

ГЕНЕЗИС
И ГЕОГРАФИЯ ПОЧВ

УДК 631.48

РЕКОНСТРУКЦИЯ КЛИМАТА СРЕДНЕВЕКОВЬЯ
НА ОСНОВЕ ПОЧВЕННЫХ И ГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ
КУРГАНОВ СРОСТКИНСКОЙ КУЛЬТУРЫ И ЕЕ ЛОКАЛИЗАЦИЯ
НА ЮГЕ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ¹

© 2020 г. В. Е. Приходько^{a, *}, Ю. А. Азаренко^b, М. Р. Шаяхметов^b,
А. А. Тишкин^c, В. В. Горбунов^c, Е. Г. Пивоварова^d

^aИнститут физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН,
ул. Институтская, 2, Московская обл., Пушкино, 142290 Россия

^bОмский государственный аграрный университет им. П.А. Столыпина, Институтская пл., 2, Омск, 644008 Россия

^cАлтайский государственный университет, пр-т Ленина, 61, Барнаул, 659049 Россия

^dАлтайский государственный аграрный университет, Красноармейский пр-т, 98, Барнаул, 656049 Россия

*e-mail: valprikhodko@rambler.ru

Поступила в редакцию 23.05.2019 г.

После доработки 16.10.2019 г.

Принята к публикации 30.10.2019 г.

Исследованы фоновые дневные и подкурганые почвы крупного раннесредневекового некрополя Сростки-I, выявлены изменения свойств почв во времени, проведена реконструкция палеоклимата. Курганная группа располагается в Бийском районе Алтайского края и датирована радиоуглеродным методом $890 \pm 105 \dots 975 \pm 85$ гг. (калибровка по 1 δ). В палеопочвах средневековья более слабая выщелоченность от карбонатов в средней части профиля, меньшее накопление в поверхностных слоях элементов-биофилов (P, S, Co) и меньшая величина индекса выветривания $Al_2O_3/(CaO + MgO + Na_2O + K_2O)$ по сравнению с фоновым аналогом свидетельствуют, что палеопочва в фазу, предшествовавшую сооружению курганов, формировалась в несколько более засушливом климате по сравнению с современными условиями. Однако сходство в древних и фоновых почвах морфологических свойств, реконструированного содержания гумуса и усредненных величин в слое 0–30 см относительно почвообразующей породы для коэффициентов выветривания $CIA = Al_2O_3 \cdot 100/(Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O)$ и Rb/Sr, а также индексов Mn/Sr, Mn/Al, Mn/Fe, указывающих на степень биологической активности, свидетельствуют о начавшейся гумидизации палеоклимата. Из высокоопасных загрязнителей первого класса токсичности изученные почвы обогащены As и Cd по сравнению с кларком литосферы. В целом для почв региона характерна насыщенность Ni, Zn, Ba и Sn, определяемая особенностями материнских пород. Однако накопление этих тяжелых металлов в профиле не превышает допустимых величин, опасных для здоровья людей. В фоновой почве по сравнению со средневековым аналогом не отмечено аккумуляции токсичных элементов, обусловленной антропогенным загрязнением. Методом ГИС-технологий выявлено, что 21 поселение и 130 некрополей сросткинской общности, функционировавшей во второй половине VIII–XII вв., локализовались на плодородных почвах выровненных площадок с небольшими перепадами высот, вблизи крупных озер, рек (Обь, Катунь, Бия, Алей и др.) и широких долин при слиянии с ними мелких водотоков.

Ключевые слова: палеоклимат, палеопочвы, геохимические коэффициенты, поллютанты, ГИС-технологии, средневековье, Алтайский край

DOI: 10.31857/S0032180X20030053

ВВЕДЕНИЕ

На территории Алтая с древних времен селились люди. В регионе находятся древнейшая стоянка Карамы (ранний палеолит), известный в

мире памятник Денисова пещера, где люди жили, начиная с 280 тыс. л. н., и были особой ветвью эволюции рода Номо [57], уникальные пазырыкские курганы, где благодаря мерзлоте, образовавшейся в могилах, сохранились мумии с татуировками, ковры, одежда, украшения и др. [30]. Известным является крупный раннесредневековый курганный могильник Сростки-I [8, 38]. Археоло-

¹ К статье имеются дополнительные материалы, доступные для авторизованных пользователей по doi: 10.31857/S0032180X20030053

логами исследованы сотни памятников разных хроносрезов голоцена, в ходе разведок выявлены тысячи курганов на юге Западной Сибири и в горах Алтая. Однако только немногие из них изучены естественно-научными методами с реконструкцией палеоклимата. Особенно важно знать параметры изменчивости климата за последние 2000 лет, чтобы дать более точный прогноз его динамики в будущем.

Почвенный покров, как и другие природные архивы, может служить летописью, сохраняющей информацию (память) о современных и прошлых геоэкологических обстановках [2, 10, 15, 22, 23, 31, 39, 45, 60, 63, 69]. Для равнинного Алтая мало детальных реконструкций эволюции окружающей среды в голоцене. Для горного Алтая получена информация о палеоэкосистемах и палеоклиматах на основе изучения погребенных почв [5, 11, 46].

Например, проведено морфолого-субстантивное генетическое изучение погребенных голоценовых почв из нескольких профилей в горах юго-восточного Алтая, развивающихся в настоящее время в обстановке аридного климата. Показано, что условия почвообразования за последние 1–2 тыс. лет были наиболее экстремальными за весь голоцен [46]. Выполненная реконструкция природных условий голоцена на основе исследования границ и размеров ледников, уровня озер, дендрохронологии, свойств палеопочв на территории высокогорного юго-восточного и южного Алтая позволила утверждать, что с 884–1110 гг. (^{14}C кал.) горные ледники заметно отступали, а граница распространения деревьев поднималась на большую высоту и температура воздуха летних месяцев была выше современной на 0.4°C . Радиоуглеродное датирование (54 ^{14}C дат, в том числе AMS-даты) проведено по остаткам древних деревьев, найденных в зоне современного оледенения на высоте 2.4 км над ур. м. [41].

Для соседней территории республики Тыва на основе педогумусового и палинологического исследований палеопочв и отложений установлено, что на протяжении голоцена общий климатический тренд направлен на усиление похолодания и аридизации с динамикой температур и увлажненности в разные хроносрезы. На этапах увеличения теплообеспеченности формировались степи, в интервалы похолодания – лесостепные (и таежные) ландшафты. В субатлантический период гумидные условия были в его начале, а засушливые – в середине и конце, теплые – субатлантике-1 и 3, прохладные – в субатлантике-2. Для территории горной юго-западной части Тывы при изучении кустанного комплекса почв и его радиоуглеродном датировании фиксировались близкие климатические условия средневековья [5]. Выполнено комплексное исследование нескольких палеопочв в

аллювиальных отложениях, формировавшихся в течение последних 13 тыс. лет и находящихся в межгорном аридном бассейне вблизи озера Терехоль, Саяно-Тувинской возвышенности. Установлено, что последние 2000 лет климат был наиболее континентальным и засушливым [45].

В сопредельном регионе (в лесостепи Новосибирской области) изучение подкурганых почв выявило, что в период XI–XIII вв. климат был благоприятен для проживания людей [29].

Спорово-пыльцевые данные, полученные из отложений озер, рек и болот, служат наиболее изучаемой летописью климата и ландшафтов голоцена и часто сопровождаются комплексом других анализов. Реконструкция климата разных периодов голоцена выполнена по данным палинологических и ландшафтных исследований регионов Алтая [24, 26, 27, 32, 42, 53, 77, 78]. Обобщение палинологических данных для отложений 30 озер Алтае-Саянского и четырех соседних регионов показало значительный разброс реконструированных параметров климата голоцена. Для равнинных и горных районов выявлена зависимость динамики температуры голоцена от общего солнечного излучения. Для гор отмечена замедленная реакция на инсоляцию между ~ 10000 до ~ 6500 кал. л. н., возможно, связанная с оттаиванием ледников. В течение последних 12000 лет установлен тренд увеличения увлажненности климата в результате комбинированного снижения температуры и увеличения осадков, что, вероятно, обусловлено климатическими событиями в Северной Атлантике [78].

Реконструкция климата голоцена по палинологическим исследованиям выполнена для Новосибирской области [66, 77]. Для севера, северо-запада и северо-востока Китая составлены картосхемы увлажненности климата в периоды 1050–1350 и 1400–1900 гг. на базе комплексных данных по 71 объекту [48]. Применение модели CCSM4 в оценке изменения климата Китая по комплексным данным для периода 850–1850 гг. выявило, что в динамике осадков преобладает непредсказуемая внутривекальная изменчивость, а вариабельность температуры зависит от медленно изменяющейся межвекальной динамики факторов [76]. Для соседней Монголии проведено обобщение обширных данных о климате голоцена, полученных на основе комплексных исследований различных геоархивов. Сделан вывод, что изменение регионального палеоклимата в пределах 100 км и масштабе нескольких столетий все еще неоднозначно в Монголии и требуются дальнейшие исследования [59]. Это можно сказать и для Алтайского региона.

В настоящей работе приводятся результаты педологических и геохимических исследований подкурганых почв некрополя Сростки-I (одного из крупных раннесредневековых некрополей Ал-

тайского края) и дается реконструкция климатических условий того периода. Для выявления локализации памятников культурного наследия средневековой сrostкинской общности используются ГИС-технологии.

Элементный химический состав почв – один из индикаторов процессов почвообразования и состояния условий окружающей среды, при которых происходит формирование и развитие почв. Изучение распределения и соотношения химических элементов в профиле фоновых современных и погребенных почв позволяет реконструировать условия почвообразования и осадконакопления разных хроносрезов. В связи с этим геохимические методы применяют в палеогеографических и палеоэкологических исследованиях при изучении почв археологических памятников, эволюции почв и решении других вопросов [3, 4, 18, 19, 36, 37, 49–52, 54, 74]. В качестве литохимических индикаторов палеоклимата и условий почвообразования предложен ряд показателей, в том числе различные геохимические коэффициенты [12, 16, 21, 47, 50, 51, 60–62, 65].

Применение ГИС-технологий и дистанционного зондирования Земли полезны при исследовании памятников археологического наследия. Проанализированы возможности их использования в археологии в нашей стране и за рубежом [14, 22, 40, 64]. Установлено распределение памятников разных археологических культур в разные периоды голоцена в ландшафтах горного Алтая и составлены карты. Показано, что наиболее активное заселение региона происходило в периоды влажного климата [53]. ГИС-методы были информативны при изучении палеолитических стоянок людей в горном Алтае. Показано, что их локализацию определяли наличие пологих площадок, удаленность от ближайшей реки (менее 400 м для 77% изученных памятников) и точки слияния водотоков (менее 2 км, 88%), близость к источникам каменного сырья, освещенность территории [14].

Целью наших исследований являлось изучения подкурганых почв раннесредневекового некрополя Сrostки-I и сравнение их с фоновыми современными аналогами для выявления изменений физико-химических и геохимических свойств и реконструкции климатических условий в период создания курганов в лесостепной предгорной части Алтайского края на юге Западной Сибири, а также определение особенности локализации поселений и некрополей средневековой сrostкинской общности с помощью ГИС-технологий.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Курганная группа Сrostки-I – один из крупных раннесредневековых некрополей Алтайского

края, состоящий из 61 объекта, расположен в 25 км к юго-востоку от г. Бийска, на восточной окраине с. Сrostки Бийского района, на правом берегу р. Катунь, на склоне горы Пикет, в пределах предгорной зоны Бийско-Катунского междуречья; координаты 85°42.876' E, 52°24.337' N, 255 м над ур. м. (рис. 1). Благоприятные условия ландшафтов переходной зоны от равнин к предгорьям Алтая в значительной степени обусловлены сравнительно мягким климатом и проявляются в сокращении годовых амплитуд температур, увеличении количества осадков за счет барьерного эффекта и преобразовании циркуляционных процессов. Зональные границы сгущены и приобретают субмеридиональное направление, повторяя конфигурацию горных массивов.

Климат

В регионе средняя температура января составляет -13.9°C , июля $+20^{\circ}\text{C}$, годовая -3.2°C , сумма активных температур равна 2000–2100 $^{\circ}\text{C}$, вегетационный период длится 120–130 дней. Среднее годовое количество осадков достигает 548 мм, более половины из них выпадает в июле–августе, изменение количества осадков между засушливыми и увлажненными годами не превышает 40 мм. Устойчивый снежный покров залегает в течение 165–175 дней, его высота составляет 30–60 см. Используются данные метеостанции г. Бийск, ближайшей к с. Сrostки.

Состав биоценозов на изученном пастбищном участке вблизи некрополя при умеренном выпасе близок целинному.

ГИС-методика

Использовали мультиспектральные снимки космических аппаратов Landsat 7 и Landsat 8 с пространственным разрешением 30 м в пикселе. Обработку проводили методом синтезирования с помощью программных комплексов ENVI 5.2. Геопривязку исходного материала выполняли путем нахождения опорных точек на исходном географически привязанном и обрабатываемом изображении. Составляли мозаику из изображений снимков Landsat 7 и Landsat 8. Сопоставляли ее с данными следующих карт: лесорастительного районирования (М 1 : 2100000), природных зон, почвенной (М 1 : 1000000) и полезных ископаемых (М 1 : 2500000). После выявления географического положения объектов культурного наследия, используя программное обеспечение ENVI или ErdasImagine, Multispec, QGis, наносили их местонахождение на электронный картографический материал для последующего анализа. Более подробно методика описана ранее [40].

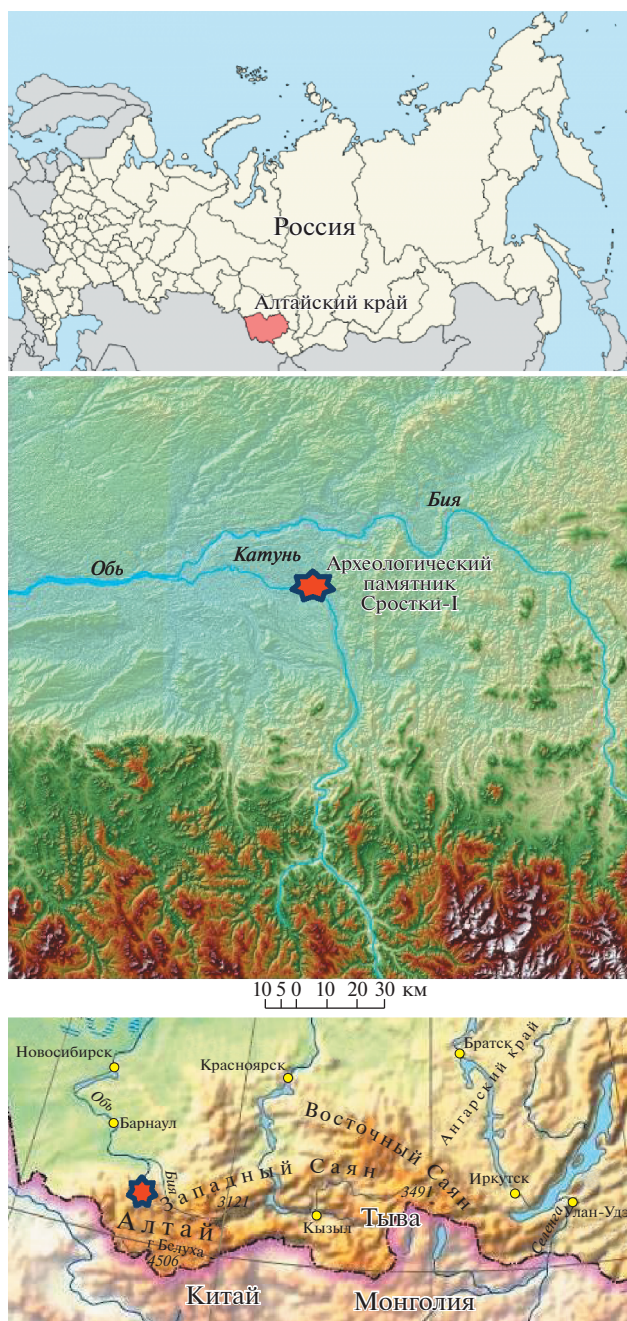


Рис. 1. Карты расположения некрополя Сростки-I.

Почвенные методы

Образцы фоновой и погребенных под насыпями двух курганов (№ 18 и 32) почв отобрали по-слойно с учетом границ генетических горизонтов: каждые 10 см до глубины 1 м и каждые 20 см — из толщи 1–2.4 м из трех стенок разреза.

Почвы региона сформировались на лёссовидных карбонатных суглинках позднелепесточен-голоценового возраста (мощностью 2–4 м). Характеристика почв дана на основании изучения

следующих свойств: генетико-морфологические особенностей (мощности отдельных горизонтов, гумусового и общего генетического профилей, их окраски, структуры, плотности сложения), наличия новообразований карбонатов, их глубины залегания, формы.

Основные почвенные свойства исследовали в ЦКП ИФХиБПП РАН: органическое вещество (C_{org}) методом Тюринга; pH — потенциометрически в водной суспензии при соотношении почва : вода 1 : 2.5, а в водной вытяжке — 1 : 5; CO_2 карбонатов — титриметрически, гранулометрический состав почв — пирофосфатным методом пипетки Качинского, состав обменных катионов — по Шолленбергеру с последующим определением Ca^{2+} и Mg^{2+} трилометрическим методом, Na^+ и K^+ — пламенно-фотометрическим методом; подвижный фосфор — фотометрическим методом по Мачигину с экстракцией раствором углекислого аммония с pH 9, калий в этой же вытяжке на пламенном фотометре.

Геохимические методы

Содержание 28 элементов в почвах определяли методом рентген-флуоресцентного анализа на аппарате Spectroscan Макс-GV по методике измерений массовой доли металлов и их оксидов в порошковых пробах. Навеску 2 г почвы измельчали до пудры и помещали в специальную кювету. Количественную калибровку проводили с использованием комплекта Государственных стандартных образцов состава почв. Анализ выполнен в ЦКП ИФХиБПП РАН к. б. н. П.И. Калининым.

Рассчитаны значения элювиально-аккумулятивных коэффициентов ($K_{эа}$) как отношение содержания элементов почвенного слоя, в том числе усредненное их содержание в слое 0–30 см, к материнской породе ($K_{эа}$ равен содержанию любого элемента в слое 0–10 см (других слоях), деленному на количество этого элемента в породе). Содержание элементов сравнили со значением кларков литосферы. Их величины для Si, Al, Fe, Na, Ca, K, Ti, Rb, Zr, Nb даны по Виноградову [7], Mg, Ba, Cd — по Рудник, Гао [67], Mn, P, Cr, Ni, Zn, As, Sr, Pb — по Григорьеву [9], V, Co, Cu, Cs — по Ху, Гао [56], S, Sn — по Ведепол [74].

Установлены кларки концентрации элементов как отношение их количества в разных горизонтах почвы от величины кларка и рассчитаны кларки рассеяния как обратная величина — соотношение кларка к содержанию элемента. Также использовали геохимические коэффициенты, основанные на молярных отношениях.

Таблица 1. Радиоуглеродное датирование образцов из курганов, гг. н. э.

| Лабораторный номер | Описание образца | Некалиброванный возраст | Калиброванный возраст, вероятность | |
|--------------------|---|-------------------------|------------------------------------|------------------|
| | | | 1 δ , 68% | 2 δ , 95% |
| ИМКЭС-14С951 | Остатки деревянного столба 2, курган 16 | 860 \pm 50 | 890 \pm 105 | 885 \pm 115 |
| ИМКЭС-14С979 | Кости человека, курган 8, могила-2 | 965 \pm 90 | 975 \pm 85 | 1000 \pm 220 |

РЕЗУЛЬТАТЫ

Радиоуглеродное датирование и локализация памятников сrostкинской культуры

Объекты исторического наследия сrostкинской культуры по радиоуглеродной датировке определяются второй половиной VIII–XII вв. Грязнов (цит. по [38]) первым обосновал выделение сrostкинской культуры и дал ей название, опираясь на результаты своих раскопок.

С помощью ГИС-технологий изучено местоположение 130 курганных некрополей и 21 поселения сrostкинской культуры (рис. S1). Ойкумена общности в основном локализована в Западно-Сибирском подтаежно-лесостепном районе лесостепной зоны. Поселения находились вблизи больших озер и рек (Обь, Катунь, Бия, Алей и др.) и при впадении в них более мелких водотоков. Это обусловлено наличием в этих ареалах широких долин, проток, стариц древних русел и незаливаемых водой останцов надпойменных террас. Здесь были плодородные почвы для развития скотоводства и земледелия. Центрами последнего служили стационарные поселения и крупные городища. Землю обрабатывали как мотыжным, так и пахотным способом. Об этом свидетельствуют находки пахотных орудий (железные мотыги и наральники с разными втулками), найденные на городище Елбанка. В могильнике Иня-1 в одном из погребений был найден сосуд, наполненный зерном, хотя это не является прямым доказательством наличия земледелия [38].

Важным занятием этого этноса были кузнечное и бронзолитейное производства. Это видно по широкому ассортименту находок в погребениях. Несколько поселений располагалось в ~30–50 км от месторождений полезных ископаемых: меди, цинка, железа, золота, уголь, глины (табл. S1, рис. S2, S3). Однако большинство селищ локализовалось на расстоянии 90–160 км от источников полиметаллических руд и драгметаллов, которые концентрировались в предгорном и горном Алтае.

На основании обобщения данных о 24 укрепленных поселениях IX–X вв. н.э. в центральной Европе показано, что они располагались как в поймах рек, так и на вершинах холмов. Вокруг укрепленных поселений находилась сеть аграрных селищ. Предположительно поселения насчи-

тывали от 50–100 до 3000–4000 жителей [55]. На территории восточной Европы в пойме и на террасах р. Днепр располагалось крупное средневековое поселение Гнездово [20].

По данным радиоуглеродного анализа образцов костей и древесины из курганов некрополя Сrostки-1, он датируется 890 \pm 105...975 \pm 85 гг. (калибровка по 1 δ) (табл. 1). Современное исследование четырех курганов этого комплекса выявило, что они создавались в течение грязновского этапа, когда происходила консолидация и территориальное расширение сrostкинских племен [8, 38].

Почвенные исследования

Разрез фоновой современной почвы располагался в 70 м от курганов. Почва имеет следующее морфогенетическое строение (см): АО 0–2, А1 2–20, АВ 20–35, В1 35–50, В2са 50–80, ВСса 80–100, Сса 100–250. Характеризуется маломощным гумусовым профилем, в горизонтах А1 и АВ структура мелкокомковато-зернистая, ниже до ВСса – комковатая и затем крупнокомковатая. Почвенный материал вскипает от НС1 с глубины 42–48 см и до дна. Новообразования карбонатов представлены тонкодисперсной формой, редкой белоглазкой и точками. В горизонте АВ начинаются темно-серые языки-затеки, продолжающиеся до 40–50 см.

Насыпь курганов состояла преимущественно из темно-серого некарбонатного материала гумусового горизонта древней почвы. По морфологии обе подкурганые почвы мало различаются друг от друга и от современного аналога. Гумусовый горизонт А1 имеет мощность 20 см, гумусовый профиль, включающий горизонты А1 и АВ – 31–32 см. Материал двух подкурганых почв вскипал от НС1 с глубины 20–28 и 33–35 см, в нижней его части встречалась редкая карбонатная белоглазка, пятна и пропитка. На глубине 10–45 см в почвах отмечалось чередование гумусовых темно-серых широких языков-затек и коричневых заклинков.

Исследуемые фоновая и погребенные почвы представлены черноземом обыкновенным маломощным легкосуглинистым.

Химические свойства фоновой современной почвы. Гранулометрический состав современной почвы легкосуглинистый, доминируют фракции мел-

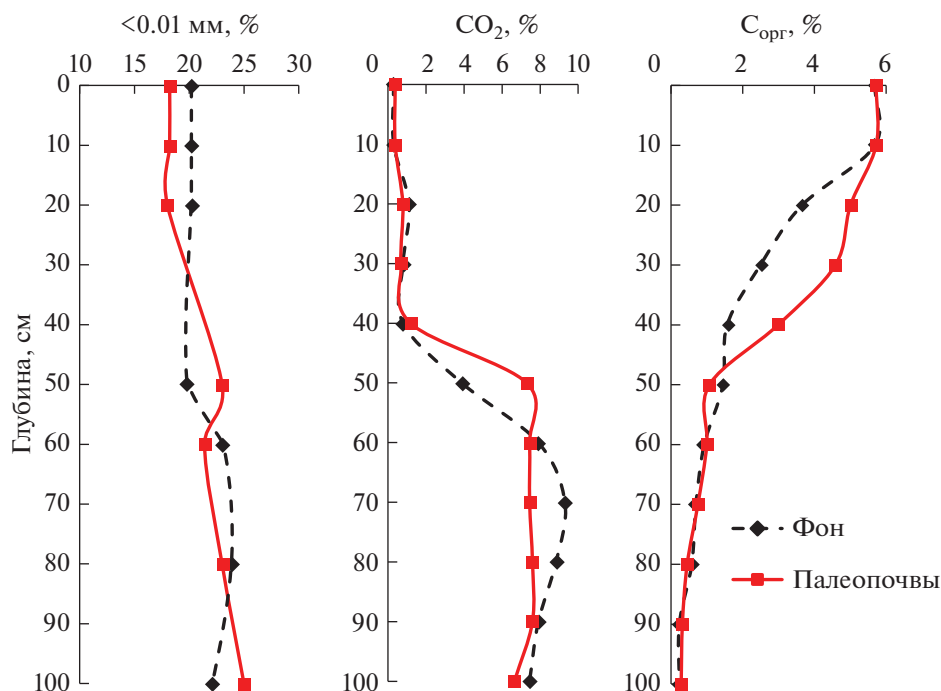


Рис. 2. Содержание фракций $<0.01\text{ мм}</math>, CO_2 карбонатов и органического вещества ($\text{C}_{\text{орг}}$) в почвах.$

кого и среднего песка размером $0.25\text{--}0.01\text{ мм}$ и их количество достигает $75\text{--}80\%$. В почве невелико содержание фракций мелкой пыли и илистой, они составляют по $6\text{--}10\%$ каждая. Их количество в пределах профиля равномерное.

Почвы сильно окарбоначены, начиная с середины профиля, в слое $50\text{--}120\text{ см}$ отмечается максимальное накопление $7\text{--}9\%$ CO_2 карбонатов (рис. 2). Рассматривая послойное содержание углекислых солей в современной и погребенных почвах, отмечается близкие значения для слоев до 2.5 м . Только на глубине $30\text{--}50\text{ см}$ палеопочвы содержат немного больше карбонатов, а слой $60\text{--}80\text{ см}$ обеднен ими по сравнению с фоновым аналогом.

Реакция среды в верхних горизонтах профиля нейтральная, начиная с карбонатного горизонта — щелочная. Емкость катионного обмена, содержание и состав обменных катионов древних и современных почв близки.

В поверхностном слое фоновой почвы концентрируется 5.7% $\text{C}_{\text{орг}}$ и до глубины 60 см его количество превышает 1% . Реконструированное содержание $\text{C}_{\text{орг}}$ слоя $0\text{--}50\text{ см}$ подкурганных почв приблизительно равно его количеству в фоновой почве, с учетом того, что за 1000 лет минерализовалось $\sim 50\%$ гумуса [15], содержание $\text{C}_{\text{орг}}$ слоя $0\text{--}10\text{ см}$ палеопочв составляет 2.37% , реконструированное — 5.6% .

Исследование химических элементов почв. Распределение химических элементов в профиле фо-

новой почвы различно (табл. 2). Для макроэлементов Si, Al, Fe наблюдался слабодифференцированный тип распределения ($K_{\text{за}}$ в слое $0\text{--}30\text{ см}$ — 1.1). Профильное распределение Na также слабо дифференцировано ($K_{\text{за}} = 0.9$), но наблюдалась тенденция обеднения элементом слоя $0\text{--}30\text{ см}$ по сравнению с почвообразующей породой. В верхнем слое фоновой почвы содержание Ca и Mg меньше ($K_{\text{за}} = 0.5\text{--}0.6$), а K — больше ($K_{\text{за}} = 1.3$), чем в породе.

В профиле фоновой современной чернозема относительно равномерно распределены микроэлементы Ni, Pb, Zr, Co (табл. 3). Аккумулятивное накопление во всех горизонтах современной почвы по сравнению с почвообразующей породой наблюдалось для S, Rb, Zn, P, K, Mn, Cr, Cu, Ba. В гумусовом горизонте фоновой чернозема содержание S превышало ее количество в материнской породе в $4.0\text{--}6.1$, Rb — $2.1\text{--}2.2$, Zn — $1.5\text{--}1.7$, P, K, Cu — $1.3\text{--}1.5$, Mn, Cr, Ba, и V — $1.2\text{--}1.3$, Ti — $1.1\text{--}1.2$ раза (табл. 4). Элювиальный тип распределения в верхних горизонтах фоновой почвы характерен для щелочных и щелочноземельных элементов: величина $K_{\text{за}}$ составляет для Na, Cs и Cd $0.8\text{--}0.9$, Mg и Sr — 0.6 , Ca — 0.5 . Профиль почвы по отношению к породе обеднен соединениями As, значение $K_{\text{за}}$ составляет $0.2\text{--}0.6$.

В подкурганной почве элементный состав имеет некоторые отличия от современного аналога. В верхних горизонтах почвы средневековья содержание P, S, Cr и Co немного меньше, а в

Таблица 2. Содержание химических макроэлементов в современной и погребенной почвах, %

| Глубина, см | Si | Al | Fe | Na | Ca _{бк} /Ca _{об} * | Mg | Mn | P | K | S | Ti |
|---|------|------|------|------|--------------------------------------|------|--------------|-------------|-----|--------------|-------------|
| Палеопочва, разрез 9 | | | | | | | | | | | |
| 0–10 | 29.2 | 6.6 | 4.5 | 0.98 | 1.1/1.8 | 1.19 | 0.104 | 0.12 | 1.8 | 0.106 | 0.54 |
| 10–20 | 29.5 | 6.7 | 4.6 | 0.94 | 0.9/1.7 | 1.17 | 0.100 | 0.10 | 1.8 | 0.071 | 0.56 |
| 40–50 | 25.2 | 5.6 | 3.9 | 0.90 | 1.9/8.6 | 1.62 | 0.083 | 0.10 | 1.4 | 0.050 | 0.47 |
| 120–140 | 26.5 | 6.1 | 4.1 | 1.04 | 2.7/7.9 | 1.84 | 0.088 | 0.09 | 1.4 | 0.014 | 0.51 |
| Современная почва (чернозем обыкновенный), фон, разрез 11 | | | | | | | | | | | |
| 10–20 | 28.9 | 6.4 | 4.5 | 0.88 | 0.7/1.7 | 1.09 | 0.109 | 0.14 | 1.8 | 0.141 | 0.53 |
| 20–30 | 29.4 | 6.8 | 4.6 | 0.85 | 0.8/1.5 | 1.06 | 0.103 | 0.12 | 1.8 | 0.091 | 0.55 |
| 30–40 | 29.5 | 7.0 | 4.7 | 0.96 | 0.7/1.4 | 1.16 | 0.099 | 0.1 | 1.8 | 0.076 | 0.56 |
| 40–50 | 27.4 | 6.2 | 4.3 | 0.89 | 1.5/5.1 | 1.39 | 0.094 | 0.11 | 1.6 | 0.068 | 0.51 |
| 90–100 | 25.8 | 5.8 | 4.0 | 0.96 | 1.5/8.2 | 1.68 | 0.085 | 0.09 | 1.4 | 0.023 | 0.49 |
| Кларк литосферы | 29.5 | 8.05 | 4.65 | 2.50 | 2.96 | 1.49 | 0.077 | 0.07 | 2.5 | 0.095 | 0.45 |

* Ca_{бк} – бескарбонатный, Ca_{об} – общий.

Примечание. Жирным шрифтом выделены значения больше кларка литосферы.

нижних горизонтах количество Ca и Mg несколько больше, чем в фоновом черноземе на аналогичных глубинах. В отличие от фонового аналога в палеопочве наблюдался вынос Co и Sr относительно породы. Выявлено небольшое накопление As в слое 0–10 см палеопочвы по сравнению с фоном. Для остальных химических элементов подкурганной почвы их распределение, внутрипрофильная аккумуляция и выщелачивание не отличаются от фонового аналога.

Сравнение с кларком литосферы. В профиле фонового чернозема содержание Mn, P, Ti, Cd, Ba, Zr, Co, Ni больше их кларкового значения в земной коре. Тогда как для S только в слое 0–10 см наблюдается превышение кларка. Количество As, Mg, Sr, напротив, было больше их кларкового показателя лишь в почвообразующей породе. Содержание Zn в гумусовом горизонте и срединной части современного чернозема превышало кларк, на глубине 90–100 см оно становилось меньше его. По значению коэффициентов концентрации в слое 0–20 см современного чернозема элементы располагаются в следующей последовательности по убыванию: Cd 4.9 > P 2.0 > Ba, S 1.5 > Mn, Zn 1.3–1.4 > Co 1.3 > Zr 1.2 > Ni 1.1.

Количество Si и V в фоновом черноземе приближается к его среднему содержанию в литосфере. Выявлено меньшее содержание Al, Fe, Na, K, Cr, Cu, Sr, Pb, Cs, Nb, Rb в фоновом профиле почв по сравнению с кларком. Это указывает на внутрипрофильное рассеивание этих элементов в современном черноземе по сравнению с литосферой. По значению кларка рассеяния элементы слоя 0–20 см фонового чернозема распределяются в следующем порядке: Ca 4.2 > Rb и Pb 3.1–3.2 > Na 2.8 > Nb 1.5 > Cu 1.8 > Mg, K, As, Sr 1.4 > Cr, Cs, Al, Fe 1.2–1.3.

В подкурганной почве и фоновом аналоге показатели профильного концентрирования или рассеивания элементов по сравнению с кларком почти не имеют различий.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Почвенные характеристики

Современный почвенный покров участка относительно однороден. Это обусловлено свойствами лёссовых почвообразующих пород, а также небольшим колебанием высот на поверхности водораздела, к которому приурочен некрополь. Сравнение морфологических свойств погребенных и фоновой почв свидетельствует о небольшом их различии по глубине залегания карбонатов.

Диagenетические изменения почв в период погребения состоят в постепенном уменьшении содержания гумуса вследствие его минерализации и прекращения поступления опада. Ранее показано, что в гумусовом горизонте погребенных почв через 1000 лет сохраняется ~50% C_{орг} от его первоначального количества [15]. На скорость минерализации C_{орг} в палеопочвах также влияет его состав: свободное и непрочносвязанное C_{орг} минерализуется быстрее, а C_{орг}, связанное с глинистыми минералами илистой фракции почв, составляет пассивный пул и сохраняется намного дольше.

Реконструированное содержание C_{орг} слоя 0–50 см палеопочв приблизительно равно его количеству в фоновой почве с учетом того, что за 1000 лет минерализовалось ~50% гумуса. В палеопочвах отмечается небольшое накопление карбонатов на глубине 30–50 см за счет их уменьшения в слое 60–80 см, поэтому усредненное содержание CaCO₃ в слое 0–1 м (4.9%) фоновой и древних почвах не

Таблица 3. Содержание химических микроэлементов в современной и погребенной почвах, мг/кг

| Глубина, см | V | Cr | Co | Ni | Cu | Zn | As | Rb | Sr | Ba | Pb | Zr | Sn | Cd | Cs | Nb |
|--|--------|--------|------------------|-------|-------|-------|-----|-----|--------------|---------|--------|------------------|------------------|---------------|-----------------------|------|
| Паллопочва, разр. 9 | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 0–10 | 105 | 69 | 15 | 53 | 16 | 99 | 9.4 | 46 | 194 | 912 | 5.6 | 199 | 1.2 | – | – | – |
| 10–20 | 105 | 67 | 17 | 58 | 16 | 95 | 4.5 | 44 | 200 | 927 | 5.3 | 203 | 11.3 | 0.38 | 3.9 | 9.0 |
| 40–50 | 84 | 52 | 19 | 57 | 14 | 61 | 6.5 | 28 | 266 | 759 | 5.3 | 191 | 7.4 | 0.27 | 4.7 | 6.0 |
| 120–140 | 91 | 80 | 19 | 57 | 14 | 69 | 7.0 | 22 | 326 | 783 | 5.5 | 189 | – | 0.48 | 4.0 | 8.3 |
| Современная почва, чернозем обыкновенный, разр. 11 | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 10–20 | 101 | 70 | 19 | 55 | 15 | 95 | 4.0 | 47 | 198 | 941 | 5.5 | 202 | 11.0 | 0.44 | 4.0 | 13.7 |
| 20–30 | 104 | 71 | 19 | 58 | 15 | 104 | – | 45 | 193 | 935 | 5.4 | 202 | 11.1 | 0.40 | 3.6 | 8.5 |
| 30–40 | 107 | 75 | 18 | 61 | 14 | 96 | – | 45 | 190 | 944 | 5.2 | 204 | 12.0 | 0.38 | 3.9 | 13.8 |
| 40–50 | 96 | 69 | 16 | 56 | 13 | 82 | 5.6 | 39 | 207 | 853 | 5.3 | 206 | 8.0 | 0.38 | 4.3 | 9.5 |
| 90–100 | 88 | 57 | 19 | 59 | 11 | 62 | 7.1 | 21 | 310 | 757 | 5.5 | 193 | – | 0.49 | 4.5 | 6.3 |
| Кларк литосферы | 106 | 92 | 15 | 50 | 27 | 75 | 5.6 | 150 | 270 | 628 | 17 | 170 | 2.5 | 0.09 | 4.9 | 20 |
| Кларк в почвах ^a | 129 | 60 | 11 | 29 | 39 | 70 | 6.8 | 68 | 175 | 460 | 27 | 267 | 2.5 | 0.41 | 5.1 | 12 |
| Черноземы СССР ^б | 37–125 | 71–195 | 0.5–50 ср. 12 | 14–40 | 16–70 | 39–82 | – | – | 520– 3500 | 475–620 | 10–67* | 224 [^] | 0.2–5 ср. 1.4 | 0.01– 0.07 | 0.3–5.1/ 2.2–16.7# | – |

Примечание. Среднее содержание: ^a – в почвах региона по [16, 33], ^б – в черноземах СССР, [^] – Zr – США, [#] – Cs – Канада/Болгария. * – Rb для разных почв по [57]. Жирным шрифтом выделено содержание элементов больше кларка литосферы.

Таблица 4. Изменение содержания элементов в разных слоях почв по сравнению с породой, элювиально-аккумулятивные коэффициенты

| Глубина, см | Si | Al | Fe | Na | Ca | Mg | Mn | P | K | S | Ti | V | Cr | Co | Ni | Cu | Zn | As | Rb | Sr | Ba | Pb | Zr | Cd | Cs | Nb | |
|--|-----|-----|-----|------|-----|------|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|--|
| Палеопочва, разрез 9 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 0–10 | 1.1 | 1.1 | 1.1 | 0.9 | 0.4 | 0.65 | 1.2 | 1.3 | 1.2 | 7.6 | 1.1 | 1.2 | 0.9 | 0.8 | 0.9 | 1.1 | 1.4 | 1.3 | 2.1 | 0.6 | 1.2 | 1.0 | 1.1 | – | – | – | |
| 10–20 | 1.1 | 1.1 | 1.1 | 0.9 | 0.4 | 0.6 | 1.1 | 1.1 | 1.2 | 5.1 | 1.1 | 1.2 | 0.8 | 0.9 | 1.0 | 1.1 | 1.4 | 0.6 | 2.0 | 0.6 | 1.2 | 1.0 | 1.1 | 0.8 | 1.0 | 1.1 | |
| 40–50 | 1.0 | 0.9 | 1.0 | 0.9 | 0.7 | 0.9 | 0.9 | 1.1 | 1.0 | 3.6 | 0.9 | 0.9 | 0.7 | 1.0 | 1.0 | 1.0 | 0.9 | 0.9 | 1.3 | 0.8 | 1.0 | 1.0 | 1.0 | 0.6 | 1.2 | 0.7 | |
| Современная почва, чернозем обыкновенный, фон, разрез 11 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 10–20 | 1.1 | 1.1 | 1.1 | 0.02 | 0.5 | 0.6 | 1.3 | 1.5 | 1.3 | 6.1 | 1.1 | 1.2 | 1.2 | 1.0 | 0.9 | 1.4 | 1.5 | 0.6 | 2.2 | 0.6 | 1.2 | 1.0 | 1.0 | 0.9 | 0.9 | 2.2 | |
| 20–30 | 1.1 | 1.2 | 1.1 | 0.9 | 0.5 | 0.6 | 1.2 | 1.3 | 1.3 | 4.0 | 1.1 | 1.2 | 1.2 | 1.0 | 1.0 | 1.4 | 1.7 | – | 2.1 | 0.6 | 1.2 | 1.0 | 1.0 | 0.8 | 0.8 | 1.4 | |
| 30–40 | 1.1 | 1.2 | 1.2 | 1.0 | 0.5 | 0.7 | 1.2 | 1.2 | 1.3 | 3.3 | 1.1 | 1.2 | 1.3 | 1.0 | 1.0 | 1.3 | 1.5 | – | 2.2 | 0.6 | 1.2 | 1.0 | 1.1 | 0.8 | 0.9 | 2.2 | |
| 40–50 | 1.1 | 1.1 | 1.1 | 0.9 | 1.0 | 0.8 | 1.1 | 1.2 | 1.2 | 3.0 | 1.0 | 1.1 | 1.2 | 0.8 | 1.0 | 1.2 | 1.3 | 0.8 | 1.9 | 0.7 | 1.1 | 1.0 | 1.1 | 0.8 | 1.0 | 1.5 | |

различается. Аккумуляция органического вещества в этих почвах близка. Некоторое концентрирование карбонатов в слое 30–50 см палеопочв свидетельствуют о том, что почвообразование до начала строительства курганов проходило в более засушливых условиях. Но этот период был непродолжительным, поскольку гумус не успел минерализоваться и прийти в соответствие с наступившими более засушливыми условиями.

Элементный состав почв

В палеопочве элементный состав имеет большое сходство с современным аналогом. Можно отметить немного меньшее содержание в верхних горизонтах подкурганной почвы P, S, Co и Cr и по сравнению с аналогичными горизонтами фонового чернозема. Фосфор и сера являются элементами-биофилами, они обладают интенсивным биологическим поглощением корнями растений. Концентрирование P, S в золе растений превосходит содержание в почве в 10^1 – 10^2 (по Перельману (1961)), после их отмирания элементы аккумулируются в гумусовом горизонте. В частности, полыни степных ландшафтов обладают способностью значительного накопления изученных элементов [18]. По-видимому, в подкурганых почвах степень проявления биогенно-аккумулятивных почвообразовательных процессов была выражена несколько слабее, чем в фоновом аналоге. Однако интенсивность концентрирования S в верхних горизонтах по сравнению с породой ($K_{за}$) в средневековых почвах была выше, чем в фоновом аналоге. Судя по меньшей аккумуляции элементов-биофилов в поверхностных слоях палеопочв по сравнению с фоном, климат до начала строительства курганов был немного засушливее, чем сейчас. Тогда как большая величина элювиально-аккумулятивных коэффициентов для серы в

палеопочвах, чем в фоновом аналоге, указывает на усиление гумидизации природных условий.

Интенсивность накопления в поверхностных горизонтах палеопочв и фонового аналога по сравнению с породой близка для Mg, K, Ca, относящихся к сильно концентрируемым элементам в растениях. Однако эти элементы способны вымываться из почвенного профиля при увеличении увлажненности. Более слабая степень выщелоченности от карбонатных солей в средней части профиля подкурганых почв, чем в фоновом аналоге, свидетельствует о некоторой засушливости климата в период раннего средневековья.

Из высокоопасных загрязнителей первого класса токсичности: As, Pb, Cd – изученные почвы обогащены Cd по сравнению с кларком литосферы, но близки к почвам мира. Однако во всех горизонтах этих почв содержание Cd и As немного меньше породного, Pb равно ему. В подкурганых и фоновых почвах количество кадмия значительно меньше ОДК (10 мг/кг), а концентрация As (9.4 мг/кг) в слое 0–10 см превышает его содержание в породе и приближается к величине допустимых пределов (ОДК 10 мг/кг) [58]. Следует отметить, что в целом, для почв региона характерна насыщенность мышьяком. Так, среднее валовое содержание As в почвах юга Западной Сибири равно 13 мг/кг [37]. В то же время доля легкорастворимой формы As в этих почвах составляет <1%, а в техногенно-загрязненных почвах может достигать 10% [16].

В изученных почвах по сравнению с региональной средней величиной повышено содержание Zn, Ba, Sn и Ni и понижено – Cu, Zr и Pb. Накопление Zn, Ba, Sn и Ni в изученных почвах по сравнению с среднерегionalным их уровнем обнаруживается несмотря на легкосуглинистый гранулометрический состав почв и обеднение тонкодисперсными частицами. В то же время известно, что большинство рассматриваемых микроэлементов

тов аккумулируется в илистой фракции почв, находясь в составе глинистых минералов или адсорбируясь высокодисперсными компонентами почв.

В изученных фоновых и погребенных черноземах больше концентрируется Fe, Na, Ca, Mg, Mn, P, K, S, Sn, Ti, Co, Ni, Zn, Ba по сравнению с почвами мира. Содержание Al, Cr, Cu, Sr, Pb, Cs, Rb, Zr Nb, напротив, было меньше, а Si, V, Cd – близко к среднему количеству этих элементов в почвах мира.

Главными факторами, определяющими концентрирование элементов в почвах, служат химический и минералогический составы материнских пород и степень дисперсности субстрата. Показано, что внутрипрофильное распределение и накопление элементов в слое 0–20 см почв юга Западной Сибири контролируются содержанием физической глины, ила, величиной емкости катионного обмена, в меньшей степени количеством гумуса. Выявлена сильная взаимосвязь Cu и Zn с Fe в распределении по профилю почв [1]. Однако имеются исследования, которые статистически выявили положительные корреляционные связи содержания Co, Mn, Zr, Mo и, в меньшей степени, Zn и Pb с песчаными и крупнопылеватой фракциями для тяжелосуглинистых черноземных почв Тульской области; для Ni, Cr, Ti, Fe такой корреляции не отмечено [35].

Таким образом, обогащение Zn, Ba, Sn и Ni изученных почв относительно региональной средней величины следует объяснить локальными природными особенностями почвообразующих пород, которые служат базисом элементного состава почв.

Следует отметить, что обогащения высокотоксичными химическими элементами фоновой почвы по сравнению с подкурганными аналогами средневекового некрополя Сростки-I не зафиксировано. В то же время получены результаты по аккумуляции ряда тяжелых металлов в погребенных палеопочвах для разных регионов мира. Изучение подкурганых каштановых почв Поволжья не выявило накопления валового Pb, но указывает на увеличение количества его подвижной формы, и сдвиг изотопного состава к менее радиогенным значениям от бронзового к раннежелезному веку и современным фоновым аналогам в результате атмосферного переноса и выпадения [28]. Исследования в Швеции показали, что загрязнение свинцом отложений озер началось 2000 лет назад с развитием промышленности, и с 900 г. н. э. происходит заметное, постоянное увеличение атмосферных антропогенных выпадений Pb на территории Европы [44].

Геохимические коэффициенты

С целью реконструкции климатических условий почвообразования средневековья рассчита-

ны геохимические показатели (табл. 5). Величины отношений Ti/Zr и Ti/Al в разных горизонтах изученных почв примерно одинаковы, что свидетельствует о литологической однородности почвенной толщи. Это позволяет оценить изменения условий почвообразования, в том числе климата, по другим геохимическим показателям.

Величина усредненного индекса $Al_2O_3/(CaO + MgO + Na_2O + K_2O)$ в слое 0–30 см несколько меньше в подкурганной почве, чем фоновой. Меньшее значение этого показателя по сравнению с фоновым черноземом свидетельствует о более слабой степени выветривания минералов в почве средневековья. Величина коэффициента $CIA = Al_2O_3 \cdot 100/(Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O)$ в верхних горизонтах фоновых чернозема максимальна и уменьшается в нижних слоях и почвообразующей породе (рис. 3). Во всем профиле палеопочвы значения CIA немного меньше фоновых. Более информативным является сравнение усредненных величин геохимических коэффициентов в слое 0–30 см относительно почвообразующей породы. При таком расчете разница между древними и современными почвами по величине коэффициента CIA небольшая, но она немного больше в палеопочве по сравнению с фоновым черноземом.

Коэффициент CIA отражает глубину выветривания минеральной части почв. В невыветренных породах величина CIA около 50, в сильновыветренных – 100 [62]. Высокие значения CIA указывают на преимущественное удаление в процессе химического выветривания подвижных элементов (Ca^{2+} , Na^+ и K^+) по сравнению с устойчивыми (Al^{3+} и Ti^{4+}) в условиях теплого гумидного климата. Низкие значения CIA свидетельствуют о почти полном отсутствии химического выветривания и, следовательно, могут служить показателями холодного и/или аридного климата. Ранее выявлено, что индекс CIA зависит от степени гумидности климата на основании исследования современных и древних осадков (281 образцов), образовавшихся в разных условиях увлажненности. Однако насыщенность осадков карбонатами (более 30%) и появление калия (диагенетическая иллитизация) могут вносить ошибки при использовании CIA как индикатора палеовлажности [54].

Для сравнения полученных данных отметим, что в древнем разрезе почвы поселения неолита-энеолита Кочегарово-1 (7200–5350 л. н. ^{14}C кал., Iσ) лесостепной зоны Западной Сибири (Курганская область) значения CIA составляли 65–75, а в современной почве – 75–80 [4]. Величины ряда других геохимических коэффициентов выветривания Ba/Sr, Rb/Sr и Mn/Sr в палеопочве и современном аналоге не различаются. Индекс Ba/Sr используется в связи с тем, что Ba в составе калиевых полевых шпатов выносятся из почв слабее

Таблица 5. Характеристика геохимических коэффициентов, их формулы и авторы их предложившие, и значение средневзвешенного коэффициента в слое 0–30 см (над чертой) в фоновой и подкуртанной почвах и по отношению к породе (под чертой)

| Коэффициент | Фон | Палеопочва | Автор |
|---|-------------------------|-------------------------|---|
| $CIA = Al_2O_3 \times 100 / (Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O)$ | 67/1.14 | 64/1.25 | Nesbitt, Young, 1982 [61] |
| $CIW = 100Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO + Na_2O)$ | 77/1.18 | 73/1.30 | Visser, Young, 1990 [72] |
| $PWI = (4 \cdot 20Na + 1.66Mg + 5.54K + 2.05Ca) \times 100$ | 58/0.6 | 60/0.7 | Gallagher, Sheldon, 2013 [50, 51] |
| $W = [(0.203 \ln(SiO_2) + 0.191 \ln(TiO_2) + 0.296 \ln(Al_2O_3) + 0.215 \ln(Fe_2O_3) - 0.002 \ln(MgO) - 0.448 \ln(CaO) - 0.464 \ln(Na_2O) + 0.008 \ln(K_2O) - 1.374]$ | 0.52/17.3 0.08/–0.20 | 0.38/0.41 –0.11/0.16 | Tohru, Hiroyoshi, 2007 [71] |
| $ICV = (Fe_2O_3 + CaO + MgO + Na_2O + K_2O + TiO_2) / (Al_2O_3 + Al_2O_3 / (CaO + MgO + Na_2O + K_2O))$ | 1.28/0.72 1.17/1.58 | 1.38/0.67 1.05/1.71 | Cox et al., 1995 [49] Retallack, 2003 [64] |
| SiO_2 / Al_2O_3 | 8.5/1.00 | 8.5/1.01 | |
| Rb/Sr | 0.24/3.45 | 0.23/3.42 | Gallet, 1996 [51] |
| Ba/Sr | 4.8/1.97 | 4.7/1.96 | Retallack, 2003 [64] |
| Sr/Ba | 0.20/0.50 | 0.20/0.50 | Добровольский, 1984 [12] |
| MnO/Sr (Fe + Mn)/Fe | 0.10/1.97 | 0.09/1.92 | Retallack, 2003 [64] |
| Mn/Fe | 1.07/1.00 | 1.07/1.00 | |
| Mn/Al | 0.07/1.09 | 0.07/1.04 | |
| Na/K | 0.016/1.14 | 0.015/1.07 | |
| Na/Al | 0.81/0.69 | 0.92/0.76 | |
| (K + Na)/Al | 0.15/0.80 | 0.17/0.85 | |
| (Ca + Mg)/Al | 0.34/0.97 | 0.35/0.97 | |
| Ti/Al | 0.52/0.52 | 0.61/0.48 | |
| Ti/Zr | 0.09/0.98 | 0.09/0.99 | Schilman et al., 2001 [67] |
| CaO/Al ₂ O ₃ | 0.56/0.97 | 0.57/1.02 | Hutton (цит. по [57]) |
| | 0.15/0.43 | 0.21/0.34 | Eze, Meadows, 2014 [49] |
| $K_2 = Al_2O_3 / (MnO + CaO + K_2O + MgO + Na_2O)$ | 2.0/1.44 | 1.8/1.59 | Liu et al., 2009 [60] |
| $Kp = \Sigma(Na, K, Mg, Zn) / SiO_2$ | 1.66/1.39 | 1.61/1.25 | Лисецкий, 2016, 2017 [21, 22] |
| $Fi = (CaO + MgO + 10P_2O_5) / SiO_2$ | 0.08/0.62 | 0.09/0.53 | Taylor et al., 2008 [70] |
| $NM = Co + Cr + Cu + Pb + Sr$ | 305/0.76 | 302/0.68 | Лисецкий, 2016 [21] |

Примечание. Для индексов W над чертой – значения, рассчитанные на содержание оксидов, под чертой – на молярные отношения оксидов.

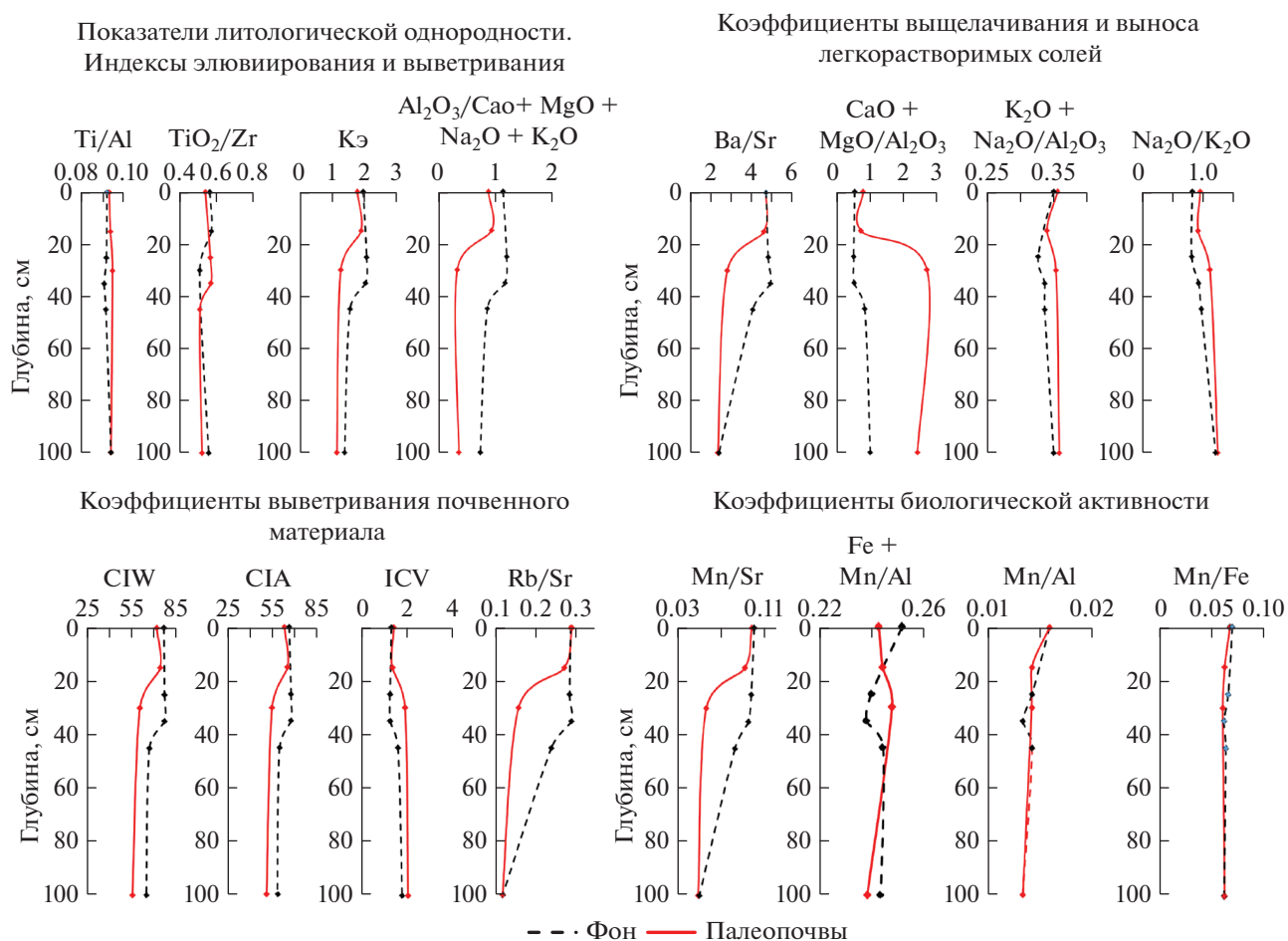


Рис. 3. Профильное изменение геохимических коэффициентов в подкурганной и фоновой почвах.

Sr, который включен в карбонаты [65]. Индекс Rb/Sr введен на основании разницы в устойчивости различных минералов к выветриванию, а именно слюды и калиевых полевых шпатов, ассоциирующихся с Rb, и карбонатов, с которыми связан Sr [52]. Обратное отношение Sr/Ba также является индикатором изменения гидротермических условий и возрастает с усилением аридности климата [12]. Для очень сухих условий показатель может превышать 10, в степных районах он — около 1, в лесостепи — меньше 1 [7]. В профиле исследованной палеопочвы и современного чернозема величина Sr/Ba составляет 0.2 во всех горизонтах.

В палеопочвах по сравнению с фоном на глубине 40–50 см отмечается превышение индекса $(CaO + MgO)/Al_2O_3$, отражающего накопление кальцита. Также в палеопочве значения отношений Na_2O/K_2O , Na_2O/Al_2O_3 несколько больше, чем в современной почве, но в целом изученные почвы не засолены легкорастворимыми солями. Это указывает на меньшую степень вымывания карбонатов, соединений натрия и калия из про-

филя подкурганной почвы. О меньшей активности выщелачивания оснований из профиля палеопочвы также свидетельствует значение коэффициента элювиирования.

Величины отношений Mn/Al, Mn/Fe и $(Fe_2O_3 + MnO)/Fe_2O_3$ рассматриваются как индикаторы интенсивности биологических процессов, что связано с вовлечением Mn и Fe в процессы биогенного накопления и миграции. Профиль подкурганного чернозема не отличался от современного аналога величинами этих коэффициентов.

Рассчитан индекс потенциального почвенного плодородия в почвах [71]: $Fi = (CaO + MgO + 10P_2O_5)/SiO_2$. Величина индекса Fi мало различалась между современной и древней почвами. При этом отношение усредненного показателя в слое 0–30 см к породе в фоновом черноземе было больше, чем в подкурганных почвах, что может указывать на ослабление в последних биогенно-аккумулятивных процессов. Показатели суммарного содержания тяжелых металлов (Co + Cr + Cu + Pb + Sr) [21] в слоях 0–10 и 0–30 см изученных почв были близки. Содержание Sr составляло

основную долю в величине этого показателя. Sr ассоциируется с карбонатами и, возможно, точно накопился в верхних горизонтах в результате выноса CaCO_3 в процесс почвообразования.

Таким образом, в палеопочвах более слабая выщелоченность от карбонатов в средней части профиля, меньшее накопление в поверхностных слоях элементов-биофилов: P, S, Co и меньшая величина индексов выветривания $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{MgO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ CIA и CIW = $100\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O})$ по сравнению с фоновой почвой свидетельствуют, что почва в фазу, предшествующую сооружению курганов, формировалась в несколько более засушливом климате по сравнению с современным. Однако сходство в древних и фоновых почвах морфологических свойств, реконструированного содержания гумуса и усредненных величин большинства коэффициентов выветривания и биологической активности в слое 0–30 см относительно почвообразующей породы свидетельствуют о начавшемся увеличении увлажненности климата.

На это указывает реконструкция климатических условий по палиноспектрам из подкурганых почв некрополя Сростки-I. Отмечалось сокращение доли пыльцы сосны, березы и ивы в то время по сравнению с современными палиноспектрами. Это могло быть обусловлено вырубкой лесов, сокращением количества снега и весенних влагозапасов, а также уменьшением ареалов сосны при более холодных зимах в средневековое время. Влагообеспеченность летом в то время была близка современной, так как мезофитное разнотравье преобладало над сухостепным, его ареал был больше, чем сейчас. Осоки доминировали на расширившихся болотах, возникших при высыхании мелких водоемов, при сокращении водоохранной роли лесов. При этом отмечено небольшое увеличение количества пыльцы ксерофитов семейства полыней, а также маревых и диких злаков, возможно, распространившихся в результате нарушения поверхности при строительстве 61 кургана [24, 32].

Создана древесно-кольцевая хронология “Монгун” длительностью 2367 лет на основе погодичного прироста колец лиственницы сибирской, отобранной с верхней границы ее распространения в Алтае-Саянских горах. Показано, что прирост лиственницы хорошо коррелирует с раннелетней температурой. Установлено, что эта температура была благоприятной в период средневекового потепления в VII–X вв. Отмечались редкие июнь–июльские сильные похолодания 1190–1191 гг. и термические экстремумы 969–991 гг. с температурой, на 1.5°C отличающейся от средних значений [25].

На основании вышеперечисленных исследований можно заключить, что в период развития сросткинской культуры (VIII–XII вв.) и на этапе строительства некрополя Сростки-I природные

условия были благоприятными для проживания этого этноса, об этом свидетельствуют педологические, геохимические, палинологические и дендрохронологические данные.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведено геохимическое и физико-химическое исследование подкурганых и фоновых почв крупного раннесредневекового некрополя Сростки-I и реконструкция палеоклимата того периода на юге Западной Сибири.

В палеопочвах более слабая выщелоченность от карбонатов в средней части профиля, меньшее накопление в поверхностных слоях элементов-биофилов P, S и Co, пониженная величина индекса выветривания $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{MgO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ по сравнению с фоновым аналогом свидетельствуют о том, что раннесредневековая почва в фазу, предшествующую сооружению курганов, формировалась в более засушливом климате по сравнению с современными условиями. Однако сходство морфологических свойств древних и фоновых почвах, реконструированного содержания гумуса и усредненных величин ряда геохимических коэффициентов выветривания CIA = $\text{Al}_2\text{O}_3 \times 100/(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ и Rb/Sr, а также индикаторов интенсивности биологических процессов Mn/Sr, Mn/Al, Mn/Fe в слое 0–30 см относительно индексов почвообразующей породы, свидетельствуют о непродолжительности этапа засушливого климата и начавшейся его гумидизации.

Изученные почвы отличаются большим содержанием Ni, Zn, Ba, Sn и пониженным – Cu и Pb по сравнению с региональным фоном, кларком литосферы и почвами мира. Также в фоновом и подкурганых черноземах сопоставление с кларком литосферы выявило обогащение As и Cd, относящихся к первому классу опасности, что характерно для почв региона. Однако накопление этих тяжелых металлов в изученных почвах не превышало величин допустимых концентраций, опасных для здоровья людей. Отмеченные особенности микроэлементного состава почв в основном определяются химическим, минералогическим и гранулометрическим составом материнских пород. Накопления токсичных элементов, обусловленных антропогенной деятельностью, в фоновых современных почвах по сравнению со средневековыми аналогами не отмечено.

Методом ГИС-технологий на ряде тематических карт показана локализация 21 поселения и 130 некрополей сросткинской общности, функционировавшей во времена викингов во второй половине VIII–XII вв. Установлено, что средневековые поселения располагались на плодородных почвах выровненных площадок с небольшими перепадами высот, вблизи крупных озер, рек

(Обь, Катунь, Бия, Алей и др.) и широких долин при слиянии с ними мелких водотоков.

БЛАГОДАРНОСТЬ

Авторы выражают признательность участникам археологической экспедиции Алтайского государственного университета и других организаций за помощь в проведении полевых работ и к. б. н. П.И. Калинину из ЦКП ИФХиБПП РАН за выполнение рентген-флуоресцентного анализа и ценные консультации.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена по теме Государственного задания № 0191-2019-0046, проекта РФФИ 17-05-01151 (лабораторные анализы, ГИС-исследование) и РНФ 16-18-10033 “Формирование и эволюция систем жизнеобеспечения у кочевых социумов Алтая и сопредельных территорий в поздней древности и средневековье: комплексная реконструкция”.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

ДОПОЛНИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Таблица S1. Удаленность поселений сrostкинской общности от месторождений полезных ископаемых, км.

Рис. S1. Карта распространения памятников средневековой сrostкинской культуры на почвенной карте Алтайского края М: 1 млн. Авторы почвенной карты Н.И. Базилевич, И.И. Карманов, В.И. Кравцова, Н.В. Орловский, А.Н. Розов. Здесь и далее: треугольниками обозначены некрополи, квадратами – поселения. № 60 – некрополь Сrostки-I на этой карте и картах **S2** и **S3**.

Рис. S2. Карта распространения памятников средневековой сrostкинской культуры и месторождений полезных ископаемых Алтайского края 1 : 2500000. Карта ВСЕГИНГЕО. Государственный баланс запасов минерального сырья Алтайского края на 10.01.2010.

Рис. S3. Мозаика территории Алтайского края, собранная из композиции 21 мультиспектрального снимка космического аппарата Landsat 8, 2017 г.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Азаренко Ю.А.* Закономерности содержания, распределения, взаимосвязей микроэлементов в системе почва-растение в условиях юга Западной Сибири. Омск: Вариант-Омск, 2013. 232 с.
2. *Александровский А.Л., Бронникова М.А., Водяницкий Ю.Н., Герасимова М.И. и др.* Почва как память биосферно-геосферно-антропоферных взаимодействий / Под ред. Таргульяна В.О., Горячкина С.В. М.: Изд-во ЛКИ, 2008. 690 с.
3. *Алексеев А.О., Калинин П.И., Алексеева Т.В.* Почвенные индикаторы параметров палеоэкологических условий на юге Восточно-Европейской равнины в четвертичное время // Почвоведение. 2019. № 4. С. 389–399. <https://doi.org/10.1134/S0032180X19040026>
4. *Бикмулина Л.Р., Якимов А.С., Мосин В.С., Баженков А.И.* Геохимические особенности почв и культурных слоев поселения неолита–энеолита Кочегарово-1 в лесостепной зоне Западной Сибири и их палеоэкологическая интерпретация // Археология, этнография и антропология Евразии. 2017. Т. 45(2). С. 35–44. <https://doi.org/10.1746/1563-0110.2017.45.2.035-044>
5. *Бронникова М.А., Агатов А.Р., Лебедева М.П., Непон Р.К., Коноплинникова Ю.В., Турова И.В.* Запись голоценовых изменений ландшафтов высокогорий юго-восточного Алтая в почвенно-литологической серии долины р. Богуты // Почвоведение. 2018. № 12. С. 1413–1430. <https://doi.org/10.1134/S0032180X18120031>
6. *Бронникова М.А., Коноплинникова Ю.В., Агатов А.Р., Зазовская Э.П., Лебедева М.П., Турова И.В., Непон Р.К., Шоркунов И.Г., Черкинский А.Е.* Кутаны криоаридных почв и другие летописи ландшафтно-климатических изменений в котловине озера Ак-Холь (Тува) // Почвоведение. 2017. № 2. С. 158–175. <https://doi.org/10.7868/S0032180X17020010>
7. *Виноградов А.П.* Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных пород земной коры // Геохимия. 1962. № 7. С. 555–571.
8. *Горбунов В.В., Тишкин А.А., Кунгуров А.Л.* Поселения сrostкинской культуры на территории Лесостепного Алтая: идентификационные признаки // Известия Алтайского гос. ун-та. 2016. Т. 4(92). С. 218–229. [https://doi.org/10.14258/izvasu\(2016\)4-38](https://doi.org/10.14258/izvasu(2016)4-38)
9. *Григорьев Н.А.* Распределение химических элементов в верхней части континентальной коры. Екатеринбург: УрО РАН, 2009. 382 с
10. *Дергачева М.И., Очур К.О.* Реконструкция изменений природной среды в течение голоцена на территории Центрально-Тувинской котловины // Вестник Томского гос. ун-та. Сер. Биология. 2012. № 1. С. 5–17.
11. *Дергачева М.И., Феденева И.Н., Гончарова Н.В.* Эволюция природной среды Северо-Западного и Центрального Алтая в позднем плейстоцене-голоцене // География и природ. ресурсы. 2003. № 1. С. 76–83.
12. *Добровольский В.В.* Геохимия микроэлементов в почве и биосфере // Почвоведение. 1984. № 12. С. 68–78.
13. *Журбин И.В., Борисов А.В., Назмутдинова А.И., Милч В.Н., Петров Р.П., Иванова М.Г., Модин Р.Н., Князева Л.Ф., Воробьева Н.Г., Зинчук С.В.* Комплексное использование методов дистанционного зондирования, геофизики и почвоведения при изучении археологических памятников, разрушенных распашкой // Археология, этнография и антропо-

- логия Евразии. 2019. Т. 47(2). С. 103–111.
<https://doi.org/10.17746/1563-0102.2019.47.2.103-111>
14. *Зольников И.Д., Постнов А.В., Лямина В.А., Славинский В.С., Чунина Д.А.* ГИС-моделирование условий обитания, благоприятных для проживания древнего человека в горах Алтая // Археология, этнография и антропология Евразии. 2013. № 3(55). С. 40–47.
 15. *Иванов И.В., Приходько В.Е., Замотаев И.В., Манухов Д.В., Новенко Е.Ю., Калинин П.И., Маркова Л.М., Плакшина А.Н.* Синлитогенная эволюция пойменных почв в долинах малых рек Степного Зауралья // Почвоведение. 2019. № 6. С. 645–662.
<https://doi.org/10.1134/S0032180X19060066>
 16. *Ильин В.Б.* Тяжелые металлы и неметаллы в системе почва-растение. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2012. 220 с.
 17. *Кабата-Пендиас А., Пендиас Х.* Микроэлементы в почвах и растениях: Пер. с англ. М.: Мир, 1989. 439 с.
 18. *Калинин П.И., Кудреватых И.Ю., Ваганов И.М., Борисов А.В., Алексеев А.О.* Биогеохимические процессы в условиях степных ландшафтов Ергенинской возвышенности в голоцене // Почвоведение. 2018. № 5. С. 526–357.
<https://doi.org/10.7868/S0032180X18050027>
 19. *Касимов Н.С., Власов Д.В.* Кларки химических элементов как эталоны сравнения в экогеохимии // Вестник Моск. ун-та. Сер. 5. География. 2015. № 2. С. 7–17.
 20. *Курмановский В.С.* Гнёздово и окрестности в XI–XVIII вв.: историко-археологический комплекс // Гнёздовский археологический комплекс. Мат-лы и исследования. 2018. Вып. 1. С. 241–266.
 21. *Лисецкий Ф.Н., Смекалова Т.Н., Маринина О.А.* Биогеохимические особенности разновременных залежей в степной зоне // Сибирский экологический журнал. 2016. № 3. С. 436–448.
<https://doi.org/10.15372/SEJ20160314>
 22. *Лисецкий Ф.Н., Маринина О.А., Бурак Ж.А.* Геоархеологические исследования исторических ландшафтов Крыма. Воронеж, 2017. 432 с.
<https://www.researchgate.net/publication/322936359>
 23. *Ломов С.П., Лыганов А.В., Хисяметдинова А.А., Спиридонова И.Н., Солодков Н.Н.* Современные и погребенные почвы курганных захоронений лесостепной зоны Среднего Поволжья (на примере Коминтерновского кургана I) // Почвоведение. 2017. № 5. С. 558–568.
<https://doi.org/10.7868/S0032180X17050100>
 24. *Михаревич М.В., Мыглан В.С., Приходько В.Е.* Реконструкция климата и ландшафтов средневековья на основе палинологического изучения подкурганных почв и дендрохронологических данных горного Алтая (юг Западной Сибири) // Почвоведение. 2020. № 5.
 25. *Мыглан В.С., Ойдунаа О.Ч., Ваганов Е.А.* Построение 2367-летней древесно-кольцевой хронологии для Алтае-Саянского региона (горный массив Монгун-Тайга) // Археология, этнография и антропология Евразии. 2012. № 3 С. 76–83.
 26. *Ненашева Г.И.* Растительность и климат голоцена межгорных котловин Центрального Алтая. Барнаул: Изд-во Алтайского ун-та, 2013. 168 с.
 27. *Орлова Л.А.* Голоцен Барабы. Новосибирск: Изд-во АН СССР, 1990. 128 с.
 28. *Пампура Т.В., Мейли М., Холм К., Кандодан ф., Пробст А.* Погребенные палеопочвы как фоновые объекты для оценки уровня загрязнения свинцом современных почв Нижнего Поволжья // Почвоведение. 2019. № 1. С. 43–60.
<https://doi.org/10.1134/S0032180X19010118>
 29. *Подгорная А.А., Дергачева М.И., Захарова Е.Г.* Гумус палеопочв курганного могильника Санаторный-1 (Западная Сибирь) и реконструкция условий педогенеза на его основе // Вестник Томского гос. ун-та. Сер. Биология. 2008. № 328. С. 198–201.
 30. *Полосьмак Н.В., Молодин В.И.* Памятники пазырыкской культуры на плоскогорье Укок // Археология, этнография и антропология Евразии. 2000. № 4. С. 66–87.
 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.
<https://doi.org/10.13140/RG.2.1.3861.1369>
 32. *Приходько В.Е., Михаревич М.В., Азаренко Ю.А., Шахметов М.Р., Горбунов В.В., Тишкин А.А., Пивоварова Е.Г.* Междисциплинарное исследование курганов некрополя Сростки-1 и реконструкция климата средневековья Алтая // Современные решения актуальных проблем евразийской археологии. Барнаул: Изд-во Алт. ун-та, 2018. Вып. 2. С. 119–123.
 33. *Пузанов А.В., Бабошкина С.В.* Мышьяк в системе почвы природные воды растения Алтая // Почвоведение. 2009. № 9. С. 1073–1082.
 34. *Рябогина Н.Е., Борисов А.В., Иванов С.И., Занина О.Г., Савицкий Н.М.* Природные условия на юге среднерусской возвышенности в хазарское время (IX–X вв.) // Вестник археологии, антропологии и этнографии. 2013. № 3(22). С. 182–194.
 35. *Самонова О.А., Геннадиев А.Н., Кошовский Т.С., Жидкин А.П.* Металлы в почвах малого водосбора лесостепной зоны (Среднерусская возвышенность) // Почвоведение. 2015. № 6. С. 675–684.
<https://doi.org/10.7868/S0032180X15060106>
 36. *Спицына Н.Ф., Бахарев В.Г., Морковкин Г.Г.* Микроэлементный состав черноземов умеренно засушливой и колочной степи Алтайского края // Вестник Алтайского гос. аграр. ун-та. 2012. № 11(97). С. 43–45.
 37. *Сысо А.И.* Закономерности распределения химических элементов в почвообразующих породах и почвах Западной Сибири. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2007. 277 с.
 38. *Тишкин А.А., Горбунов В.В., Горбунова Т.Г.* Алтай в эпоху средневековья: иллюстрированный исторический атлас. Барнаул, 2011. 136 с.
 39. *Чендев Ю.Г., Александровский А.Л., Хохлова О.С., Дергачева М.И., Петин А.Н., Голотвин А.Н., Саранулкин В.А., Земцов Г.Л., Уваркин С.В.* Эволюция

- лесного почвообразования на юге лесостепи Среднерусской возвышенности в позднем голоцене // Почвоведение. 2017. № 1. С. 3–16.
<https://doi.org/10.7868/S0032180X17010038>
40. *Шаяхметов М.Р., Приходько В.Е., Горбунов В.В., Тишкин А.А.* Применение данных ГИС-технологий и ДЗЗ при изучении средневековой сросткинской культуры Алтайского края // Мат-лы V Междунар. Науч. конф. “Региональные проблемы дистанционного зондирования Земли” 11–14.09.2018. Красноярск: Сиб. федер. ун-т, 2018. С. 426–429.
 41. *Agatova A.R., Nazarov A.N., Nepov R.K., Rodnigh H.* Holocene glacier fluctuations and climate changes in the southeastern part of the Russian Altai (South Siberia) based on a radiocarbon chronology // *Quat. Sci. Rev.* 2012. V. 43. P. 74–93.
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.12.005>
 42. *Blyakharchuk T., Eirikh A., Mitrofanova E., Li H., Kang S.* High resolution palaeoecological records for climatic and environmental changes during the last 1350 years from Manzherok Lake, western foothills of the Altai Mountains, Russia // *Quat. Int.* 2017. P. 1–16.
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2017.06.014>
 43. *Blyakharchuk T., Prikhodko V., Kilunovskaya M., Li H.-C.* Vegetation and climate reconstruction based on pollen records derived from burial mounds soil in Tyva Republic, Central Asia // *Quat. Int.* 2019. V. 507. P. 108–123.
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2018.09.028>
 44. *Branvall M.-L., Bindler R., Renberg I., Emteryd O., Bartniki J., Billstrom K.* The Medieval metal industry was the cradle of modern large-scale atmospheric lead pollution in northern Europe // *Environ. Sci. Technol.* 1999. V. 33. P. 4391–4395.
 45. *Bronnikova M., Panin A., Uspenskaya O., Fuzeina Yu., Turova I.* Late Pleistocene–Holocene environmental changes in ultra-continental subarid permafrost affected landscapes of the Terkhoh’ Basin, South Siberia // *Catena.* 2014. V. 112. P. 99–111.
<https://doi.org/10.1016/j.catena.2013.08.020>
 46. *Bronnikova M.A., Konoplyanikova Yu.V., Agatova A.R., Lebedeva M.P., Nepov R.K., Lebedeva M.P.* Holocene Environmental Change in South-East Altai Evidenced by Soil Record // *Geography, Environment, Sustainability.* 2018. V. 11. № 4. P. 100–111.
<https://doi.org/10.24057/2071-9388-2018-11-4-100-111>
 47. *Buggle B., Glaser B., Hambach U., Gerasimenko N., Marković S.* An evaluation of geochemical weathering indices in loess–paleosol studies // *Quat. Int.* 2011. V. 240. P. 12–21.
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2010.07.019>
 48. *Chen J.H., Chen F.H., Feng S., Huang W., Liu J.B., Zhou A.F.* Hydroclimatic changes in China and surroundings during the Medieval climate anomaly and Little ice age: spatial patterns and possible mechanisms // *Quat. Sci. Rev.* 2015. V. 107. P. 98–111
 49. *Cox R., Lowe D.R., Cullers R.L.* The influence of sediment recycling and basement composition on evolution of mudrock chemistry in southwestern United States // *Geochim. et Cosmochim. Acta.* 1995. V. 59. P. 2919–2940.
 50. *Eze P.N., Meadows M.E.* Multi-proxy palaeosol evidence for late Quaternary (MIS 4) environmental and climate shifts on the coasts of South Africa // *Quat. Int.* 2014. V. 343. P. 159–168.
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2013.11.026>
 51. *Gallagher T.M., Sheldon N.D.* A new paleothermometer for forest paleosols and its implications for Cenozoic climate // *Geology.* 2013. V. 41. P. 647–650.
<https://doi.org/10.1130/G34074.1>
 52. *Gallet S., Jahn B., Torii M.* Geochemical characterization of the Luochuan loess-paleosol sequence, China, and paleoclimatic implications // *Chem. Geol.* 1996. V. 133. P. 67–88.
 53. *Glebova A., Sergeev I.* Human settlement, landscapes and environmental change in the Russian Altai Mountains during the Holocene // *Quat. Int.* 2018. 470. P. 176–193.
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2018.01.002>
 54. *Goldberg K., Humayun M.* The applicability of the Chemical Index of Alteration as a paleoclimatic indicator: An example from the Permian of the Paraná Basin, Brazil // *Palaeogeog., Palaeoclim., Palaeoecol.* 2010. V. 293(1). P. 175–183.
<https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2010.05.015>
 55. *Herold H.* Fortified Settlements of the 9th and 10th Centuries AD in Central Europe: Structure, Function and Symbolism // *Medieval Archaeology.* 2012. 56. P. 60–84.
<https://doi.org/10.1179/0076609712Z.0000000003>
 56. *Hu Z., Gao S.* Upper crustal abundances of trace elements: A revision and update // *Chem. Geol.* 2008. V. 253. № 3–4. P. 205–221.
 57. *Jacobs Z., Li B., Shunkov M.V., Kozlikin M.B., Bolikhovskaya N.S., Agadjanian A.K., Uliyanov V.A., Vasiliev S.K., O’Gorman K., Derevianko A.P., Roberts R.G.* Timing of archaic hominin occupation of Denisova Cave in southern Siberia // *Nature.* 2019. 565. P. 594–599.
<https://doi.org/10.1038/s41586-018-0843-2>
 58. *Kabata-Pendias A.* Trace elements in soils and plants. Taylor and Francis Group, LLC. 2011. 468 p.
 59. *Klinge M., Sauer D.* Spatial pattern of Late Glacial and Holocene climatic and environmental development in Western Mongolia – A critical review and synthesis // *Quat. Sci. Rev.* 2019. V. 210. P. 26–50.
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2019.02.020>
 60. *Liseitskii F.N., Stolba V.F., Pichura V.I.* Late-Holocene palaeoenvironments of Southern Crimea: Soils, soil-climate relationship and human impact // *The Holocene.* 2017. V 27. № 12. P. 1859–1875.
<https://doi.org/10.1177/0959683617708448>
 61. *Liu G., Li L., Wu L., Wang G. et al.* Determination of soil loss tolerance of an entisol in Southwest China // *Soil Sci. Soc. Am. J.* 2009. V. 73. № 2. P. 412–417.
 62. *Nesbitt H.W., Young G.M.* Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites // *Nature.* 1982. V. 299. P. 715–717.
 63. *Prikhodko V., Puzanova T., Tregub T., Berezutskiy V., Kurbanova F.* Complex paleoecological research of buried soils and reconstruction of the Bronze age climate in the East European plain and adjacent area // 18th GeoConference. SGEM, Albena, Bulgaria. 2018. P. 243–250.
<https://doi.org/10.5593/sgem2018/5.2>

64. *Reinhold S., Korobov D.C.* The Kislovodsk basin in the North Caucasian piedmonts – archaeology and GIS studies in a mountain cultural landscape // *Preistoria Alpina*. 2007. V. 42. P. 181–207.
65. *Retallack G.J.* Soils and Global Change in the Carbon Cycle over Geological Time // *Treatise on Geochemistry*. 2003. P. 581–605.
66. *Rudaya N., Nazarova L., Nourgaliev D., Palagushkina O., Papin D., Frolov, L.* Middle-late Holocene environmental history of Kulunda, southwestern Siberia, vegetation, climate and humans. // *Quat. Sci. Rev.* 2012. V. 48. P. 32–42.
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2012.06.002>
67. *Rudnick R.L., Gao S.* Composition of the continental crust // *Treatise on Geochemistry*. V. 3. Crust. Elsevier Sci. 2003. P. 1–64.
68. *Schilman B., Bar-Matthews M., Almogi-Labin A., Luz B.* Global climate instability reflected by Eastern Mediterranean marine records during the late Holocene // *Palaeogeog., Palaeoclima. Palaeoc.* 2001. V. 176. P. 157–76.
69. *Sheldon N.D., Tabor N.J.* Quantitative paleoenvironmental and paleoclimatic reconstruction using paleosols // *Earth-Science Rev.* 2009. V. 95. P. 1–52.
70. *Skurzyński J., Jary Z., Raczek J., Moska P., Korabiewski B., Ryzner K., Krawczyk M.* Geochemical characterization of the Late Pleistocene loess-palaeosol sequence in Tyszowce (Sokal Plateau-Ridge, SE Poland) // *Quat. Int.* 2018.
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2018.04.023>
71. *Taylor G., Pain C.F., Ryan P.J.* Geology, geomorphology and regolith // *Guidelines for surveying soil and land resources*. Melbourne, 2008. P. 45–60.
72. *Tohru O., Hiroyoshi A.* Statistical empirical index of chemical weathering in igneous rocks: A new tool for evaluating the degree of weathering // *Chem. Geol.* 2007. V. 240. P. 280–297.
<https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2007.02.017>
73. *Visser J.N.J., Young G.M.* Major element geochemistry and paleoclimatology of the Permo-Carboniferous glacial Dwyka Formation and postglacial mudrocks in southern Africa // *Palaeogeog., Palaeoclimat., Palaeoecol.* 1990. V. 81. P. 49–57.
74. *Wedepohl K.H.* The composition of the continental crust // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1995. V. 59. № 7. P. 1217–1232.
75. *Wuana R.A., Okieimen F.E.* Heavy metals in contaminated soils: A review of sources, chemistry, risks and best available strategies for remediation // *ISRN Ecology*. 2011. Article ID 40264. P. 1–20.
<https://doi.org/10.5402/2011/402647>
76. *Ying K., Frederiksen C.S., Zheng X., Lou J., Zhao T.* Variability and predictability of decadal mean temperature and precipitation over China in the CCSM4 last millennium simulation // *Climate Dynamics*. 2018.
<https://doi.org/10.1007/s00382-017-4060-8>
77. *Zhilich S., Rudaya N., Krivonogov S., Nazarova L., Pozdnyakov D.* Environmental dynamics of the Baraba forest-steppe (Siberia) over the last 8000 years and their impact on the types of economic life of the population // *Quat. Sci. Rev.* 2017. V. 163. P. 152–161.
<http://dx.doi.org/10.1016/j.quascirev.2017.03.022>
78. *Zhang D., Feng Z.* Holocene climate variations in the Altai Mountains and the surrounding areas: A synthesis of pollen records // *Earth-Sci. Rev.* 2018. V. 185. P. 847–869.
<https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2018.08.007>

Reconstruction of the Climate of the Medieval Epoch on the Basis of Soil and Geochemical Studies of Kurgans of the Srostki Culture in the South of Western Siberia

V. E. Prikhodko^{1, *}, Yu. A. Azarenko², M. R. Shayakhmetov², A. A. Tishkin³,
V. V. Gorbunov³, and E. G. Pivovarova⁴

¹*Institute of Physicochemical and Biological Problems in Soil Science, Russian Academy of Sciences, Pushchino, 142290 Russia*

²*Stolypin Omsk State Agrarian University, Omsk, 644008 Russia*

³*Altai State University, Barnaul, 659049 Russia*

⁴*Altai State Agrarian University, Barnaul, 656049 Russia*

*e-mail: valprikhodko@rambler.ru

The environmental diversity of Altai region is of great interest for researchers. There are many monuments of cultural heritage in the region, which are still poorly studied by natural scientific methods. Paleosols and background soils of the large Srostki-I necropolis of the Early Medieval epoch have been examined by pedological and geochemical methods with the aim to trace changes in the soil properties over time and to apply these data for reconstruction of the paleoclimate. This kurgans group is located in Biysk district of the Altai region and, according to the radiocarbon method, dates back to 890 ± 105 – 975 ± 85 AD (calibration 1δ). Paleosols of the Medieval epoch are characterized by a weaker leaching of carbonates in the middle part of the profile, lower accumulation of biophilous elements (P, S, Co) in the upper horizons, and lower values of the weathering index $Al_2O_3/(CaO + MgO + Na_2O + K_2O)$ in comparison with the background surface soils. Thus, in the period before the construction of the kurgans, these paleosols were formed under somewhat more arid climate in comparison with the present time. However, the similarity of these paleosols and background surface soils in their morphological properties, reconstructed humus content, and averaged values of

weathering indices $Al_2O_3/(CaO + MgO + Na_2O + K_2O)$ and Rb/Sr, as well as Mn/Sr, Mn/Al, and Mn/Fe indices characterizing the degree of biological activity attest to humidization of the paleoclimate during the period of construction of the kurgans. Among highly hazardous pollutants of the first toxicity class, the studied soils are enriched with As and Cd (in comparison with natural abundances of these elements in the lithosphere). In general, regional soils and parent materials are enriched in As, Ni, Zn, Ba, and Sn, though the concentrations of these heavy metals in the soil profiles remain below the corresponding maximum permissible concentrations. The accumulation of toxic substances under the impact of anthropogenic pollution in the profiles of studied soils does not exceed the permissible values. The concentrations of heavy metals in the background surface soils are no higher than those in the medieval paleosols. The application of GIS technology demonstrated that 21 settlements and 130 necropolises of the Srostki community (second half of the 8th–12th centuries AD) were localized on fertile soils of level areas near large lakes and rivers (the Ob, Katun, Biya, Aley, and other rivers) and within wide valleys at the confluence of small streams with them.

Keywords: paleoclimate reconstruction, paleosol, geochemical coefficients, pollutants, GIS technology, Altai region