

ГЕНЕЗИС И ГЕОГРАФИЯ ПОЧВ

УДК 631.4.3

СИНЛИТОГЕННАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ПОЙМЕННЫХ ПОЧВ В ДОЛИНАХ МАЛЫХ РЕК СТЕПНОГО ЗАУРАЛЬЯ

© 2019 г. И. В. Иванов^{1, *}, В. Е. Приходько¹, И. В. Замотаев², Д. В. Манахов³,
Е. Ю. Новенко³, П. И. Калинин¹, Л. М. Маркова⁴, А. Л. Плаксина⁴

¹Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН,
Россия, 142290, Пущино, Московской обл., ул. Институтская, 2

²Институт географии РАН, Россия, 119017, Москва, Старомонетный пер., 29

³МГУ им. М.В. Ломоносова, Россия, 119991, Москва, Ленинские горы, 1

⁴Челябинский государственный университет, Россия, 454001, Челябинск, ул. Братьев Кашириных, 129

*e-mail: ivanov-v-28@mail.ru

Поступила в редакцию 28.05.2018 г.

После доработки 24.10.2018 г.

Принята к публикации 28.11.2018 г.

Выявлено соотношение почвообразования и осадконакопления в пойме р. Утяганка (бассейна р. Урал) на территории заповедника Аркаим (Челябинская область). Используются почвенные, палинологический, минералогический методы исследования, а также 15 радиоуглеродных дат гумуса почв и седиментов. На низкой пойме мощность голоценовых осадков составляет 4–5 м. Верхние 1.5 м осадков, возникшие за последние 2 тыс. л., содержат три погребенные (частично совмещенные) почвы, формировавшиеся со средней скоростью 13.3 см/100 лет. Почвы аллювиальные дерновые имеют признаки засоленности и солонцеватости, отражают активную антропогенную бассейновую эрозию, характеризуют малый ледниковый период и засушливое теплое “время викингов”. На глубине 1.5–5 м расположено до пяти погребенных почв, формировавшихся 2–12 тыс. л. н. со скоростью 1.9–3.1 см/100 лет, почвы разделены слоями аллювия. Из них почвы, развивавшиеся 4.2–2 тыс. л. н., характеризуются разной степенью гумусированности, солонцеватости, и повышенной окарбоначенностью, они отражают резкие колебания атмосферного увлажнения, преобладание аридности, рост континентальности. Почвы, развивавшиеся 5.5–4.2 тыс. л. н., оглеены, средне гумусированы и окарбонаты и свидетельствуют о более влажном и теплом климате, чем сейчас. На это время приходится максимум лесных ареалов (содержание древесной пыли 67%). В период 8–5.5 тыс. л. н. по свойствам почв и палинологическому анализу (древесной пыли 15%) реконструирован теплый засушливый климат. Почвы в период 9.5–8 тыс. л. н. размытые, перегнойные глеевые на щебнистом пролювии–аллювии отражают резкие колебания климата конца позднеледниковья. Возможно, что во время паводков происходит не только накопление аллювия, но и периодический размыв поверхности с уменьшением мощности гумусового горизонта, служащий причиной обновления почв, замедления прироста гумусового горизонта и аллювия в целом. Средняя доля гумусированных слоев составляет 26% от общей мощности содержащего аллювия.

Ключевые слова: аллювиальные почвы, скорость седиментации, хроноряды, климатические циклы, палинологические исследования

DOI: 10.1134/S0032180X19060066

ВВЕДЕНИЕ

Почвообразование в поймах степных рек происходит одновременно с осадконакоплением, почвы здесь относят к стволу синлитогенных [18]. Высота паводков изменяется от 0.5 до 2–3 м и более, которые в среднем продолжаются 2–3 недели. Остальное время на поверхности пойм происходит почвообразование. Почвы и аллювий в разрезе переслаиваются, образуя педолитокомплексы, отражающие циклы природных процессов. Верхними и нижними границами комплексов служат поверхности погребенных почв. Разность воз-

растов по ¹⁴C между ними определяет длительность формирования слоя, а отношение мощности слоя к его возрасту — среднегодовую скорость формирования [3]. Она не является скоростью осадконакопления, так как в нее входит почвообразование, но служит характеристикой цикла. Характеристика процессов в поймах содержится в трудах [1–4, 6, 10, 22, 23, 25, 28, 33, 35, 41, 43, 47, 50].

Палеоклиматические данные важны для понимания почвообразования, а свойства и таксономия почв позволяют контролировать палеоклиматические реконструкции. Суммированы

обширные данные по палинологическим исследованиям Евразии [44, 51, 57], и составлены карты биомов на каждые 1000 лет в течение хронопериода 0–21 тыс. л. н. [44]. Однако для Зауральского региона данных об эволюции почв в голоцене недостаточно. Наши исследования восполняют этот пробел и посвящены изучению эволюции почв и растительности в голоцене в южном Зауралье на территории заповедника Аркаим.

Палинологическое исследование отложений трех проточных озер в долинах малых рек [54, 55], в 50 км на северо-восток от района исследований, вблизи синташтинских поселений (Каменный амбар, Коноплянка и Журумбай), одновременных Аркаиму (^{14}C ~4 тыс. л. н.), свидетельствует, что климат в периоды их создания, а также 2600–1400 л. н. был близок современному. Относительно гумидные условия отмечались 4400–3600 л. н., а более сухие — 500–1500, 2800–3600 и 6000–7000 л. н. Скорость накопления озерных осадков уменьшалась в сухие периоды, некоторые из мелких озер осушались.

Имеются реконструкции климата региона в голоцене по палинологическим спектрам отложений озер и болот: для лесостепи Тобол-Ишимского междуречья [34, 58] и Западной Сибири [45, 46], Южного Урала [20, 48, 49, 52, 54, 55], для степей равнин и мелкосопочника Северного и Центрального Казахстана [37, 38], и палеоклиматические реконструкции по погребенным палеопочвам [15, 30, 31, 42, 56].

Цель работы — рассмотреть особенности эволюции пойменных почв, их соотношение с осадконакоплением на фоне выявляемых изменений климата южного Урала в голоцене.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Исследования проводили в пойме р. Утяганка, в 1.5 км от места ее впадения в р. Б. Караганка (левый приток р. Урал), на территории заповедника Аркаим (Степное лесничество Ильменского государственного заповедника), в Челябинской области (координаты 52°38' N, 59°35' E) [31]. Район исследования расположен на восточном склоне горной страны Урал, в пределах Зауральского плато-пенепплена с абсолютными высотами 300–500 м. Поверхность плато сложена комплексом изверженных и осадочных пород девонского и карбонового возраста, мезозойскими каолиновыми корами выветривания, континентальными отложениями неогена и четвертичного периода. Нижние части склонов покрыты делювиально-пролювиальными глинисто-суглинистыми, нередко щебнистыми наносами. Зональное положение района — степи с черноземами обыкновенными. Среднегодовые температуры — +1.5°C, января — –16.5°C, июля — +18.5°C, количество осад-

ков — 420 мм/год, испаряемость — 500 мм/год. Ширина долины р. Утяганки около 1 км, из которых на террасы приходится до 0.3–0.4 км (высота над урезом воды в русле 4–10 м), на высокую пойму — 0.1–0.2 км (высота 2–4 м), низкую пойму — 0.3–0.4 км (высота до 2 м). Полные данные об объекте содержатся в работах [5, 11, 13–15, 17, 20, 24, 29–31].

Почвы пойм. В пойме р. Утяганка распространены аллювиальные почвы (Fluvisols) следующего строения [20, 27]: 1) светло- и серогумусовые (AJ,Y–C), Fluvisols (Humic); 2) темногумусовые (AU–C(ca)), Fluvisols (Hyperhumic); 3) перегнойные глеевые (H–G–CG), Gleyic Fluvisols (Hyperhumic); 4) серогумусовые глеевые (AY,g–G–CG), Stagnic Fluvisols (Humic); 5) темногумусовые гидрометаморфические (AU–Q–CQ), Fluvisols (Hyperhumic, Oxyaquic); а также 6) солончаки (SCs), Fluvisols (Solonchaks); 7) солонцы (A–(EL)–BSN–C), Solonetz (Fluvic).

Для характеристики подтипов почв использовали следующие малые индексы диагностических свойств [19]: перегнойности (h); солонцеватости (sn); глееватости (g); квазиглееватости или слабой гидрометаморфизованности (q), засоленности (s), оруденелости — уплотненных новообразований железа (fn). Формулы почвенных профилей дополнены рядом признаков: слабая ожелезненность — ржавый оттенок, пленки (fe); более сильная ожелезненность, без цементации (Fe); слабая карбонатность — вскипание от HCl, без новообразований (ca) и редкими новообразованиями (can); сильная карбонатность — бурное вскипание (CA), обильные новообразования без цементации массы (CAN); структура гумусового горизонта погребенных почв икраяная ($A^{\text{икр}}$), зернистая ($A^{\text{зерн}}$); обилие копролитов, копролитная структура (z). В названиях почв применяли следующие градации содержания $\text{C}_{\text{орг}}$ и CaCO_3 . $\text{C}_{\text{орг}}$ (в гор. А и АВ), %: <0.5 — безгумусовые, 0.5–2, j — светлогумусовые, 2–4, y — серогумусовые, 4–8, u — темногумусовые, 8–9, H — перегнойные. CaCO_3 (в зоне максимальной аккумуляции), %: <0.5 — бескарбонатные (не вскипают от HCl), 0.5–5 — малокарбонатные, 5–15 — среднекарбонатные, 15–21 — сильнокарбонатные.

Методы исследований. В пойме р. Утяганка изучены 3 скважины, полученные ручным бурением, глубиной 3.5–4.6 м (свк. 208, 208а, 210) и 3 разреза (разр. 21, 20, Л–С) глубиной до 2 м. В них обнаружены погребенные почвы (ПП) и проведено ^{14}C -датирование гуминовых кислот (ГК) почв и аллювия (15 образцов). При хронокорреляции слоев учитывали их число, глубину расположения, отдельные признаки (опесчанность, каменистость, наличие раковин). Одновозрастным почвам и отложениям в слое присвоены одинаковые номера (1–9). Особое внимание уделяли гра-

ницам почв и горизонтов, выявлению и объяснению исходных свойств почв, и их изменениям в процессе диагенеза и наложенного почвообразования от выше расположенной почвы. Описание скважин и разрезов проводили по свежим образцам с применением луп и бинокля с учетом руководств Глазовской [8], Розанова [32]. Лабораторные анализы выполняли в ЦКП ИФХиБПП РАН под руководством к. б. н. С.Н. Удальцова: $C_{орг}$ — по Тюрину, CO_2 карбонатов — титриметрически, гранулометрический состав — пирофосфатным методом [40]. Проведен спорово-пыльцевой анализ в скважине 208 (Е.Ю. Новенко).

Определяли *среднюю скорость формирования слоя* (см/100 лет) между соседними погребенными гумусовыми горизонтами как косвенный показатель комплекса условий почвообразования. Для оценки относительной плотности населения в древние эпохи как возможного показателя благоприятности экологических условий, определяли *число археологических памятников на 100 лет археологической эпохи* (число, памятников определенной эпохи, культуры на некоторой территории/длительность эпохи в столетиях) [13].

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Вертикальные хронологии почв низкой поймы

Скв. 208 (глубина 370 см) расположена внутри болота, в 50 м от его края, на абсолютной высоте 316.5 м. Координаты 52°37.974' N, 59°36.059' E. Поверхность — кочкарный осоковый (*Carex*) луг с подчиненным участием дербенника (*Lythrum*), рогоза широколистственного (*Typha latifolia* L.), тростника (*Phragmites australis* Cav.), вежа ядовитого (*Cicuta virosa* L.). Из числа водных растений и гидрофитов в современных спорово-пыльцевых спектрах преобладает осока, встречается ежеголовник, единично — папоротники.

Грунтовые воды — пресные залегают с 20 см. В разрезе вскипание от HCl начинается с 20 см. Болото, в котором расположена скв. 208, возникло предположительно 10000 л. н. в углублении днища долины. Судя по мощности осадков, поверхность поймы и русла была на 4–5 м ниже современной, вследствие более низкого положения основного базиса эрозии р. Урал, в который впадают р. Утяганка и Б. Караганка, и уровня Каспийского моря, 11 тыс. л. н. он был ниже современного на 15 м. В то время на современной глубине 370 см в скв. 208 отложился слой 9 — смесь пролювия и руслового аллювия из средних и легких суглинков с примесью щебня, песка и раковин и ПП 8 на них (рис. 1). В дальнейшем над ними накапливался глинисто-суглинистый материал, обогащенный $C_{орг}$ (от 2 до 8–9%). Изменения свойств почв и пород по разрезу скв. 208 обладают значительной экологической,

палеогеографической и геохимической информативностью (табл. 1).

Слой 7, 8.4–10 тыс. л. н. — средние суглинки и глины с примесью песка и щебня, с развитой в них перегнойно-пестроглеевой почвой (исходное содержание $C_{орг}$ 8%). Их малая карбонатность — вероятное свидетельство прохладного влажного климата.

Слой 6, 8.4–5.5 тыс. л. н. включает самую гумусированную почву в скв. 208. В ней на протяжении примерно одного тысячелетия отлагались с высокой скоростью (3 см/100 лет и более) суглинки, без щебня и песка, малокарбонатные, наименее гумусированные, оглеенные в условиях споконных весенних разливов, затем — примерно на протяжении двух тысячелетий формировалась хорошо развитая темноцветная зернистая, выщелоченная почва. На последней стадии климат был более континентальным, более быстрые разливы отлагали средние суглинки, гор. А не был оглеен.

Слой 5, 5.5–4.2 тыс. л. н. с перегнойной глеевой, малокарбонатной глинистой почвой без примеси песка, полностью оглеенной, формировавшейся в относительно влажном климате.

Слой 4, 4.2–2.2 тыс. л. н. — протяженный (60 см), разделен на гумусовую и подгумусовую части, обе малокарбонатны, верхняя часть неоглеена, нижняя осолонцована, что указывает на начало аридизации климата. Содержание $C_{орг}$ стало резко уменьшаться.

Почвы слоев 2 и 3, 2.2–0.7 тыс. л. н. серо- и светлогумусны, иногда солонцеваты, со слабовыраженной карбонатной аккумуляцией. Их профили наложены друг на друга, нарушены диагенезом, характеризуют чередование аридных и засушливых эпох.

Почва слоев 1 и 1а, 0–700 лет — серогумусовая дерновая сформировалась на высохшем болоте (примерно за последние 700–200 л. н.). Затем увлажнение усилилось, песчаный материал начал поступать в болото, накапливались слабо разложившиеся растительные остатки. Содержание $C_{орг}$ достигло 9%, карбонаты отсутствуют, с 30 см выявлено пестрое оглеение (g, fe).

Скв. 208а (глубина 470 см) находится на краю болота, в 40 м от скв. 208. Их строение сходно по числу и составу погребенных почв, но в скв. 208а они выражены слабее. Поверхность почвы ровная. Вскипание от HCl начинается с 30 см. Грунтовые воды залегают на глубине 50 см.

Слой 8 с перегнойно-глеевой почвой. В средних слоях 350–150 см, формировавшихся 9–3 тыс. л. н., поверхность болота осушалась, скважина оказывалась за его пределами. Количество $C_{орг}$ в осадках резко уменьшалось до 1–2%. Почвы слоев 7, 6, 5 были светло- и серогумусовыми, слабо- и среднекарбонатными и наиболее

Таблица 1. Вертикальные хроноряды почв, низкая пойма, реконструкция погребенных почв

Слой и почва	Глубина, см	Строение почвы
Скв. 208		
1а, 1. Аллювиальная перегнойная глеевая среднекарбонатная почва на аллювиальной дерновой серогумусовой среднекарбонатной глинистой почве	0–40	$\frac{AH, ca}{гл}$ 30 см; $\frac{ABz, CA, g, fe}{тс}$ 40 см
2. Аллювиальная дерновая серогумусовая глубоко-, сильносолонцеватая среднекарбонатная глинистая почва	40–100	$\frac{Ay, z (CA, g, fe - \text{диаген})}{тс}$ 40 см; $\frac{AB, ca}{гл}$ 70 см; $\frac{Bsn, ca}{гл}$ 100 см
3. Аллювиальная дерновая серогумусовая малокарбонатная тяжелосуглинистая почва	100–130	$\frac{Ay_{икр}}{гл}$ 10 см; $\frac{ABca}{гл}$ 30 см
4. Аллювиальная дерновая темногумусовая солонцеватая малокарбонатная глина	130–190	$\frac{Au}{гл}$ 20; $\frac{AB, SN}{гл}$ 40 см; $\frac{Bsn, g, ca}{гл}$ 60 см
5. Аллювиальная перегнойная глеевая бесструктурная бескарбонатная тяжелосуглинистая почва	190–230	Hg
6. Аллювиальная дерновая темногумусовая зернистая глеевая некарбонатная средне-, тяжелосуглинистая почва	230–310	$\frac{Au}{сс}$ 30 см; $\frac{AB, g}{тс}$ 80 см
7. Аллювиальная перегнойно-глеевая малокарбонатная легко-, среднесуглинистая почва	310–370	$\frac{H, fe, g}{сс, лс}$ 20 см; $\frac{Hfe, g, ca}{сс, лс}$ 40 см; $\frac{Hfe, g, CA}{сс, лс}$ 50 см
Слои 8–9	380	$\frac{Cfe, g, CA}{сс, лс}$ 60 см щелнистый, с раковинами
Скв. 208а		
1. Аллювиальная дерновая темногумусовая среднекарбонатная солонцеватая почва	0–50 см	$\frac{Au}{сс, тс}$ 30 см; $\frac{ABsn, ca}{сс, гл}$ 50 см
2. Аллювиальная дерновая серогумусовая среднекарбонатная глинистая щелнистая почва	50–80	Ay, ca, Fe
3. Аллювиальная дерновая серогумусовая бескарбонатная глинисто-тяжелосуглинистая	80–140	$\frac{Ay}{гл, тс}$ 60 см
4. Аллювиальная дерновая светлогумусовая бескарбонатная глеевая глинисто-тяжелосуглинистая почва	140–200	$\frac{Aj, G}{гл-тс}$ 10 см; $\frac{A, G, Fe}{гл-тс}$ 30 см; $\frac{B, G, Fe}{гл-тс}$ 60 см
5. Аллювиальная дерновая светлогумусовая пестроглеевая малокарбонатная (слабоаккумулятивно-карбонатная) глинисто-тяжелосуглинистая почва	200–260	$\frac{Aj, G, fe}{гл-тс}$ 10 см; $\frac{BC, G, fe}{гл-тс, щелнистый, слоистый}$ 50 см
6. Аллювиальная дерновая светлогумусовая пестроглеевая малокарбонатная глинисто-тяжелосуглинистая почва	260–310	$\frac{Aj, G, fe}{гл-тс}$ 10 см; $\frac{BC, G, fe}{гл-тс, щелнистый, слоистый}$ 50 см

Таблица 1. Окончание

Слой и почва	Глубина, см	Строение почвы
7. Аллювиальная дерновая серогумусовая бескарбонатная пестроглеевая тяжелосуглинистая почва	310–365	$\frac{A_y, G, fe, ca}{г\text{л}—т\text{с}}$ 10 см; $\frac{B, G, fe}{т\text{с}}$ 50 см
8, 9. Чередование трех перегнойно-глеевых среднекарбонатных почв с дерновыми светлогумусовыми оглеенными, пестроглеевыми почвами	365–470	$\frac{A_j, g, fe, CA}{т\text{с}, \text{слабощебнистый}}$ 35 см; $\frac{A_j, g, fe, ca}{т\text{с}}$ 65 см; $\frac{Bg, fe, ca}{с\text{с}, \text{слабослоистый}}$ 105 см
Скв. 210		
1. Аллювиальная дерновая темногумусовая сильносолонцеватая тяжелосуглинистая и суглинистая почва	0–40	$\frac{AH_z, u}{т\text{с}}$ 20 см; $\frac{A^{\text{зерн}}_z, fe, sn}{т\text{с}}$ 30 см; $\frac{AB_z, SN, s}{с\text{с}}$ 40 см
2. Аллювиальная дерновая темногумусовая солонцеватая сильнокарбонатная глинистая-тяжелосуглинистая почва	40–100	$\frac{A_y, z}{т\text{с}}$ 20 см; $\frac{AB_z}{т\text{с}—г\text{л}}$ 30 см; $\frac{AB_{sn}, ca}{г\text{л}}$ 40 см; $\frac{BSN, CA}{г\text{л}}$ 60 см, ^{14}C ГК cal на глубине 40–50 см – 650 ± 80 л. н., образец Ki 17750, с глубины 80–85 см (гор. ABz) 1850 ± 80 л. н., образец Ki 17751
3. Аллювиальная дерновая светлогумусовая глинистая почва	100–140	$\frac{A_j, CA}{г\text{л}}$ 10 см; $\frac{B, CA}{г\text{л}}$ 20 см; $\frac{C, CA}{г\text{л}}$ 40 см, 3150 ± 90 л. н. с глубины 115–125 см (гор. BCA), образец Ki-17802
4. Пролувий со щебнем плитчатого остроугольного песчаника кварцевого с полевым шпатом, материал из C ₁ vis	140–230	Тонкослоистый, белесовато-желтый, сильнокарбонатный
5, 6. Делювио-пролювий – тяжелые суглинки со щебнем, материал из Ng–Pg-отложений	230–320	Чередование светло-серых и серых тонких слоистых малокарбонатных суглинков, слабо оглеен и малокарбонатен
7. Аллювио-пролювий, светло-серый суглинок, опесчаненный, слоистый, щебнистый	320–400	Обеднен C _{орг} (0.2–0.3%), среднекарбонатный, радиоуглеродная дата 12270 ± 150 л. н., с глубины 305–340 см
8. Почво-пролювио-аллювий (педолит) – слоистый опесчаненный щебнистый суглинок, содержит обломки озерно-речных теплолюбивых раковин	400–420	Светло-серый с коричневым оттенком, признаки оглеения (оливковый оттенок). C _{орг} почти отсутствует, радиоуглеродная дата 13470 ± 150 л. н. с глубины 400–420 см, образец Ki-17805

оглеенными. Оглеенность является, по-видимому, вторичной, так как охватывает и гумусовые горизонты. Верхняя часть скважины (150–0 см): почвы 3, 2, 1 аналогичны почвам скв. 208, несколько отличаясь от них меньшей переувлажненностью – меньшим оглеением, наличием солонцеватости, новообразований карбонатов. Почва 1 не проходила перегнойной стадии.

Скв. 210 (глубина 420 см) расположена на ровной поверхности поймы, на абсолютной высоте

316 м, гипсометрически и по течению выше озеровидного расширения русла со скв. 208 и 208а. С поверхности вскипает от HCl. Скв. 210 сходна в верхнем метре со строением предыдущих скважин и сильно отличается от них в слое 1–4 м. Нижние почвы 8, 9 не являются перегнойно-глеевыми, в слоях 4–7 преобладает карбонатный щебнистый делювий, широко распространенный на поверхностях первых надпойменных террас и высоких пойм. Верхние почвы 1, 2, 3 – дерновые

темногумусовые сильносолонцеватые с горизонтами вторичных карбонатов с частичным наложением почв друг на друга.

Разр. 21 (глубина 177 см) расположен на повышении-грядке слабовыраженного прируслового вала на абсолютной высоте 317 м. Растительность — типчак, полынь белая, п. австрийская, кермек (*Festuca valesiaca*, *Artemisia absinthium*, *A. austriaca*, *Limonium gmelinii*). Грунтовые воды слабо-солончатые из-за фитильного испарительного эффекта залегают на глубине 165 см. Строение профиля:

Почва 1a $\frac{Au - C, s, ca}{tc}$ 0–15 см; ПП 1 $\frac{Au, s, ca}{tc}$ 15–24 см; $\frac{E, s, ca}{cc}$ 24–25 см; $\frac{AB, sn, s, ca}{tc}$ 25–31 см; ПП 2 $\frac{Au^{икр}, cs}{tc}$ 31–37 см; $\frac{AB, s, ca}{tc}$ 37–50 см; ПП 3 $\frac{Au - Au, s}{tc}$ 50–110 см; $\frac{Au}{gl}$ 110–115 см; $\frac{ABs, CA, fe}{tc}$ 115–130 см; $\frac{ABs, CA, fe}{gl}$ 115–130 см; слой 4 $\frac{G, fe, s, ca}{gl}$ 130–177 см.

Разрез вскрыл сложное образование из четырех слоев. Верхний 1a — солончак сульфатно-натриевый в пачке из 20 чередующихся тонких темных и светлых коричневых прослоек; залегает на ПП 1 — солонце-солончаке бескарбонатном из пятислойного тяжелого суглинка; он залегает на ПП 2 — дерновой серогумусовой бескарбонатной. ПП 2 сформировалась над дерновой глеевой малокарбонатной ПП 3. Под ними залегает слой 4 — глей грязно-голубого и зеленоватого цвета, глинистый бескарбонатный неслоистый безгумусовый. С глубины 95–101 см получена дата по ГК. Отмечается изменение микрорельефа низкой поймы: в настоящее время здесь расположена микрогряда из слоистых отложений, ранее — застойное понижение, в котором происходило оглеение.

Вертикальные хроноряды почв высокой поймы

Разр. 20 расположен на ровной площадке высокой поймы в переходной полосе к первой террасе, на абсолютной высоте 320 м, относительной (над урезом воды) — 2 м. Угодье — целина, использовавшаяся в прошлом под выпас. Растительность — типчак (*Festuca valesiaca*), полынь австрийская (*Artemisia austriaca*), полынь белая (*A. absinthium*), кермек (*Limonium*), разнотравье. Глубина грунтовых вод — 2–2.5 м. Вскрыто сложное высокоинформативное образование из шести погребенных наложенных почв (табл. 2).

Вначале образовалась аллювиальная дерновая слоистая светлогумусовая глеевая малокарбонатная глинистая почва 6 (6–8 тыс. л. н.). Над ней

сформировались синлитогенно с небольшим перерывом (около 4 тыс. л. н.) две темногумусовые, вероятно высокоплодородные, глинистые почвы (ПП 5, 4) с зернистой структурой, в настоящее время они имеют диагенетическую солонцеватость от ПП 3. Это сформировавшийся на протяжении 2–1 тыс. л. н. солонец солончаковый на опесчаненных суглинках, засоленных гипсом, сульфатами и хлоридами натрия, который в дальнейшем рассолился, деградировал. Все нижезалегающие погребенные почвы (4, 5, 6) вторично засолены легкорастворимыми солями (2–3.8%) и гипсом. В целом вверх по разрезу уменьшалась поемность, поверхность вначале бывшая низкой поймой, перешла в высокую пойму.

Разр. Л-С глубиной 140 см исследован Лаврушиным и Спиридоновой [20, с. 45]. Расположен в овальном понижении между древним поселением Аркаим и руслом р. Утяганка на уровне высокой поймы. Разр. Л-С по свойствам почвы и истории развития близок к разр. 20.

Почвы 1, 2, 3, 0–95 см, характеризуются неоднократным наложенным развитием, это сложная аллювиальная дерновая сильносолонцеватая карбонатная засоленная почва. Строение:

$\frac{AO^{зерн}}{cc}$ 10 см; $\frac{Alu, sn, s, can}{tc, gl}$ 40 см, ^{14}C — 2670 л. н. (30–40 см); $\frac{ABu, CAn, sn}{tc}$ 70 см, ^{14}C — 400 л. н., 40–50 см; $\frac{AB, CAn}{tc}$ 95 см, ^{14}C — 4130 л. н. (60–80 см). ПП слоев 4, 5, 10–95 см — аллювиальная дерновая темногумусовая сильнокарбонатная слабозасоленная почва: $\frac{Au}{gl, tc}$ 10–40 см; $\frac{ABu, CA}{tc}$ 40–70 см; $\frac{AB, CAn}{tc}$ 70–95 см (2670 л. н., 30–40 см; 3400 л. н., 40–50 см; 4130 л. н., 60–80 см). ПП 6, 95–140 см — аллювиальная дерновая слоистая малокарбонатная периодически глеевая. Строение: $\frac{Au, ca}{cc}$ 95–120, ^{14}C — 6000 л. н.; $\frac{ABca, Fen}{cc, lc}$ 120–140 см.

Особенностью почвы разр. Л-С служит сочетание синседиментационного и наложенного развития. Вначале в более континентальном климате формировался слоистый почво-аллювий при больших скоростях течения паводковых вод и (ПП 6), затем при замедлении течения паводков образовался глинистый нанос и на нем темногумусовая почва (ПП 4, 5). При уменьшении поемности, перехода поверхности в состояние высокой поймы синлитогенно формировались сильносолонцеватые карбонатные почвы (почва 1, ПП 2, 3).

Таблица 2. Изменение свойств и строения сложной почвы разр. 20 на высокой пойме

Горизонт, глубина	Цвет, структура	Гумус, %	$\frac{C_{гк}}{C_{фк}}$	CaCO ₃ , %	$\frac{\sum S(\%)*}{pH}$	Гипс, %	Содержание фракции (мм), %			¹⁴ C-возраст, лет
							>0.05	<0.01	<0.001	
1а, 1, 2. Солонец деградированный темногумусовый малокарбонатный солончаковый, 0–15 см, 0–1 тыс. л. н.										
АОu E1 ТС 0–3 см	Светло-серый, чешуйчато-листоватая	9.5	3.0	0	$\frac{<0.1}{7.6}$	0	19	49	12	0–8 см 1123 ± ± 56 ИГАН-1537
Au, sn _{дгр} ТС 3–8 см	Коричнево-темно-серый, мелко-ореховато-столбчатая непрочная	6.0	4.3	0	$\frac{0.4}{8.1}$	0.1	10	55	25	
3. Солонец темногумусовый малокарбонатный солончаковый по дерновой темногумусовой почве, 8–30 см, 1000–2000 л. н.										
Au, sn, S _{дгр} гл–ТС 8–15 см	Коричнево-темно-серый зернисто-мелкоореховатый	5.2	2.6	0	–	0.6	9	60	27	–
Средняя скорость формирования почво-аллювия за последние 2000 лет – 0.7 см/100 лет										
4. Аллювиальная дерновая темногумусовая среднекарбонатная вторично засоленная и солонцеватая почва, 30–66 см, 2000–4000 л. н.										
Au, сап, s, sn _{дгр} гл–ТС 15–29 см	Коричнево-темно-серый мелко-комвато-зернистый	3.9	3.3	2.6	$\frac{3.2}{8.4}$	1.4	12	60	–	–
AB, s, са гл средняя 29–66 см	Коричнево-серый, зернисто-пороховидный	2.2	–	8.1	$\frac{3.3}{8.8}$	1.3	6	80	45	–
Скорость формирования почво-аллювия – 2.5 см/100 лет										
5. Аллювиальная дерновая серогумусовая исходно малокарбонатная почва, вторично засоленная и солонцеватая почва, 66–96 см, 4000–6000 л. н.										
Ay, s, sn, Caп гл 66–76 см	Коричнево-темно-серый зернисто-пороховидный	2.7	0.4	6.2	$\frac{2.6}{8.7}$	1.1	6	80	45	4553 ± 100 ИГАН-1580
B, s, sn, Caп гл легкая 76–96 см	Коричнево-серый зернисто-пороховатый	0.8	0.1	8.1	$\frac{–}{8.8}$	1.8	11	70	40	–
6. Аллювиально-дерновая слоистая светлогумусовая периодически глеевая, бескарбонатная, вторично засоленная и солонцеватая почва, 96–140 см, 6–>8 тыс. л. н.										
Aj, Ca, s, sn гл средняя 96–120 см	Чередование светлых и темных тонких слоев, икраяная структура	1.2	0.2	–	$\frac{<1}{8.6}$	1.1	7	80	41	8063 ± 163 ИГАН-1581 (95–130 см)
Скорость формирования почво-аллювия – 1.3 см/100 лет										
B, Fe, са, s, sn гл средняя 120–140 см	Чередование беловато-светло-серых и ржавых прослоев, структура зернисто-мелкоореховатая, икраяная	1.8	0.5	2.1	$\frac{<1}{8.7}$	0.7	8	80	35	

* S – сумма солей.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Проведенный анализ скважин и разрезов — вертикальных хронорядов почв и седиментов низких и высоких пойм позволяет сделать следующие выводы. Мощность голоценовых наносов на низкой пойме равна 3.5–5 м, а на высокой — 1.5–2 м. Наибольшая скорость аккумуляции (10–20 см/100 лет) отложений на низкой пойме наблюдалась на протяжении последних 1–2 тыс. л. в верхнем слое. Осадконакопление было прерывистым и циклическим. Профили почв верхней части низкой и высокой пойм в связи с быстрым формированием наноса наложены друг на друга. В нижней части голоценовых отложений совмещение профилей встречается редко, почвы подстилаются осадками со слабовыраженными признаками почвообразования.

Проведено сопоставление наших и имеющихся палеоклиматических данных. Реконструкции Тарасова [37, 38] выполнены по пяти объектам на территории от Урал-Тобольского междуречья (оз. Моховое у пос. Боровое в 100 км юго-восточнее Аркаима) и до р. Иртыш (г. Семипалатинск). Из-за обширности охваченной территории единая колонка реконструкции климата включает региональную изменчивость. Реконструкция Рябогиной [34, 58] проведена по объектам Тобол-Ишимского междуречья, ближе расположенным к Аркаиму.

1. Для времени 0–1 тыс. л. н. реконструкция Тарасова [37, 38] согласуется с общепризнанными взглядами (теплое время — малый климатический оптимум, похолодание малого ледникового периода, потепление XX в.), по данным Рябогиной [58] около 700–500 л. н. было более прохладно, чем в современное время.

2. В интервале 1–2.5 тыс. л. н. тенденции и хронограницы изменений климата, оцененных в двух реконструкциях, практически одинаковы. Это соответствует представлению о единых однонаправленных межрегиональных изменениях климата в субатлантическом периоде [12, 39].

3. В интервале 2.5–5.0 тыс. л. н. оценки изменений климата по данным П.Е. Тарасова и Н.Е. Рябогиной противоположны. Ранее отмечалось [12], что для этого периода свойственна большая изменчивость климата во времени и пространстве, разнонаправленность его не только в удаленных, но часто и в соседних регионах. Палеоэкологические заключения по скважинам р. Утяганка и палеопочвам [13, 42] согласуются с реконструкциями Н.Е. Рябогиной этапа 4–2.5 тыс. л. н.

4. Для атлантического и конца бореального периода оценки климатических изменений в упомянутых работах совпадают, но хронограницы их несколько различны. По пребореальному периоду данные приведены только в работах [37, 38].

5. Отметим удовлетворительные совпадения палеоклиматических реконструкций по палинологическим и палеопочвенным данным для Северного Казахстана и Аркаима (скв. 208) [13–16, 27, 30, 31, 37, 38].

Почвообразование и осадконакопление. Осадконакопление — важнейший фактор, влияющий на пойменное почвообразование. Чередование почв и осадочных слоев в разрезе обусловлено циклами интенсивности осадконакопления — почвообразования, являющихся антагонистами. Вопрос о скорости проработки почвообразованием (главным образом, гумусированием) вновь отлагающихся слоев пойменного аллювия — главный для синлитогенного почвообразования.

Слои формировались с разной скоростью в зависимости от уровня поймы и эпох (времени) накопления слоев (табл. 3). Пойменный аллювий в основном образуется из материала взвешенного стока, поступающего с водоразделов вследствие эрозии почв и при размыве бортов и днищ эрозионных форм. Поступление наносов в пойму определяется количеством атмосферных осадков, площадью водосборного бассейна, мутностью жидкого стока. Река Утяганка имеет длину 21 км, площадь водосборного бассейна составляет около 150 км², модуль твердого стока с его площади, по аналогии с бассейнами степных рек Зауралья [9], — около 20 т/(км² в год) (колебания от 7 до 37), среднегодовой модуль жидкого стока — 1.92 л/км², водный сток ~0.01 км³/год. Величина модуля твердого стока соответствует средним величинам денудации: 1.66 мм/100 лет или денудации слоя в 1 м за 8330 лет (“денудационный метр”). Реальная величина денудации (на большей части территории) превышает их, поскольку до 1/2 денудированного материала отлагается в местной ложбинно-балочной сети и на пологих склонах [10].

Скорость образования слоев пойменных наносов в верхнем метре соответствует современным гидролого-климатическим условиям и антропогенным воздействиям. Средняя скорость их формирования равна на низкой пойме — 7.72 см/100 лет (колебания средних 5.7–11.7), на высокой — 1.45 см/100 лет. Уменьшение скорости осадконакопления от низкой поймы к высокой пойме связано с уменьшением частоты паводков. Скорость осадконакопления на глубине 140–230 см (скв. 210) значительна — 6.92 см/100 лет и конкретно обусловлена регулярным поступлением пролювия.

Данные, полученные Стоббе [54, 55], по отложениям проточных озер в близкорасположенном районе у поселения синташтинской культуры “Каменный амбар”, сходны с вышеприведенными. Скорость осадконакопления в самом верхнем слое (0–60 см) в последние 200–300 лет достигала 42 см/100 лет. В интервале времени 300–2880 л. н.

Таблица 3. Скорость формирования слоев почв и отложений в поймах малых рек степной зоны (на примере поймы р. Утяганка)

Слой	Глубина, см	Дата ^{14}C на нижней границе слоя, лет	Мощность, см	Длительность формирования, века	Скорость формирования слоев, см/100 лет
Низкая пойма. Сква. 210					
1a	0–30	650	30	6.5/~2–3	4.62/~15–10
1, 1a–3	0–140	1850	140	18.5/12 (1850–650 лет)	7.57/11.66
4	140–230	3150	90	13	6.92
5–7	230–400	12270	170	91.2	1.86
8	400–420	13470	20	12	1.66
	0–230	3150	230	31.5	7.30
	0–400	12270	400	122.7	3.26
Сква. 208 (датирована по корреляции слоев), болото в расширении русла					
1a	0–20	200	20	~2	10.00
1	20–40	700	20	7/5 (700–200 лет)	2.85–4.00
2	40–100	1000	60	3	20.00
3	100–130	2200	30	12	2.50
	0–130	2200	130	22	5.91
4	130–185	4200	55	20	2.75
5	185–235	5500	50	13	3.85
6	235–310	8400	75	29	2.59
7, 8	310–390	10000	80	16	5.00
	130–440	12300	310	101	3.07
	0–440	12300	440	123	3.58
Разр. 21 (1 дата)					
1–3	0–100	1753	100	17.53	5.70
Средняя пойма на границе с высокой поймой. Разр. Л-С (Ю.А. Лаврушин, Е.А. Спиридонова [20])					
1–6	0–40	2670	40	26.7	1.50
	40–80	4130	40	14.60	2.74
	80–140	~6000	60	18.7	3.21
	0–140	6000	140	60	2.33
Высокая пойма на границе с первой террасой. Разр. 20					
1a, 1–4	0–66	4553	66	45.53	1.45
5, 6	66–140	8063	74	35.10	2.11
1a–6	0–140	8063	140	80.6	1.74

она составляла в среднем 2.5–5.0 см/100 лет, 2880–8862 л. н. – 1.6–2.4 см/100 лет.

Скорость природного (без антропогенных воздействий) пойменного осадконакопления для периодов 2–3...8–12 тыс. л. н. составляет в среднем 2.32 см/100 лет (колебания 1.86–3.21) или десятые доли мм/год. Высокая средняя скорость накопления верхнего слоя аллювия на низкой пойме

(7.72 см/100 лет) связана с многосторонними антропогенными воздействиями на климат и почвенно-растительный покров, что единодушно отмечается большинством исследователей [1–4, 6, 7, 9, 21, 25]. Александровский с соавт. [1, 3] предложили следующие градации скоростей накопления аллювия (скоростей формирования педолитокомплексов почва–порода): 1) более

25 см/100 лет — накопление аллювия, почвы не образуются; 2) 25–10 см/100 лет — накопление аллювия с признаками педогенеза; 3) 10–3 см/100 лет — образование дерновых слоистых синседиментационных почв; 4) 3–1 см/100 лет — почвы с развитыми гумусовыми горизонтами (дерновые и луговые); 5) менее 1 см/100 лет — формирование зональных почв: дерново-подзолистых, серых лесных, черноземов. Интенсивность осадконакопления различается по зонам поймы (внутренней, прирусловой, приречной) [43] и во времени. Для решения вопроса о пойменном почвообразовании важно знать реальную толщину отлагающихся годовых слоев. Такие данные получены в последние десятилетия [4, 6, 10, 25]. Мощности наносов, накопившихся за время интенсивного освоения территории (распашка и сведение лесов за последние 200–300 лет), составляют в поймах малых рек Татарстана и Саратовской области 0.6–1.3 м, единично 3–4 м [6], Удмуртии — 0.3–1.2 м [25]. Средняя скорость накопления годового слоя осадков по данным стационарных наблюдений (9 объектов, 16 лет наблюдений) равна 15.2 мм/год (колебания 3–30.5) [6]. С использованием меток по ^{137}Cs установлено, что среднегодовая скорость отложения наилка в поймах малых рек Среднерусской возвышенности за период 1964–1986 гг. и последующие 22 года (1986–2008) уменьшилась от 10.3 до 2.9 мм/год. Причина этого — уменьшение площади пашни, пропашных культур, более теплые и малоснежные зимы [7].

Особенность осадконакопления в поймах в том, что они в отличие от озер и впадин не являются конечной областью аккумуляции терригенных компонентов. Накопление наносов в пойме — результат баланса процессов осаждения взвесей, их смыва—размыва и транзита взвешенных наносов. Учитывая малую мощность годового слоя наилка, незначительную длительность его накопления (менее месяца) и то, что паводки бывают не каждый год, можно считать, что наилок прорабатывается почвообразованием (пропитывается гумусом и оструктурируется) почти мгновенно. В связи с этим можно было бы ожидать высокой гумусированности большинства пойменных суглинков. Однако это не так. Гумусированные суглинки среди отложений не преобладают. Данные о 12 обнажениях обрывов рек Ока, Москва, Сура высотой от 2.5 до 6.5 м (изучены А.Л. и Е.И. Александровскими [1–3], С.П. Ломовым, Н.Н. Солодковым [22, 23]) показали следующее. Суммарная мощность всех изученных обнажений — 47 м, число гумусовых слоев-горизонтов в них — 53, средняя мощность гумусового слоя 22.3 см, доля гумусированных слоев от мощности обнажений — 26.5%. Содержание $\text{C}_{\text{орг}}$ в гумусированных слоях от 1–2 до 8%, в негумусированных — менее 0.5%. Это позволяет пред-

положить, что верхний слой почвы-наноса во время паводков частично обновляется с уменьшением содержания в нем гумуса.

Горизонтальные хроноряды. Педогенез, литогенез и палеоклимат. Совокупность данных о почвах, породах, рельефе и растительности (по 6–7 объектов на хроносрез) позволила реконструировать палеоэкологические условия различных эпох [12–16, 20, 30, 31, 34–38, 42]. Финал позднеледниковья (дриас-3, аллеред, 12.3–13.5 тыс. л. н.). Слой 9 расположен на глубинах 380, 440, 415 см, слой 8 — на 310, 360, 390 см. Изменчивость глубины слоев в скважинах связана с неровностями дна речной долины.

Слой 9 представлен переслаиванием пролювия с аллювиальными и озерными отложениями. Тонкослоистые средние суглинки содержат 40–70% ила (фракция <0.001 мм), 2–5% песчаной фракции (>0.25 мм), мелкий щебень песчаника, мелкие обломки и целые экземпляры раковин. Содержание $\text{C}_{\text{орг}}$ в суглинке — менее 1%, CaCO_3 — 5–10%. Суглинок имеет коричневый цвет с зеленоватым оттенком, в нем встречаются известковистые пятна и прожилки. Время отложения суглинка по ^{14}C гуминовых кислот — около 13470 ± 150 лет. Изучение раковин из слоя по микроскопом позволило Г.А. Данукаловой и Е.М. Осиповой сделать вывод, что слой образовался в теплых слабопроточных или застойных прогреваемых водоемах с невысоким содержанием кислорода и гидрокарбонатов, с проявлением оглеения, с различной степенью зарастания. По этим показателям и отсутствию признаков мерзлоты слой предположительно отнесен к аллереду.

Слой 8 — представлен перегнойной глеевой малокарбонатной почвой внутри болота (скв. 208), чередованием перегнойных глеевых почв с дерновыми светлогумусовыми среднекарбонатными пестроглеевыми почвами на краю болота (скв. 208а). Перегнойные почвы содержали в исходном состоянии 15–20% $\text{C}_{\text{орг}}$. В них сочетались средняя карбонатность, значительное оглеение, опесчаненность и щебнистость почвообразующих пород. В скв. 210 почва дерновая аллювиальная светлогумусовая размытая среднекарбонатная слабооглеенная среднесуглинистая щебнистая. В двух разрезах — почвы перегнойные глеевые, в одном — размытая дерновая, все они огленные, практически без ожелезнения, мало- и среднекарбонатные.

Считается, что аллеред был эпохой потепления позднеледниковья, которую сменил более холодный дриас-3. Имеющиеся материалы дают основание для предположения о принадлежности слоя 8 к аллереду и об отсутствии слоя дриас-3. На примере позднеледниковья и древнего голоцена исследователь имеет дело с палеогеографическим парадоксом. Перигляциальные ландшафты с за-

сушливым, холодным климатом, тундростепями и тундролесостепями характеризуются обширными речными долинами, для формирования которых, казалось бы, не должно было хватать воды. В пределах исследуемого региона отсутствовали ледниковые массивы, которые могли бы служить источниками воды. Одним из объяснений парадокса может служить мерзлотное состояние почвогрунтов, которое содействовало формированию значительного поверхностного стока и сильных половодий [3].

Ранний голоцен (10–8 тыс. л. н.), слой 7, 310–370 см. Слой 7, отнесенный предположительно к этим периодам, формировался при колебательном повышении температур и атмосферных осадков [13, 37, 38]. За это время накопилось от 40 до 80 см глин, тяжелых и средних суглинков с разным количеством песка, щебня, что свидетельствует о колебаниях поступления пролювия в пойму.

В центральной части подсыхающего в то время болота (скв. 208) длительное время формировалась синлитогенная пойменная (далее (*n*)) дерновая темногумусовая глеевая бескарбонатная средне–тяжелосуглинистая почва 7. Почва в скв. 210 – (*n*) дерновая светлогумусовая окисленная среднекарбонатная среднесуглинистая по такой же размытой пестроглеевой глинистой формировалась также при уменьшении заболоченности, при более спокойных разливах (нет щебня и мало песка). Почва на краю современного болота (скв. 208а) – (*n*) дерновая серогумусовая бескарбонатная пестроглеевая глинистая.

В палиноспектре нижней части слоя (330–360 см) преобладает пыльца трав (70–85%) из мятликовых и полыней (по 20–30%) (рис. 2). Среди пыльцы деревьев (всего 15–20%) преобладает береза и сосна, нет ели. Пыльца широколиственных пород встречается чаще, чем в современных отложениях. Из этих данных следует, что количество атмосферных осадков во времени колебалось, иногда превышая современные величины. Температуры были несколько выше современных. В спорово-пыльцевом спектре верхней части слоя 7 (310–330 см), по сравнению с нижней, 330–360 см, заметно (на 10–20%) возросла доля пыльцы древесных пород (за счет сосны, ели). Среди трав уменьшилась доля пыльцы полыней и выросла – мятликовых. В целом изменение условий формирования от нижней части слоя к верхней части заключалось в потеплении в росте атмосферного увлажнения. По данным [37, 38] климат времени формирования нижней части слоя 7 характеризовался меньшими увлажнением (на –50 мм) и годовыми температурами (на 1.5–2.5°C), а климат верхней части слоя – большим увлажнением (на +50 мм) и меньшими годовыми температурами (на –2, –3°C) по сравнению с современными. Прямые данные о состоянии почв на

прилегающих водораздельных пространствах отсутствуют. Предполагается, что зональные черноземы еще не сформировались, почвы были дерновыми, с маломощным гумусовым карбонатным горизонтом [2].

На территории заповедника обнаружено 6 археологических памятников эпохи мезолита, население было малочисленным (охотники и рыболовы) с плотностью памятников 0.2 на 100 лет эпохи.

Большая часть *атлантического периода (8–5.5 тыс. л. н.), слой 6* (интервал глубин ~230–310 см) – признанный термический максимум голоцена с наибольшими температурами 5.5–6.5 тыс. л. н. На подсыхающей поверхности болота у скв. 208 синлитогенно формировалась дерновая темногумусовая (>8% $C_{орг}$) бескарбонатная глеевая почва 6. У скв. 208а и 210 располагались дерновые светлогумусовые малокарбонатные почвы разной степени оглеения. При спокойных продолжительных весенних разливах, осаждались глины, поступление пролювия в пойму по сравнению с предыдущим временем сокращалось. В разр. 20 и Л-С встречены синлитогенные дерновые светлогумусовые иловато-глинистые почвы с гидрогенной аккумуляцией железа.

В верхней части пылевого спектра слоя 6 содержится минимум древесной пыльцы (15–20%) (береза, сосна), максимум полыни (35%), осок (50%), ежеголовника (15–32%) и колониальных водорослей (26%). Спорадически произрастали дуб, вяз, липа, щавель, кизил, что свидетельствует об относительно влажном и теплом климате в целом и наличии локального переувлажнения (влажный луг), что согласуется с данными [37, 38]. Нижняя половина слоя (8–7 тыс. л. н.) формировалась в аридных (осадков на 100 мм менее современных), более прохладных ($\Delta t_{год} -2^\circ C$) континентальных условиях, с увеличением доли пролювия в пойменных отложениях (опесчанивание, щебень). Верхняя часть слоя (7–5.5 тыс. л. н.) развивалась в условиях более влажных (на 100 мм), теплых (на +1°C) и менее континентальных. На территории заповедника Аркаим население эпох неолита и энеолита было также немногочисленным (10 памятников, плотность 0.1–0.2 на 100 лет эпохи).

Пограничный атлантический-суббореальный этап, 5.5–4.2 тыс. л. н., слой 5, глубина 200–250 см. Породы – глинистые и тяжелосуглинистые, без щебня, в скв. 210 – щебнисто-глинистый аллювио-пролювий. В почвах скв. 208 происходило заболачивание с образованием перегнойного горизонта. В скв. 208а и 210 продолжалось прежнее синлитогенное светлогумусовое малокарбонатное почвообразование с оглеением. В разр. 20 на илстой глине сформировалась пойменная дерновая серогумусовая слабосолонцеватая гидрогенно-конкреционно-карбонатная почва. При

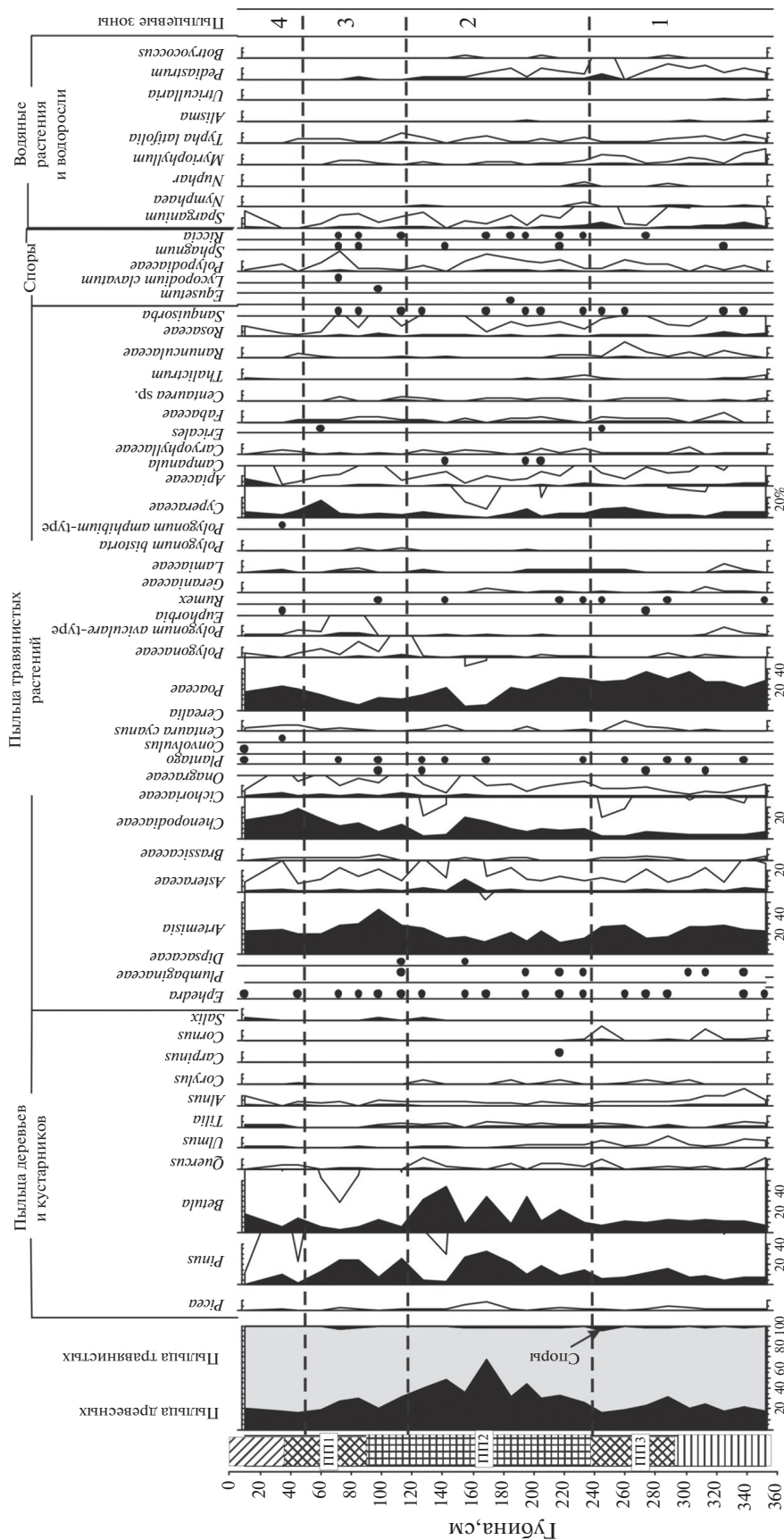


Рис. 2. Спорово-пыльцевой анализ образцов из скв. 208.

почвообразовании в слое 5 впервые в голоцене появились признаки солонцеватости, увеличивалась карбонатность.

По мере формирования слоя в пылевом спектре снизу вверх возрастала доля пылицы древесных пород (до 40%), отмечена ель, уменьшалась доля трав, увеличилась в их составе роль злаков, уменьшилась — полыней и лебедовых. Все это соответствовало общему увеличению атмосферной увлажненности и интенсивности весенних паводков по сравнению с предыдущим временем.

Суббореальный-субатлантический этап, 4.2–2.2 тыс. л. н., слой 4, глубины 130–200 см. Условия формирования слоя представляют особый интерес, так как он синхронен аркаим-синташтинской и срубной культурам с относительно многочисленными населением и памятниками 5/100 лет. Широкою известностью получило укрепленное поселение Аркаим эпохи бронзы. Оно имеет форму круга диаметром 145 м со следами внешнего и внутреннего валов и оборонительных рвов. В поселении имеются 39 впадин-жилищ во внешнем круге и 24 впадины-жилища — во внутреннем, со средними размерами 5 × 16 м. Стены между жилищами и крыши реконструируются как древесно-грунтовые. Почти во всех помещениях имеются остатки небольших металлургических печей для выплавки мышьяковистой бронзы [31]. Считается, что основной формой хозяйства были придомное и отгонное скотоводство (крупный, мелкий рогатый скот, лошадь), охота, рыболовство, приручена собака, предполагается наличие земледелия. Численность населения на поселении по разным оценкам могла составлять от 500 до 2000 человек. Сказанное предполагает обеспеченность древесиной для строительства и топлива.

При изучении на поверхности поймы шести почвенных объектов конца этапа, 2500 л. н., в двух случаях выявлены породы: свежий щебнистый глинистый сильнокарбонатный пролювий — свидетельствующие о ливневом выпадении атмосферных осадков (скв. 210); зеленовато-синий глинистый глей со дна старицы (разр. 21); в трех случаях — дерновые темнугумусированные почвы (некарбонатная, слабо- и среднекарбонатные) с сильносолонцеватой почвой (на осушенном болоте), и засоленной в ложбине (разр. Л-С); в одном случае — дерновая светлогумусовая бескарбонатная глеевая почва. Все почвы глинистые и, кроме одной (скв. 210), без щебня.

Четыре почвы имеют гумусовые горизонты А и АВ мощностью по 40 см и, следовательно, для их формирования требовалось от 700 лет до 1 тыс. л., то есть до половины всей длительности слоя 4 (интервал 2.2–2.9/3.2 тыс. л. н., завершающая часть этапа). В это время скорость прироста гумусового горизонта (2–3 см/100 лет) на глубине 20 см от поверхности превышала скорость седиментации

(<1 см/100 лет), атмосферное увлажнение было меньшим, чем в начале этапа. В начале этапа скорость седиментации (2–3 см/100 лет) в пойме превышала скорость прироста гумусового горизонта, атмосферное увлажнение было более высоким.

Распределение пылицы древесных пород в слое 4 вполне соответствует сказанному: на начальном этапе формирования слоя, 180–160 см, 4–3 тыс. л. н., в нем содержалось наибольшее за весь голоцен в скв. 208 количество древесной пылицы (52, 70 и 55%), наблюдалось наибольшее атмосферное увлажнение за голоцен (по [37, 38] на 70 мм/год выше современного, по [34] — близкое современному). Время, предшествовавшее и следовавшее за аркаимской и срубной культурами (190 см, около 4.2 тыс. л. н., 150 см, около 3 тыс. л. н.), характеризовалось более аридными условиями (древесной пылицы в скв. 208 — 36–40%, атмосферных осадков на 30 мм/год меньше современных). В целом, климат этапа был неустойчивым, изменения метакхронными, то есть не всегда синхронны, иногда противоположно направлены даже на близкорасположенных соседних территориях. В аридную эпоху 2.8–3.5 тыс. л. н. соотношение тепла и влаги было, в основном, обратным, как в СА периоде. В Северном Казахстане на месте современных черноземов располагались каштановые и темно-каштановые языковато-трещиноватые почвы с повышенным залеганием карбонатов и гипса в профиле. Раньше и позже него в СВ периоде были распространены черноземы южные. В Зауральских степях аридный период был слабее выражен и менее длительным (2.5–3.5 тыс. л. н.). Черноземы обыкновенные становились сильно солонцеватыми [15].

Субатлантический этап, слои 1а, 1, 2, 3, 2.2–0 тыс. л. н. характеризуется 3–4-синлитогенными почвами (слои 1а, 1, 2, 3) общей мощностью 130–140 см. Для периода характерны повышенные скорости осадконакопления с наличием средних суглинков (повышенные скорости паводковых вод) и одновременно активное почвообразование (почвы периода самые гумусированные за весь голоцен). Наличие 3–4 слоев свидетельствует об изменчивости климатических условий и гидрологического режима.

Слой 3, 130–100 см, 2200–1000 л. н. Формирование слоя началось в относительно аридной обстановке и проходило при удовлетворительном, возможно оптимальном, соотношении тепла и влаги. В дерновых серогумусовых почвах скв. 208 и 208а солонцовый процесс прекращается, в скв. 210 — усиливается. Впадина у разр. 21 заносится аллювием из чередующихся светлых и темных гумусовых прослоев, и на них образовалась дерновая глеевая почва. Затем здесь возник невысокий (1 м) прирусловый вал из слоистых глини-

стых наносов. Усиливалось карбонатообразование, глеевый процесс ослабевал. Доля древесной пыльцы в слое уменьшилась до 40%, трав — увеличилась за счет полыней и злаков (мятликовых).

Слой 2, 50–100 см, 700–1000 л. н. По времени соответствует теплоту в Северной Европе “времени викингов” и аридным условиям в степной и пустынной зонах. Почвы серогумусовые солонцеватые карбонатные (скв. 208, 210), несолонцеватые (скв. 208а), серогумусовая бескарбонатная глеевая (разр. 21). В пыльцевом спектре увеличилось количество лебедовых и злаков, уменьшилась доля полыней, что соответствует сказанному выше. Почвенно-зональные условия оцениваются как засушливые степи с южными черноземами.

Слой 1, 0–50 см, 0–700 лет. Почвенный покров дифференцирован по элементам микрорельефа и в связи с расположением участков относительно русла. Гумусированность почв увеличивается, оглеение не выражено. На болоте (скв. 208) сначала сформировалась дерновая серогумусовая, вероятно, оглеенная тяжелосуглинистая почва (почва 1). На ней отлагался среднесуглинистый нанос и синлитогенно формировался перегнойный бесструктурный горизонт (почва 1а). Заболачивание (1а) происходило здесь на протяжении последних примерно 200-х лет, формирование почвы 1 — в интервале времени 200–700 л. н. Сходные процессы происходили в почве скв. 210. В разр. 21 по наносу на почве 2 образовался солонец (почва 1). В дальнейшем солонец был прикрыт сверху маломощным слоистым наносом и засолен (1–2%) из капиллярной каймы грунтовой воды до глубины одного метра сульфатами натрия (почва 1а). На современной поверхности низкой поймы при глубине залегания грунтовых вод около 1 м засоленные и солонцеватые дерновые почвы распространены широко. Встречаются солевые бугорки пучения.

Верхний слой осадков в скв. 208 по составу пыльцы, принесенной в болото (без водных и гидрофильных растений), выделен в пыльцевую зону 4, которая интегрально отражает растительность и климатические условия эпохи. Доля пыльцы деревьев и кустарников — 20% (преобладают береза (0–20 см), сосна и береза (30–40 см), встречаются единичные зерна дуба, вяза, липы и ольхи), доля трав — 80%. В составе их пыльцевого спектра преобладают злаки (50%), значительна доля *Chenopodiaceae*, *Artemisia*, *Asteraceae*, *Brassicaceae*, *Rosaceae* и *Apiaceae*. Пыльца *Cerealia* образует непрерывную кривую. Увеличивается содержание пыльцы антропогенных индикаторов, в том числе *Convolvulus*, *Centaurea cyanus*. Растительность оценивается как степная с признаками антропогенных нарушений. Пыльцевая зона 4 соответствует средним климатическим условиям современной эпохи.

ВЫВОДЫ

1. Исследованы современные и погребенные почвы и аллювиальные отложения поймы и речной долины на юге Челябинской обл. Использованы 15 радиоуглеродных дат гумуса почв и седиментов. Дана общая оценка природных условий почвообразования в голоцене, выявлено соотношение почвообразования и осадконакопления.

2. На низкой пойме мощность голоценовых осадков равна 4–5 м. Верхние 1.5 м, сформировавшиеся в последние 2 тыс. л., представлены тремя погребенными, частично совмещенными почвами, со средней скоростью формирования 13.3 см/100 лет. Почвы разнообразные аллювиальные дерновые — солончаковатые солонцеватые. Отмечается усиление антропогенной бассейновой эрозии. В них отражен малый ледниковый период и засушливое теплое “время викингов”.

3. В интервале 1.5–5 м встречено до пяти погребенных почв, разделенных отложениями аллювия, сформировавшихся 2–12 тыс. л. н. со скоростью 1.9–3.1 см/100 лет. Почвы, развивавшиеся 4.2–2 тыс. л. н., более карбонатные, солонцеватые, отражают резкие колебания атмосферного увлажнения, преобладание аридности, рост континентальности. Почвы, сформировавшиеся в фазу 5.5–4.2 тыс. л. н. — средне- и слабогумусированные малокарбонатные, оглеенные. Климат был влажный, теплый, с максимумом древесной пыльцы (67%). В период 8–5.5 тыс. л. н. образовались средне- и высокогумусированные малокарбонатные, пестроглеевые почвы, с минимумом древесной пыльцы (15%); климат теплый, засушливый. Почвы периода 9.5–8 тыс. л. н. отражают резкие колебания климата завершения позднеледниковья. На высокой пойме мощность голоценовых осадков не превышает 1.5–2 м, скорость их формирования 1.7–2.1 см/100 лет.

4. Разнообразие почвообразования в пойме определяется внутренней жизнью поймы, гидродинамикой паводковых и русловых вод, расстоянием объектов от русла, его меандрированием, глубиной залегания грунтовых вод, а также внешними условиями по отношению к пойме: климатом (количеством атмосферных осадков, характером их выпадения и др.), поверхностным жидким и твердым стоками и др. В связи с этим микрорельеф и литология поверхности пойм крайне изменчивы.

5. Высказано предположение, что во время паводков происходит не только накопление аллювия, но и периодический размыв поверхности с уменьшением мощности гумусового горизонта, служащий причиной обновления поверхности почв, замедления прироста гумусового горизонта и аллювия в целом. Средняя доля гумусированного материала от общей мощности отложений относительно невелика и составляет 26%.

БЛАГОДАРНОСТЬ

В подготовке работы активное участие принял геолог Александр Иосифович Левит (сотрудник заповедника “Аркаим”, доцент Челябинского государственного университета), данную статью авторы посвящают его светлой памяти. В изучении разр. 20, 21 участвовал С.С. Чернянский (МГУ им. М.В. Ломоносова). Определение раковин выполнено Г.А. Данукаловой и Е.М. Осиповой в Институте геологии УНЦ РАН (Екатеринбург). Датирование ГК по ^{14}C провели из разр. 20, 21 О.А. Чичагова, Э.П. Зазовская, Институт географии РАН, из скв. 208а и 210 – В.В. Скрипкин, радиоуглеродная лаборатория Института геохимии окружающей среды НАН Украины; разр. Л-С – Геологический институт РАН. Всем названным лицам авторы выражают глубокую благодарность за проделанную работу и любезные консультации.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена в рамках Госзадания № АААА-А18-118013190175-5 “Развитие почв в условиях меняющегося климата и антропогенных воздействий” и проекта РФФИ 17-05-01151 (полевые исследования, химические анализы).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Александровский А.Л. Этапы и скорость развития почв в поймах рек центра Русской равнины // Почвоведение. 2004. № 11. С. 1285–1295.
2. Александровский А.Л., Александровская Е.И. Эволюция почв и географическая среда. М.: Наука, 2005. 255 с.
3. Александровский А.Л., Гласко М.П. Взаимодействие аллювиальных и почвообразовательных процессов на разных этапах формирования пойм равнинных рек в голоцене (на примере рек центральной части Восточно-Европейской равнины) // Геоморфология. 2014. № 4. С. 3–17.
4. Барышников Н.Б. Речные поймы (морфология и гидравлика). Л.: Гидрометеиздат, 1978. 152 с.
5. Батанина И.М., Иванова Н.О. Археологическая карта заповедника Аркаим. История изучения археологических памятников // Аркаим: исследование, поиски, открытия. Челябинск: Творч. объединение “Каменный пояс”, 1995. С. 159–195.
6. Бутаков Г.П., Курбатова С.Г., Панин А.В., Перевощиков А.А., Серебренникова И.А. Формирование антропогенно обусловленного наилка на поймах рек Русской равнины // Эрозионные и русловые процессы. М., 2000. С. 78–92.
7. Геннадиев А.Н., Жидкин А.П. Типизация склоновых сопряжений почв по количественным проявлениям смыва-намыва вещества // Почвоведение. 2012. № 1. С. 21–31.
8. Глазовская М.А. Геохимические основы типологии и методики исследований природных ландшафтов. Смоленск: Ойкумена, 2002. 286 с.
9. Дедков А.П., Мозжерин В.И. Эрозия и сток наносов на Земле. Казань: Изд-во Казанского ун-та, 1984. 264 с.
10. Добровольский Г.В. Почвы речных пойм Центра Русской равнины. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2015. 293 с.
11. Зайков В.В. Геологическое строение и полезные ископаемые района музея-заповедника “Аркаим” // Природные экосистемы Южного Урала. Челябинск: Челяб. гос. ун-т, 1999. С. 5–36.
12. Иванов И.В., Табанакова Е.Д. Изменение мощности гумусового горизонта и эволюция черноземов Восточной Европы в голоцене (механизмы, причины, закономерности) // Почвоведение. 2003. № 9. С. 1029–1042.
13. Иванов И.В., Левит А.И., Приходько В.Е., Новенко Е.Ю. Сравнительное исследование эволюции почво-аллювия пойм малых рек и почв прилежащих водоразделов степного Зауралья // Почва – зеркало и память ландшафтов. Мат-лы Всерос. конф. Киров, 2015. С. 8–15.
14. Иванов И.В., Манахов Д.В. Организация почвенного покрова поверхностей выравнивания степного Зауралья // Почвоведение. 1999. № 8. С. 958–969.
15. Иванов И.В., Чернянский С.С. Общие закономерности развития черноземов Евразии и эволюция черноземов Зауралья // Почвоведение. 1996. № 9. С. 1045–1055.
16. Иванов И.В., Александровский А.Л., Макеев А.О. и др. Эволюция почв и почвенного покрова. Теория, разнообразие природной эволюции и антропогенных трансформаций почв. М.: ГЕОС, 2015. 925 с.
17. Инубуши К., Приходько В.Е., Нагано Х., Манахов Д.В. Соединения углерода и азота и эмиссия парниковых газов в древних и современных почвах заповедника Аркаим степного Зауралья // Почвоведение. 2015. № 12. С. 1439–1449. doi 10.7868/S0032180X15120096
18. Классификация и диагностика почв СССР. М.: Колос, 1977. 223 с.
19. Классификация и диагностика почв России. Смоленск: Ойкумена, 2004. 342 с.
20. Лаврушин Ю.А., Спиридонова Е.А. Основные геолого-палеоэкологические события конца позднего плейстоцена и голоцена на восточном склоне Южного Урала // Природные системы Южного Урала. Сб. научн. тр. / Под ред. Л.Л. Гайдученко. Челябинск: Челяб. гос. ун-т, 1990. С. 66–103.
21. Лисецкий Ф.Н., Дегтярь А.В., Бурак Ж.А., Павлюк Я.В., Нарожная А.Г., Землякова А.В., Маринина О.А. Реки и водные объекты Белогорья. Белгород: Константа, 2015. 362 с.
22. Ломов С.П., Солодков Н.Н. Эоловые геосистемы (памятники неолита), современные и погребенные почвы пойм бассейна р. Сура в голоцене. Пенза: ПГУ АС, 2014. 168 с.
23. Ломов С.П., Солодков Н.Н. Геохимические условия развития современных и погребенных почв Среднего Поволжья // Известия Саратовск. гос. ун-та.

- Нов. Сер.: Науки о Земле. Саратов. 2016. № 16(1). С. 10–13. doi 10.18500/1819-76632016-16-110-13
24. Любчанский И.Э., Таиров А.Д. Аркаимская долина в раннем железном веке // Аркаим: Исследования, поиски, открытия. Челябинск: Творч. объединение “Каменный пояс”, 1995. С. 63–78.
 25. Маркелов М.В., Голосов В.Н., Беляев В.Р. Изменение скорости аккумуляции наносов на поймах малых рек в центре Русской равнины // Вестник Моск. ун-та. Сер. География. 2012. № 5. С. 70–76.
 26. Мировая реферативная база почвенных ресурсов 2014. Международная система почвенной классификации для диагностики почв и создания легенд почвенных карт. Исправленная и дополненная версия 2015. ФАО ООН, МГУ им. М.В. Ломоносова. 2017. 203 с.
 27. Память почв. Почва как память биосферно-геосферно-антропоферных взаимодействий / Под ред. В.О. Таргульяна, С.В. Горячкина. М.: ЛКИ, 2008. 692 с.
 28. 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. С. 19–32.
 29. Полянская Л.М., Приходько В.Е., Ломакин Д.Г., Чернов И.Ю. Численность и биомасса микроорганизмов в древних погребенных и современных черноземах разного землепользования // Почвоведение. 2016. № 10. С. 1191–1204. doi 10.7868/S0032180X16100117
 30. Приходько В.Е., Иванов И.В., Манахов Д.В., Соколова Т.А., Чернянский С.С. Физико-химическая и минералогическая характеристики степных палеопочв Зауралья // Вестн. МГУ. Серия Почвоведение. 2013. № 1. С. 13–22.
 31. Приходько В.Е., Иванов И.В., Зданович Д.Г., Зданович Г.Б., Манахов Д.В., Инубуши К. Аркаим — укрепленное поселение эпохи бронзы степного Зауралья: почвенно-археологические исследования. М., 2014. 264 с. doi 10.13140/RG.2.1.3861.1369
 32. Розанов Б.Г. Морфология почв. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1983. 320 с.
 33. Рычагов Г.И. Общая геоморфология. М.: Изд-во Моск. ун-та, 416 с.
 34. Рябогина Н.Е. Ландшафты и климат в Тоболо-Ишимском междуречье в голоцене // Ландшафты голоцена и взаимодействие культур в Тоболо-Ишимском междуречье. Новосибирск: Наука, 2008. С. 6–59.
 35. Сычева С.А. Ритмы почвообразования и осадконакопления в голоцене (сводка ^{14}C данных) // Почвоведение. 1999. № 6. С. 1–11.
 36. Таиров А.Д. Изменения климата степей и лесостепей Центральной Евразии во II—I тыс. до н. э. Материалы к историческим реконструкциям. Челябинск: Рифей, 2003. 68 с.
 37. Тарасов П.Е. Особенности позднего голоцена Кокчетавской возвышенности // Вестник Моск. ун-та. Сер. Геогр. 1989. № 6. С. 54–60.
 38. Тарасов П.Е., Кременецкий К.В. Взаимодействие природы и человека в степной зоне Казахстана в голоцене // Водные ресурсы. 1995. № 3. С. 343–347.
 39. Таргульян В.О., Александровский А.Л. Эволюция почв в голоцене (проблемы, факты, гипотезы) // История биогенезов СССР в голоцене. М.: Наука, 1976. С. 57–78.
 40. Теория и практика химического анализа почв / Под ред. Л.А. Воробьевой. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2006. 400 с.
 41. Чернов А.В. Н.И. Маккавеев и развитие учения о речной пойме // Геоморфология. 2000. № 3. С. 49–54.
 42. Чернянский С.С., Иванов И.В., Демкин В.А., Таиров А.Д. Черноземы и солонцы Зауралья во второй половине голоцена: результаты почвенно-археологических исследований // Курган с “усами” Солончанка-I. Челябинск: Челяб. гос. ун-т, 1999. С. 98–133.
 43. Шанцер Е.В. Аллювий рек умеренного пояса и его значение для познания закономерностей строения и формирования аллювиальных свит // Тр. Геологического института АН СССР. 1951. Вып. 13. Геол. серия (№ 55). 274 с.
 44. Binney H., Anderson P., Kaplan J.O., Andreev A., Bezrukova E., Blyakharchuk T. et al. Vegetation of Eurasia from the last glacial maximum to present: Key biogeographic patterns // Quaternary Sci. Rev. 2017. V. 157. P. 80–97. doi 10.1016/j.quascirev.2016.11.022
 45. Blyakharchuk T.A. Four new pollen sections tracing the Holocene vegetational development of the southern part of the West Siberian Lowland // Holocene. 2003. V. 13. P. 715–731. doi 10.1191/0959683603hl658rp
 46. Blyakharchuk T.A. Western Siberia, a review of Holocene climatic changes // J. Siberian Federal Un-ty. Biology. 2009. № 2. P. 4–12.
 47. Ferring C.R. Alluvial Pedology and Geoarchaeological Research, in Holliday. Soils in Archaeology; Landscape Evolution and Human Occupation: Washington—London: Smithsonian Institution Press, 1992. P. 1–39.
 48. Lapteva E., Korona O. The dynamics of the forest steppe vegetation of the southern Trans-Ural plain in the Holocene: Natural changes and anthropogenic influence // Multidisciplinary Investigations of the Bronze Age Settlements in the Southern Trans-Urals (Russia) / Eds. R. Krause, L.N. Koryakova. Bonn: Habelt, 2013. P. 327–342.
 49. Maslennikova A.V., Udachin V.N. Lakes ecosystem response to Holocene climate changes and human impact in the Southern Urals: Diatom and geochemical proxies // The Holocene. 2016. № 27(6). doi 10.1177/0959683616675942
 50. Marinina O.A., Yermolaev O.P., Maltsev K.A., Lisevskii F.N., Pavlyuk Ya.V. Evaluation of siltation of rivers with intensive economic development of watersheds // J. Engineer. Appl. Sci. 2016. № 11. P. 3004–3013. doi 10.1016/j.jquaint.2014.03.039
 51. Mauri A., Davis B.A.S., Collins P.M., Kaplan J.O. The climate of Europe during the Holocene: A gridded pollen-based reconstruction and its multi-proxy evaluation

- tion // *Quaternary Sci. Rev.* 2015. V. 112. P. 109–127. doi 10.1016/j.quascirev.2015.01.013
52. *Panova N.K., Antipina T.G.* Late Glacial and Holocene environmental history on the eastern slope of the Middle Ural mountains, Russia // *Quaternary Int.* 2015. <http://dx.doi.org/10.1016/j.quaint.2015.10.035>
 53. *Spengler R.N., Frachetti M.D., Domani P.N.* Late Bronze Age agriculture at Tasbas in the Dzhungar Mountains of eastern Kazakhstan // *Quaternary Int.* 2014. V. 348. P. 147–157. doi 10.1016/j.quaint.2014.03.039
 54. *Stobbe A., Gumnior M., Röpke A., Schneider H.* Palynological and sedimentological evidence from the Trans-ural steppe (Russia) and its palaeoecological implications for the sudden emergence of Bronze Age sedentary life // *Vegetation History and Archaeobotany*. 2014. doi 10.1007/s00334-014-0500-0
 55. *Stobbe A., Gumnior M., Rühl L., Schneider H.* Bronze Age human-landscape interactions in the southern Trans-ural steppe, Russia – Evidence from high-resolution palaeobotanical studies // *The Holocene*. 2016. V. 26(10). doi 10.1177/09596836166417401
 56. *Thiemeyer H., Peters S.* Landscape development and soils around the Bronze Age settlement Kamennyi Ambar, southern Trans-Urals, Russia // *Quaternary Int.* 2016. doi 10.1016/j.quaint.2015.12.026
 57. *Velichko A.A., Andreev A.A., Klimanov V.A.* Climate and vegetation dynamics in the tundra and forest zone during the Late Glacial and Holocene // *Quaternary Int.* 1997. V. 41/42. P. 71–96.
 58. *Zakh V.A., Ryabogina N.E., Chlachula J.* Climate and environmental dynamics of the mid- to late Holocene settlement in the Tobol-Ishim forest-steppe region, West Siberia // *Quaternary Int.* 2010. V. 220. № 1–2. P. 95–101. doi 10.1016/j.quaint.2009.09.010

Synlithogenic Evolution of Floodplain Soils in the Valleys of Small Rivers in the Trans-ural Steppe

I. V. Ivanov^{a,*}, V. E. Prikhodko^a, I. V. Zamotaev^b, D. V. Manakhov^c, E. Yu. Novenko^c, P. I. Kalinin^a,
L. M. Markova^d, and A. L. Plaksina^d

^a*Institute of Physicochemical and Biological Problems in Soil Science, Russian Academy of Sciences,
ul. Institutskaya 2, Pushchino, Moscow oblast, 142290 Russia*

^b*Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Staromonetny per. 29, Moscow, 119017 Russia*

^c*Lomonosov Moscow State University, Leninskie gory 1, Moscow, 119991 Russia*

^d*Chelyabinsk State University, ul. Brat'ev Kashirinikh 129, Chelyabinsk, 454001 Russia*

*e-mail: ivanov-v-28@mail.ru

The relationship between of soil formation and sedimentation on the floodplain of the Utyaganka River (the Ural River basin) in the Arkaim reserve (Chelyabinsk region, Southern Ural, Russia) was studied. Pedological, palynological, mineralogical research methods were applied, and 15 radiocarbon dates of soil humus and sediments were obtained. On the low floodplain, the thickness of the Holocene sediments is 4–5 m. The upper 1.5 m of the sediments formed in the recent 2000 yr contained three buried (partially superposed) soils that developed with the average rate of 13.3 cm/100 yr. Alluvial soddy soils with solonchic and salinity features reflect active anthropogenic erosion in the river basin and characterize the Little Ice Age and the dry and warm Viking Age. At the depth of 1.5–5 m, up to five buried soils were identified; they were formed in the period of 2–12 ka BP with the rate of 1.9–3.1 cm/100 yr and separated from one another by alluvium layers. The soils formed 4.2–2 ka BP are characterized by varying humus content and solonchicity; they are enriched in carbonates and reflect sharp fluctuations in atmospheric moistening with a prevalence of climatic aridity and continentality. The soils developed 5.5–4.2 ka BP are gleyed, calcified, and contain a moderate amount of humus. They attest to a more humid and warm climate than now. This period was characterized by the maximum area of forests (the pollen of tree species reached 67%). As judged from the soil properties and palynological analysis (15% of the pollen of trees), the period of 8–5.5 ka BP was characterized by the warm and dry climate. The soils developed 9.5–8 ka BP represent eroded gley soils on the gravelly alluvium. They reflect sharp fluctuations of the climate at the end of the glacial epoch. It is probable that the floods of this period were accompanied not only by the accumulation of new alluvial sediments but also by the partial erosion of the surface with a decrease in the thickness of the humus horizon. This led to a periodical renewal of the soils and slowed down the rate of growth of the humus horizon and the alluvium thickness in general. In the entire section, humified soil layers constitute 26% of the total thickness of alluvial sediments.

Keywords: alluvial soils, sedimentation rate, time series, climatic cycles, palynological studies