

**Поздневалдайские палеорусла рек Русской равнины.****Сидорчук А.Ю., Борисова О.К., Панин А.В.****Резюме.**

Для Русской равнины характерно широкое распространение больших меандрирующих палеорусел поздневалдайского возраста. Они обнаружены в большинстве ландшафтных зон и отсутствуют только в тундре и в пределах области последнего материкового оледенения. В лесотундре ширина поздневалдайских рек превосходила ширину современных русел в 2-3 раза, в северной тайге - в 2-4 раза. В средней и южной тайге это соотношение достигало 5/1, в зоне широколиственных лесов – 10/1, в лесостепи и степи – 13/1. Основной причиной формирования столь крупных рек при практически неизменных площадях водосборов являлось наличие многолетней мерзлоты на всей территории перигляциальной гиперзоны, малая водопроницаемость грунтов (и малые потери стока) весной и отсутствие грунтового питания рек летом. Реки характеризовались коротким высоким половодьем и продолжительной низкой меженью, когда их русла были практически лишены воды. В условиях значительной сезонной неравномерности стока формировались большие речные русла, размеры которых соответствовали большим, чем современные, максимальным расходам воды. Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект 97-05-64708.

Введение

В рельефе низких террас и поймы большинства меандрирующих равнинных рек обычно прослеживаются в той или иной степени заполненные наносами фрагменты палеорусел. Это системы старичных озер и заболоченных понижений с участками луговин и кустарников, имеющие характерную извилистую форму. Обычно в рельефе

отчетливо виден вогнутый борт палеорусл, реже сохраняются оба береговых уступа. Иногда границы руслового понижения прослеживаются только по смене литологии и растительности. Анализ конфигурации, размеров и взаимного расположения палеорусел, так же как и ложбинно-гравистого рельефа поймы и низких террас, является одним из главных методов реконструкции истории развития рельефа речной долины.

Наиболее интересны случаи существенных различий параметров и морфологического типа русел разных возрастных генераций. Наличие больших палеорусел породило проблему несоответствия размеров современной реки и ее долины. Так, В.В. Докучаев [7] для объяснения несоразмерной ширины пойм малых рек Русской равнины предложил гипотезу о нефлювиальном, озерном происхождении таких пойм. В.М. Дэвис [21] описал широкую и глубокую извилистую долину реки Маас, по дну которой извивается русло весьма скромных размеров. Различие размеров современных и древних русел рек Дэвис объяснил изменением их водоносности. Причиной этого изменения Дэвис посчитал речные перехваты в этих долинах. Г.Дьюри [22, 23] показал глобальное распространение подобных «несоответствующих» (misfit) рек и палеорусел больших размеров. Дьюри также придерживался гипотезы об изменении водоносности таких рек, но он обосновал климатическую причину этих изменений. С.В. Лютцау [9] при анализе значительных различий размеров палеорусел разных генераций в днище долины реки Гусь предположил наличие здесь флювиогляциальных элементов московского возраста. Н.И.Маккавеев и Н.В.Хмелева [17] на основании анализа размеров больших стариц и излучин современного русла предположили, что на каком-то из этапов голоцена речной сток в лесостепи и южной части лесной зоны Русской равнины был вдвое больше современного у крупных рек (Ока, Вятка) и еще больше - у малых рек.

Глобальное распространение больших палеорусел в речных долинах требует систематического изучения этого явления. На североамериканском континенте подобные исследования ведутся В. Бейкером [18] и М. Блюмом [19]. В Европе большие палеоизлучины поздневалдайского возраста изучены в Польше [24, 27, 28, 29] в Нидерландах [20], на Британских островах [26] и в других регионах. В речных долинах юга Западной Сибири следы стока, значительно более мощного, чем современный, в виде гигантских стариц и меандровых амфитеатров описаны И.А.Волковым [4, 5, и др.]. Широкое распространение древних больших палеорусел выявлено и на Русской равнине [14, 25].

Большие палеорусли в долинах рек Русской равнины.

Для Русской равнины характерно широкое распространение больших меандрирующих палеорусел. Они обнаружены в большинстве ландшафтных зон от лесотундры до сухой степи, в бассейнах всех морей, омывающих равнину (рис. 1). Большие палеорусли редки только в зоне тундры, а также на территории, которая перекрывалась поздневалдайским ледником (регион I). В регионе II современные реки, как правило, имеют врезанные излучины. Большие палеорусли располагаются здесь в пределах низких надпойменных террас (первой и второй). Современные поймы обычно формировались в пределах днища русел палеорек. Примером является река Юг в бассейне Северной Двины. Здесь древняя пойма в ходе врезания русла превратилась в террасу с относительной высотой 25-30 м. При этом днище русла древней реки образовало ступень с высотой 12-16 м над современным меженным урезом реки (рис. 2). В пределах надпойменной террасы макрорусли прослеживаются в виде меандрирующей ложбины на том же уровне. Палеорусли шириной на перекатах около

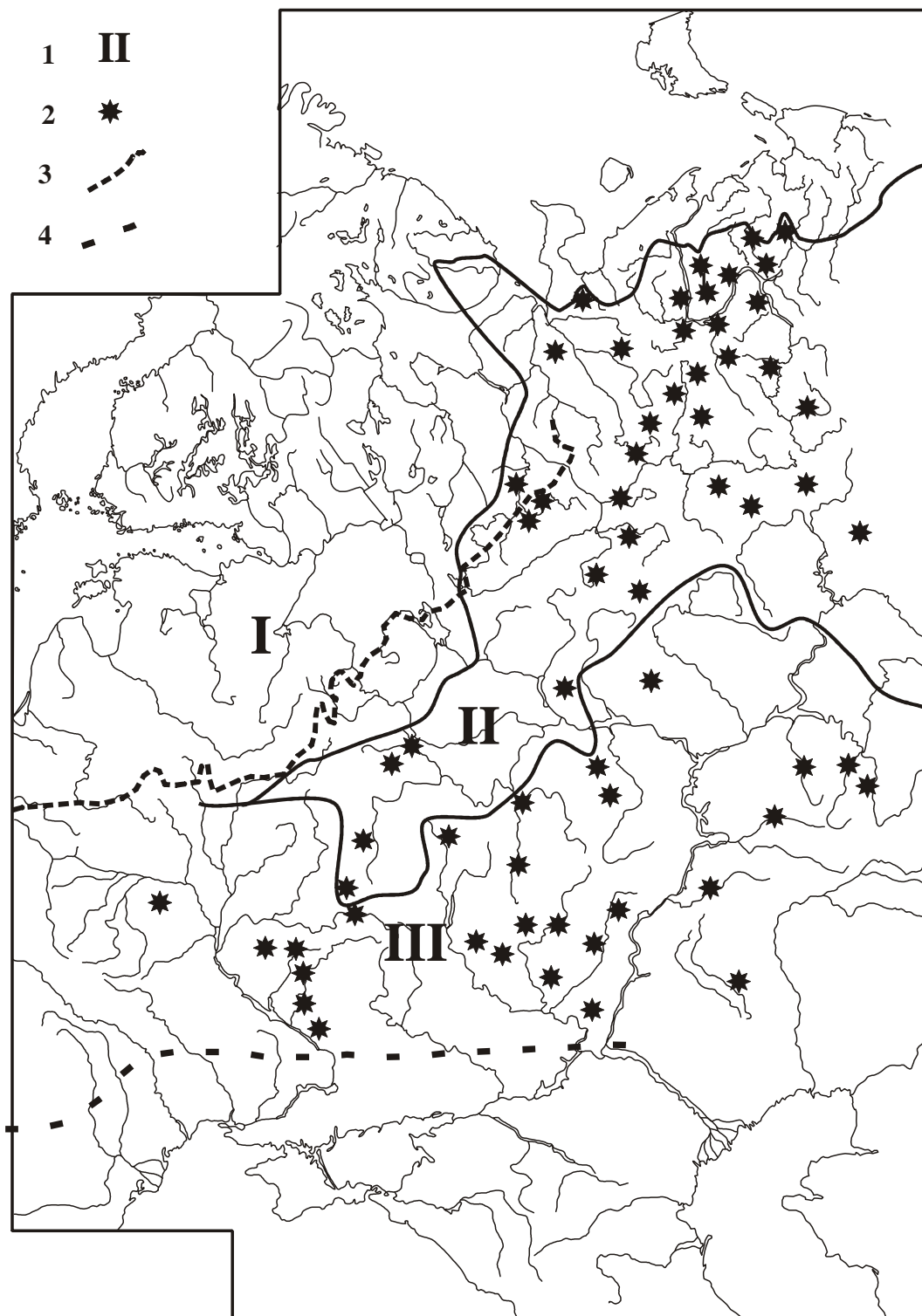


Рис.1. Распространение больших поздневалдайских палеорусел на территории Русской равнины. 1 – номера регионов (см. текст); 2 – положение наиболее выраженных больших палеорусел; 3 – граница распространения поздневалдайского оледенения; 4 – южная граница максимального распространения многолетней мерзлоты (Величко и др., 1982).

400 м описывало омеговидные излучины с шагом $\lambda = 2000$ м и длиной по руслу $S = 6500$ м. Шаг излучин современной реки - 430 м, а ширина русла – 100 м. Среднее значение показателя формы излучин палеорусла $S/\lambda = 3,25$, что существенно превышает оптимальное значение (1,6) [10]. Подобные омеговидные и пальцеобразные излучины русла на широкой пойме характерны для рек центрального Ямала. Их развитие является показателем значительной эрозионной устойчивости поверхности поймы реки, которая скована мерзлотой.

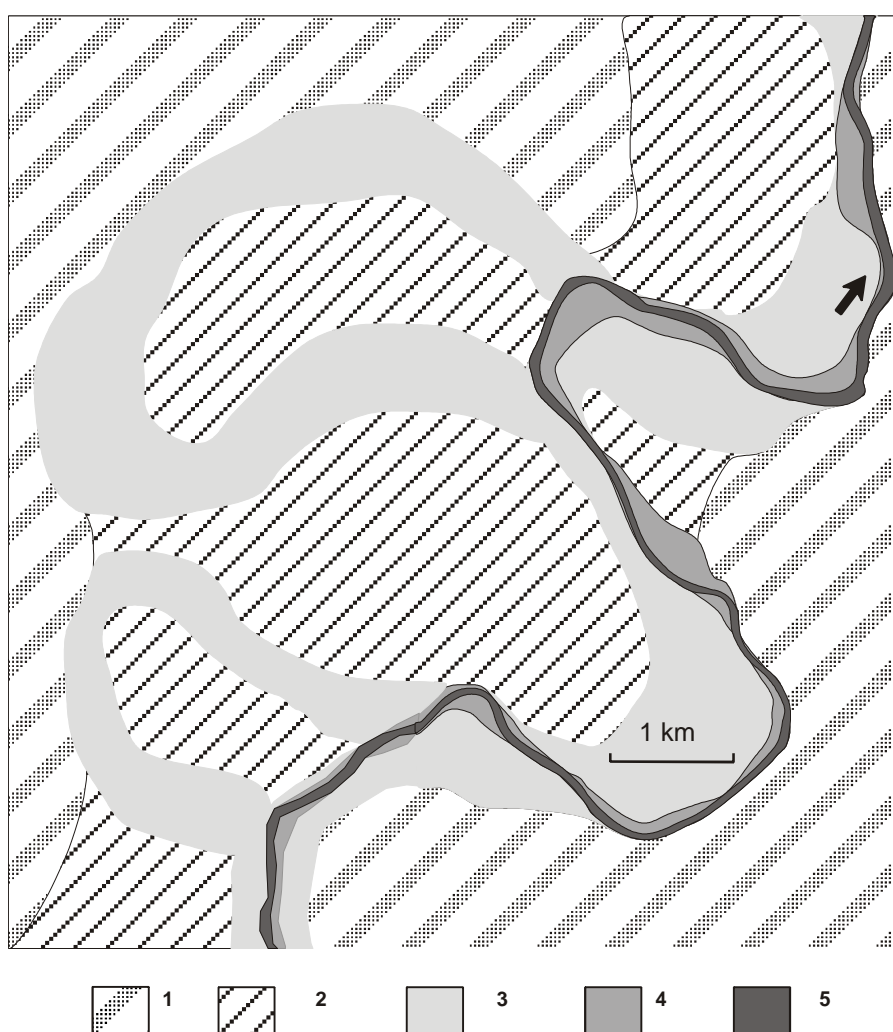


Рис.2. Соотношение современного и древнего русла в низовьях р. Юг, верхняя часть бассейна Северной Двины: 1 - междуречье; 2 – I терраса; 3 – большие палеорусла на I террасе; 4 – пойма; 5 – современное русло.

Одной из причин врезания русел в регионе II являлось, видимо, послеледниковое изостатическое поднятие территории. Считается, что внешняя граница области гляциоизостатического поднятия примерно соответствует границе максимального распространения поздневалдайского ледникового щита [11, 13]. В долинах некоторых рек врезание определялось понижением базиса эрозии при спуске подпрудных ледниковых озер, который наиболее интенсивно происходил после отступления ледника от краевых образований вепсовской стадии 14,5-13,5 тыс. л. н. [8]. Примером такой реки является Вычегда в низовьях [15, 16].

В южной части Русской равнины, в бассейне Дона, Днепра и нижней Волги (регион III на рис. 1), врезания рек в голоцене в большинстве случаев не происходило [12]. Здесь обширные древние поймы сохранили режим затопления и соответствующий ландшафт. Их площадь только увеличилась за счет ширины отмерших заиленных и заболоченных макрорусел. Современные реки извиваются узкими лентами среди этих унаследованных пойм, лишь в малой степени изменяя первоначальный рельеф в своей прирусловой зоне. Примером такого соотношения древнего и современного русла является река Орель в бассейне Днепра (рис. 3). Шаг излучин современной реки составляет 200 м, ширина русла – 50 м, ширина пояса меандрирования составляет около 1-3 км. Шаг излучин палеорусла примерно равен 1800 м, его ширина – 350 м. Ширина пояса меандрирования палеореки достигала 12 км. Пойма Орели была создана этой древней рекой, современное русло только наследует ее. Именно этим и объясняется несоответствие размеров русла и днища долины.

Возраст и условия формирования больших палеорусел.

Временной диапазон формирования больших палеорусел довольно узок. Макрореки на побережье Мексиканского залива, описанные еще Дьюри [22], были

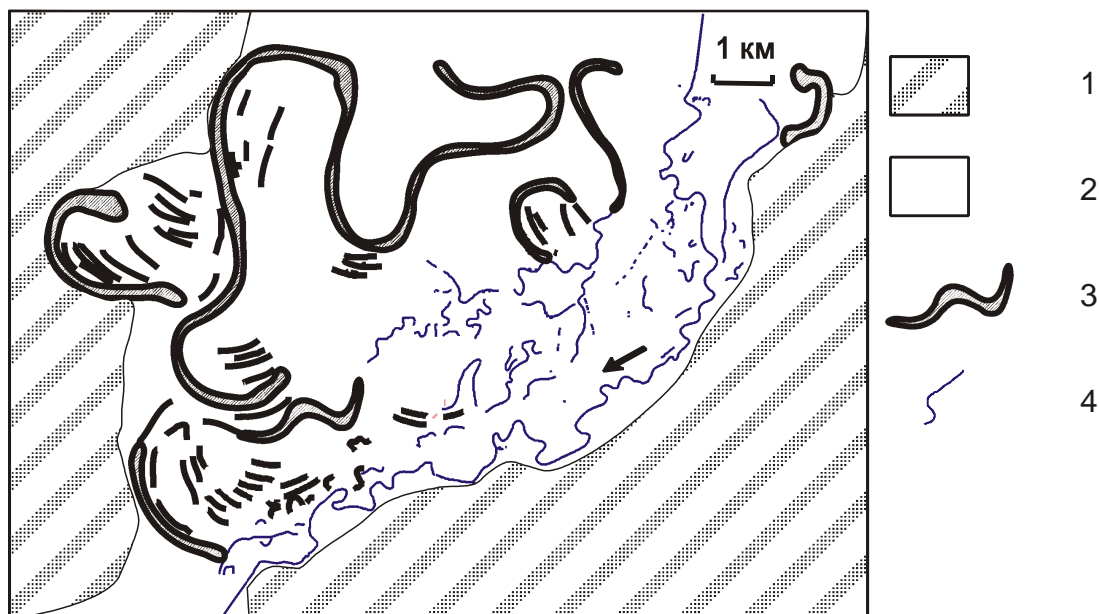


Рис.3. Соотношение современного и древнего русла в низовьях р. Орель, левого притока Днепра. 1 – I терраса; 2– пойма; 3 – большие палеорусла на пойме; 4 – современное русло.

активны 10-12 тысяч лет назад [19]. В центральной Европе в долине Вислы такие реки отмерли 10-11 тысяч лет назад [28]. Для палеорек Русской равнины количество датировок пока невелико. Наши исследования в долине р. Хопер у п. Поворино показали, что большое палеорусло в пределах поймы и первой террасы было активным около 14 - 17 тысяч лет назад (радиоуглеродная датировка глин под русловыми песками Ki-7694, термолюминесцентная датировка русловых песков РТЛ-808) и отмерло около 11 - 12 тысяч лет назад (радиоуглеродные датировки органики в заполнении плесовых лощин Ki-5305, Ki-7680). Палеорусла, хорошо выраженные на пойме р. Сейм у г. Льгова и на первой террасе р. Свапы у ее устья, отмерли около 14 тыс. лет назад (датировки органики и ракуши в заполнении палеорусел Ki-6981, 6982, 6984, 6999). Врезанная макроизлучина реки Протвы у г. Боровска отмерла около 13 тысяч лет назад (датировка органики в заполнении Ki-7312). В устьевой области р. Вычегды палеорека с размерами больше современных была активна вплоть до 8,5 тысяч лет назад [16].

Как видно из рисунка 1, большие палеоруслы формировались в условиях ландшафтов перигляциальной гиперзоны [1], простиравшейся между границей распространения поздневалдайского ледника и южной границей распространения многолетней мерзлоты в эпоху максимума оледенения [2]. Подавляющее большинство бассейнов макрорек расположено вне области возможного стока вод, которые образовывались при таянии валдайского ледникового покрова. Можно утверждать также, что площади речных бассейнов за пределами приледниковой зоны в течение последних 15 тысяч лет оставались неизменными, поскольку следы крупных перестроек речных систем в этот период времени неизвестны. Поэтому причины формирования речных русел, существенно превосходивших современные по размерам, необходимо искать в ландшафтно-климатических обстановках прошлого.

Основные ландшафтные и климатические характеристики для максимальной и постмаксимальной фаз позднего валдая на Русской равнине были восстановлены с помощью палеофлористического анализа палинологических данных для трех ключевых участков, расположенных в разных ландшафтно-климатических зонах. Участок 1 выбран в низовьях р. Вычегды в современной зоне средней темнохвойной тайги (около 61° с. ш.). Обнаруженная здесь палеофлора соответствует ландшафту, существовавшему здесь непосредственно перед максимумом оледенения [30]. Участок 2 располагается у г. Иваново (около 56° с.ш.), в зоне смешанных хвойно-широколиственных лесов. Палеофлора характеризует ландшафт в период максимального похолодания и в начале криоксеротической фазы валдайского оледенения [6]. Участок 3 расположен в средней части бассейна р. Хопер у южной границы современной лесостепи (около 50° с.ш.). Палеофлора соответствует здесь позднеледниковью [31], что подтверждается радиоуглеродной датировкой 11,900±120 лет назад (KI-5305).

Несмотря на различия в возрасте и в географическом положении рассмотренных палеофлор, реконструкции показывают большое сходство климатических и ландшафтных условий их формирования, что соответствует представлению о длительном существовании обширной перигляциальной гиперзоны [1]. Пыльцевые спектры с высоким содержанием пыльцы *Artemisia* и *Chenopodiaceae* указывают на распространение специфической криоксеротической растительности, типичной для максимума позднего валдая и позднеледниковья – так называемой перигляциальной лесостепи [6]. К югу роль древесных элементов еще более сокращалась, здесь была распространена перигляциальная степь. Для перигляциальной зоны были характерны такие ксерофиты как *Ephedra distachya*, *Eurotia ceratoides*, *Kochia prostrata* и другие, сосуществовавшие с криофитами (*Botrychium boreale*, *Selaginella selaginoides*) и эрозиофилами, то есть растениями, обитающими на участках с нарушенным или несформированным почвенным покровом. Перигляциальная флора включала в себя также виды светлохвойной тайги (*Pinus sylvestris*, *Larix*), мелколиственного леса (*Betula alba*), и темнохвойной тайги (*Picea abies*, *Pinus sibirica*, *Abies sibirica*), карликовую березку и ольховник. Такая флора не имеет прямых современных аналогов. Ближайшим по составу флоры является район западных склонов Алтая в бассейне р. Бухтармы (правый приток верхнего Иртыша). Здесь на небольшой площади смыкаются ареалы темнохвойных горных лесов, луговых степей и сухих полынных степей. Территория характеризуется холодным семиаридным и ультраконтинентальным климатом. Средняя температура января составляет -18°C , июля - около 15°C . Среднегодовой слой осадков не превышает 500-600 мм, из них зимних (ноябрь-март) около 200 мм, при суммарном испарении за год 250-300 мм.

Западный Алтай, таким образом, является ближайшим климатическим аналогом перигляциальных условий на Русской равнине, во всяком случае, в отношении диапазона температуры воздуха и для суммарного испарения. В то же время

гидрологический режим поздневалдайских рек был существенно отличен от режима рек западного Алтая, в первую очередь из-за широкого распространения многолетней мерзлоты в перигляциальной гиперзоне. Современными аналогами подобных перигляциальных рек являются реки безлесных и редколесных территорий в области распространения многолетней мерзлоты, например, реки Большеземельской тундры, полуострова Ямал и, отчасти, реки равнинной части бассейна Лены. Необходимость использования сложного аналога для восстановления условий формирования стока поздневалдайских рек диктуется отсутствием в современных ландшафтах прямого аналога перигляциальных ландшафтов, то есть *дисконформностью* (по А.А. Величко [3]) природных условий современности и прошлого.

Трансформация больших палеорусел.

Основной причиной резких изменений руслоформирующих расходов рек при неизменных площадях водосборов являлось существенное отличие гидрологического режима поздневалдайских рек от современного. На всей территории перигляциальной гиперзоны от края валдайского ледникового щита до 49° с. ш. была распространена многолетняя мерзлота. Водопроницаемость грунтов была минимальной, что приводило к малым потерям стока в период снеготаяния (коэффициенты стока были порядка 0,9 - 1,0), и к практическому отсутствию грунтового питания рек в теплый период. Реки характеризовались коротким высоким половодьем и продолжительной низкой меженью. В таких условиях формировались большие речные русла, размеры которых соответствовали максимальным расходам воды периода половодья. Большую часть года во время межени эти русла были практически лишены воды, и песок на обширных песчаных отмелях перевевался ветром. Благодаря деградации многолетней мерзлоты в позднеледниковое время и в начале голоцена и дифференциации ландшафтов в пределах перигляциальной гиперзоны произошли кардинальные изменения

гидрологического режима рек – сглаживание и распластывание поворотов и снижение коэффициентов стока. В результате макрорула поздневалдайских рек трансформировались в современные русла рек существенно меньших размеров. В части речных долин древние макрорула отмерли, а современные реки формируют свои меандрирующие русла в другой части днища долины. Более распространены реки, где современное русло в основном следует вдоль древнего и как бы вложено в него.

Степень трансформации русел малых и средних рек имеет ярко выраженный широтно-зональный характер (рис. 4). В тундре русла современных рек имеют размеры (ширину в бровках поймы и шаг излучин), близкие к размерам русел поздневалдайских рек. Это объясняется малыми изменениями условий формирования стока воды и руслоформирования на рубеже позднего плейстоцена – голоцена, сохранением здесь многолетнемерзлых пород и безлесных ландшафтов. В лесотундре ширина современных русел рек в 2-3 раз меньше ширины русел поздневалдайских рек, в северной тайге - в 2-4 раза. В средней и южной тайге ширина современных русел малых и средних рек в 2-5 раз меньше ширины русел поздневалдайских рек. Здесь наблюдается максимальный разброс значений отношений ширины древних и современных рек. В области распространения современных хвойно-широколиственных и широколиственных лесов скорость трансформации речных русел резко увеличивается. В зоне широколиственных лесов уменьшение ширины рек по сравнению с позднеледниковьем достигло 10 раз, в лесостепи и степи - в 13 раз. Как показано на рис. 4 пунктирной линией, такие изменения во многом совпадают с изменениями по широте отношения максимального значения коэффициента стока в поздневалдайское время $K_{пв}$, равного 1, к его современной величине K_c . Это соответствие показывает, что изменение коэффициента стока было одной из главных причин изменения величины стока воды, гидрологического и руслового режима рек.

Эта причина была не единственной, так как размеры палеорусел, особенно в северной части Русской равнины (см. рис. 4), существенно больше, чем можно объяснить приведением коэффициента стока к единице. Видимо, здесь в поздневалдайское время выпадало больше осадков. Степень изменения размеров рек была наибольшей на западе Русской равнины, где валдайский ледниковый щит наиболее далеко выдвигался на юг и, соответственно, различия между современными и поздневалдайскими условиями формирования речных русел были максимальны.

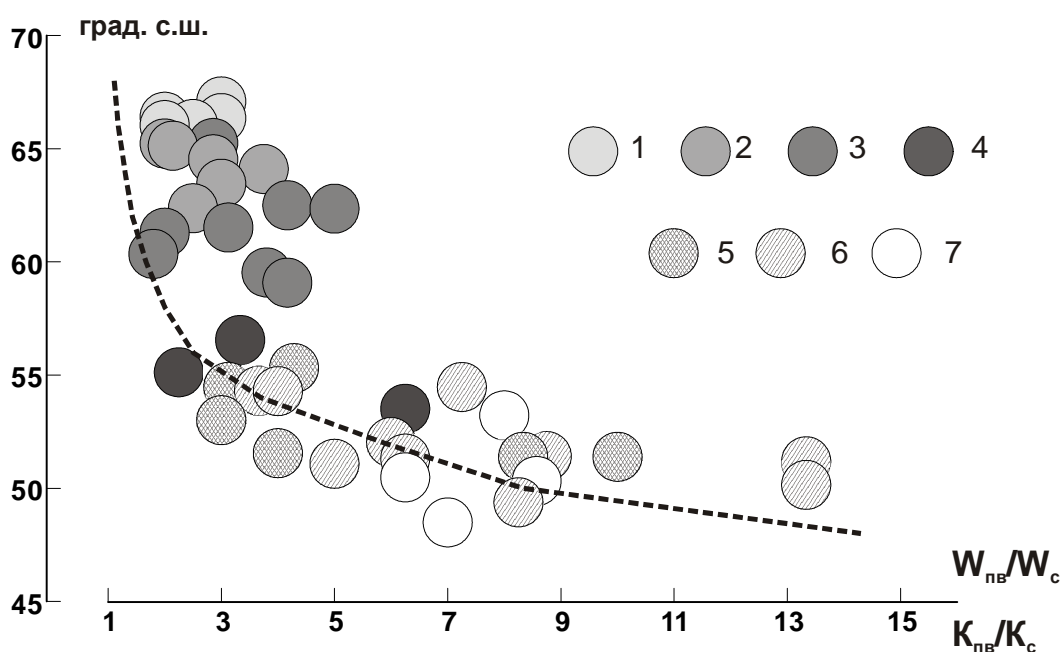


Рис. 4. Широтные изменения соотношения ширины валдайских палеорусел ($W_{пв}$) и соответствующих современных русел ($W_{с}$): 1 – в лесотундре; 2 – в северной тайге; 3 – в средней и южной тайге; 4 – в хвойно-широколиственных лесах; 5 – в широколиственных лесах; 6 – в лесостепи; 7 – в степи.

Литература

1. Величко А.А. Природный процесс в плейстоцене. М.: Наука, 1973. С. 256.

2. Величко А.А., Бердников В.В., Нечаев В.П. Реконструкция зоны многолетней мерзлоты и этапов ее развития // Палеогеография Европы за последние сто тысяч лет. Атлас – монография. М.: Наука, 1982. С. 74-80.
3. Величко А.А. Эмпирическая палеоклиматология // Методы реконструкции палеоклиматов. М.: Наука, 1985. С. 7-20.
4. Волков И.А. О недавнем прошлом рек Ишим и Нура // Труды лаборатории аэрометодов АН СССР, 1960, N 9. С. 15-19.
5. Волков И.А. Следы мощного стока в долинах рек юга Западной Сибири // Докл. АН СССР, 1963, 151, N 3. С. 23-25.
6. Гричук В.П. История флоры и растительности Русской равнины в плейстоцене. М., 1989. С. 182.
7. Докучаев В.В. Способы образования речных долин Европейской России. Спб: типография В.Дермакова, 1878. С. 223.
8. Квасов Д.Д. Позднечетвертичная история крупных озер и внутренних морей Восточной Европы. Л.: Наука, 1975. С. 278.
9. Лютцау С.В. Флювиальные формы рельефа Мещеры как показатель изменений гидрологического режима и водности рек во времени // Вестник Моск. ун-та, сер. География, 1968, №3. С. 93-98.
10. Маккавеев Н.И. Русло реки и эрозия в ее бассейне. М.: Изд-во АН СССР, 1955. С. 346 с.
11. Мещеряков Ю.А. Молодые тектонические движения и эрозионно-аккумулятивные процессы северо-западной части Русской равнины. М.: Изд-во АН СССР, 1961. С. 88.
12. Морфология и динамика русел рек Европейской части России и сопредельных государств. Карта м-ба 1: 2000000 под ред. Р.С.Чалова. М.: ФСГК РФ, 1999.
13. Никонов А.А. Голоценовые и современные движения земной коры. М.: Наука, 1977. С. 240.

14. Панин А.В., Сидорчук А.Ю., Чернов А.В. Макроизлучины рек ЕТС и проблемы палеогидрологических реконструкций. Водные ресурсы, 1992, № 4. С. 93-97.
15. Потапенко Л.М. Четвертичные отложения и развитие речной долины нижней Вычегды. Автореф. дисс. ... канд. геогр. наук. М.: 1975, 18 с.
16. Сидорчук А.Ю., Борисова О.К., Ковалюх Н.Н., Панин А.В., Чернов А.В. Палеогидрология нижней Вычегды в позднеледниковье и голоцене // Вестник Моск. Ун-та, сер.5, геогр., 1999, №5. С. 34-41.
17. Экспериментальная геоморфология. Вып.2 (под ред. Н.И.Маккавеева). М.: Изд-во Моск. Ун-та, 1969. С. 178.
18. Baker V.R. Paleohydrology and sedimentology of Lake Missoula Flooding in Eastern Washington // The Geol. Soc. Am., Special Paper 144, 1973. P. 79.
19. Blum M.D. Fluvial responses to external forcing: Examples from the French Massif Central, the Texas Coastal Plain (USA), the Sahara of the Tunisia, and the Lower Mississippi Valley (USA), Balkema (in press)
20. Bohncke S.J.P., Vandenberghe J. Palaeohydrological development in the Southern Netherlands during the last 15000 years // Temperate Palaeohydrology. Chichester: John Wiley and Sons, 1991. P. 253-281.
21. Davis W.M. The Seine, the Meuse and the Moseile // National Geographical Magazine, 1896, 7. P. 189-238.
22. Dury G.H. Principles of underfit streams // US Geological Survey Professional Paper 452-A, Washington, 1964. P. 67.
23. Dury G.H. Theoretical implications of underfit streams // US Geological Survey Professional Paper 452-C, Washington, 1965. P. 43.
24. Kozarski S., Rotnicki K. Valley floors and changes of river channel patterns in the north Polish Plain during the Late-Wurm and Holocene // Questiones Geographicae, 1977, 4. P. 51-93.
25. Panin A.V., Sidorchuk A. Yu., Chernov A.V. Historical background to floodplain morphology:

- examples from the East European Plain // Floodplains: Interdisciplinary Approaches. London, Geological Society Special Publications, **163**, 1999. P. 217-229.
26. Rose J., Turner C., Coope G.R., Bryan M.D. Channel changes in a lowland river catchment over the last 13000 years // Timescales in Geomorphology. New York: Wiley & Sons, 1980. P.159-176.
27. Schumanski A. Palaeochannels of large meanders in the river valleys of the Polish Lowland // Quat. Stud. in Poland, 1983, N 4. P. 207-216.
28. Starkel L. The place of the Vistula River valley in the late Vistulian - early Holocene evolution of the European valleys // European River Activity and Climatic Change During the Lateglacial and Early Holocene. Stuttgart: Gustav Fischer Verlag, 1995. P. 75-88.
29. Starkel L., Kalicki T., Soja R., Gebica P. Analysis of paleochannels in the valleys of the upper Vistula and the Wisloka // Evolution of the Vistula River valley during the last 15000 years. Part. VI.. Wroclaw: Wydawnictwo Continuo, 1996. P. 30-35
30. Sidorchuk A., Borisova O., Kovaliukh N., Panin A. Palaeohydrology of the Lower Vycheгда river in the Late Glacial and Holocene. Balkema (in press).
- 31.** Sidorchuk A.Yu., Borisova O.K. Method of paleogeographical analogues in paleohydrological reconstructions // Quaternary International (in press).