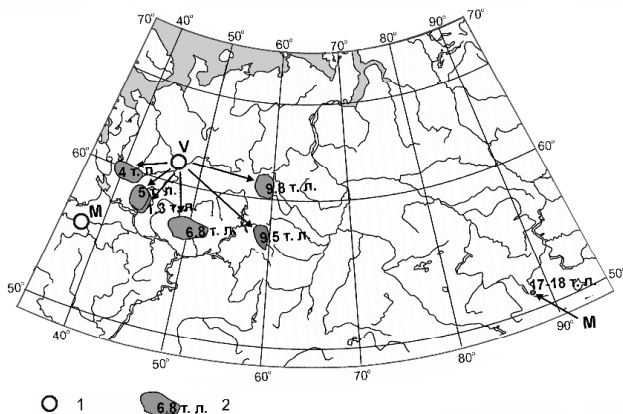


Рис. 2. Места находок палеофлор (1) и соответствующие им центры концентрации (2) с указанием калиброванного возраста палеофлоры (тыс. лет). Индексы: М – д. Остров (р. Москва); V – д. Байка (р. Вычегда)

По этим флорам были построены центры современной концентрации видов растений и количественно оценены климатические характеристики районов – аналогов для интервала 17-18 тыс. лет назад и для большей части голоцена, с 10 тыс. лет назад до современности (здесь и далее приведен калиброванный возраст). Реконструированы температуры воздуха, слой

осадков и слой стока, а также параметр внутригодовой неравномерности стока воды в местах обнаружения палеофлор.

### **Результаты гидроклиматических реконструкций**

*Большие палеорула поздневалдайского возраста.* Внутри валдайского позднеледниковья наибольший интерес представляет период 17-18 тыс. лет назад, когда на огромной территории перигляциальной зоны Земли были активны большие реки с шириной русла в 5-15 раз больше современной. На равнинах умеренного пояса обоих полушарий Земли на поймах рек и на первых террасах широко распространены фрагменты извилистых палеорусел (староречья) с шириной русла  $B$  и шагом излучин  $\lambda$ , существенно превышающими ширину и шаг излучин у современных рек (макроизлучины). В северной части Евразии они обнаружены от лесотундры до сухой степи, а в Северной Америке распространялись до субтропиков [Sidorchuk, 2003]. Подобные палеорула практически отсутствуют на территориях, которые перекрывались поздневалдайским (висконсинским) ледником; там они выявлены только в областях развития приледниковых озер. Большие палеорула единичны в зоне тундры и лесотундры. Как правило, у рек этой зоны размеры современных излучин русла близки к размерам староречий на пойме и низких террасах. Для определения условий формирования больших древних палеорек существенно, что их размеры близки к размерам современных рек арктического и субарктического поясов [Сидорчук и др., 2008].

Во внеледниковой области фрагменты макроизлучин особенно часто встречаются на равнинах Северной Евразии. В северной части этой области (в современной лесной зоне) реки нередко имеют врезанные излучины, тогда как большие староречья сохранились на низких террасах. На юге внеледниковой области (в современной лесостепи) большие палеорула обычны в пределах поймы. Здесь обширные древние унаследованные поймы сохранили режим затопления и соответствующий ландшафт. Современные реки меандрируют узкими лентами среди этих унаследованных пойм, изменяя первоначальный рельеф только в прирусловой зоне. Именно этим объясняется несоответствие размеров русла и днища долины, впервые отмеченное В.В. Докучаевым [1878] для многих малых и средних рек левобережья нижнего Днепра.

На равнинах Северной Евразии, где плотность распределения фрагментов больших палеорусел позволяет провести изолинии отношений ширин древних  $B_d$  и современных  $B_c$  русел, выявляются два центра максимальных значений  $B_d/B_c = 10-16$ : на левобережье р. Днепра и в среднем течении р. Тобола [Панин и др., 2011]. Эти центры расположены вдоль южной границы нахождения фрагментов больших палеорек, которая в основном совпадает с южной границей распространения вечной мерзлоты во время максимума последнего оледенения. Величина  $B_d/B_c$  убывает к северу и востоку от каждого центра. Восточная граница первой области проходит по Уральским горам и второй – по западу Среднесибирского плоскогорья и

Енисейскому кряжу. Северная граница этих областей совпадает с границей максимума последнего покровного оледенения и с границей современной Субарктики.

Возраст больших палеорек равнин Северной Евразии, Западной Европы и Северной Америки определен по данным радиоуглеродного и пыльцевого анализов отложений начала заполнения палеорусел [Панин и др., 2011; Сидорчук и др., 2008; Arbogast et al., 2008; Gabris, Nador, 2007; Leigh, 2006; Starkel, 1995; Vandenberghe, 2003]. Их формирование происходило 12–16 тыс. радиоуглеродных лет назад, т.е. в конце плейстоцена и в позднеледниковье. Широкое распространение больших палеорусел в долинах рек умеренного пояса Земли свидетельствует об изменениях водоносности рек на этой огромной территории. Такие изменения нельзя объяснить локальными факторами, такими, как озерный генезис аномально широких пойм рек [Докучаев, 1878] или перехватами водосборов рек [Davis, 1895]. В большинстве случаев не оправдывается и гипотеза о формировании палеорусел стоком талых ледниковых вод [Квасов, 1975]. Несомненно, такие палеорусли формировались при прорывах приледниковых озер, и некоторые из них образовывали макроизлучины. Меандрирующие ложбины стока талых ледниковых вод древнее позднеледниковых палеорусел и обычно характеризуются существенно большими размерами [Sidorchuk et al., 2011]. Очень часто реки с позднеледниковыми макроизлучинами потеряли связь с ледниковыми водами раньше начала формирования больших палеорусел (например, в бассейне Днепра), или такой связи никогда не было (в бассейне Дона). Поэтому более правдоподобными выглядят объяснения этого феномена климатическими изменениями – температуры воздуха и осадков, предложенные Г. Дьюри [Dury, 1965] и И.А. Волковым [1963]. Однако оценка масштабов таких изменений требует тщательного геоморфологического и палеогеографического анализа.

Для поздневалдайского времени был выявлен регион-аналог по ископаемой флоре из отложений, заполняющих палеоруслу р. Москвы у д. Остров [Sidorchuk et al., 2009] Он расположен на Алтае, к югу от Телецкого озера, в бассейне нижнего течения р. Чулышмана (см. рис. 2). В этом районе сочетаются сообщества альпийских лугов и горной тундры, лиственничных и кедровых лесов. Климат района холодный и влажный: средняя температура июля 12°C, января – -19°C, годовой слой осадков 850÷950 мм. Исходя из зимних температур воздуха в этом регионе-аналоге, коэффициент стока для периода половодья можно принять равным 0,8. Это дает слой стока воды 680÷760 мм, или в 3,7–4,2 больше современного в бассейне р. Москвы.

Для бассейна р. Москвы у д. Остров с площадью водосбора 8170 км<sup>2</sup> параметр внутригодовой изменчивости стока  $u$ , рассчитанный по формуле (9), равен 3,9. С этим значением метод морфометрических зависимостей при ширине палеоруслу 530 м показал среднегодовой расход воды 200 м<sup>3</sup>/с и слой стока 790 мм. По морфометрии фрагментов этого палеоруслу и

полученному бурением поперечному профилю также проведены оценки стока воды. Гидравлический метод показал расход воды при руслонаполнении  $5400 \text{ м}^3/\text{с}$ . При значении  $y=3,9$  среднегодовой расход составляет  $210 \text{ м}^3/\text{с}$ . Сравнение значений годового слоя стока, полученных тремя методами, показывает их вполне удовлетворительное соответствие: относительная ошибка не превосходит 11%.

Еще для двух поздневалдайских палеорусел, расположенных в бассейнах рек Протвы и Свапы [Sidorchuk et al., 2009; Borisova et al., 2006], можно сопоставить результаты расчета палеостока, проведенные двумя разными морфометрическими методами. Здесь также соответствие полученных значений вполне удовлетворительное: относительная ошибка не превосходит 12%.

Отложения, заполняющие глубокий плес большого палеорусл [Панин и др., 2001; Borisova et al., 2006], откладывались на этапе его отмирания, скорее всего, в режиме его заиления. По каждому диаметру отложенных наносов была рассчитана критическая скорость потока. Для мелких частиц по формуле (28) рассчитана скорость, при которой начинается осаждение. Для частиц крупнее  $0,25 \text{ мм}$  по формуле (18) с  $b^* = 2,3$  рассчитана скорость, при которой прекращается их движение в виде влекомых наносов. Повторяемость диапазона скоростей будет равна повторяемости соответствующей фракции крупности наносов. Данные таблицы 3 показывают, что при заилении большого палеорусл Сейма преобладали скорости потока в диапазоне  $0,11\text{-}0,31 \text{ м/с}$  (60-80% времени). Сравнительно редко (обычно до 4%, но в отдельных случаях до 25% времени) скорости потока были более  $0,31 \text{ м/с}$ .

Пример такого расчета для палеорек с площадями водосборов  $> 7000 \text{ км}^2$  в бассейнах рек Днепра и Дона приведен на рис. 3.

Средний слой стока на этих водосборах с ландшафтом перигляциальной лесостепи составлял  $298 \text{ мм}$ . На полуострове Ямал, который является наиболее близким современным ландшафтно-климатическим аналогом позднеледниковых бассейнов Днепра и Дона, годовой слой стока составляет  $230 \text{ мм}$ . Слой стока за период половодья на исследованных водосборах равен  $340\text{-}240 \text{ мм}$  при запасах воды в снеге  $380\text{-}240 \text{ мм}$  (табл. 3.1 в [Бобрвицкая и др., 1999]). Потери в период снеготаяния часто равны нулю и не превышают 25%. Таким образом, реконструированный годовой объем стока воды с перигляциальных водосборов Днепра и Дона около  $275 \text{ км}^3$ . Эта величина укладывается во вполне разумные рамки климатических характеристик Арктики и Субарктики и не требует для своего обоснования каких-либо экстраординарных климатических гипотез, хотя сток позднеледниковых больших рек был в 3,3 раза больше современного.

*Голоценовые палеорусл.* Многие из систем древних русел, выявляемых на поймах рек, имеют ширину и размеры излучин меньше, чем у современных русел. Часто это связано с формированием пойменной многоруканности, образованием пойменных проток, размеры которых меньше

размеров основного русла и могут варьировать в самых широких пределах. Иногда это следы блуждания притоков на поймах основных рек. Такие морфологические элементы не могут использоваться для палеогеографических реконструкций. Однако на многих участках речных долин малые размеры староречий и вееров блуждания древних русел трудно объяснить этими эффектами. Обычно такие участки приурочены к областям относительного сужения поймы. Иногда следы единого древнего меандрирующего русла малых размеров прослеживаются как на правобережных, так и на левобережных массивах поймы, а современное русло с более крупными излучинами занимает осевое положение. В других случаях следы единого древнего меандрирующего русла малых размеров прослеживаются на участках с односторонней поймой и прижатым к коренному (террасовому) берегу руслом.

В работе [Сидорчук и др., 2012] выделено 55 участков, где на поймах достоверно выделяются следы единого древнего меандрирующего русла с шагом излучин меньшим, чем у современного русла. С увеличением количества космических снимков высокого разрешения число этих участков будет увеличиваться, но общая картина видна уже сейчас. В зоне тундры таких участков не обнаружено, но в лесотундре малые древние русла представлены (р. Хадуттэ). Наибольшее количество таких участков выделяется в лесной зоне, в основном, в хвойных лесах северо-востока ЕТР, особенно в бассейнах рек Вычегды и Вятки. Малые древние русла есть в зоне широколиственных лесов (р. Десна), в лесостепи (р. Иртыш у Омска), в степи (реки Дон, Северский Донец). Большинство участков приходится на Восточно-Европейскую равнину и на Западно-Сибирскую низменность, их меньше на низменностях Восточной Сибири (р. Тюнг) и в низовьях р. Яны. В западной части Евразии малые староречья видны на притоках верхнего Днепра, на р. Немане, на р. Западном Буге и на верхнем Днестре, в Западной Европе малые староречья на поймах рек не выделяются.

Соотношение ширин древних малых и современных русел изменяется на разных реках от 0,32 до 0,99. Хотя количество исследованных участков и невелико, видна общая тенденция к увеличению этого соотношения как на север, так и на юг от 57-58° с.ш., и как на восток, так и на запад от 50° в.д.. Размеры древних малых русел наиболее существенно отличаются от размеров современных русел в бассейне Вятки и в бассейне среднего Иртыша. Крутизна древних излучин повсеместно была больше, чем современных. Прослеживается слабая тенденция к увеличению соотношения крутизны излучин на восток и на запад от 50° в.д.

Возраст малых палеорек равнин Северной Евразии определен по данным радиоуглеродного и пыльцевого анализов старичных отложений. А.В. Чернов и Л.М. Гаррисон [1981] оценивают время формирования меандрирующего русла верхней Оби 6,5-3 тыс. лет назад, после чего здесь произошла трансформация русла в многорукавное. Наши радиоуглеродные да-



метр  $y$  был близок к современному:  $y = 15$ . Среднегодовой расход раннебореального русла, вычисленный по его ширине с учетом значения параметра  $y$ , составлял около  $1600 \text{ м}^3/\text{с}$ , среднемаксимальный расход воды был около  $10650 \text{ м}^3/\text{с}$  [Sidorchuk et al., 2001]. Годовой слой стока составлял 420 мм. С учетом коэффициента стока в регионе-аналог это дает годовой слой осадков 935 мм – максимальный за всю последнедевонскую историю р. Вычегды.

Меандрирующее палеорусло "В", расположенное на самой древней поверхности среднего террасового комплекса (I надпойменной террасы), было заилено в конце бореального периода, около 9,5 тыс. лет назад (см. рис. 4). Его средняя ширина составляет 600 м, а шаг излучин – 3500 м, уклон –  $0,07-0,08\%$ . Из системы палеорусел в низовьях р. Вычегды оно имеет наименьшие размеры. Столь же малы (по сравнению с современными) староречья на пойме р. Виледи – левого притока р. Вычегды, образованные в раннеатлантическое время – около 8,5 тыс. лет назад.

Имеются две палеофлоры, датированные около 9,5 и 6,8 тыс. лет назад (см. рис. 2). Современный флористический аналог возрастом 9,5 тыс. лет назад находится в верховьях р. Чусовой. Здесь южная темнохвойная горная тайга уральского типа граничит с темнохвойными лесами. Континентальность климата оставалась высокой; температура января была на  $2,5^\circ\text{C}$  ниже современной, температура июля почти на  $1^\circ\text{C}$  выше; годовой слой осадков несколько меньше современного (630 мм). Регион-аналог для флоры возрастом 6,8 тыс. лет назад находится в средней части бассейна р. Вятки, покрытого хвойно-широколиственными лесами. Летние температуры в низовьях р. Вычегды превышали современные почти на  $2^\circ\text{C}$  в тот период, а зимние соответствовали современному уровню. Безморозный период был почти на месяц длиннее, чем сейчас. Осадков выпадало около 640 мм. Годовой коэффициент стока в обоих регионах-аналогах около 0,3. Параметр  $y$  для первого региона-аналога равен 12, для второго – 8. Внутригодовая неравномерность стока за период 9,5-6,8 тыс. лет назад увеличивалась, продолжая тенденцию, характерную для более раннего времени.

Расчет стока для времени формирования палеорусла "В" проведен по измеренной ширине палеорусла и интерполированном значении параметра  $y = 12$ . Сильная изогнутость грив, малые ширина и шаг извилин русла показывают, что водоносность пра-Вычегды резко уменьшилась. Среднегодовой расход воды, судя по ширине палеорусел, снизился до  $485 \text{ м}^3/\text{с}$ , среднемаксимальный расход воды – до  $4145 \text{ м}^3/\text{с}$ . Годовой слой стока составлял 125 мм. На исследованном участке поймы р. Вычегды в это время (примерно между 7,3 и 8,8 тыс. лет назад) прервалось осадконакопление [Sidorchuk et al., 2001].

Маловодье конца бореального времени продолжалось в раннеатлантическое время. Ширина и шаг излучин раннеатлантического русла р. Виледи соответствуют среднему расходу воды  $29 \text{ м}^3/\text{с}$ , что в 1,6 раз меньше современного. Регион-аналог низовьев р. Вычегды атлантического времени характеризуется малым количеством осадков и относительно высоким ис-

парением (см. рис. 2). По-видимому, минимальный сток воды на р. Вычегде приходился на конец этого времени, примерно 6,8 тыс. лет назад.

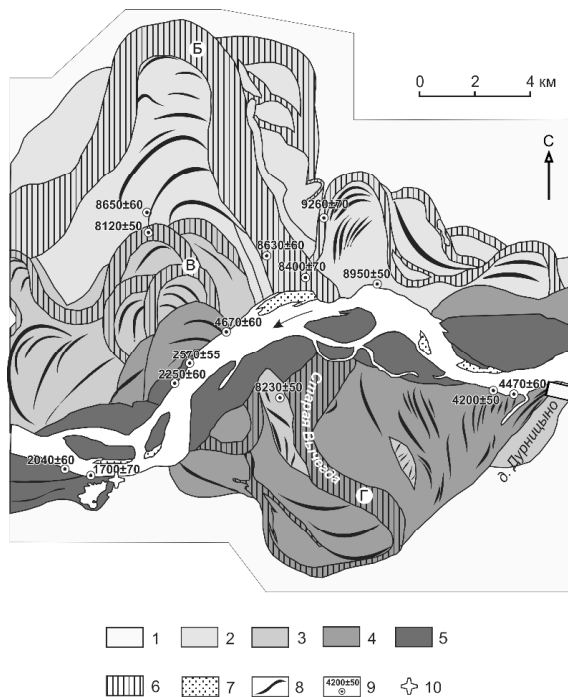


Рис. 4. Система голоценовых палеорусел нижней Вычегды (ниже г. Сольвычегдска).

Индексы: 1 – третья терраса; 2 – вторая терраса; 3 – первая терраса; 4 – верхние ступени поймы; 5 – нижние ступени поймы; 6 – палеоруслу; 7 – современное русло и высокие пески; 8 – гривы на террасах и пойме; 9 – радиоуглеродные даты; 10 – положение палинологически изученного разреза у д. Байка. Б, В и Г – индексы палеорусел, обсуждаемых в тексте.

В рельефе поймы р. Вычегды хорошо сохранились массивы наиболее древних пойменных ступеней – 4-й и 3-й, с сегментно-гривистым первичным рельефом, указывающим на меандрирование пра-Вычегды во время их формирования. Начало их образования относится к суббореальному периоду голоцена – около 5 тыс. лет назад. Эти ступени составляют шпоры двух крупных смежных палеоизлучин, расположенных слева от современного русла Вычегды и занятых сейчас протокой Старая Вычегда. По рисунку пойменных грив видна последовательность смещения и искривления этих палеоизлучин. В районе д. Дурнищино (см. рис. 4) за время между 4200 и 4470 С<sup>14</sup> лет (чему соответствует после калибровки довольно неопределенный отрезок времени в 215-425 календарных лет) назад русло смести-

лось на 440 м, следовательно, скорость смещения на стадии еще пологой излучины составляла 1-2 м/год.

Регионы-аналоги, полученные по флорам возрастом около 5,0 и 4,0 тыс. лет назад, показывают существенное уменьшение континентальности климата. Современный аналог флоры возрастом около 5 тыс. лет назад выявлен в северной части южной тайги в бассейне р. Унжи (см. рис. 2). Район-аналог флоры возрастом 4 тыс. лет назад находится в бассейне р. Сухоны, у северной граница южной тайги, в области широкого распространения торфяных болот. Для этого времени впервые отмечено превышение температур января ( $-13^{\circ}\text{C}$ ) над современными на  $1^{\circ}\text{C}$ , а температуры июля ( $18^{\circ}\text{C}$ ) были на  $1^{\circ}\text{C}$  ниже, чем в предыдущую стадию. Выпадало несколько больше осадков (720 и 750 мм соответственно), слой стока был 250 и 300 мм.

В начале суббореала внутригодовое распределение стока воды характеризовалось малой изменчивостью ( $y = 17$ ). Это соотносится со значительной кривизной омеговидных излучин палеорусла. Согласно расчету по морфометрическим зависимостям, в начале этапа среднегодовой расход воды составлял  $910 \text{ м}^3/\text{с}$ , среднемаксимальный расход – около  $5300 \text{ м}^3/\text{с}$ . Расчеты гидравлическим методом дают несколько меньший расход при руслонаполнении –  $4150 \text{ м}^3/\text{с}$ . Слой стока был 240 мм. Исходя из коэффициента стока по регионам – аналогам, годовой слой осадков составлял 685 мм. Изменчивость стока увеличилась в конце суббореального времени:  $y = 10$ . Судя по датировкам отложений в староречье палеорусла "Г" у п. Вычегодский (см. рис. 4), оно в этот период уже было отшнуровано от основного русла. Вероятно, морфодинамический тип русла изменился: оно стало разветвленно-извилистым, подобным современному. Излучины, которые формировались в период 4-5 тыс. лет назад, были спрямлены и начали отмирать. В таком случае, расчеты по морфометрическим зависимостям для конца суббореала дают средний расход воды  $990 \text{ м}^3/\text{с}$ , среднемаксимальный –  $98700 \text{ м}^3/\text{с}$ , слой стока и слой осадков – 260 и 585 мм соответственно [Sidorchuk et al., 2001].

В начале субатлантического периода начали формироваться нижние ступени поймы. Расчеты по морфометрическим зависимостям показывают, что максимальный годовой сток воды в субатлантике мог быть около 1,3 тыс. лет назад, но в регионе-аналоге соответствующего возраста сток меньше. К настоящему времени среднегодовой расход воды уменьшился до  $1160 \text{ м}^3/\text{с}$ , количество осадков составляет 700 мм в год.

В целом соответствие величин слоя стока, полученных морфометрическими методами и по регионам-аналогам, вполне удовлетворительное. Относительная ошибка между этими величинами составила  $\pm 23\%$ , что укладывается в точность оценок стока воды в рамках геоморфологических подходов.

## Заключение

Геоморфологические подходы к оценке величины речного стока в геологическом прошлом хорошо вписываются в систему методов определения гидрологических характеристик неизученных водосборов. Морфометрические зависимости, формулы гидравлики, методы вычисления критических скоростей потока, математические модели формирования русел позволяют получать количественные оценки стока воды в древних реках.

Морфометрические и литологические индикаторы стока воды в древних реках – морфометрия палеорусел на горизонтальной плоскости (ширина палеорусел и шаг излучин) и на поперечных вертикальных разрезах (характеристики живого сечения), крупность частиц аллювиальных отложений сравнительно несложно выявляются в ходе полевых и камеральных исследований обширных территорий. Достаточно часто имеется палеогеографическая (в первую очередь, палеофлористическая) информация для применения палеогеографической аналогии, необходимой для реализации геоморфологических подходов. Хотя палеофлористический анализ сложнее стандартного пыльцевого анализа, так как требует определения растений до вида и лишь в особых случаях до рода, результативность метода ареалограмм существенно превосходит возможности многих других способов получения палеоклиматических данных.

Геоморфологический подход к палеогеографическим реконструкциям опирается на метод актуализма, который использует аналогию как главный принцип. Применение аналогии при отсутствии теоретического обоснования требует очень осторожного отношения к применяемым эмпирическим связям. Если восстанавливается сток древних рек по морфологии современных рек, то применяемые эмпирические морфометрические зависимости для современных рек должны охватывать как можно более широкий диапазон условий формирования, чтобы в этот диапазон попадали и палеоусловия формирования древних рек. Морфометрические зависимости должны строиться для небольшого числа переменных, что с одной стороны определяется скудностью информации о древних реках, а с другой – необходимой точностью обычно применяемой множественной регрессии. Должна быть возможность измерить (найти в справочниках) значения всех переменных, как для современных, так и для древних рек. Выбор переменных также диктуется условиями задачи, так как зависимость должна быть и физически обоснованной, и практически целесообразной. Для расчета стока древней реки, которая формировалась в некоторых палеогеографических обстановках, выбирается морфометрическая зависимость, построенная для современных рек, существующих в аналогичных ландшафтно-климатических условиях. Выбор условий формирования древней реки опирается уже не только на геоморфологические, а и на более общие палеогеографические соображения.

Гидравлические методы реконструкции расходов палеорек базируются на хорошо разработанных методах для оценки пропускной способности современных речных русел. Существует обширная справочная литература по применению этих методов. Хотя задача оценки гидравлических сопротивлений еще далека от теоретического решения, большой накопленный эмпирический материал позволяет проводить расчеты пропускной способности русел с точностью 10-15%. Такая же точность доступна для оценки руслонаполняющего расхода в палеорусле при правильном выборе расчет-

ного живого сечения и реконструкции его морфометрии: отметок бровки поймы, ширины палеоруслу на этих отметках, средней глубины и уклона. При этих условиях гидравлические методы восстановления расходов воды древних рек дают существенно более определенные результаты, чем при использовании метода морфометрических зависимостей. Недаром эти методы получили широкое распространение для оценок катастрофических палеорасходов воды по отметкам высоких вод в слабо деформируемых руслах [Baker, 1994].

Для деформируемых палеорусел неопределенность в оценке древних расходов воды существенно увеличивается. Изменение формы живого сечения палеорусла в процессе его захоронения, неясность в определении литологических контактов руслового аллювия и толщи заполнения, неточности в определении уклона палеорусла, приводят к увеличению ошибки этой оценки. Следует отметить, что эти же факторы увеличивают ошибки реконструкции палеорасходов воды и другими методами, например, с помощью морфометрических зависимостей. Но если в последнем случае ошибка метода неявна и определяется по разбросу эмпирических связей, то ошибка гидравлических расчетов описывается конкретными точными формулами типа (15), а поэтому ясны пути ее уменьшения. Переход от руслонаполняющего расхода к среднему расходу воды осуществляется уже по эмпирическим связям, таким, как формула (16). Это существенно снижает точность расчетов, так как ошибки эмпирических зависимостей неявны и их сложно уменьшить. Поэтому точность гидравлического и морфометрического методов при оценке среднего расхода воды примерно одинакова и составляет около 30-40%.

Хорошая теоретическая и экспериментальная проработка проблемы начала движения донных грунтов и осаждения взвешенных наносов создала возможность реконструкции скоростей палеопотоков по данным измерения крупности частиц наносов в аллювиальных отложениях. Нелинейность зависимости критических скоростей от диаметра частиц грунта также способствует этим реконструкциям, поскольку широкому диапазону размеров перемещаемых частиц соответствует довольно узкий диапазон скоростей потока, необходимых для этого перемещения. В результате при правильном отборе образцов аллювия и корректной оценке конкретной динамической обстановки формирования аллювиальной толщи можно восстановить как среднюю скорость потока, так (иногда) и интенсивность его турбулентности. При этом нужно иметь в виду, что методы расчета критических скоростей дают некий диапазон значений, обычно  $\pm 20-30\%$  от среднего. Эти цифры можно принять в качестве точности палеогидрологических реконструкций по крупности частиц аллювия. Существенным ограничением этого метода является невозможность определения других характеристик потока, кроме его скорости, по крупности аллювия. Такая величина, как глубина потока, необходимая для правильного расчета скорости, должна быть оценена по другим признакам – по текстурам аллювия, морфометрии палеорусел и т. п. Поэтому оценка скорости потока по крупности аллювия обычно дополняет и уточняет палеогеоморфологические и палеогидрологические построения, выполненные другими методами.

Практическое применение описанных выше методов для восстановления стока больших позднеледниковых палеорек умеренного пояса

земного шара дало результаты, которые существенно уточняют знания о палеогеографической обстановке этого времени. Выяснилось, что среднегодовые расходы этих больших рек с шириной русла, в 5-15 раз превышающей современную, были только в 2-4 раза больше расходов современных рек. Этот сток был образован при годовом количестве осадков, примерно равном или лишь немного превосходящем современное, поэтому привлечение сложных климатических гипотез, объясняющих появление большого количества воды, не требуются. Главными причинами увеличения стока являлись: 1) длительный зимний период с накоплением достаточных влагозапасов (300-700 мм); 2) короткое и дружное половодье; 3) очень малые потери стока во время этого половодья и максимальные расходы в 5-10 раз больше среднегодовых. Этого сочетания было достаточно для того, чтобы успели сформироваться широкие и глубокие русла рек перигляциального пояса. Всю остальную часть года эти русла практически пересыхали, поэтому среднегодовой расход воды был существенно меньше расхода половодья.

Результаты расчетов стока воды с помощью разных геоморфологических индикаторов вполне удовлетворительно соответствуют друг другу и данным, полученным по палеогеографической аналогии палеофлористическим методом. Вследствие этого создается возможность картографирования характеристик стока древних рек, таких как среднегодовой и среднемаксимальный расход воды, для определенных этапов в прошлом на обширных территориях. Для равнин Северной Евразии такие карты построены на основе использования морфометрических зависимостей и палеогеографической аналогии как для отдельных речных бассейнов (Волги, Дона, Днепра) [Sidorchuk et al., 2009, 2011], так и для всей территории для оптимума голоцена около 7 тыс. лет назад и для времени начала терминации валдайского ледникового покрова 17-18 тыс. лет назад [Сидорчук и др., 2008, 2012].

Геоморфологические подходы к оценке стока древних рек не лишены недостатков. Ошибки оценок морфометрических характеристик древних рек часто довольно велики, особенно при использовании буровых поперечных профилей через палеорусла. Морфометрические зависимости характеризуются большим разбросом, их точность не превышает  $\pm 20\%$ . Изменения морфологии русел рек происходят за длительные периоды времени (для крупных и средних рек это сотни лет) и при значительных изменениях величины и режима стока.

Разные методы вычисления стока воды опираются на взаимосвязанные данные. При расчетах по морфометрическим зависимостям применяются коэффициенты внутригодовой неравномерности стока  $y$ , полученные по гидроклиматическим характеристикам регионов-аналогов. Однако структура формул (8) и (9) для оценки среднегодовых расходов воды такова, что ширина русла влияет на результат расчета более чем в два раза сильнее, чем внутригодовая неравномерность стока. Расчет расхода воды при уровне руслонаполнения не зависит от выбора региона-аналога, но переход от руслонаполняющего (среднемаксимального) к среднему за год расходу воды полностью определяется величиной  $y$  в регионе-аналоге. При сравнении расходов воды, вычисленных по морфометрическим и гидравлическим зависимостям, нужно учитывать, что величина ширины русла при уровне руслонаполнения входит как в морфометрические зависимости (8) и (9), так

и в формулу (1), применяемую в методе гидравлического расчета. Кроме того, глубина русла, входящая в формулы (1) и (2), в некоторой степени коррелирует с шириной русла. Значения слоя осадков, которые рассчитываются по величинам стока воды, полученным морфометрическими методами, определяются величинами коэффициента стока, которые зависят от выбора региона-аналога. К сожалению, не всегда можно найти палеофлору необходимого возраста в том же месте, где имеются данные о морфометрии древних русел этого возраста (и наоборот). В этом случае степень удовлетворительности соответствия результатов расчетов приходится оценивать с привлечением дополнительных соображений.

Все это позволяет применять геоморфологические подходы для оценки только весьма существенных изменений стока воды в древних реках (в два раза и более) в среднем за многолетние периоды. Тем не менее, геоморфологические методы и палеогеографическая аналогия в настоящее время являются одним из основных путей реконструкции стока рек в условиях климатов прошлого и построения сценариев стока при возможных изменениях климата в будущем.

#### ЛИТЕРАТУРА

*Алексеевский Н.И., Сидорчук А.Ю.* Морфология и динамика рельефа русла в нижнем течении Терека // Земельные и водные ресурсы: противоэрозионная защита и регулирование русел. М.: Изд-во МГУ. 1990.

*Бобровицкая Н.Н., Баранов А.В., Василенко Н.Н., Зубкова К.М.* Гидрологические условия // Эрозионные процессы центрального Ямала. СПб.: Изд. РНИИ культурного и природного наследия. 1999.

*Великанов М.А.* Динамика русловых потоков. Т. 2. Наносы и русло. М.: Гостехиздат. 1955.

*Волков И.А.* Следы мощного стока в долинах рек юга Западной Сибири // Докл. АН СССР. 1963. Т. 151. № 3.

*Гангилле Е., Куттер В.* Новая общая формула для однообразного движения воды в каналах и реках. СПб.: Типография МПС. 1882.

*Глушков В.Г.* Географический и гидрологический метод // Изв. ГГИ. 1933. Т. 57.

*Гончаров В.Н.* Динамика русловых потоков. Л.: Гидрометеиздат. 1962.

*Гринвальд Д.И., Никора В.А.* Речная турбулентность. Л.: Гидрометеиздат. 1988.

*Гричук В.П.* Гляциальные флоры и их классификация // Последний ледниковый покров на северо-западе Европейской части СССР. М.: Наука. 1969.

*Гришанин К.В.* Динамика русловых потоков. Л.: Гидрометеиздат. 1979.

*Докучаев В.В.* Способы образования речных долин Европейской России. СПб.: Типография В. Дермакова. 1878.

*Евстигнеев В.М.* Речной сток и гидрологические расчеты. М.: Изд-во МГУ, 1990.

*Железняков Г.В.* Пропускная способность русел каналов и рек. Л.: Гидрометеиздат. 1981.

*Караушев А.В.* Речная гидравлика. Л.: Гидрометеиздат. 1969.

*Караушев А.В.* Теория и методы расчета речных наносов. Л.: Гидрометеиздат. 1977.

*Квасов Д.Д.* Позднечетвертичная история крупных озер и внутренних морей Восточной Европы. Л.: Наука. 1975.

*Колмогоров А.Н.* О логарифмически нормальном распределении размеров частиц при дроблении // Докл. АН СССР. 1941. Т. 31. № 2.

*Кортаев В.Н., Лодина Р.В., Милошевич В.А., Сидорчук А.Ю., Чалов Р.С.* Формирование дельты р. Яны и прогноз развития ее устьевых баров // Эрозия почв и русловые процессы. Вып. 6. М.: МГУ. 1978.

*Лелявский С.* Введение в речную гидравлику. Л.: Гидрометеиздат. 1961.

*Лодина Р.В., Рашутин Д.В., Сидорчук А.Ю., Чалов Р.С.* Изменение морфологии русла и руслообразующих наносов от истока до устья (на примере р.Терек) // Геоморфология. 1987. № 1.

*Лохтин В.М.* О механизме речного русла. СПб.: 1897.

*Маккаев Н.И.* Русловой режим рек и трассирование прорезей. М.: Речиздат. 1949.

*Маккаев Н.И.* Эрозионно-аккумулятивные процессы и рельеф русла реки. М.: Изд-во МГУ. 1998.

*Маккаев Н.И., Советов В.С.* Трассирование землечерпательных прорезей на перекатах равнинных рек Европейской части СССР // Тр. ЦНИИРФ. Вып 3. 1940.

*Мирихулава Ц.Е.* Инженерные методы расчета и прогноза водной эрозии. М.: Колос. 1970.

*Панин А.В., Сидорчук А.Ю., Баслеров С.В., Борисова О.К., Ковалюх Н.Н., Шеремецкая Е.Д.* Основные этапы истории речных долин центра Русской равнины в позднем валдае и голоцене: результаты исследований в среднем течении р. Сейм // Геоморфология. 2001. №2.

*Панин А.В., Сидорчук А.Ю., Чернов А.В.* Макроизлучины рек ЕТС и проблемы палеогидрологических реконструкций // Водные ресурсы. 1992. Т. 19. № 4.

*Панин А.В., Сидорчук А.Ю., Чернов А.В.* Основные этапы формирования пойм равнинных рек северной Евразии // Геоморфология. 2011. № 3.

*Сидорчук А.Ю.* Морфология и динамика рельефа русла нижнего Нигера // Проблемы морфодинамики. М.: ГО СССР. 1983.

*Сидорчук А.Ю.* Перемещение донных гряд на Нижне-Шешуровском перекате р. Вычегда // Метеорология и гидрология. 2000. № 4.

*Сидорчук А.Ю., Панин А.В., Борисова О.К.* Климатически обусловленные изменения речного стока на равнинах северной Евразии в позднеледниковье и голоцене // Водные ресурсы. 2008. Т. 35(4).

*Сидорчук А.Ю., Панин А.В., Борисова О.К.* Снижение стока рек равнин Северной Евразии в оптимум голоцена // Водные ресурсы. 2012. Т. 39. № 1.

*Срибный М.Ф.* Нормы сопротивления движению естественных водотоков и расчет отверстий больших мостов по способу бытовых морфологических характеристик. М-Л.: Гострансиздат. 1932.

*Чалов Р.С.* Историческое и палеорусловедение: предмет, методы исследований и роль в изучении рельефа // Геоморфология. 1996. № 4.

*Чернов А.В., Гаррисон Л.М.* Палеогеографический анализ развития русловых деформаций широкопойменных рек в голоцене (на примере верхней и средней Оби) // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1981. Т. 5. Вып. 4.

*Чоу В.Т.* Гидравлика открытых каналов. М.: Стройиздат. 1969.

*Шамов Г.И.* Речные наносы. Л.: Гидрометеиздат. 1954.

*Arbogast A.F., Bookout J.R., Schrotenboer B.R., Lansdale A., Rust G.L., Bato V.A.* Post-glacial fluvial response and landform development in the upper Muskegon River valley in North-Central Lower Michigan, U.S.A. // *Geomorphology*. 2008. Vol. 102.

*Baker V.R.* Geomorphological understanding of floods // *Geomorphology*. 1994. No. 10.

*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. No. 66.

*Davis W.M.* La Seine, la Meuse et la Moselle // *Annales de Geographie*. 1895. Vol. 4. No. 19.

*Dury G.H.* Theoretical implications of underfit streams // *US Geol. Survey Professional Paper 452-B*. 1965.

*Gabris G., Nador 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 Reviews*. 2007. Vol. 26.

*Gessler J.* Self-stabilizing tendencies of alluvial channels // *J. Waterways and Harbours Div. ASCE*. 1970. Vol. 96(2).

*Hjulstrom F.* Studies of the morphological activity of rivers as illustrated by the River Fyris // *Bull. Geol. Inst. Univ. of Uppsala*. 1935. Vol. 25.

*Inglis C.C.* Meanders and their bearing on river training // *Inst. Civ. Eng. (London)*. *Mar. Waterways Eng. Div.* 1947. No. 7.

*Leigh D.S.* Terminal Pleistocene braided to meandering transition in rivers of the Southeastern USA // *Catena*. 2006. Vol. 66.

Page K.J., Kemp J., Nanson G.C. Late Quaternary evolution of Riverine Plain paleochannels, Southeastern Australia // *Australian Journal of Earth Sciences*. 2009. Vol. 56.

*Sidorchuk A.* Floodplain sedimentation: Inherited memories // *Global and Planetary Change*. 2003. Vol. 39. No. 1-2.

*Sidorchuk A., Borisova O., Kovalukh N., Panin A.* Lateglacial and Holocene palaeohydrology of the lower Vychegda // *River basin sediment systems: Archives of environmental change*. Amsterdam: Swets & Zeilinger B.V. 2001.

*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 // *Geomorphology*. 2009. Vol. 113. No. 3-4.

*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 // *Geological Society of America Special Paper 473*. 2011.

*Sidorchuk A.Yu., Borisova O.K.* Method of paleogeographical analogues in paleohydrological reconstructions // *Quaternary International*. 2000. Vol. 72(1).

*Starkel L.* Palaeohydrology of the temperate zone // *Global Continental Palaeohydrology*. Chichester: John Wiley and Sons. 1995.

*Vandenbergh J.* Climate forcing of fluvial system development: an evolution of ideas // *Quaternary Science Reviews*. 2003. Vol. 22.

*Yang C.T.* *Sediment Transport: Theory and Practice*. New York: The McGraw-Hill Co. 1996.

**УСТЬЯ РЕК**