

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

*Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, ** Институт географии РАН

Климатические изменения стока воды рек на южном мегасклоне Восточно-Европейской равнины в позднеледниковье.

Гидрологические события прошлого оставляют следы в ландшафте и геологическом строении. Расшифровка этих следов дает информацию для понимания как прошлых, так и современных гидрологических процессов. Такими следами являются русловой рельеф и аллювиальные отложения древних рек. Размеры палеорусла и его аллювий несут информацию о водоносности древних рек, что является основой морфолого-гидрологического метода реконструкции палеостока [Dury, 1965, Экспериментальная..., 1969].

Одним из наиболее ярких палеогидрологических феноменов являются непропорционально большие палеорусла в речных долинах. Они описаны в Северной Америке, на Британских островах и в Западной Европе, в центральной Европе на Среднедунайской и Великопольской низменностях, на Восточно-Европейской равнине, в Западной Сибири и северном Казахстане. Выявляется циркумполярный пояс формирования больших палеорек в зоне развития древней вечной мерзлоты северного полушария Земли [Sidorchuk, 2003]. Большой диапазон изменения размеров речных русел в периоды активизации и деградации больших палеорек (до 10-15 раз) свидетельствует о значительных изменениях стока воды на этой огромной территории.

Большие позднеледниковые палеорусла на южном мегасклоне Восточно-Европейской равнине

Долины равнинных рек наиболее перспективны для палеогидрологических реконструкций, так как здесь относительно мало влияние ограничивающих факторов на размеры русел и выше вероятность применимости гидравлико-морфометрических связей для восстановления стока палеорек. Использование космических изображений Ландсат-7 высокого разрешения (15 м пиксель) позволило установить около 200 хорошо выраженных в рельефе и фототоне фрагментов больших меандрирующих палеорусел на Восточно-Европейской равнине, в основном бассейнах Днепра, Дона и Волги (рис. 1). Они обнаружены во всех ландшафтных зонах. Большие палеорусла редки только на территории, которая была под воздействием поздневалдайского ледника (область I на рис. 1). В области II фрагменты больших палеорусел располагаются на террасах, современное русло часто врезано. В области III фрагменты больших палеорусел располагаются в пределах широких первых надпойменных террас или унаследованной поймы. В последнем случае современные реки извиваются узкими лентами среди унаследованных пойм, изменяя древний рельеф в основном в пределах современного пояса меандрирования. Именно такие реки выделил В.В. Докучаев [1878], когда отмечал несоответствие размеров современной реки и выработанной ею долины.

Реки Сейм и Свапа (бассейн Днепра)

Речная система среднего Сейма дренирует юго-западный скат СреднеВосточно-Европейской возвышенности. Аллювиальные отложения отличаются высокой глинистостью и карбонатностью. Песчаные наносы поступают преимущественно с

северной и южной периферии бассейна, где залегают пески второй половины палеогена.

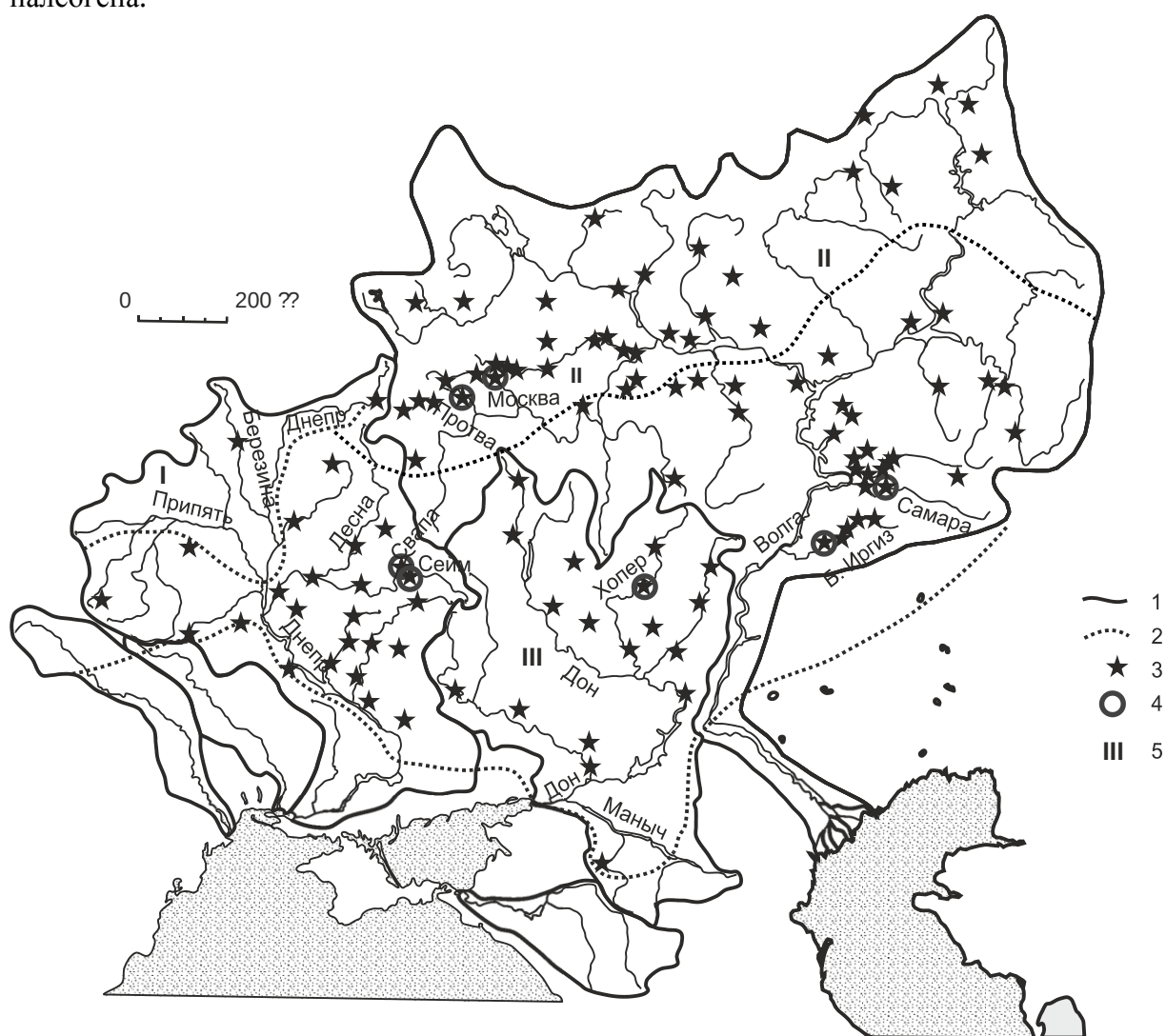


Рис. 1 Распространение хорошо выраженных фрагментов больших поздневалдайских палеорусел на южном мегасклоне Восточно-Европейской равнины. Условные обозначения: 1– границы речных бассейнов; 2– границы областей распространения больших палеорусел; 3– положение фрагментов больших палеорусел; 4 - ключевые участки; 5 – номера областей разных типов больших палеорусе.

Междуречья представляют собой расчлененную эрозионно-денудационную равнину неоген-четвертичного возраста с абсолютными высотами до 200-230 м. Они перекрыты 5-10-метровой толщей четвертичных лессовидных суглинков, так как большая часть бассейна Сейма в четвертичное время не перекрывалась материковым льдом. Речные долины имеют глубину 80-100 м. В долине Сейма озеровидные расширения длиной 10-30 км и сужения связаны с морфоструктурным планом территории [Посеймье, 1983]. В сужениях долины ширина поймы составляет 1-1,5 км, в расширениях - 5-6 км, благодаря чему там сохраняется наибольшее разнообразие древних флювиальных комплексов.

Долина Сейма в среднем течении служит границей зон широколиственных лесов и лесостепи; на левобережье развиты черноземы, на правобережье - серые лесные почвы. Климат территории бассейна умеренно континентальный: средние январские и июльские температуры составляют соответственно -8 и 19° С, среднегодовое

количество осадков варьирует от 475 до 625 мм. Сейм и его притоки характеризуются восточно-европейским (по Б.Д. Зайкову) типом водного режима: высокое половодье в конце марта - апреле, низкая летне-осенняя межень, изредка прерываемая невысокими дождевыми паводками.

В долине Сейма четко выделяется низкая надпойменная террасы, в пределах которого существуют две ступени высотой 7-10 и 12-15 м. Поверхность террасы осложнена многочисленными западинами ("степными блюдцами") - элементами реликтовой криогенной морфоскульптуры. На низкой ступени наряду с мелкими термокарстовыми западинами наблюдаются крупные (до 500 м в диаметре) овальные депрессии с каналами спуска некогда существовавшего водоема. В рельефе читаются многочисленные ложбины - результат эрозионной деятельности водотоков, которые формировались на сниженных термокарстом участках террас. Такое явление ныне широко распространено в долинах рек Субарктики [Розенбаум, 1973]. Между ложбинами сохранились эрозионные останцы исходной 7-10-м поверхности со "степными блюдцами". В глубине террасового массива отмечаются округлые песчаные холмы высотой до 15-17 м, имеющие, по-видимому, эоловое происхождение.

Низкие террасы Сейма можно сопоставить с первой (10-12 м) террасой Средней Десны. По археологическим данным заселение этой террасы позднепалеолитическим человеком началось не ранее 15 тыс.л.н. (все датировки даются в годах радиоуглеродной шкалы); окончание формирования аллювиальной толщи приходится на 17-19 тыс.л.н. [Величко и др., 1997]. Таким образом, 7-10-м террасовый уровень Сейма (палеокриогенный микрорельеф, нет лессового покрова) можно отнести к интервалу 17 - 19 тысяч лет. Это был этап формирования констративной аллювиальной толщи горизонтально- и (реже) косослоистых песков и алевритов, скованных многолетней мерзлотой. Существенную роль в формировании рельефа играли термокарстовые, а в дальнейшем - эоловые процессы.

На пойме Сейма и его притока, Свапы, развиты гривисто-ложбинные системы, которые показывают последовательное смещение и искривление гигантских изгибов палеорусел. Формировались преимущественно петлеобразные или пальцевидные излуины, которые спрямлялись при размыве шейки меандр. В долине Сейма большие палеорула характеризуются средним шагом излуин 3000 м и шириной русла 350 м, в долине Свапы - соответственно 1400 и 250 м. Во всех долинах бассейна Сейма отмечается 2-3 генерации макроизлучин близкого размера, что свидетельствует о значительной продолжительности этапа их формирования.

Макроизлучина у д. Кудинцево в долине р. Сейма представляет собой петлеобразный изгиб со стрелой прогиба ~ 4 км и шагом ~ 3 км. Русловой врез имеет асимметричную треугольную форму (рис.2а). Тальвег (глубина 6-6,5 м от отметок меженного уреза) смещен к коренному борту (вогнутому берегу макроизлучины русла), который сложен аллювиально-склоновыми глинистыми осадками с включениями раковин пресноводных моллюсков. Радиоуглеродные датировки раковин и общей органики глины (13920 ± 90 , Ki-6982; 14105 ± 120 , Ki-6981) дают представление о времени активизации склоновых процессов при подмыве коренного берега на последних стадиях активного развития макроизлучины. Левый (вогнутый) берег палеорула пологий, представляет собой обширный побочень, сложенный среднезернистым песком. В заполнении палеорула выделяется три основных стратиграфических горизонта. Нижний - тонко- мелкозернистый песок, местами слабо заиленный, соответствует русловой фации аллювия на последних стадиях развития излуины. Песок перекрыт серовато-сизыми алевритовыми суглинками и глинами озерно-старичной фации, в основании заметно опесчаненных. Выше по разрезу опесчаненность постепенно исчезает, что указывает на сокращение проточности

старицы. Основание толщи датировано по общей органике: 12630 ± 70 (Ki-6985), 13800 ± 85 (Ki-6984) лет назад. Накопление старичных отложений продолжалось до середины голоцена (6165 ± 70 ; Ki-6983). Не позднее 4240 ± 55 лет назад (Ki-6980) проточно-озерный режим сменился болотным и началось накопление третьего, торфяного слоя заполнения палеоруслу. В результате образования 2-метровой толщи торфа палеоруслу в верхнем крыле макроизлучины приобрело отметки 1,4-1,5 м над меженью и практически сравнялось по высоте с другими участками высокой поймы Сейма.

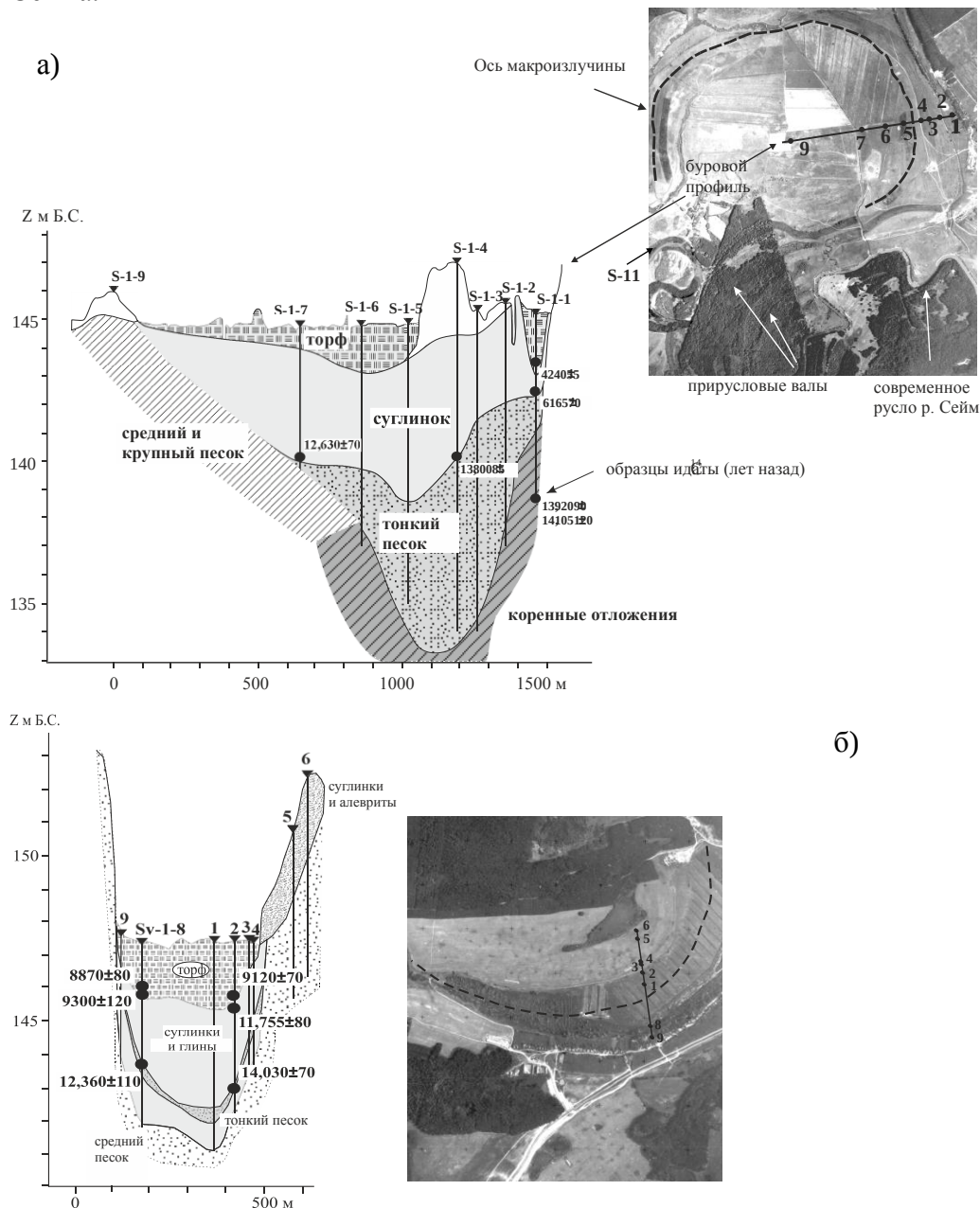


Рис. 2 Ключевой участок реки Сейм у д. Кудинцево (а) и реки Свапа у д. Семеновка (б).

На шпоре макроизлучины сохранился ложбинно-грядистый рельеф, гряды имеют ширину 100-200 м и поднимаются до 2,5-3,0 м над меженью. Они сложены супесчаным аллювием, но уже на глубине 1 м вскрываются русловые пески. В наиболее древней части шпоры макроизлучины поверхность поднимается до 3,5-4 м над меженью и в настоящее время не затопливается. Перепад высот между тальвегом

палеорусл и кровлей русловых песков в шпоре макроизлучины (поверхностью поздневалдайской поймы) составляет 9 - 11 м.

В нижнее крыло макроизлучины вложено извилистое палеорусл второго порядка шириной 100 м, с шагом излучин 640 м. Излучины имеют петлеобразную и сегментную форму, с хорошо выраженными веерами грив и ложбин в шпорах. Палеорусл было заброшено на нижнем участке не позднее 12,3 тысяч лет назад (даты 12250 ± 70 , Ki-6987 и 11455 ± 60 , Ki-6986).

В долине р. Свапы у д. Семеновка четко выражено в рельефе палеорусл шириной 350 м. Его выровненная поверхность лежит в 4 м над меженным уровнем и затапливается наиболее высокими половодьями. Бурением вскрыт ящикообразный русловой врез (рис. 26). Кровля мелко и среднезернистых песков русловой фации располагается на уровне 141-142 м. абс., т.е. 1,5-2,5 м ниже современной межени. Врез заполнен старичными алевритистыми глинами с линзами заиленных песков. Накопление глин (т.е. отмирание палеорусла) начинается не позднее 14 тыс. л. н. (14030 ± 70 , Ki-6997) и продолжается в течение всего позднеледникового (12360±110, Ki-6999; 11755 ± 80 , Ki-6996). В начале голоцена происходит заболачивание палеорусла; не позднее начала бореального периода (9120 ± 70 , Ki-6995 или 8870 ± 80 , Ki-6998) начинается накопление торфа. Перепад высот между поверхностью поздневалдайской поймы и тальвегом палеорусла составляет 10-12 м, что практически совпадает с аналогичной оценкой по макроизлучине у д. Кудинцево на Сейме.

Вершину макроизлучины перекрывают эоловые дюны, которые полностью скрыли следы палеорусла в рельефе. Бурением под эоловыми песками вскрыты старичные глины, возраст которых составляет 9630 ± 75 лет назад (Ki-7007) в 0,6-0,8 м ниже песков, и 9070 ± 80 (Ki-7006) в 0,2-0,4 м ниже песков. Экстраполяцией получена дата начала эоловой аккумуляции - около 8700 ¹⁴C лет назад.

Река Хопер (бассейн Дона)

Площадь бассейна р. Хопра в створе Поворино составляет 19100 км², среднегодовой расход воды 67,8 м³/с, среднемаксимальный - 991 м³/с, максимальный измеренный - 2910 м³/с. Хопер относится к рекам с восточноевропейским типом питания. Около 75-80% годового стока проходит в период весеннего половодья в апреле-мае. Летне-осенняя межень иногда прерывается невысокими дождевыми паводками, но их доля в годовом стоке невелика – 3-5%. Ширина русла Хопра в бровках поймы 30 - 100 м, типичная ширина 50-60 м. Аллювий песчаный. Русло меандрирует, шаг излучин 100 - 500 м.

Пойма реки у Поворино образует расширение до 6-8 км. По взаимному расположению, относительной высоте, характеру первичного рельефа и его сохранности выделяется три разновозрастных генерации. Первая пойменная генерация, наиболее молодая, тянется вдоль современного русла полосой поймы шириной 1-2,5 км. Ее поверхность отличается контрастным сегментно-гривистым рельефом, характерным для пойм меандрирующих рек - серповидные и сегментные старицы с веерообразными системами грив и ложбин. Вблизи русла имеются высокие и крутосклонные песчаные прирусловые валы. Их высота на верхнем по течению участке местами достигает 4-4,5 м, являясь индикатором уровня наиболее высоких половодий. Вторая генерация поймы выделена на участке к востоку от с. Пески, где на снимках читается серия палеоизлучин, отличающихся своими размерами как от более молодых, так и от более древних. Преобладающие высоты - 2,5-3 м над меженью, гривистый рельеф выражен лишь местами, вершины грив покрыты лесом, а межгривные понижения местами заболочены. Третья генерация поймы - самая древняя. К ней относятся обширные затапливаемые участки на правом берегу в районе сел Третьяки, Танцрей и Петровское и на левобережье в районе д. Самодуровка. В морфологии

поверхности читаются дугообразные гривисто-ложбинные системы в виде полос шириной 1,5-2 км, которые образуют крупные петлеобразные изгибы. Характерная морфология позволяет предположить, что эти изгибающиеся пойменные полосы наследуют русла гигантских излучин, созданные когда-то мощным речным потоком. От поздневалдайской 7-12-метровой террасы дно макроизлучин всюду отделяется крутым уступом, т.е. макроизлучины врезаются в эту террасу и образовались уже после ее формирования. Напротив, незатапливаемые песчаные массивы 4-6-метровой террасы в шпорах макроизлучин формировались в процессе искривления русла, т.е. одновозрастны макроизлучинам.

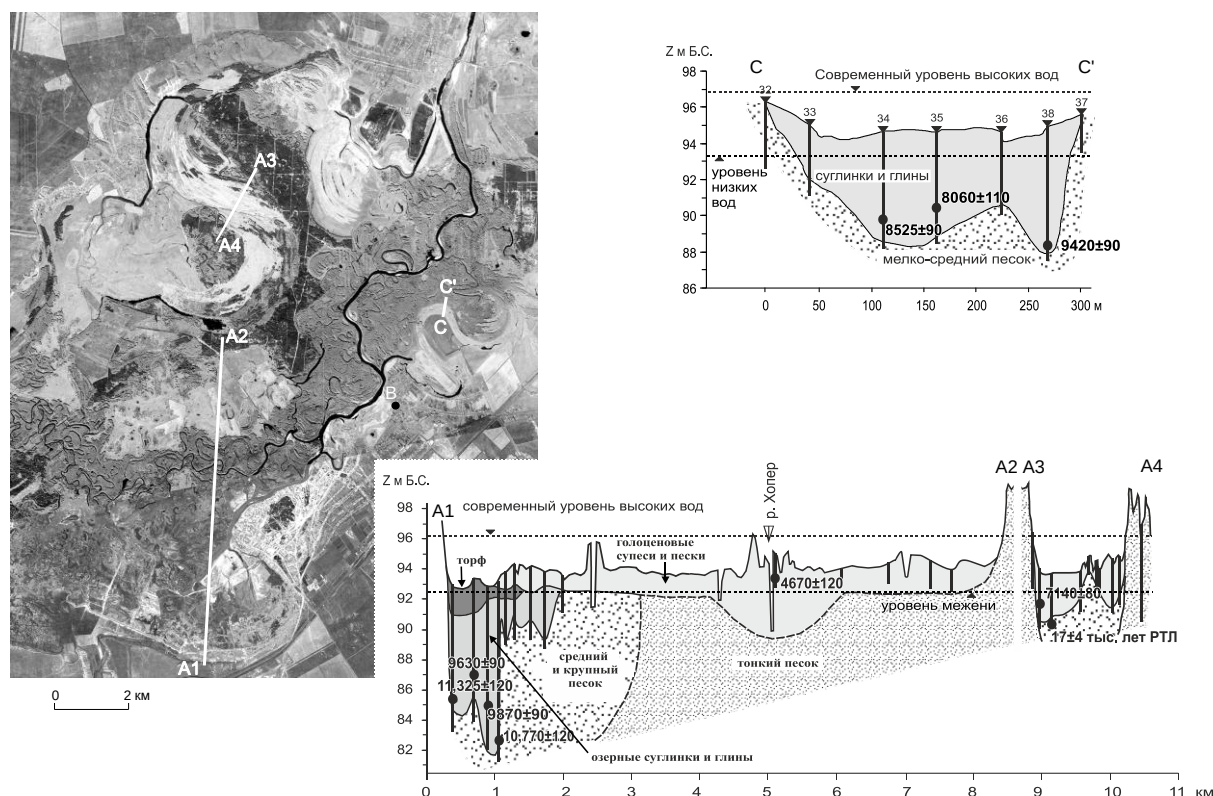


Рис. 3 Ключевой участок р.Хопер у п. Поворино.

Система больших палеорусел была разбурена несколькими буровыми профилями (рис. 3б профиль А1-А4). У правого борта долины, у с.Танцырей, буровой профиль заложен на перегибе между соседними макроизлучинами - там, где обычно находится перекат. Скважины вскрыли сложную толщу мелкозернистых песков и легких/средних суглинков, местами опесчаненных, мощностью 2,5-3,5 м. Отмечены как линзы промытого мелкого песка, так и прослои глин. Местами глина оторфована, из образца с глубины 2,3-2,4 м получена дата 7140±80 14С л.н. (Ki-7695). Местами мощность заполнения минимальна, экспонируется дно палеорусла. Радиотермолюминисцентным методом для древнего руслового аллювия получена дата 17±4 тыс. лет назад, что указывает на формирование палеорусла в поздне-последледниковое время.

У левого борта долины между д.Самодуровкой и с. Пески расположена очень пологая заболоченная ложбина шириной около 1 км. Буровой профиль, заложенный поперек этой ложбины, вскрыл погребенное понижение в кровле русловых песков. По кровле русловых песков реконструируется асимметричный поперечный профиль с максимальными глубинами в левой части палеорусла. Здесь русловая фация аллювия - средне-крупнозернистые пески с редкой дресвой до 2 мм - вскрыта на глубине 10,8 м. В правой части располагалась прирусловая отмель, сложенная мелкозернистыми,

местами заиленными песками, кровля которых находится на глубинах 7-8 м. Старичная фация, выполняющая палеорусло, представлена глинами, местами с прослоями заиленных песков. Даты по древесине в кровле песков прирусловой отмели составили 11325 ± 120 л.н. (Ki-7680), а по подошве старичных глин в 10770 ± 120 (Ki-7682) и 10950 ± 190 (Ki-7684). Из нижней части старичного заполнения получены также раннеголоценовые даты: 9870 ± 90 (Ki-7688); 8130 ± 90 (Ki-7687); 8990 ± 110 (Ki-7681) и 9630 ± 90 (Ki-7685). Если экстраполировать скорости заиления, то выяснится, что накопление озерно-старичных глин продолжалось до середины голоцена.

На левобережной пойме выделяется палеорусло шириной 200-250 м, с размерами промежуточными между большими палеоруслуками и современным руслом. На перегибе между двумя палеоизлучинами по поперечному профилю через палеорусло пробурено 7 скважин, вскрывших заполнение палорука и строение его поймы (рис.3, профиль С-С'). Палеорусло выполнено толщей черной органосодержащей глины (гиттии), которая в нижней разреза опесчанивается и переходит в опесчаненный суглинок или супесь. Глины перекрывают русловые пески. Из основания старичных гиттий получено три даты: 8060 ± 110 (Ki-7692, гиттия), 8530 ± 90 (Ki-7730, гиттия) и 9420 ± 90 (Ki-7728, торф). Общая продолжительность этого этапа была никак не меньше нескольких столетий, т.е. начало формирования промежуточных палеоизлучин можно отнести к молодому дриасу

Реки Протва, Москва, Самара, Большой Иргиз (бассейн р. Волги)

Бассейн р. Протвы покрыт широколиственным и хвойным лесом, здесь за год выпадает 600 мм осадков и слой стока составляет около 170 мм. Около 75% стока проходит во время половодья, когда уровни воды у Боровска (площадь водосбора 1800 км^2) поднимаются на 4-5 м над меженью. Среднемаксимальный расход воды в половодье - $310 \text{ м}^3/\text{с}$.

Длина р. Протвы составляет 282 км, но только на двух участках выявлены фрагменты больших меандрирующих палеорука: у Боровска (рис. 5) и у Обнинска. Современная река образует большие врезанные излучины с шагом 800-1000 м. Шпоры излучин представляют собой первую надпойменную террасу. Размеры излучин не соответствуют современным гидравлическим условиям, так как отношение шаг излучины/ширина реки составляет 10-15. Несколько больших излучин (одна у Боровска и четыре у Обнинска) спрямлены за счет утоньшения шейки и здесь сформированы староречья. Их днища заполнены отложениями и затапливаются только во время высоких половодий.

Одно из таких староречий в г. Боровске было разбурено в месте расположения древнего переката (рис. 4). Оно имеет U-образное поперечное сечение шириной 250 м. Дно древней реки на этом перекате располагалось несколько выше современных перекатов Протвы. Поверхность первой террасы (поймы времени формирования палеорука) на 8-9 м выше дна палеорука на перекате. Состав руслового аллювия палеорука (крупный песок с гравием и мелкой галькой) подобен современному русловому аллювию Протвы; состав аллювия первой террасы (мелкий песок) соответствует составу аллювия современной поймы. Поверхность отложений заполняющих палеорусло расположена на 5 м выше отметок древнего переката и близка к уровню современного высокого половодья. Нижние слои представлены мелким песком, выше расположены слои супесей и суглинков, которые венчает слой торфа мощностью до 3 м по оси палеорука. Несколько радиоуглеродных датировок показывают последовательность заполнения. Самая древняя дата 13200 ± 120 радиоуглеродных лет назад (Ki-7316) получена из образца с самой поверхности дна древнего русла и показывает время отчленения староречья от основного русла.

Заполнение староречья наносами во время половодий происходило с разной скоростью на разных участках палеорусл. Около 9000 лет назад началось торфонакопление, но минеральные отложения накапливались, судя по датировкам, еще до начала суббореала.

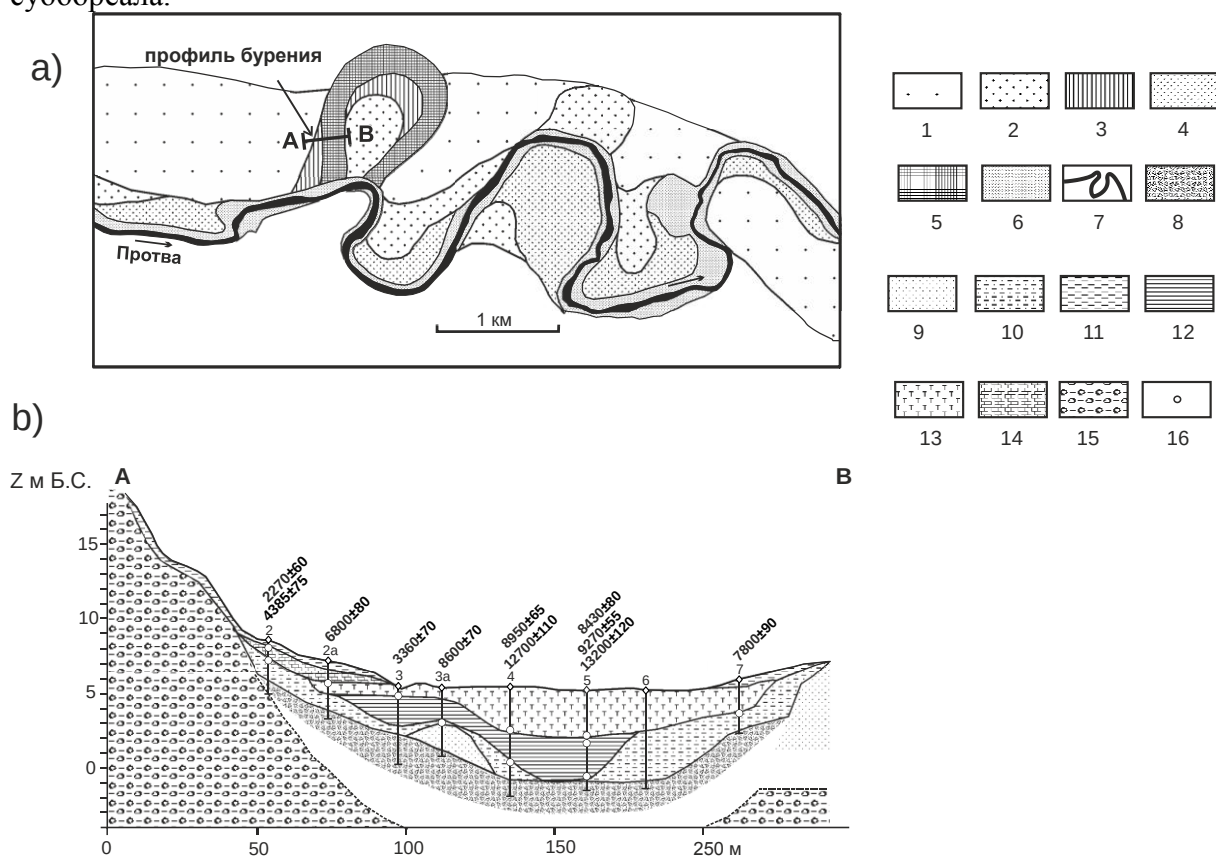


Рис. 4 Ключевой участок реки Протвы у г. Боровска. 1) высокие террасы; 2) первая терраса; 3) побочни больших палеорусел; 4) пойма времени формирования больших палеорусел; 5) палеорусл; 6) голоценовая пойма; 7) современное русло; 8) гравий и галька; 9) песок; 10) супесь; 11) суглинок; 12) глина; 13) торф; 14) травертин; 15) морена; 16) образцы и ^{14}C датировки.

Река Москва имеет длину 473 км, макроизлучины хорошо выражены на участках у Можайска, Звенигорода и, особенно, в Москве. На последнем участке река образует 18 последовательных макроизлучин со средним шагом 2500 м. Частично они наследуются современным руслом, частично изменены речным потоком, несколько макроизлучин спрямлено. Среднее отношение шага макроизлучин к ширине реки составляет 15,5, что в три раза больше соответствующего отношения у современных излучин реки Москвы (около 5). Это указывает на отсутствие связи морфологии макроизлучин палеорусел с современной гидравликой потока. Большинство фрагментов больших палеорусел включено в пойму реки.

Самая нижняя макроизлучина в этой серии спрямлена и образует староречье вокруг д. Остров. Здесь было проведено бурение в районе древнего переката и древнего плеса (рис. 5). На перекае пробурено 11 скважин глубиной до 8 м. Русловой аллювий представлен средним и крупным песком. Поверхность древнего переката близка к поверхности современных перекатов р. Москвы на этом участке. Палеорусл с U-образным поперечным профилем заполнено суглинками и глинами, перекрытыми 0,7-метровым слоем торфа. Поверхность заполнения соответствует поверхности поймы р. Москва и до зарегулирования затопливалась в половодье. Древний плес был разбурен 9

скважинами, он имеет классическую треугольную форму с максимальной глубиной у вогнутого берега в вершине макроизлучины. Отметка дна древнего плеса (105 м БС) ниже отметок плесов р. Москвы на этом участке. Русловой аллювий представлен крупным песком с гравием и мелкой галкой. После спрямления большое староречье заполнялось мелким песком, суглинком и глиной. Две даты - 15300 ± 170 (Ki-10844) и 14100 ± 150 (Ki-10845) радиоуглеродных лет назад из нижней части заполнения указывают на время начала этого процесса.

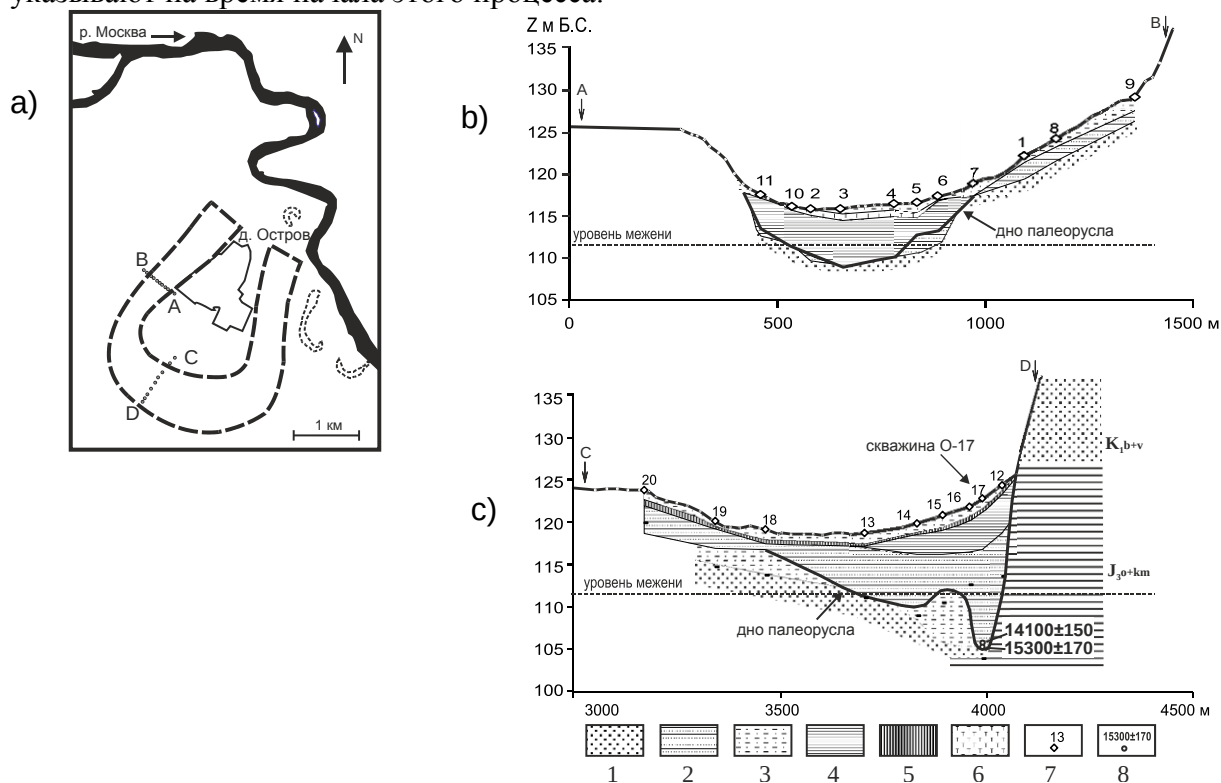


Рис. 5. Ключевой участок реки Москвы у д. Остров (а) и поперечные профили на древних перекате (б) и плесе (в). Условные обозначения: 1) гравелистый песок; 2) супесь; 3) суглинок; 4) глина; 5) заторфованный суглинок; 6) торф; 7) скважины; 8) образцы и ^{14}C датировки.

Устьевая область р. Самары во время максимума хвалынской трансгрессии находилась в подпоре от вод Каспия и здесь формировались эстуарные и речные отложения, которые слагают современную первую надпойменную террасу высотой 8-12 м над меженным уровнем. На поверхности террасы обнаруживаются фрагменты больших палеорусел с шагом излучин около 1300 м и шириной 175-190 м. Для излучин современной реки эти характеристики составляют 560 и 90 м, соответственно. В одном из фрагментов больших палеорусел расположено болото Побочное. Его отложения датированы [Krementskiy et al., 1999], образец гиттии в 0,5 м от поверхности руслового аллювия древнего русла имеет возраст $13000 \pm 600/-570$ (CS-208 (DA)) радиоуглеродных лет назад. Экстраполяция дат дает возраст отчленения староречья около 14 тыс. радиоуглеродных лет назад. Фрагменты палеорусел с такими же размерами, как на первой террасе, хорошо выражены на высокой (7-8 м над меженным урезом) пойме реки, что говорит о синхронности этапа формирования больших палеорек времени начала отступления хвалынского моря.

Еще лучше соотношение между процессами в реках и колебаниями уровня хвалынского Каспия выражены в устьевой области р. Большого Иргиша. Здесь во время максимума хвалынской трансгрессии большая часть долины реки была подтоплена. В

низовьях реки аккумулировались ранне-хвалынские эстуарно-дельтовые отложения [Обидиентова, 1977], которые слагают современную плоскую первую надпойменную террасу с отметками 25-30 м БС. Эта эстуарная терраса переходит в наклонную речную террасу с отметками 30-35 м БС в 150 км от устья и 50 м БС в 200 км от устья. Вероятно, эта терраса соответствует стоянию хвалынского Каспия на отметках 22-25 м.

На поверхности террасы хорошо прослеживаются фрагменты больших палеорусел, размеры макроизлучин и ширина палеорусла увеличиваются вниз по реке. В низовьях реки эти большие меандрирующие палеорусла врезаны в отложения террасы (рис. 6). Фрагменты поймы на этом участке формируются уже в шпорах излучин современного размера. Таким образом, в долине реки Большой Иргиз этап формирования больших палеорусел был синхронен уровню хвалынского моря 22-25 м БС и стадии его падения. Вскоре после этого падения началась трансформация больших палеорусел в русла современных размеров.

Датировок аллювиальных отложений больших палеорусел в долине Большого Иргиза нет. Эстуарные и морские отложения хвалынского времени датированы неоднократно [Леонов, Лаврушин и др., 2002], трансгрессия достигала максимума 14–16 тысяч радиоуглеродных лет назад, и уровень моря был выше 20–25 м Б.С. еще 12–13 тысяч радиоуглеродных лет назад.

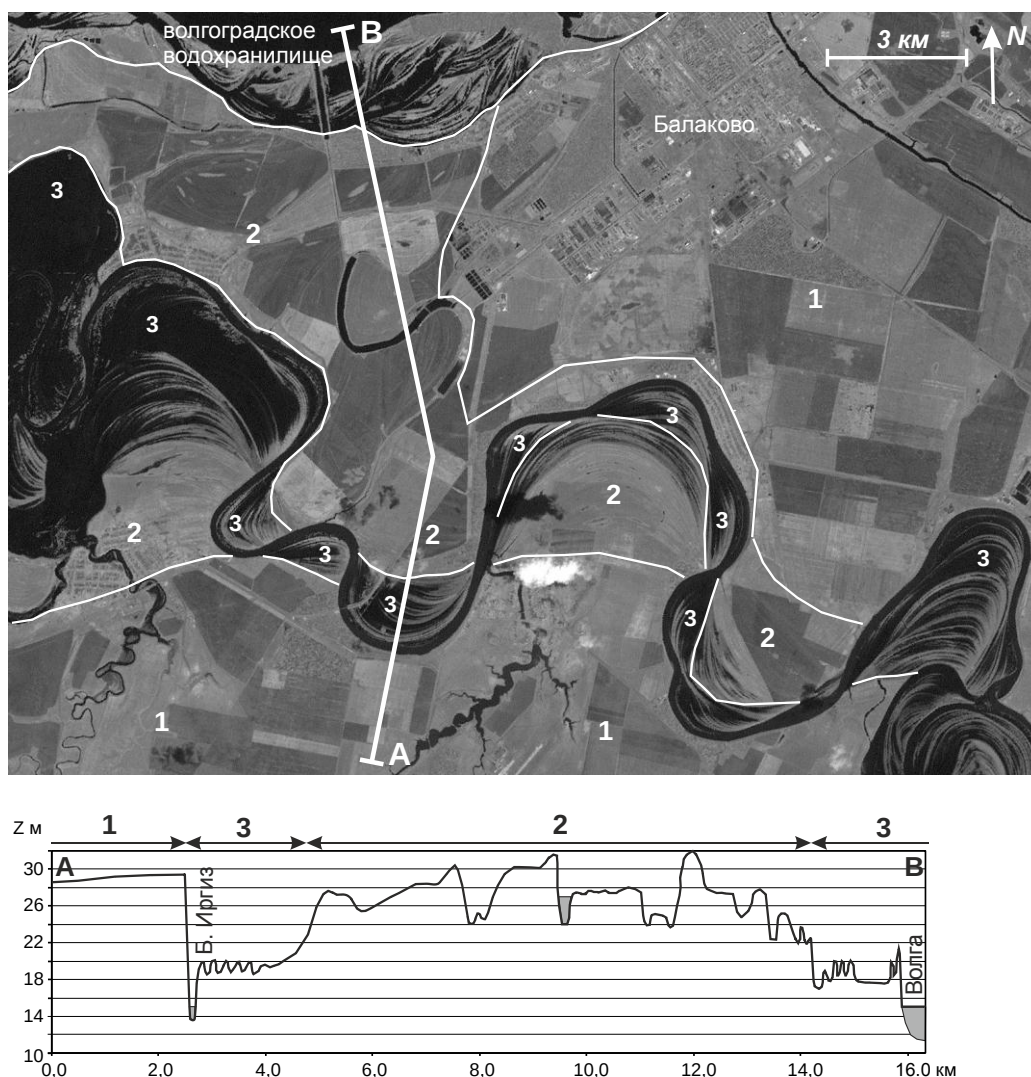


Рис. 6. Большие врезанные меандры, осложненные малыми меандрами на уровне поймы в низовьях реки Б. Иргиз

Морфометрия больших русел

На космических изображениях высокого разрешения, на крупномасштабных картах и аэрофотоснимках возможно отдешифрировать фрагменты меандрирующих палеорусел и измерить их морфометрические характеристики, в первую очередь - ширину русла и шаг излучин. Так как палеорусла обычно заполнены наносами, часто по самые бровки, то измеряемая ширина близка к ширине русла при уровне руслонаполнения. Для уменьшения ошибки измерения ширины она определяется в областях смены кривизны излучин, на относительно прямолинейных отрезках, где крутизна обоих пойменных яров велика и ширина русла мало меняется с изменением уровня заполнения. Тем не менее, при дешифрировании границ палеорусла неизбежен субъективизм и различия в оценках ширины одного и того же фрагмента разными экспертами достигает 10%. Эту величину мы примем в качестве оценки коэффициента вариации индивидуальных измерений.

Еще больше вариация ширины русла по длине реки. Например, для меандрирующего русла реки Яны на малоприточном участке от слияния рек Сартанга и Дулгаллаха до устья р. Адычи (873,5 - 627 км от устья) коэффициент вариации ширины русла в бровках на перегибах излучин (97 измерений) составляет около 20%. Тогда вариация ширины палеорусла с учетом ошибки измерений составит около 22% ($C_v=0.22$). При измерении ширины палеорусел редко появляется возможность исследовать значительное количество фрагментов, так как хорошая сохранность палеоруслового рельефа, как на реке Хорол, где на пойме дешифрируется более 80 излучин палеорусла, наблюдается редко. Обычно ширину можно измерить на 1-5 участках палеорусла ($N_w=1-5$). Соответственно, относительная ошибка оценки средней ширины палеорусла

$$E_{w_m} = \frac{C_v}{\sqrt{N_w}} \quad (1)$$

составляет 10-22%. Так, для палеорусел бассейна Волги среднее значение $E_{w_m} = 20\%$.

Для уменьшения этой ошибки возможно использовать дополнительную информацию о величине шага излучин λ , который можно измерить для большего количества фрагментов палеорусел ($N_\lambda = 5-15$), чем ширину русла. Шаг излучин определяется шириной русла [Leopold and Wolman, 1960]:

$$\lambda = k_\lambda W, \quad (2)$$

что дает возможность рассчитать приведенную среднюю ширину палеорусла в бровках по формуле

$$W_m^* = \frac{W_m + \lambda_m / k_\lambda}{2}. \quad (3)$$

Тогда относительная ошибка средней приведенной ширины палеорусла в первом приближении (так как распределение шага излучин отличается от нормального) описывается формулой

$$E_{W_m^*} = \frac{\sqrt{\frac{\sigma_w^2}{N_w} + \frac{\sigma_\lambda^2}{k_\lambda^2 N_\lambda}}}{2W_m^*}. \quad (4)$$

Для палеорусел бассейна Волги относительная ошибка средней приведенной ширины равна 15%, т.е. применение формулы (3) несколько снижает погрешность палеогидрологических реконструкций.

Коэффициент k_λ изменяется от 3 до 6 для разных групп данных. При этом следует иметь в виду, что под шагом излучин L в англоязычной литературе понимается полная длина волны меандра между двумя соседними вершинами [Leopold, Wolman, 1960]. В отечественной литературе шагом излучины λ называется расстояние между двумя последующими точками смены знака кривизны осевой линии меандрирующего русла, соответственно $k_L = 2k_\lambda$. В нашем случае ширина измерялась в точках перегиба излучин, а поэтому была минимальна, и коэффициент $k_\lambda = 5,7$ (рис. 7). Важно отметить, что коэффициент k_λ в формуле (3) достаточно близок при расчете отдельно для современных ($k_\lambda = 5.9$) и древних ($k_\lambda = 5.6$) излучин, что указывает на единую для них физическую природу.

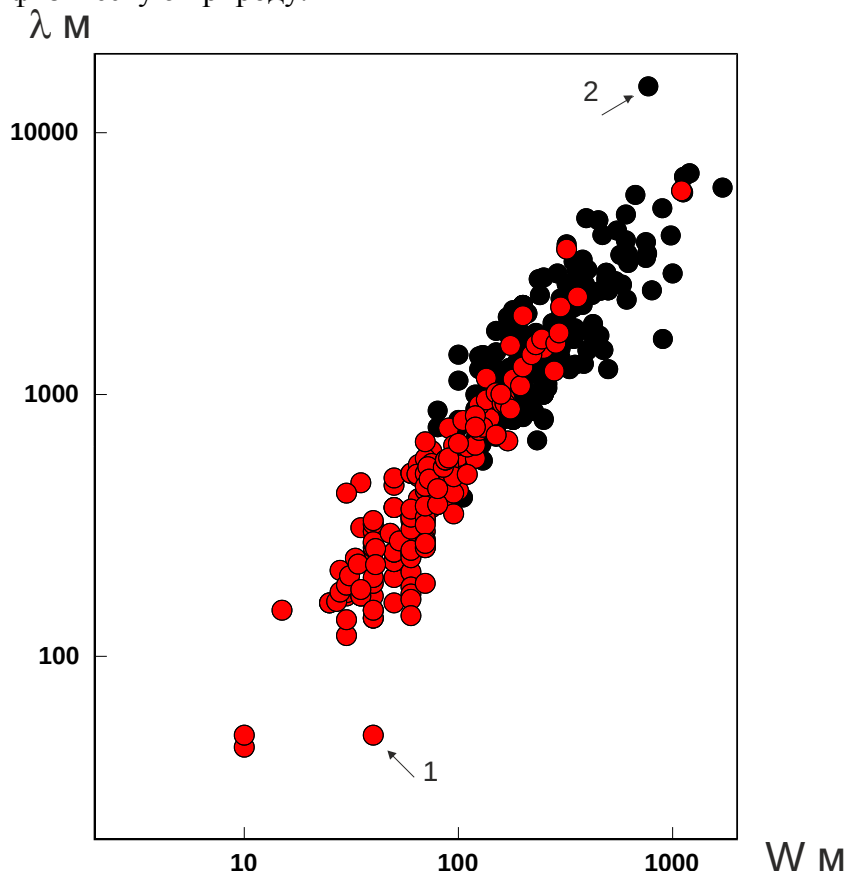


Рис. 7. Зависимость шага излучин λ от ширины русла W для современных (1) и древних (2) рек.

Условия и причины формирования больших палеорек

Возраст больших палеорек южного мегасклона Восточно-Европейской равнины определен пока в небольшом числе речных долин по данным радиоуглеродного и пыльцевого анализов старичных и русловых отложений. В долине р. Хопра у п. Поворино большое палеорусло отмерло более 11 тысяч лет назад. Палеоизлучины на пойме р. Сейма у г. Льгова и р. Свапы у ее устья были отшнурованы от основного русла около 14 тыс. лет назад. В долине р. Протвы у г. Боровска отмирание большого палеорусла относится к 12 – 13 тыс. лет назад. Большая излучина р. Москвы у д. Остров была отчленена от реки более 15 тыс. лет назад. В долине р. Самары это произошло около 13000 лет назад. Все эти палеореки характеризуются хорошо развитыми излучинами, часто омеговидными. Их формирование продолжалось 1-2 тысячи лет. Поэтому образование больших рек можно отнести к периоду 14-15 тысяч лет назад, т.е. к концу пленигласиала и позднеледниковью.

Большие равнинные поздневалдайские реки формировали свои русла в условиях ландшафтов перигляциальной гиперзоны [Динамика..., 2002], совпадающей в общих чертах с областью максимального распространения вечной мерзлоты и ограниченной на севере материковыми и морскими ледниками. Скандинавский ледниковый покров 13-16 тысяч лет назад уже располагался севернее главного водораздела Восточно-Европейской равнины. Сток талых ледниковых вод был направлен в основном на северо-восток (верхняя Волга) и на запад (верхний Днепр). Предполагается, что сток воды верхней Волги выше современного г. Плес ранее 12,5 тыс. лет назад был также направлен на северо-восток [Квасов, 1975] и площадь водосбора Каспия была меньше. Большинство бассейнов рек Восточно-Европейской равнины с хорошо выраженными фрагментами больших поздневалдайских рек (например, в бассейне Дона) в принципе не могли получать ледникового питания. Поэтому причины формирования речных русел, существенно превосходивших современные по размерам, необходимо искать в ландшафтно-климатических обстановках прошлого. Главным источником воды были осадки. На это указывает наличие зависимости размера больших палеорусел от современной площади водосбора соответствующих рек, которая подобна такой же зависимости для современных рек. Важно отметить, что в тундре Ямала русла современных рек имеют размеры (ширину в бровках поймы и шаг излучин), близкие к размерам русел поздневалдайских рек (при одинаковой площади водосбора). Размеры заполярных рек Восточно-Европейской равнины и Западной Сибири, а также центральной Якутии также более близки к размерам русел поздневалдайских рек, чем современных рек вне зоны распространения вечной мерзлоты. Это указывает на возможность использования современных рек областей распространения вечной мерзлоты (Ямала, Большеземельской тундры, Якутии) в качестве возможных гидрологических аналогов больших рек позднеледникового времени.

Исходя из подобных гидрологических аналогов, можно сформулировать гипотезу о характере гидрологического режима больших равнинных поздневалдайских рек. Эта гипотеза предполагает большую сезонную неравномерность стока. В перигляциальных условиях при общей сухости климата основная часть осадков выпадала зимой в виде снега (на Ямале – 60-70% годовой суммы). Интенсивный метелевый перенос приводил к накоплению снега в понижениях эрозионной и долинной сети, а междуречные пространства были почти лишены снежного покрова и глубоко промерзали. Южная граница распространения вечномерзлых пород проходила по линии 47 – 49° северной широты. В позднеледниковье повышение инсоляции в теплое время года в Северном полушарии приводило к формированию дружной весны. Краткость периода снеготаяния и минимальная водопроницаемость мерзлых грунтов были причиной малых потерь стока (коэффициенты стока около 0,8 – 0,9). Гидрологический режим рек характеризовался коротким высоким половодьем. В таких условиях формировались большие речные русла, размеры которых соответствовали максимальным расходам воды периода половодья. Наличие многолетнемерзлых пород приводило к минимальному грунтовому питанию рек. Большую часть года, во время межени, в широких руслах обширные песчаные отмели перевеивались ветром.

Палеогидрологические реконструкции.

При палеогидрологических реконструкциях возможно использовать весь арсенал методов расчетов гидрологического режима малоизученных и неизученных рек. Наиболее эффективным показал себя метод, основанный на выборе региона-аналога и применении гидравлико-морфометрических зависимостей с региональными коэффициентами.

Гидравлико – морфометрические зависимости

Необходимые морфометрические данные могут быть получены только при использовании для расчетов палеостока самых простых гидравлико–морфометрических зависимостей: связей ширины русла и/или показателей размера излучины (шага, радиуса кривизны и др.) с расходом воды. Ранее для получения таких зависимостей были привлечены измерения в 185 створах широкопойменных рек Восточно-Европейской равнины и Западной Сибири [Сидорчук и др., 2000] и затем эта база была расширена до 457 створов.

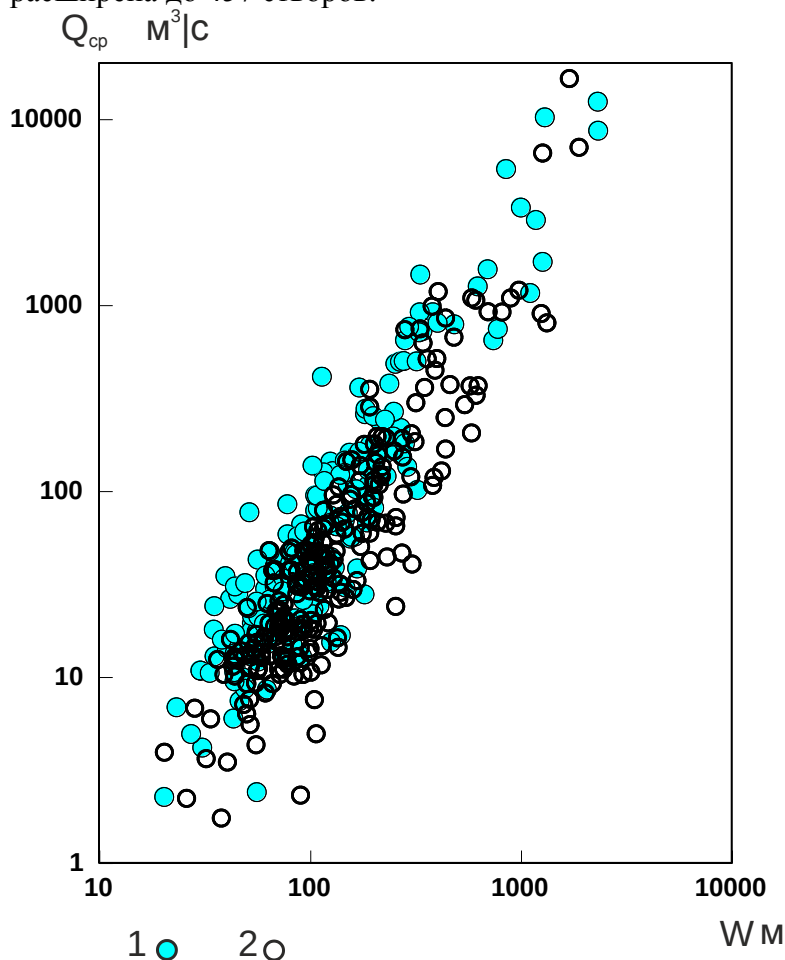


Рис. 8. Связь среднего расхода воды Q_{cp} с шириной русла W при индексе внутригодовой неравномерности стока $y \geq 12$ (1) и $y < 12$ (2).

Обработка этих данных путем минимизации разности квадратов вычисленных и измеренных значений показала что ранее полученная связь устойчива: среднегодовой расход воды Q_{cp} связан с шириной при уровне наполнения русла W зависимостью (рис. 8):

$$Q_{cp} = K_y W^{1,36} \quad (5)$$

Разброс точек в этой связи значителен (величина достоверности аппроксимации $R^2=0.78$). Связь несколько улучшается ($R^2=0.85$), если ввести переменный показатель внутригодовой изменчивости стока K_y

$$K_y = 0,012 y^{0,73} \quad (6)$$

Внутригодовая изменчивость стока в первом приближении характеризуется соотношением среднегодового Q_{cp} и среднемаксимального $Q_{макс}$ расхода воды:

$$y = 100 (Q_{cp} / Q_{макс}) \quad (7)$$

Как видно из (5)-(7), при заданном годовом стоке с увеличением размаха расходов воды внутри года ширина русла увеличивается. Учет внутригодовой изменчивости стока уменьшает среднеквадратическую ошибку оценки расхода воды по формулам (5)-(6) до 28%, что близко к ошибке оценки средней ширины русла при измерении в одном створе (для Яны - 22%).

Внутригодовая изменчивость стока связана с размером водосбора реки F (км²) эмпирической редукционной зависимостью:

$$y = aF^n \quad (8)$$

Ее структура близка к структуре формулы для расчета максимального расхода воды половодья заданной обеспеченности (Евстигнеев, 1990), когда слой стока за половодье практически равен слою стока за год. Коэффициенты a и n зависят от ландшафтных условий на водосборе и поддаются географическому районированию. Это создает основу для применения в палеогидрологии принципа палеогеографической аналогии [Sidorchuk, Borisova, 2000]. Известно, что географическая аналогия находит 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 следует принцип палеогеографической аналогии: характеристики стока для древних речных бассейнов близки характеристикам стока современных бассейнов с условиями, сходными с палеогеографическими.

Для реконструкции стока подбирается современная область, которая по комплексу ландшафтно-климатических признаков является аналогом бассейна древней реки. Основным методом выбора аналога является палеофлористический анализ палинологических данных [Sidorchuk, Borisova, 2000]. Предполагается, что современный гидрологический режим рек в пределах области-аналога близок к гидрологическому режиму древних рек. Для современных рек региона-аналога определяются значения коэффициентов a и n , которые затем используются для расчетов параметра y по формуле (8). Среднегодовой расход воды тогда определяется по зависимостям (5)-(6), а среднемаксимальный расход воды по формуле (7).

Регионы-аналоги для восстановления стока поздневалдайских рек

Для оценки изменений основных климатических показателей был использован один из палеофлористических методов – так называемый метод ареалограмм [Гричук, 1989]. Если предположить, что 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 концентрации), должны соответствовать климатическим условиям места и времени формирования данной ископаемой флоры. Положение такого центра определяется путем построения ареалограммы, то есть посредством картографического суммирования ареалов всех видов данной ископаемой флоры.

Ископаемые флоры, использованные для реконструкций, были получены по данным изучения шести опорных разрезов (рис. 9). В четырех из этих местонахождений был проведен спорово-пыльцевой анализ датированных флювиальных отложений, заполняющих фрагменты макроизлучин палеорусел, сохранившиеся на высоких поймах рек Москва (О), Сейм (Sm), Свапа (Sv) и Хопер (Kh). Еще одна ископаемая флора была выявлена в ходе детального палинологического изучения суглинков, вмещающих культурный слой позднего палеолита, на стоянке

древнего человека Юдиново (Yu) в бассейне р. Десны (Борисова, Новенко, 1999). Наконец, наиболее древняя из рассмотренных ископаемых флор включает в себя виды растений, определенные как по пыльце и спорам, так и по макроостаткам, извлеченным из отложений так называемой усвячской свиты [Величкевич, 1982]. Эти отложения были изучены в нескольких естественных обнажениях в долине р. Западной Двины вблизи д. Слобода и Дричалуки (Sl).

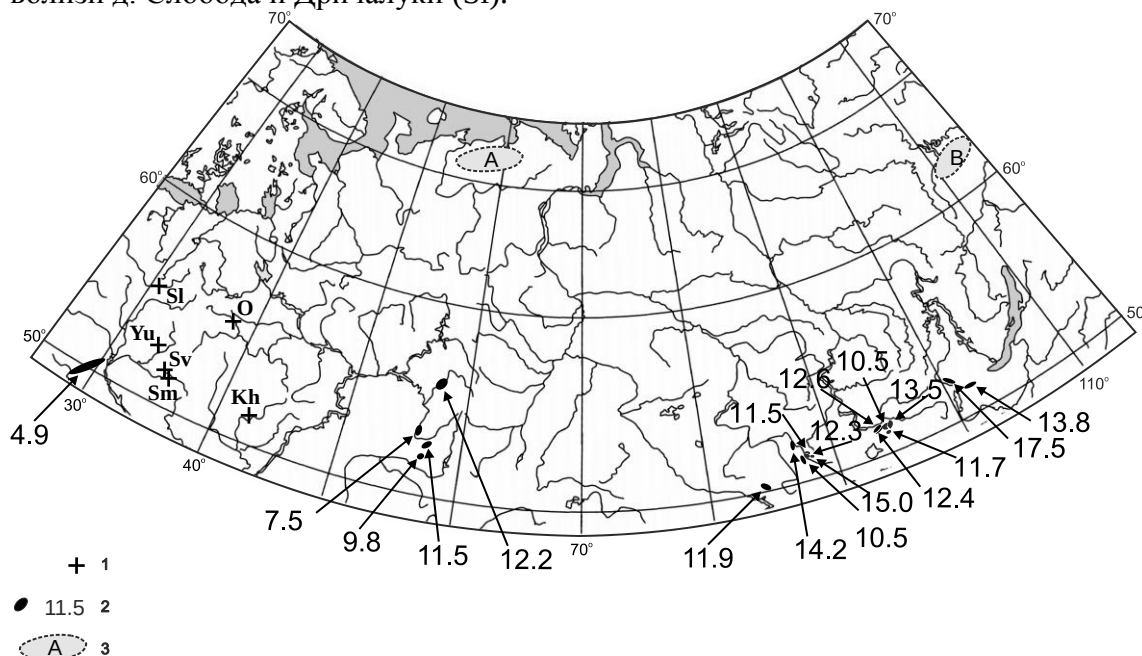


Рис. 9. Регионы-аналоги для палеофлор, полученных на ключевых участках и примерное положение их климатических аналогов на равнинах северо-востока Восточно-Европейской равнины и Якутии. 1) положение ключевых участков, 2) регионы-аналоги и возраст палеофлоры тыс. лет назад, 3) климатические аналоги на равнинах

В процессе определения пыльцы и спор предпринимались попытки достичь таксономического уровня вида или рода. В целом, полученные данные позволили определить современные районы-аналоги для 18 разновозрастных ископаемых флор и, таким образом, количественно оценить климатические изменения, происходившие на южном мегасклоне Восточноевропейской равнины, начиная приблизительно с 18 тыс. ^{14}C лет назад.

Точность определения современного района-аналога для некой ископаемой флоры определяется не только богатством состава этой флоры, но и подробностью имеющихся данных о современном географическом распространении растений, входящих в нее. В некоторых случаях такие районы-аналоги имеют довольно большие площади и сочетают в себе разные типы растительных сообществ. В этих случаях дополнительно проводилось сравнение этих сообществ и состава растительности, реконструированного по палинологическим данным для того слоя, которому соответствует рассматриваемая палеофлора. Иногда такое сравнение позволяет уточнить границы района-аналога, но и тогда территории районов остаются достаточно большими, что отражается в значительных диапазонах современных гидро-климатических показателей в их пределах.

Все районы-аналоги располагаются в горах и межгорных котловинах Алтае-Саянской области и южного Урала (рис. 9). Это совершенно закономерно, так как в современных условиях аналога перигляциальной флоры центра Восточно-Европейской равнины не существует. Горные районы-аналоги невозможно использовать для

реконструкции гидрологического режима равнинных палеорек. Тем не менее, можно найти такие равнинные территории, где основные климатические характеристики близки к установленным для районов-аналогов, развита многолетняя мерзлота и растительные ассоциации если не по флоре, то по экологии близки к растительным ассоциациям позднего Валдая. Такими территориями являются Большеземельская тундра и полуостров Ямал (аналог для относительно теплых периодов позднеледниковья) и северная часть Приленского плато (аналог для относительно холодных периодов позднеледниковья). Современные реки этих территорий имеют размеры русел, близкие размерам перигляциальных рек с соответствующими площадями водосбора. Формула (8) для рек Большеземельской тундры и севера Западной Сибири имеет вид

$$y = 1.83F^{0.184} \quad (8a)$$

для рек центральной Якутии:

$$y = 1.06F^{0.189} \quad (8б)$$

Показатель степени n для обоих регионов близок и соответствует рекомендациям по гидрологическим расчетам редукции стока половодья на реках тундры ($n=0.17$). Коэффициент a больше для рек восточно-европейской тундры (аналог для более теплых и влажных периодов позднеледниковья), что объясняется большей неравномерностью стока на реках континентальной центральной Якутии (аналогов для более холодных и сухих периодов позднеледниковья).

Изменение палеостока по территории южного мегасклона Восточно-Европейской равнины

По формулам (5)-(8) были рассчитаны средние расходы и слой стока воды для более чем 200 участков больших перигляциальных рек южного мегасклона Восточно-Европейской равнины, на которых имеются фрагменты хорошо сохранившихся палеорусел. Эти оценки позволили составить карту годового слоя поверхностного стока поздневалдайского времени (рис. 10) и оценить годовые объемы стока в основных речных бассейнах (табл. 1) для периода времени около 16-15 тыс. ^{14}C лет назад. В бассейне Волги годовой сток составлял около 500 км^3 , несмотря на существенно меньшую площадь водосбора верхней Волги. Основной вклад в этот сток вносили Ока и Кама, сток которых был больше современного в 2 – 3 раза. Еще больше – почти в 4 -5 раз, поздневалдайский сток превышал современный в бассейнах Дона и Днепра. Следует подчеркнуть, что в этом стоке ледниковое питание не участвует.

Таблица 1. Годовой объем стока поздневалдайских рек

Речной бассейн	Современные характеристики		Поздний валдай (реконструкция)		Q_{RB}/Q_{RC}
	Площадь водосбора, тыс. км^2	Сток Q_{RC} , $\text{км}^3/\text{год}$	Площадь водосбора, тыс. км^2	Сток Q_{RB} , $\text{км}^3/\text{год}$	
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

В целом изолинии слоя палеостока ориентированы с запад-юго-запада на восток-северо-восток, параллельно краю последнего материкового ледника. Вдоль краевой области оледенения фиксируется максимальной палеосток – 600-800 мм в год, что может быть связано как с малыми потерями стока в наиболее северных областях, так и с большой заозеренностью моренных равнин и формированием местных осадков. По направлению на юг слой стока уменьшается до 100-200 мм у южной границы вечной мерзлоты того периода, что может быть связано с зональным ростом температуры (потерь на испарение) и уменьшением осадков. Слой стока также уменьшается с запада на восток с увеличением континентальности климата. На фоне общего уменьшения отмечаются области относительного пространственного понижения слоя стока (бассейны Днепра, средней, нижней Волги и Камы) и его повышения (бассейны верхней Волги, Оки и Дона). Эти же области прослеживаются в современном пространственном распределении слоя стока [Евстигнеев, 1990] и, видимо, отражают орографические эффекты.

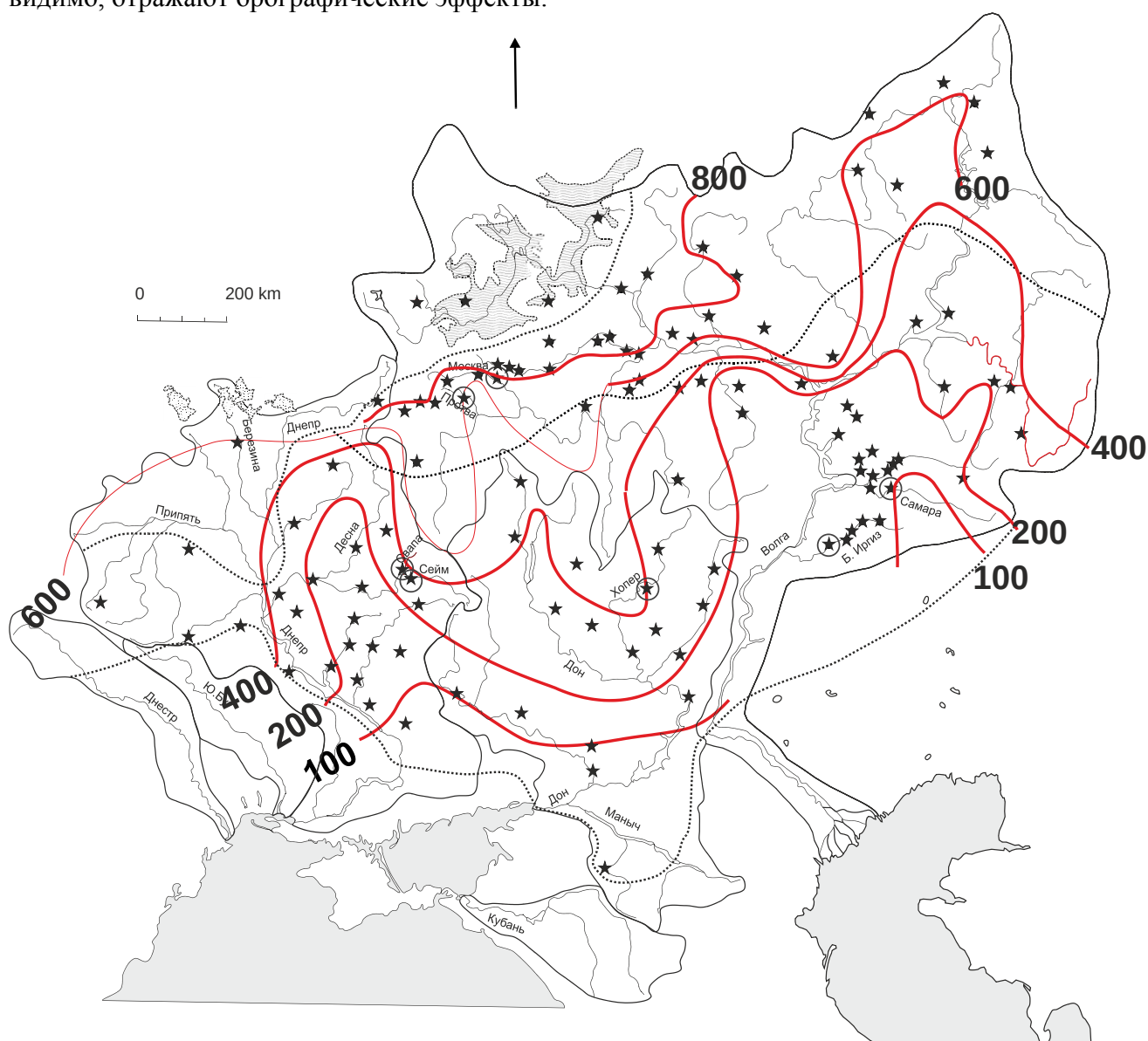


Рис. 10. Годовой слой стока воды, восстановленный по хорошо сохранившимся фрагментам больших палеорусел (местоположение указано звездочками). Красные линии- изолинии годового слоя поверхностного стока в мм. Прочие обозначения см. на рис. 1.

Изменение палеостока во времени

На основании гидро-климатических характеристик в регионах-аналогах были оценены изменения во времени (за позднеледниковье) отклонений от современных слоя палеосадков и слоя палеостока (рис. 11), а также температур воздуха в январе и июле. В целом подледниковье было холодным временем с зимними и летними температурами воздуха ниже современных, с общей тенденцией увеличения температур во времени. Обратная картина в целом по слою стока – для позднеледниковья характерно общее превышение слоя поверхностного стока воды над современным с общей тенденцией к уменьшению этого превышения во времени. Для осадков определенной тенденции не выявлено – наблюдаются существенные осцилляции слоя осадков, с периодами большего и меньшего, чем современное, увлажнения. Сочетание величин температуры воздуха, осадков и поверхностного стока в разные периоды могло быть самым различным.

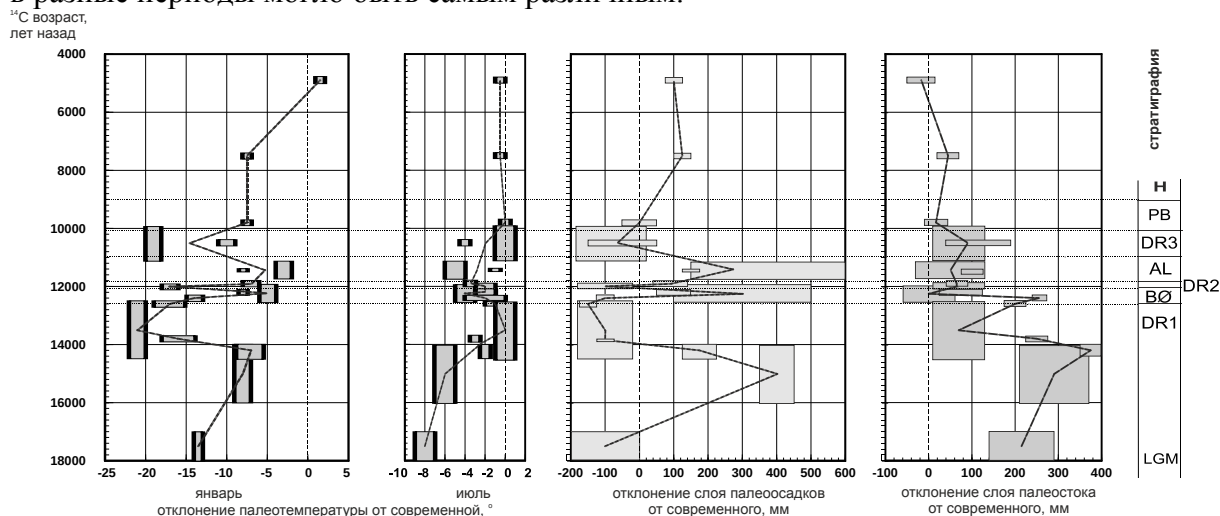


Рис. 11. Гидро-климатические изменения в западной части Восточно-Европейской равнины в позднеледниковье, полученные на основании морфологии палеорусел и палеофлористического анализа. Диапазоны разброса возраста и гидро-климатических показателей показаны прямоугольниками.

Период между максимумом оледенения (LGM) и древнейшим дриасом (DR1) характеризовался океаническим климатом с не очень суровой зимой и весьма холодным летом, повышенными осадками и поверхностным стоком. В конце этого периода, 15-14 тыс. лет назад поверхностный сток достиг своего максимума, это был этап формирования больших меандрирующих русел.

Древнейший дриас был периодом высокой континентальности с очень суровыми зимами и жарким летом. Осадков было меньше современных и сток был относительно невысокий (хоть и больше современного), и увеличился к концу периода. К этому времени относятся палеорусла с промежуточными размерами на ключевом участке р. Сейма с возрастом около 13 тыс. лет назад.

В бёллинге (BØ) климат становится более океаническим, зимы не очень суровые, лето прохладное, слой осадков увеличивается и превышает современный. В начале периода слой стока значительный, но в связи с ростом потерь на испарение слой стока в середине периода уменьшается.

Древний дриас (DR1) и молодой дриас (DR1) были аналогами древнейшего дриаса с континентальным, сухим климатом и повышенным стоком воды. К молодому

дриасу относятся палеорусл с промежуточными размерами на ключевом участке реки Хопер. Аллеред (AL) был аналогом бёллинга с более океаническим и влажным климатом и относительно пониженным стоком.

В начале голоцена климатические характеристики в целом приблизились к современной норме и большие меандрирующие палеорусл преобразовались в современные русла.

Заключение

Использование палеогеографической аналогии в качестве методологии палеогидрологических реконструкций дало возможность применения гидравлично–морфометрических зависимостей. Оно было ранее дискредитировано огромными величинами восстановленного стока воды (до 20-80 раз больше современного [Dury, 1965], так как не принималась во внимание необходимость районирования зависимостей и выбора для реконструкций только тех из них, что были получены для региона-аналога палеоландшафта. При выполнении этого достаточно очевидного требования и учете прохождения стока в перигляциальных условиях за короткий период снеготаяния, общий рассчитанный сток рек Восточно-Европейской равнины в поздневалдайское время получается лишь вдвое больше современного, что вполне объяснимо существенно меньшими потерями на испарение.

Тем не менее это - очень большой поверхностный сток, что вносит существенные коррективы в сложившиеся представления о природе перигляциального времени. Во-первых, климат начальной стадии деградации поздневалдайского оледенения считается сухим и холодным [Динамика..., 2002]. Данные о стоке воды показывают, что эта сухость была относительной: годовое количество осадков было не меньше, а скорее больше современного; однако эти осадки выпадали в основном в виде снега за долгую зиму, лето было сухим и коротким. Во-вторых, для всего перигляциального времени предполагалось доминирование криогенных и склоновых процессов рельефообразования с преобладанием аккумуляции, а эрозионные сводились к склоновому смыву и формированию мелких оврагов [Бутаков, 1986]. Открытие больших палеорусел показывает, что на некотором этапе эрозионные и русловые процессы имели самое широкое распространение, реки были шире (до 15 раз) и глубже современных. К этим рекам были приурочены многочисленные крупные, глубоко врезаемые линейные формы эрозии – современные балки и суходолы. В третьих, для объяснения высокого стояния Каспийского моря в хвалынское время привлекалась гипотеза об участии талых вод материкового ледника в поверхностном стоке вод в бассейне Волги [Квасов, 1975]. С учетом реконструкций стока больших рек перигляциальной зоны эта гипотеза (не подтверждаемая ныне и другими данными) является излишней.

Климатические изменения позднеледникового времени уже к началу голоцена привели к полному изменению гидрологического режима больших перигляциальных рек. Это было связано с повышением среднегодовой (особенной зимней) температуры воздуха и деградацией вечной мерзлоты (на Восточно-Европейской равнине южная граница вечной мерзлоты сместилась с 49° с.ш. на полярный круг). Увеличились общие потери стока на испарение и инфильтрацию, появился грунтовый сток и устойчивые расходы воды межени. Это привело к общему уменьшению объема стока (примерно в два раза) и его внутригодовому перераспределению: уровни половодья стали существенно ниже, а межени – выше. На месте больших позднеледниковых рек сформировались реки существенно меньших размеров, близкие к современным рекам.

Значительная часть территории России находится в области распространения сплошной и очаговой вечной мерзлоты. Современный гидрологический режим рек этих

областей близок к гидрологическому режиму больших позднеледниковых рек Восточно-Европейской равнины и Западной Сибири. В условиях глобального антропогенного потепления ландшафты этих областей будут подвержены наиболее быстрым и кардинальным изменениям. Вполне вероятно, что изменения гидрологического режима рек и морфологии речных русел будут следовать сценарию трансформации больших позднеледниковых рек. Уменьшится годовой объем стока за счет увеличения общих потерь на испарение, увеличится равномерность стока внутри года за счет существенного уменьшения стока половодья и роста расходов воды во время межени. Размеры русел рек средней Сибири, Якутии и северо-востока России существенно уменьшатся, крупные разветвленные на рукава реки могут стать однорукавными. Все эти возможные изменения должны быть учтены при долгосрочном прогнозировании состояния водных ресурсов и русловой сети рек России.

Литература.

- Борисова О.К., Новенко Е.Ю. Среда обитания позднеледниковых человека на стоянке Юдиново (по палинологическим данным). Актуальные проблемы палинологии на рубеже третьего тысячелетия. М.: ИГиРГИ, 1999.
- Бутаков Г.П. Плейстоценовый перигляциал на востоке Восточно-Европейской равнины. Казань, Изд-во Казанского ун-та, 1986
- Величневич Ф.Ю. Плейстоценовые флоры ледниковых областей Восточно-Европейской равнины. Минск, 1982.
- Величко А.А., Грехова Л.В., Грибченко Ю.Н., Куренкова Е.И. Первобытный человек в экстремальных условиях среды. Стоянка Елисеевичи. М.: ИГ РАН. 1997.
- Гричук В.П. История флоры и растительности Восточно-Европейской равнины в плейстоцене М.: Наука, 1989
- Динамика ландшафтных компонентов и внутренних морских бассейнов северной Евразии за последние 130000 лет. М., Геос, 2002.
- 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.
- Квасов Д.Д. Позднечетвертичная история крупных озер и внутренних морей Восточной Европы. Л.: Наука, 1975.
- Леонов Ю.Г., Лаврушин Ю.А., Антипов М.П. Е.А.Спиридонова, Я.В.Кузьмин, Дж.Т.Джалл, С.Бурр, А.Желиновская, Ф.Шали. Новые данные о возрасте отложений трансгрессивной фазы раннехвалынской трансгрессии Каспийского моря Доклады РАН. 2002. Т.389.
- Обидиентова Г.В. Эрозионные циклы и формирование долины Волги. – М., 1977.
- Посеймье (под ред. Ф.Н.Милькова). Воронеж: Изд-во Воронежского ун-та, 1983.
- Розенбаум Г.Э. Современный аллювий равнинных рек восточной Субарктики (на примере Яны и Омоля) // Проблемы криолитологии. Вып.3. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1973.
- Сидорчук А.Ю., Панин А.В., Чернов А.В., Борисова О.К., Ковалюх Н.Н.. Сток воды и морфология русел рек Восточно-Европейской равнины в поздневалдайское время и в голоцене (по данным палеоруслового анализа). Эрозия почв и русловые процессы, вып. 12, М.: Изд-во МГУ, 2000.
- Экспериментальная геоморфология. Вып.2, М.: Изд-во МГУ, 1969.
- Dury, G.HTheoretical implications of underfit streams. US Geological Survey Professional Paper 452-B, Washington. 1965.

Kremenetski C. V., Bottger T., Junge F. W., Tarasov A. G. Late- and postglacial environment of the Buzuluk area, middle Volga region, Russia Quaternary Science Reviews v. 18, 1999

Leopold, L.B., Wolman M.G. River Meanders. Bulletin of the Geological Society of America, v. 71, 1960

Sidorchuk A. Floodplain sedimentation: inherited memories. Global and Planetary Change, v. 39, 2003

Sidorchuk A.Yu., O.K. Borisova, Method of Paleogeographical Analogues in Paleohydrological Reconstructions. Quaternary International. V. 72, 2000