

УДК 551.8

ЛАНДШАФТНО-КЛИМАТИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ НА СЕВЕРЕ  
МОНГОЛЬСКОГО НАГОРЬЯ В ТЕЧЕНИЕ ПОЗДНЕЛЕДНИКОВЬЯ  
И ГОЛОЦЕНА (НА ПРИМЕРЕ ЛЁССОВО-ПОЧВЕННОГО РАЗРЕЗА  
ШААМАР В ДОЛИНЕ р. ОРХОН)

© 2025 г. С. Н. Тимирева<sup>1</sup>, О. С. Хохлова<sup>2</sup>, С. А. Сычева<sup>1</sup>, О. Batkhishig<sup>3</sup>, А. Н. Симакова<sup>4</sup>,  
П. И. Калинин<sup>2</sup>, Т. Bolormaa<sup>3</sup>, G. Byambaa<sup>3</sup>, Ю. М. Кононов<sup>1, \*</sup>

<sup>1</sup>Институт географии РАН, Москва, Россия

<sup>2</sup>Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН,

Пущино, Московская область, Россия

<sup>3</sup>Институт географии и геоэкологии Монгольской академии наук, Улан-Батор, Монголия

<sup>4</sup>Геологический институт РАН, Москва, Россия

\*e-mail: jukon02@mail.ru

Поступила в редакцию 13.09.2024 г.

После доработки 09.10.2024 г.

Принята к публикации 28.12.2024 г.

Представлены результаты комплексных палеопочвенных и палеогеографических исследований лёссово-почвенного разреза Шаамар, расположенного на севере центральной части Монгольского нагорья. Реконструированы основные этапы формирования почв и эоловых отложений в позднеледниковые и голоцене. Основываясь на данных радиоуглеродного датирования, установлено, что наиболее длительный этап почвообразования имел место во время интерстадиально-го потепления Беллинг/Аллера (−15000–−12500 л. н.). Для этого времени реконструированы наиболее благоприятные условия для образования черноземов с доминированием открытых степных ландшафтов и аридной климатической обстановки. Следующий этап почвообразования соответствует boreальному периоду раннего голоцена (−9500 л. н.). В это время в регионе формируются лесостепные почвы, в которых выявлены признаки процессов текстурной дифференциации и переувлажнения. По данным спорово-пыльцевого анализа помимо трав фиксируется пыльца сосны и березы в заметном количестве. В среднем голоцене (−8500–−3500 л. н.) фиксируется усиление эоловой деятельности на фоне аридизации климата и похолодания. Вместе с тем, согласно микроморфологическим данным, как в педоседиментах, так и в эоловых наносах фиксируются кратковременные периоды переувлажнения, которые могли быть следствием сезонного таяния мерзлых пород. В позднем голоцене (последние −3500 л. н.) по палинологическим данным, отмечается заметное увлажнение климата, повлекшее расширение ареала лесной растительности. На территории были широко представлены сосновые леса. Полученные данные позволяют более точно определить возраст основных этапов почвообразования, что заметно улучшают понимание закономерностей климатических изменений на севере Монгольского нагорья в конце последнего оледенения и голоцене.

**Ключевые слова:** палеоклимат, лёссы, палеопочвы, позднеледниковые, голоцен, Монгольское нагорье

**DOI:** 10.31857/S2587556625020078

ВВЕДЕНИЕ

Монгольское нагорье, особенно его северная часть, является одним из ключевых регионов для изучения изменений климата в средних широтах (An, 2000; An et al., 2008; Herzschuh, 2006; Klinge and Sauer, 2019; Wang and Feng, 2013). Степная растительность покрывает большую

часть территории, которая представляет собой переходную зону между сибирской тайгой на севере и пустыней Гоби на юге (Wesche et al., 2016). Различные центры действия атмосферы определяют климатические условия в этом регионе Монголии (Böhner, 2006; Wang and Feng, 2013). В начале теплого сезона западный перенос воздушных масс обеспечивает

влажность в регионе, а сибирский антициклон способствует сухим и холодным условиям в зимнее время. Кроме того, в пределах восточной Монголии располагается западная граница восточноазиатского муссона (Базарова и др., 2018; An, 2000; Herzschuh, 2006). Особенности взаимодействия и чередования этих климатических факторов обуславливают как межгодовую динамику, так и многолетние тенденции изменений климата и, как следствие, ландшафтов региона (An et al., 2008; Herzschuh, 2006; Wang and Feng, 2013). Несмотря на возросшее за последние десятилетия количество исследований по новейшей истории и динамики и развития окружающей среды этого региона, сохраняется дискуссия о главенствующей роли того или иного фактора. Основные разногласия связаны с пространственно-временными закономерностями климатических изменений голоценена на севере Монгольского нагорья.

В последние десятилетия большинство палеогеографических исследований в Монголии были сосредоточены на изучении озерных отложений (Fowell et al., 2003; Katsuta et al., 2017; Khenzykhenova et al., 2021; Prokopenko et al., 2007; Tian et al., 2022; Wang et al., 2009). И хотя на севере Монголии широко представлены лёссовидные отложения, содержащие погребенные почвы (Lehmkuhl, 1997), только несколько недавних работ были посвящены их изучению в Монголии (Feng et al., 2007; Klinge et al., 2017; Lehmkuhl et al., 2011, 2012; Maa et al., 2013; Timireva et al., 2023).

При этом лёссово-почвенные формации по-всеместно используются в палеогеографических исследованиях перигляциальных территорий (Астахов, 2024; Борисова, 2023; Зыкина и др., 2024; Константинов и др., 2023; Kalinin et al., 2025; Panin et al., 2021, 2023; Timireva et al., 2022).

В обобщающей работе (Klinge and Sauer, 2019) на основе детального анализа доступных в настоящее время материалов по Монголии, были обозначены существенные противоречия в палеогеографических реконструкциях. Причина этого заключается в ограниченном разнообразии природных архивов и несбалансированном пространственном распределении исследуемых участков. В обобщающем заключении данного обзора было отмечено, что для интеграции региональных климатических реконструкций Монголии в глобальную климатическую схему необходимы исследования с высоким временным разрешением на новых участках с привлечением дополнительных природных архивов.

Представляемое здесь исследование частично восполняет указанные пробелы. Наши работы проводились на лёссово-почвенном разрезе

Шаамар, расположенным на севере Монголии. Первые исследования отложений разреза Шаамар были проведены в 2000-х и 2010-х годах (Feng et al., 2007; Ma et al., 2013). В этих работах исследовалась 30-метровая лёссово-почвенная толща, сформировавшаяся, согласно радиоуглеродным датам, в течение последних ~35000 лет. Были выделены три основных палеопочвы, отмеченные высоким содержанием ила, а также высоким процентом органического вещества и карбонатов, и шесть слаборазвитых палеопочв, характеризующихся повышенным содержанием органического углерода. Предшествующие исследования фокусировались на литологических особенностях (Feng et al., 2007) и палинологическом анализе (Ma et al., 2013) эоловых отложений. В нашей работе мы опираемся, главным образом, на детальное изучение микроморфологии палеопочв. Кроме того, в ходе полевых работ производился сплошной отбор образцов. Это позволило получить более детальную стратиграфию и выявить более полную историю развития окружающей среды северной Монголии в течение последних ~14000 лет.

## РАЙОН ИССЛЕДОВАНИЙ

Исследования проводились в северной части Монголии (рис. 1), где распространены мощные эоловые отложения (Карта ..., 1989; Поздний ..., 1989; 2007). Район представляет собой аллювиально-пролювиальную равнину, окруженную горами Хэнтэй (Henty Mountains) на востоке и горами Хангай (Hangay Mountains) на западе.

Климат здесь резко континентальный, для него характерно малое количество осадков и резкие внутригодовые колебания температуры. Средние значения зимних температур около  $-25^{\circ}\text{C}$ , а летних  $+19^{\circ}\text{C}$ . Годовое количество осадков варьирует от 300 до 350 мм, причем до 90% выпадает в летний сезон (Batjargal, 1997).

Почвенный покров представлен темно-каштановыми почвами, иногда в сочетании с черноземами (Панкова, 1997; Почвенный ..., 1984). В растительном покрове преобладают полынно-злаковые и разнотравно-злаковые сообщества. Среди лесных видов преобладают сосна обыкновенная, а также сосна сибирская в кустарниковых формах (Ибрагимова и др., 2018). В настоящее время здесь интенсивно развивается сельскохозяйственная деятельность. Значительные площади используются под выпас домашних животных и выращивание сельскохозяйственных культур.

Объектом полевых исследований были лёссово-почвенные серии, вскрытые карьером в непосредственной близости от поселка Шаамар. Заложенный в этом месте разрез был также назван Шаамар.

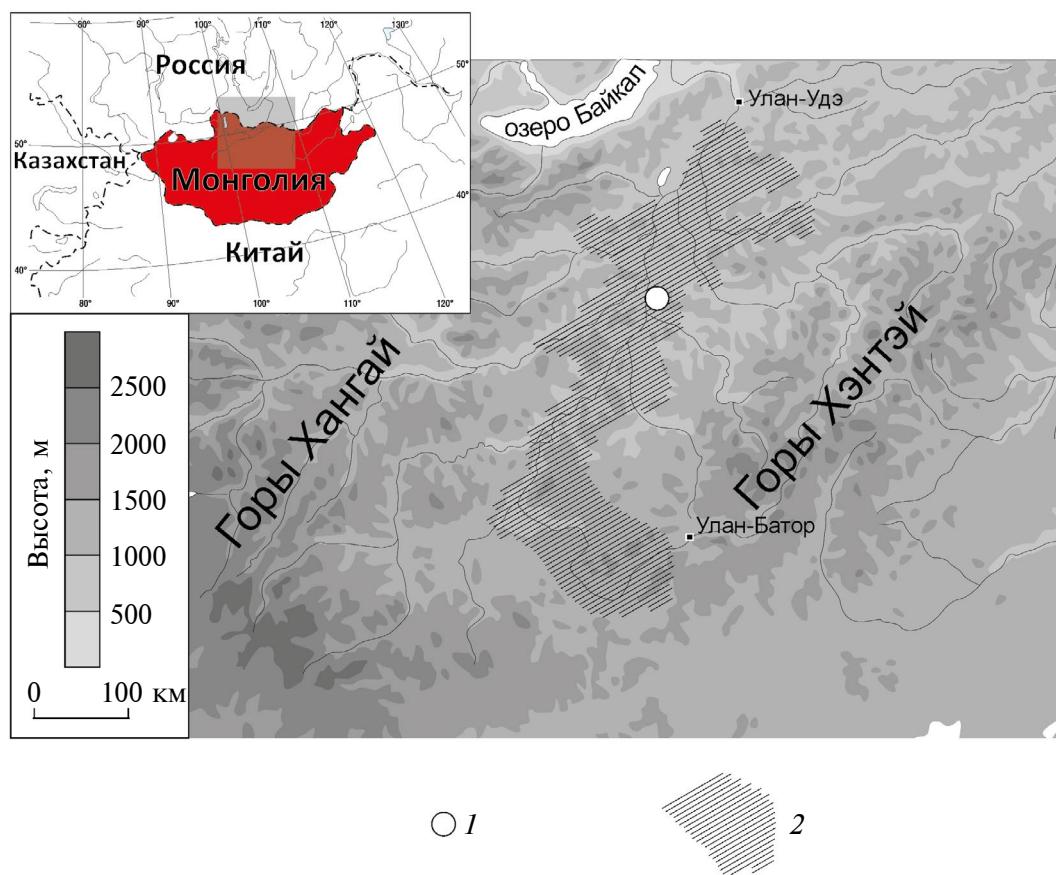


Рис. 1. Район исследований: 1 — местоположение разреза, 2 — область распространения лёссовых и лёссовидных отложений.

Разрез ( $50^{\circ}02'57.4''$  с. ш.;  $106^{\circ}08'40.3''$  в. д.) располагается на наиболее возвышенной части верхней террасы, на правом берегу р. Орхон, примерно в 20 км к югу от места ее впадения в р. Селенгу.

## МЕТОДЫ И МАТЕРИАЛЫ

Во время полевых работ было выполнено подробное морфологическое описание разреза и произведен детальный отбор образцов для анализа физико-химических свойств отложений. Описание почвенных профилей проводилось в соответствии с руководством (FAO, 2006). Индексы почвенных горизонтов представлены в соответствии с международной классификацией WRB (IUSS, 2022). Отбор образцов проводился в каждом 6-сантиметровом слое. Дополнительно из каждого генетического горизонта отбирались образцы для палинологического анализа и радиоуглеродного датирования, а также образцы с ненарушенным строением (микромонолиты) для микроморфологического анализа. Также непосредственно на разрезе с помощью измерителя магнитной восприимчивости ZHinstruments SM-30 была измерена объемная магнитная восприимчивость.

Анализ гранулометрического состава был выполнен в лаборатории на анализаторе размеров частиц Malvern Mastersizer 3000. Обрабатывалась наиболее устойчивая к диагенетическим изменениям силикатная часть осадка. Для удаления органического вещества образцы обрабатывались 20%-м раствором перекиси водорода. Для удаления карбонатов и диспергации структурных агрегатов проводилась обработка 10%-м раствором соляной кислоты и 4%-м раствором пирофосфата натрия. После обработки реактивами материал подвергался воздействию ультразвука мощностью 40 Вт для дополнительного диспергирования. Распределение частиц вычислялось по дифракционной модели Фраунгофера.

Для оценки содержания органического вещества и карбонатов в образцах определялись потери при прокаливании (The loss on ignition — LOI). Согласно (Bengtsson and Enell, 1986; Heiri et al., 2001), LOI при температуре  $550^{\circ}\text{C}$  отражают содержание органического вещества, а дальнейшее сжигание (LOI) при температуре  $950^{\circ}\text{C}$  измеряет потерю  $\text{CO}_2$  из карбонатов. Для удаления влаги образцы высушивались при температуре  $105^{\circ}\text{C}$  в течение 12 ч, затем прока-

ливались в муфельной печи в течение 4 ч при 550°C и 2 ч при 950°C. Потери в весе определялись повторным взвешиванием. Использовались следующие формулы:

$$LOI550 = \frac{DW105 - DW550}{DW105} \times 100, \quad (1)$$

$$LOI950 - 550 = \frac{DW550 - DW950}{DW105} \times 100, \quad (2)$$

где  $DW$  — сухой вес.

Радиоуглеродное датирование образцов выполнено методом ускорительной масс-спектрометрии (AMS) на масс-спектрометре CAIS 0.5 MeV в Центре изотопных исследований Университета Джорджии (США). Подготовка образцов осуществлялась в Центре коллективного пользования “Лаборатория радиоуглеродного датирования и электронной микроскопии” Института географии РАН. Материалом для датирования служил общий органический углерод. Полученные даты были преобразованы в калиброванные с помощью программы CALIB REV7.1.0 (Stuiver and Reimer, 1993) на основе базы данных IntCal13 (Reimer et al., 2020). Для разреза Шаамар получены только две даты (IGAN-8384 и IGAN-8385). Количество органического вещества в остальных образцах оказалось недостаточным для радиоуглеродного датирования.

Палинологический анализ выполнен по стандартной методике, разработанной в Институте географии РАН, которая является модификацией сепарационного метода (Гричук, 1949). Пробы обрабатывались 10%-м раствором HCl для удаления карбонатов и горячим 10%-м раствором щелочи. Для извлечения спор и пыльцы в растворе тяжелой жидкости [K2(CdI4)] с удельным весом 2.25 г/см<sup>3</sup> происходило разделение полученного осадка. Для построения пыльцевой диаграммы использовалась программа Tilia 2.0.41.

Изучение микростроения лёссовых отложений в шлифах из микромонолитов проведено на поляризационном микроскопе (Carl Zeiss HBO 50, CarlZeissAG, Oberkochen, Германия) в Центре коллективного пользования ИФХиБПП РАН, г. Пущино. Описание, диагностика и интерпретация микроморфологических признаков выполнены с применением стандартных подходов (Герасимова и др., 1992; Stoops, 2003).

Элементный состав измеряли с помощью рентгенофлуоресцентного анализа на рентгеновском аппарате “СПЕКТРОСКАН МАКС-GV” по методике измерения массовой доли металлов и оксидов металлов в порошковых пробах. Были рассчитаны ряд геохимических

показателей. Геохимический коэффициент выветривания (СРА) рассчитывается как  $Al_2O_3/(Al_2O_3 + Na_2O) \times 100$ . Он представляет собой показатель разрушения плагиоклазов относительно глинистых минералов (Buggle, 2011). Геохимический коэффициент карбонатности  $(CaO + MgO)/Al_2O_3$  отражает разрушение и миграцию кальцита и доломита (Калинин, 2009; Retallack, 2003). Коэффициент биологической активности и биопродуктивности  $MnO/Fe_2O_3$  основан на разной скорости биологического поглощения  $Fe_2O_3$  и  $MnO$  (Калинин, 2009). Все геохимические коэффициенты рассчитаны как молярные отношения оксидов.

## РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

Разрез Шаамар вскрывает строение высокой надпойменной террасы. Аллювиальная толща имеет видимую мощность 15–20 м, сложена слоистой пачкой, которая состоит в основном из песка разной зернистости и связности с прослойми супеси. К прослойям связной супеси толщиной от 1 мм до 3–4 мм приурочены выпоты карбонатов. Изученная нами верхняя часть разреза Шаамар представляет покровный комплекс террасы мощностью около 4.5 м. В ее строении выделено 9 литологических слоев (рис. 2). Среди них были выделены две хорошо развитые палеопочвы (ShPS 1, ShPS 2) и шесть инициальных палеопочв (см. рис. 2).

В средней части обнажения на глубинах 190–315 см находится самая нижняя погребенная почва ShPS 2, имеющая относительно полный почвенный профиль. Горизонт Ah представлен сильно гумусированной тонкой супесью. В горизонте ABk увеличивается содержание карбонатов. Горизонт BAk резко выделяется по плотности и увеличению содержания карбонатов. В горизонте Bk карбонатов становится меньше, преобладает карбонатная пропитка. Основными элементарными почвообразующими процессами для нижней палеопочвы являются гумусонакопление и иллювирирование карбонатов. Ее можно определить, как черноземную. Радиоуглеродный возраст горизонта Ah ShPS 2 составляет  $10300 \pm 60$  л. н. ( $12092 \pm 73$  кал. л. н. — IGAN-8385).

Толща, расположенная выше, сложена более опесчаненным материалом по сравнению с палеопочвой ShPS 2. Слои в этой части разреза выделяются в основном по цвету и содержанию маломощных гумусовых прослоев среди эолового палевого материала. В этой части выделены семь почвенных горизонтов. Среди них только одна представлена как хорошо развитая

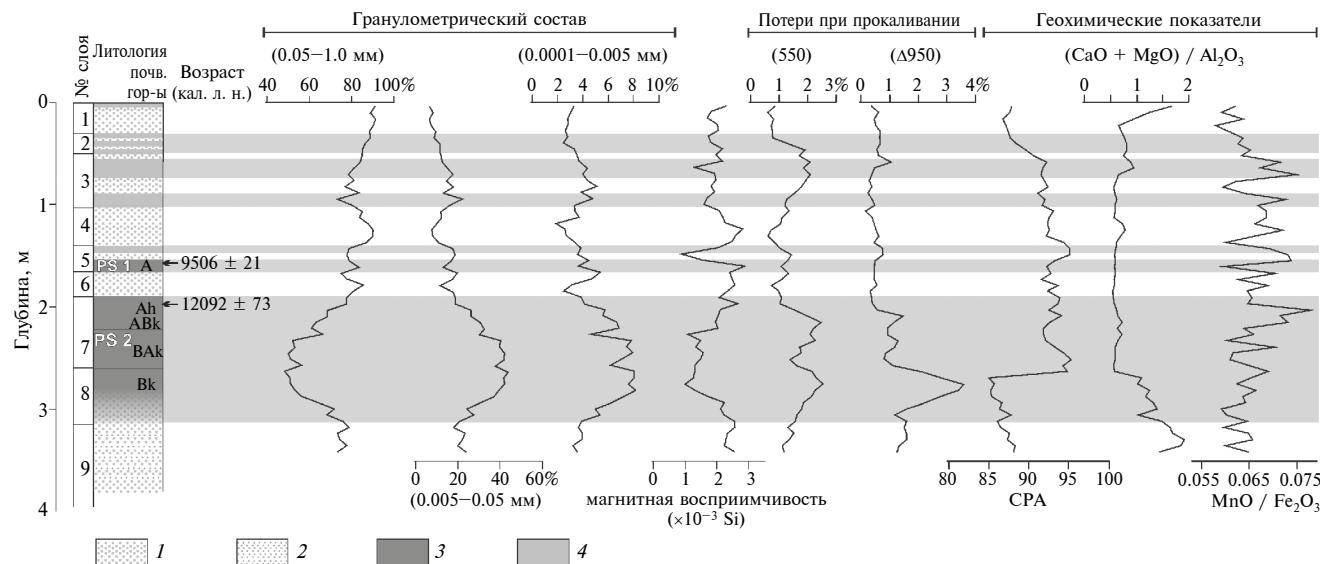


Рис. 2. Лито- и педостратиграфия и хронология разреза Шаамар: 1 — песок, 2 — супесь, 3 — хорошо развитая палеопочва, 4 — инициальная палеопочва.

палеопочва ShPS 1, а остальные шесть — это слаборазвитые или инициальные палеопочвы (см. рис. 2). Радиоуглеродный возраст ShPS 1 составляет  $8500 \pm 35$  л. н. ( $9506 \pm 21$  кал. л. н. — IGAN-8384).

По данным гранулометрического состава в отложениях разреза Шаамар преобладает песчаная фракция, содержание которой изменяется от 48 до 91%, среднее значение 74% (см. рис. 2). Совокупная доля песка представлена тонкой (0.05–0.1 мм) и мелкой (0.1–0.25 мм) фракциями, и распределена неравномерно, достигая максимальных значений в верхней части разреза. Минимальные значения доли песка соответствуют интервалу глубин ~6.5–8 м (ShPS 2). Содержание пылеватой фракции (0.005–0.05 мм) колеблется от 6 до 43%, среднее значение 21% (см. рис. 2). Доля фракции (0.001–0.005 мм) колеблется от 2 до 8%, среднее значение 4.6%. Наблюдается рост доли глины в палеопочвах. Максимум содержания пылеватой фракций, а также минимум песчаной фиксируется в средней части нижней погребенной почвы ShPS 2.

Значения LOI 550°C, указывающие на количество органического вещества в отложениях, варьируются от 0.5 до 2.5%. Они выше во всех палеопочвенных горизонтах, а их максимум зафиксирован в самой нижней палеопочве ShPS 2. Значения LOI 950°C в зависимости от содержания карбонатов почти по всему разрезу не превышает 1%. И только в самой нижней палеопочве ShPS 2, LOI 950°C достигает пиковидных значений в 3.5%, что может быть связано с обилием педогенных карбонатов. Магнитная восприимчивость, измеренная в полевых условиях, не выявила значимой корреляции

с педостратиграфией разреза (см. рис. 2). Показатель имеет прямую корреляцию с фракцией песка и обратную с фракцией ила. Это указывает на литогенный магнитный сигнал, который в большей степени связан с осадконакоплением, чем почвообразованием. Отсутствие прироста показателя МВ в палеопочвах, несмотря на рост в них содержания илистой фракции, указывает на неблагоприятные условия для формирования ферримагнитных минералов, по всей вероятности, из-за достаточно аридных условий и синлитогенного типа почвообразования.

По данным микроморфологического анализа эловые отложения разреза Шаамар представлены неравномерно окатанными зернами мелкопесчаного (преобладают) и крупнопылеватого (существенно меньше) размера в основном, кварца и полевых шпатов. В слое 3 часть минеральных зерен темноокрашены (рис. 3а, стрелки), при большем увеличении видно, что это зерна, покрытые пленками Fe-Mn оксидов и возможно органическим веществом (рис. 3б). Отчетливых признаков почвообразования здесь не отмечено.

В слое 4 увеличивается доля пылеватых минеральных зерен, местами — заметно участие глины (рис. 3в). Некоторые микрозоны заметно более интенсивно прокрашены органо-железистым материалом (см. рис. 3в, стрелки). Гумусо-железисто-глинистая масса в виде аморфных хлопьев коричневого цвета местами покрывает зерна минералов, местами образует мостики. Практически все минеральные зерна имеют оболочки из тонкодисперсного буро-коричневого органо-железисто-глинистого материала (рис. 3г), что является признаком криогенной

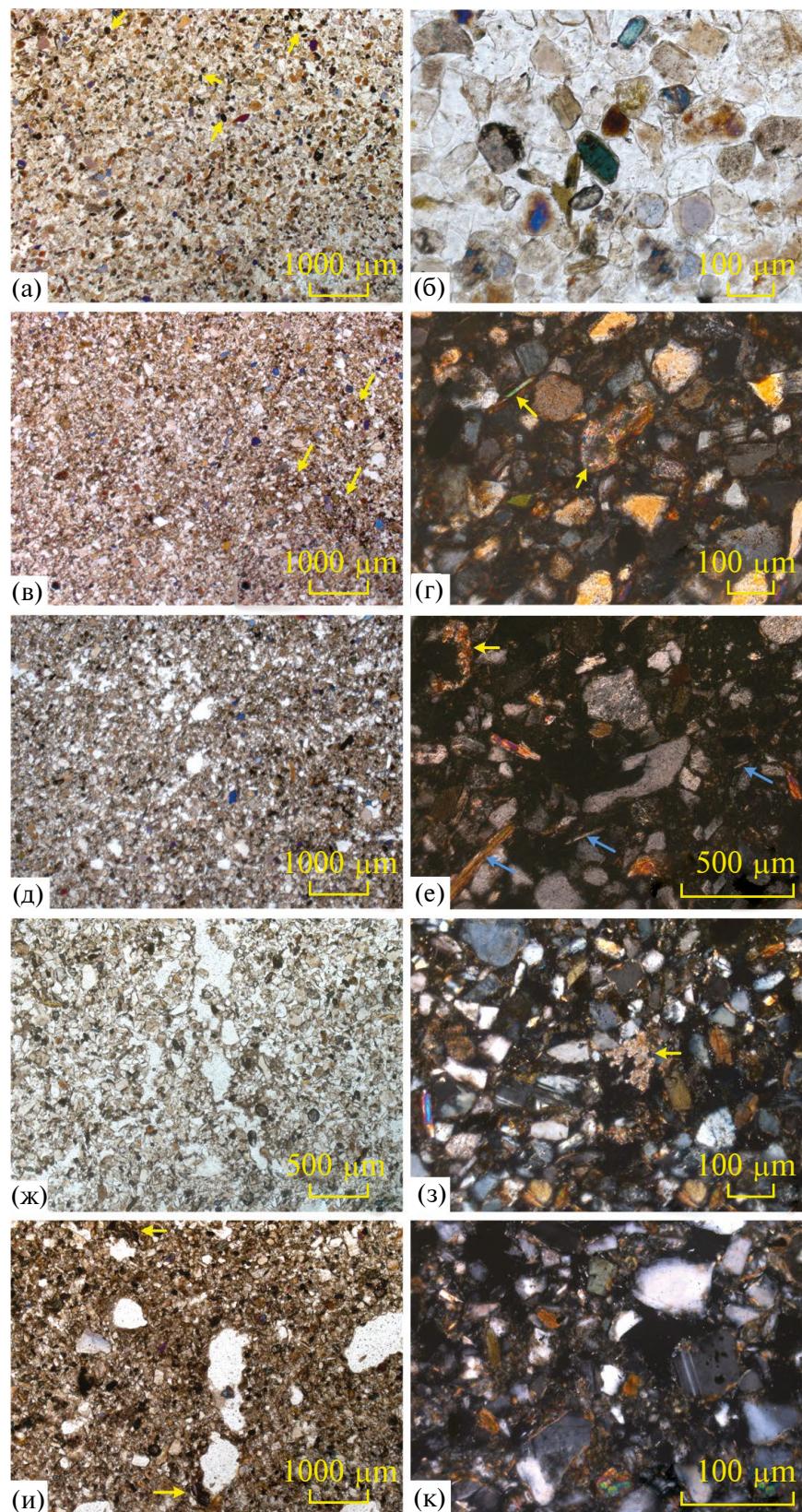


Рис. 3. Микроморфология палеопочв разреза Шаамар (пояснения представлены в тексте).

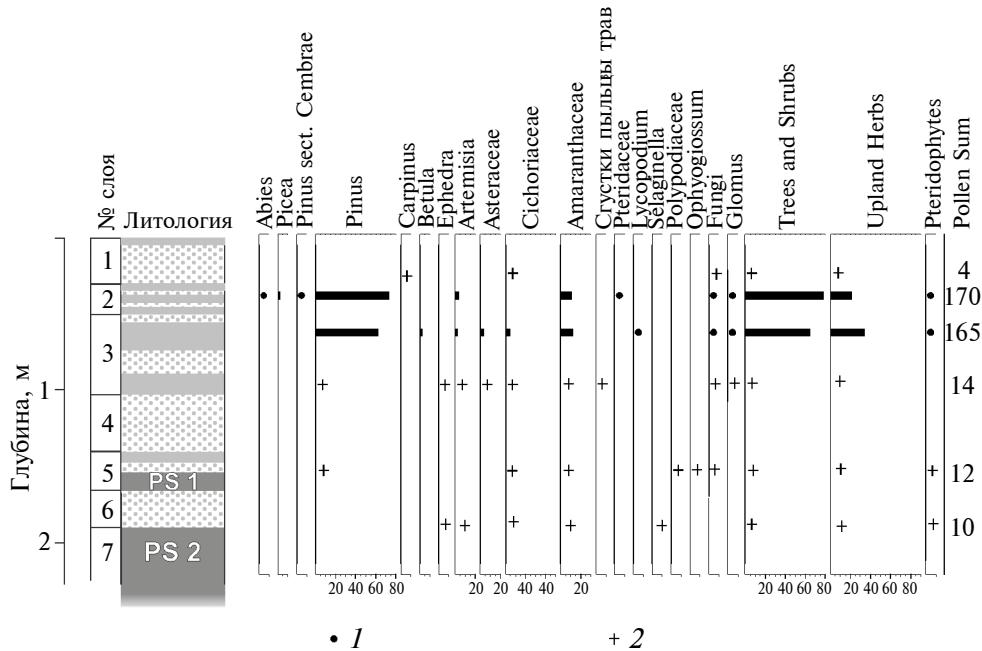
воздействия на исследуемый нанос. Среди скелета изредка встречаются литогенные карбонаты в виде сильноокатанных либо игольчатых удлиненных зерен (см. рис. 3г, стрелки).

Во всех горизонтах палеопочв заметны следы деятельности мезофауны. В слое 5 (это горизонт Ah палеопочвы ShPS 1) хорошо выражено глинисто-гумусовое тонкодисперсное вещество в виде хлопьев поверх и между зерен минерального скелета (рис. 3д), а также точечный гумус. Также как и в слое 4, все зерна минерального скелета здесь имеют оболочки из тонкодисперсного буро-коричневого материала — криогенные признаки. Первичные карбонаты представлены единичными удлиненными игольчатыми зернами известняков (рис. 3е, синие стрелки). А вторичные — в виде единичных микритовых новообразований в порах (см. рис. 3е, желтая стрелка). В слое 7 (это горизонты Ah и AB погребенной почвы ShPS 2) хорошо фиксируются темные точечные пятна, реже — бурые аморфные сгустки гумуса между зерен минерального скелета, но они более светло-серого цвета, чем в вышележащем слое. Следы биотурбации выражены здесь максимально по сравнению с остальными изученными образцами: отмечаются ходы мезофауны, заполненные разрозненными минеральными зернами с небольшой долей аморфного органического вещества (рис. 3ж, через центр снизу вверх). Встречаются вторичные карбонатные кутаны, состоящие из микроспарита (рис. 3з, стрелка). Зерна минерального скелета имеют оболочки из тонкодисперсного гумусо-железисто-глинистого вещества, но эти оболочки существенно

тоньше, чем эти же образования в вышележащих слоях, а также они довольно часто не сплошные. Горизонт АВ также хорошо прогумусирован, видны аморфные бурые пятна органического вещества (рис. 3и, стрелки), а также Fe-Mn пятна, здесь также отмечается вокругскелетная ориентировка железисто-глинистого вещества в виде тонких прерывистых пленок вокруг минералов (рис. 3к), хотя не все минеральные зерна имеют такие пленки. Встречаются микроучастки с хорошо развитыми между зернами минерального скелета карбонатными новообразованиями, представленными осколками микритовых кутан.

По микроморфологическим наблюдениям в нижней почве (ShPS 2) преобладают аридные признаки, связанные с перераспределением карбонатов, а также довольно хорошо выражена активность биоты. Это почва степного типа. Верхняя почва ShPS 1 — с признаками тек-стурной дифференциации и переувлажнения, педогенные карбонаты отсутствуют. Это почва лесостепного или даже лесного типа. Начиная со слоя 5 и выше, отмечены криоморфные признаки и слабые признаки (сезонного) пере-увлажнения — перераспределение Fe-Mn окси-дов, которые проявляются не только в верхней палеопочве, но и в слоях лёсса.

Палинологический анализ разреза Шаамар показал, что насыщенность образцов палиноморфами неравномерна (рис. 4). Образцы с глубины 2.5 м и ниже не содержали палинологического материала. В образцах из нижней погребенной почвы ShPS2 содер-



**Рис. 4.** Спорово-пыльцевая диаграмма разреза Шаамар: 1 — малое количество палиноморф, 2 — единичные экземпляры.

жится пыльца *Asteraceae* и споры *Lycopodium*, а также почвенные грибы *Glomus* и почвенный клещ. В отложениях палеопочвы ShPS 1 встречены единичные палиноморфы, среди которых преобладает пыльца трав — *Asteraceae*, *Amaranthaceae*, *Artemisia* и *Ephedra*. Древесная группа представлена единичными зернами *Pinus*. Доминировали открытые ландшафты в условиях аридной климатической обстановки. Наиболее представительные пыльцевые спектры получены для слоев 2 и 3. В спектре из гумусированного прослойя в верхней части слоя 3 доминирует пыльца деревьев (64.6%), в основном *Pinus*. Единично присутствуют зерна *Betula*. Травянистая группа представлена зернами *Amaranthaceae*, *Asteraceae* и *Artemisia*. На территории были широко представлены сосновые леса, которые произрастали на возвышенностях. Лугово-степная растительность занимала низкие гипсометрические уровни. Отмечается заметное увлажнение климата, повлекшее расширение ареала лесной растительности. В основании слоя 2 содержание пыльцы деревьев увеличивается до 77.6%. Появляется пыльца *Picea*, *Pinus* sect. *Cembrae* и *Abies*. В травянистой группе доминируют пыльца *Amaranthaceae* и *Artemisia*. Появление темнохвойных пород в составе лесной растительности указывает на дальнейшее увлажнение и возможное потепление климата.

Геохимические показатели указывают на низкую интенсивность процессов выветривания во время формирования палеопочв. Вместе с тем, наличие пиков коэффициента СРА в палеопочвах отражает более высокую интенсивность процессов гидролиза и, соответственно, большее количество атмосферных осадков в периоды их формирования по сравнению с этапами осадконакопления. Значения показателя карбонатности отражают достаточно интенсивное выщелачивание карбонатов вниз по профилю палеопочвы ShPS 2, что подтверждает данные ее микроморфологического изучения (см. рис. 2). Показатель биологической активности и биопродуктивности  $MnO/Fe_2O_3$  возрастает практически во всех палеопочвах и педосedиментах, что указывает на накопление растительностью биогенных элементов и их перераспределение в почвенных горизонтах при повышении количества осадков. В целом, данные геохимии показывают, что интенсивность выветривания, выщелачивания карбонатов и биологическая активность была выше в палеопочвах по сравнению с современной почвой. По всей вероятности, на фоне потепления климата в среднем голоцене активизировались песчаные бури, в связи с чем, отложения разреза становились все более опесчаненными. В условиях постоян-

ного накопления эолового материала, зрелые палеопочки не успевали формироваться, оставаясь педоседиментами.

### СРАВНЕНИЕ ПОЛУЧЕННЫХ РЕЗУЛЬТАТОВ С МАТЕРИАЛАМИ ПРЕДШЕСТВУЮЩИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Предшествующие исследования, связанные с эолово-палеопочвенными отложениями Шаамар (Feng et al., 2007; Ma et al., 2013), были выполнены в овраге небольшого рукава р. Орхон. Наши исследования проводились, примерно в 200 м от этого оврага в карьере на наиболее высокой части верхней террасы р. Селенга. Далее мы будем обозначать материалы наших исследований индексом Шаамар\_2024, а данные предыдущих работ — Шаамар\_2007.

Сопоставление новых данных с материалами наших предшественников основывалось на почвенных горизонтах, литологических характеристиках и радиоуглеродных датах. Стратиграфия разреза, представленная в данной работе, вполне согласуется с полученной ранее, но имеет более компактный вид. Если в работе (Feng et al., 2007) отложения голоценового и позднеледникового возраста имеют мощность около 15 м, то в нашем случае они уместились в трехметровую толщу (рис. 5).

Согласно радиоуглеродным датам, позднеледниковая почва разреза Шаамар\_2007, обозначенная как IIb (Feng et al., 2007, fig. 2), аналогична палеопочве ShPS 2 разреза Шаамар\_2024, а палеопочва IIa соответствует палеопочве ShPS 1. Используя все радиоуглеродные даты можно заключить, что формирование позднеледниковой почвы (ShPS 2 / IIb) заняло длительное время и соответствует периоду Беллинг-Аллераед (по классификации климатических периодов Блитта-Сернандера) — последнему крупному потеплению МИС 2. Вторая развитая палеопочва ShPS 1 или IIa сформировалась в Бореальный период раннего голоцена. Инициальные почвы, находящиеся в верхней части разреза, формировались в течение среднего и позднего голоцена (см. рис. 5). Палеопочвы IIa и IIb разреза Шаамар\_2007 были описаны как почвы типа Mollisol с мощными обогащенными органическим веществом горизонтами A и хорошо развитыми горизонтами Bk (Feng et al., 2007). Мы в свою очередь, можем диагностировать две нижние хорошо развитые палеопочвы изученного разреза, как черноземы.

Так же оба разреза имеют схожее распределение гранулометрического состава. Количество песчаной фракции имеет выраженную тенденцию роста по высоте разреза. При появлении

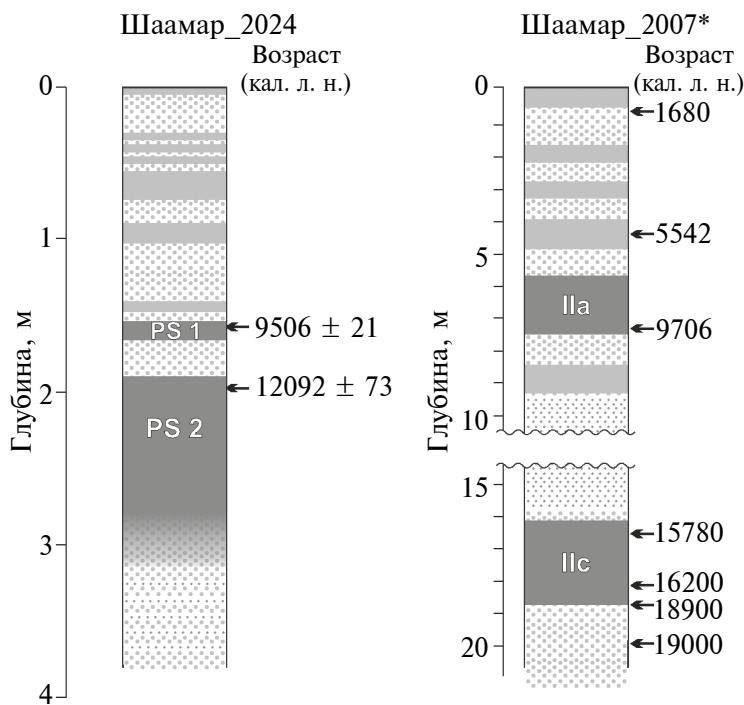


Рис. 5. Сравнение педостратиграфии и хронологии разрезов.

Примечание: \* обозначение почв и возраст отложений представлены в том же виде, как были опубликованы в (Feng et al., 2007, p. 509; Ma et al., 2013, p. 28).

почв возрастает содержание илистой и пылеватой фракций. В работе (Feng et al., 2007) также отмечается, что в толще эоловых отложений раннеголоценового возраста наблюдались тонкие оглеенные слои, характеризующиеся понижением магнитной восприимчивости. На основании этого авторы рассматриваемых исследований делают вывод о периодическом заболачивании территории в раннем голоцене.

Палинологические данные разреза Шаамар\_2007, представленные в работе (Ma et al., 2013), свидетельствуют о том, что в данном регионе степная и лесостепная растительность развивались в условиях повышения температуры и низкой влажности в период с ~16000 по ~12000 л. н. Кроме того, в той же работе (Ma et al., 2013) представлена реконструированная температурная кривая, которая имеет дугообразную форму в течение последних ~10000 л., демонстрируя подъем (т.е. потепление) от ~10000 до максимума в ~6000 л. н. и последующее снижение (т.е. похолодание) до ~3000 л. н. Também была реконструирована влажность, которая была низкой во временной интервал от ~10000 до ~3000 л. н. и резко возросла в течение последних ~3000 л. Эти реконструкции очень хорошо согласуются с нашими данными о засушливых условиях среднего голоцена, когда на севере центральной Монголии доминировали степные ландшафты. Наши материалы также подтверждают распро-

странение лесной растительности в течение позднего голоцена.

Особо следует выделить то, что авторы работы (Ma et al., 2013), опираясь на свои радиоуглеродные даты, утверждали, что существование интерстадиального события, подобного Беллинг/Аллереду (~15000—~13000 л. н.) в исследуемом районе не имеет убедительных доказательств. Однако сейчас, имея новые данные о возрасте и условиях формирования почвенного покрова в позднеледниковые, мы можем утверждать, что нижняя палеопочва разреза Шаамар\_2024 (ShPS 2) развивалась именно в этот период интерстадиального потепления, и даже в самом начале похолодания позднего дриаса (~12000 л. н.).

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Исследования изменений климата и ландшафтов севера Монгольского нагорья, основанные на комплексном изучении педоседиментационного архива разреза Шаамар в долине р. Орхон, позволяют предложить схему палеогеографической реконструкции для изучаемой территории при переходе от последней ледниковой эпохи к межледниковой и в течение голоцена:

— Общий тренд изменения температуры и влажности проявляется достаточно ясно. Нарастание температуры и увлажненности

от позднеледникового к голоцену, аридизация в середине голоцена, повышение увлажненности в конце голоцена реконструируются вполне отчетливо.

— Наиболее благоприятные условия для черноземообразования реконструированы для последнего позднеплейстоценового (беллинг-аллередского) интерстадиала и бореального периода голоцена.

— В позднеледниковые и раннем голоцене в регионе преобладала степная и лугово-степная растительность. В среднем голоцене активизировались песчаные бури, из-за чего отложения становились все более опесчаненными. В условиях постоянного накопления эолового материала почвы не успевали формировать развитый профиль, оставаясь инициальными. На территории преобладали сухие криоаридные степи. Вместе с тем, на общем фоне аридизации и усиления эоловой деятельности, фиксируются кратковременные периоды переувлажнения, которые могли быть следствием сезонного таяния мерзлых пород. В позднем голоцене, на фоне относительного повышения влажности, на севере Монгольского нагорья стала активно распространяться лесная растительность.

## ФИНАНСИРОВАНИЕ

Исследование выполнено при поддержке Российского научного фонда по проекту № 22-17-00265.

## FUNDING

The research was funded by the Russian Science Foundation, project no. 22-17-00265.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

*Астахов В.И.* Лёссоиды и другие индикаторы северного перигляциала // Геоморфология и палеогеография. 2024. № 55 (2). С. 5–33.  
<https://doi.org/10.31857/S2949178924020018>

*Базарова В.Б., Климин М.А., Копотева Т.А.* Голоценовая динамика восточноазиатского муссона в Нижнем Приамурье // География и природные ресурсы. 2018. № 3. С. 124–133.  
[https://doi.org/10.21782/GIPR0206-1619-2018-3\(124-133\)](https://doi.org/10.21782/GIPR0206-1619-2018-3(124-133))

*Борисова О.К.* Лёссообразование в Новой Зеландии в последнюю ледниковую эпоху и в современных условиях // Геоморфология и палеогеография. 2023. № 54 (2). С. 61–79.  
<https://doi.org/10.31857/S2949178923020032>

*Герасимова М.И., Губин С.В., Шоба С.А.* Микроморфология почв природных зон СССР. Пущино: ОНТИ Пущинского науч. центра, 1992. 200 с.

*Гричук В.П.* Использование спорово-пыльцевых диаграмм для целей реконструкции растительности четвертичного периода / Пыльцевой анализ. 1949. С. 90–106.

*Зыкина В.С., Зыкин В.С., Маликова Е.Л.* Лёссово-почвенная последовательность и эоловый рельеф плеистоцена Западной Сибири: хронология и особенности их формирования // Геоморфология и палеогеография. 2024. № 55 (2). С. 34–62.  
<https://doi.org/10.31857/S2949178924020029>

*Ибрагимова В.А., Конюшкова М.В., Голованов Д.Л.* Опыт составления и сравнительного анализа баз данных по целинным каштановым почвам Прикаспия (Россия, Казахстан) и Монголии // Экосистемы: экология и динамика. 2018. Т. 2. № 4. С. 106–131.  
<https://doi.org/10.24411/2542-2006-2018-10023>

*Калинин П.И., Алексеев А.О., Савко А.Д.* Лёссы, палеопочвы и палеогеография квартера юго-востока Русской равнины // Тр. НИИ геологии Воронеж. гос. ун-та. 2009. Вып. 58. 140 с.

Карта геологических формаций Монгольской Народной Республики. М-б: 1 : 1500000 / гл. ред. А.Л. Яншин. М.: ГУКГ СССР, 1989.

*Константинов Е.А., Захаров А.Л., Селезнева Е.В., Филиппова К.Г.* Морфометрический анализ крупнозападинного рельефа на юге Восточно-Европейской равнины // Геоморфология и палеогеография. 2023. № 54 (1). С. 99–111.  
<https://doi.org/10.31857/S2949178923010073>

*Панкова Е.И.* Закономерности формирования почвенного покрова и особенности почв степей и пустынь Монголии // Почвоведение. 1997. № 7. С. 789–798.

Поздний кайнозой Монголии (стратиграфия и палеогеография) / отв. ред. Н.А. Логачев. М.: Наука, 1989. 213 с.

Почвенный покров и почвы Монголии / ред. И.П. Герасимов, Н.А. Ногина, Д. Доржготов. М.: Наука, 1984. 194 с.

*Тимирева С.Н., Кононов Ю.М., Хохлова О.С., Сычева С.А., Симакова А.Н., Batkhishig O., Bolormaa T., Buumba G., Telmen T., Zolzaya M., Филиппова К.Г.* Позднеледниковые и голоценовые изменения окружающей среды на севере Центральной Монголии (Дарханско-Селенгинский район) // Геосферные исследования. 2023. № 2. С. 102–122.  
<https://doi.org/10.17223/25421379/27/8>

*An C.B., Chen F.H., Barton L.* Holocene environmental changes in Mongolia: a review // Glob. Planet. Chang. 2008. Vol. 63. P. 283–289.  
<https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2008.03.007>

*An Z.* The history and variability of the East Asian paleomonsoon climate // Quat. Sci. Rev. 2000. Vol. 19. № 1–5. P. 171–187.  
[https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(99\)00060-8](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(99)00060-8)

*Batjargal Z.* Desertification in Mongolia // RALA Report. 1997. Vol. 200. P. 107–113.

*Bengtsson L., Enell M.* Chemical analysis // Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology. 1986. P. 423–451.

*Böhner J.* General climatic controls and topoclimatic variations of Central and High Mountain Asia // *Boreas*. 2006. Vol. 35. P. 279–295.  
<https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.2006.tb01158.x>

*Buggle B., Glaser B., Hambach U., Gerasimenko N., Marković S.* An evaluation of geochemical weathering indices in loess–paleosol studies // *Quat. Int.* 2011. Vol. 240. № 1–2. P. 12–21.  
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2010.07.019>

FAO. Guidelines for soil description. 4th ed. Rome, 2006. 97 p.

*Feng Z.D., Zhai X.W., Ma Y.Z., Huang C.Q., Wang W.G., Zhang H.C., Khosbayar P., Narantsetseg T., Liu K.B., Rutter N.W.* Eolian environmental changes in the Northern Mongolian Plateau during the past 35.000 yr // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 2007. Vol. 245. P. 505–517.

*Fowell S.J., Hansen B.C.S., Peck J.A., Khosbayar P., Ganbold E.* Mid to Late Holocene climate evolution of the Lake Telmen Basin, North Central Mongolia, based on palynological data // *Quat. Res.* 2003. Vol. 59. P. 353–363.

*Heiri O., Lotter A.F., Lemcke G.* Loss on ignition as a method for estimating organic and carbonate content in sediments: reproducibility and comparability of results // *J. of Paleolimnology*. 2001. Vol. 25. P. 101–110.  
<https://doi.org/10.1023/A:1008119611481>

*Herzschuh U.* Palaeo-moisture evolution in monsoonal Central Asia during the last 50.000 years // *Quat. Sci. Rev.* 2006. Vol. 25. № 1–2. P. 163–178.  
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2005.02.006>

IUSS Working Group WRB. World Reference Base for Soil Resources. International soil classification system for naming soils and creating legends for soil maps. 4th ed. Vienna: Int. Union of Soil Sciences (IUSS), 2022.

*Kalinin P.I., Kudrevatykh I.Y., Panin P.G., Mitenko G.V., Malyshov V.V., Alekseev A.O.* A model of loess formation and atmospheric circulation regimes in the Azov region during the Middle and Late Pleistocene // *Quat. Sci. Rev.* 2025. Vol. 349. Art. 109135.  
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2024.109135>

*Katsuta N., Matsumoto G.I., Tani Y., Tani E., Murakami T., Kawakami S.-I., Nakamura T., Takano M., Matsumoto E., Abe O., Morimoto M., Okuda T., Krivonogov S.K., Kawai T.* A higher moisture level in the early Holocene in northern Mongolia as evidenced from sediment records of Lake Hovsgol and Lake Erhel // *Quat. Int.* 2017. Vol. 455. P. 70–81.  
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2017.06.032>

*Khenzykhenova F., Dorofeyuk N., Shchetnikov A., Danukalova G., Bazarova V.* Palaeoenvironmental and climatic changes during the Late Glacial and Holocene in the Mongolia and Baikal region: A review // *Quat. Int.* 2021. Vol. 605–606. P. 300–328.  
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2021.04.038>

*Klinge M., Lehmkühl F., Schulte P., Hülle D., Nottebaum V.* Implications of (reworked) aeolian sediments and paleosols for Holocene environmental change in Western Mongolia // *Geomorphology*. 2017. Vol. 292. P. 59–71.  
<https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2017.04.027>

*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. Vol. 210. P. 26–50.

*Lehmkühl F.* The spatial distribution of loess and loess-like sediments in the mountain areas of Central and High Asia // *Zeitschrift für Geomorphologie Supplementary Issues*. 1997. Vol. 111. P. 97–116.

*Lehmkühl F., Hilgers A., Fries S., Hülle D., Schlütz F., Shumilovskikh L., Felauer T., Protze J.* Holocene geomorphological processes and soil development as indicator for environmental change around Karakorum, upper Orkhon Valley (Central Mongolia) // *Catena*. 2011. Vol. 87. P. 31–44.

*Lehmkühl F., Hülle D., Knippertz M.* Holocene geomorphic processes and landscape evolution in the lower reaches of the Orkhon River (northern Mongolia) // *Catena*. 2012. Vol. 98. P. 17–28.

*Ma Y., Liu K., Feng Z., Meng H., Sang Y., Wang W., Zhang H.* Vegetation changes and associated climate variations during the past ~38.000 years reconstructed from the Shaamar eolian–paleosol section, northern Mongolia // *Quat. Int.* 2013. Vol. 311. P. 25–35.  
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2013.08.037>

*Panin P.G., Filippova K.G., Bukhonov A.V., Karpukhina N.V., Kalinin P.I., Ruchkin M.V.* High-resolution analysis of the Likhvin loess–paleosol sequence (the central part of the East European Plain, Russia) // *Catena*. 2021. Vol. 205. Art. 105445.  
<https://doi.org/10.1016/j.catena.2021.105445>

*Panin P., Kalinin P., Filippova K., Sychev N., Bukhonov A.* Paleo-pedological record in loess deposits in the south of the East European plain, based on Beglitsa-2017 section study // *Geoderma*. 2023. Vol. 437. Art. 116567.  
<https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2023.116567>

*Prokopenko A.A., Khursevich G.K., Bezrukova E.V., Kuzmin M.I., Boes X., Williams D.F., Fedenyuk S.A., Kulagina N.V., Letunova P.P., Abzaeva A.A.* Paleoenvironmental proxy records from Lake Hovsgol, Mongolia, and a synthesis of Holocene climate change in the Lake Baikal watershed // *Quat. Res.* 2007. Vol. 68. P. 2–17.

*Reimer P., Austin W.E.N., Bard E., et al.* The IntCal20 Northern Hemisphere Radiocarbon Age Calibration Curve (0–55 cal kBP) // *Radiocarbon*. 2020. Vol. 62. № 4. P. 725–757.  
<https://doi.org/10.1017/RDC.2020.41>

Retallack G.J. Soils and global change in the carbon cycle over geological time // *Treatise on Geochemistry*. 2003. Vol. 5. P. 581–605.  
<https://doi.org/10.1016/B0-08-043751-6/05087-8>

Stoops G. Guidelines for Analysis and Description of Soil and Regolith thin Sections. Madison: Soil Science Society of America, 2003. 184 p.

Stuiver M., Reimer P.J. Extended 14C data base and revised CALIB 3.0 14C age calibration program // *Radiocarbon*. 1993. Vol. 35. P. 215–230.  
<https://doi.org/10.1017/S0033822200013904>

Tian F., Wang W., Rudaya N., Liu X., Cao X. Wet mid-late Holocene in central Asia supported prehistoric intercontinental cultural communication: Clues from pollen data // *Catena*. 2022. Vol. 209. Art. 105852.  
<https://doi.org/10.1016/j.catena.2021.105852>

Timireva S.N., Batkhishig O., Sycheva S.A., Kononov Y.M., Simakova A.N., Byambaa G., Telmen T., Samdandorj M., Filippova K.G., Konstantinov E.A. Landscapes, paleosols and climate in the north of Mongolia during the Holocene // *IOP C. Ser.: Earth Env.* 2020. Vol. 438. Art. e012027.  
<https://doi.org/10.1088/1755-1315/438/1/012027>

Timireva S.N., Kononov Y.M., Sycheva S.A., Taratunina N.A., Kalinin P.I., Filippova K.G., Zakharov A.L., Konstantinov E.A., Murray A.S., Kurbanov R.N. Revisiting the Taman peninsula loess-paleosol sequence: Middle and Late Pleistocene record of Cape Pekla // *Quat. Int.* 2022. Vol. 620. P. 36–45.  
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2021.06.010>

Wang W., Ma Y.Z., Feng Z.D., Meng H.W., Sang Y.L., Zhai X.W. Vegetation and climate changes during the last 8660 cal. a BP in central Mongolia, based on a high resolution pollen record from Lake UguiNuur // *Chinese Sci. Bull.* 2009. Vol. 54. P. 1579–1589.

Wang W., Feng Z. Holocene moisture evolution across the Mongolian Plateau and its surrounding areas: a synthesis of climatic records // *Earth Sci. Rev.* 2013. Vol. 122. P. 38–57.  
<https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2013.03.005>

Wesche K., Ambarli D., Kamp J., Török P., Treiber J., Dengler J. The Palaearctic steppe biome: a new synthesis // *Biodivers. Conserv.* 2016. Vol. 25. № 12. P. 2197–2231.  
<https://doi.org/10.1007/s10531-016-1214-7>

## **Landscape and Climate Change in the Northern Mongolian Plateau During the Late Glacial and Holocene (Based on the Shaamar Loess-Soil Section)**

**S. N. Timireva<sup>a</sup>, O. S. Khokhlova<sup>b</sup>, S. A. Sycheva<sup>a</sup>, O. Batkhishig<sup>c</sup>, A. N. Simakova<sup>d</sup>,  
 P. I. Kalinin<sup>b</sup>, T. Bolormaa<sup>c</sup>, G. Byambaa<sup>c</sup>, and Yu. M. Kononov<sup>a, \*</sup>**

<sup>a</sup>*Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

<sup>b</sup>*Institute of Physicochemical and Biological Problems in Soil Science, Russian Academy of Sciences, Pushchino, Moscow oblast, Russia*

<sup>c</sup>*Institute of Geography and Geoecology, Mongolian Academy of Sciences, Ulaanbaatar, Mongolia*

<sup>d</sup>*Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

\*e-mail: jukon02@mail.ru

The paper presents the results of paleosol and paleogeographic studies of the Shaamar loess-soil section located in the Northern Mongolian Plateau. The main periods of eolian sedimentation and soil formation in the Late Glacial and Holocene are reconstructed. Based on radiocarbon data, it was indicated the longest period of soil formation that took place during the Bølling/Allered interstadial (~15.000–~12.500 years ago). For this time, the most favorable conditions for the chernozem soil formation with the dominance of open steppe landscapes and an arid climatic situation have been reconstructed. The next soil formation period corresponds to the Boreal phase of the early Holocene (~9.500 years ago). At this time, forest-steppe soils were formed, in which signs of textural differentiation and waterlogging processes were revealed. According to the pollen analysis, in addition to grasses, pine and birch pollen is recorded in noticeable quantities. In the Middle Holocene (~8500–~3500 years ago), an increase in aeolian activity is recorded against the background of climate aridization and cooling. At the same time, according to micromorphological data, short-term periods of waterlogging are recorded in both pedosediments and aeolian deposits, which was most likely a result of seasonal permafrost melting. In the late Holocene (the last ~3500 years ago), according to palynological data, a noticeable climate humidification is noted, which led to an expansion of the range of forest vegetation. Pine forests were widely represented in the territory. The data obtained allow a more accurate determination of the age of the main stages of soil formation, which significantly improves the understanding of the patterns of climate change in the north of the Mongolian Plateau at the end of the Last Glaciation and the Holocene.

**Keywords:** paleoclimate, paleosols, loesses, late glacial, Holocene, Mongolian Mountain Plateau

## REFERENCES

An Z. The history and variability of the East Asian paleomonsoon climate. *Quat. Sci. Rev.*, 2000, vol. 19, no. 1–5, pp. 171–187.  
[https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(99\)00060-8](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(99)00060-8)

An C.B., Chen F.H., Barton L. Holocene environmental changes in Mongolia: A review. *Glob. Planet. Chang.*, 2008, vol. 63, pp. 283–289.  
<https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2008.03.007>

Astakhov V.I. Loessoids and other indications of the northern periglaciation. *Geomorf. Paleogeogr.*, 2024, vol. 55, no. 2, pp. 5–33. (In Russ.).  
<https://doi.org/10.31857/S2949178924020018>

Batjargal Z. Desertification in Mongolia. *RALA Report*, 1997, vol. 200. pp. 107–113.

Bazarova V.B., Klimin M.A., Kopoteva T.A. Holocene dynamics of the east-Asian monsoon in the lower Amur area. *Geogr. Nat. Resour.*, 2018, vol. 39, pp. 239–247.  
<https://doi.org/10.1134/S1875372818030071>

Bengtsson L., Enell M. Chemical analysis. In *Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology*. 1986, pp. 423–451.

Borisova O.K. Loess formation in New Zealand during the last glacial epoch and under modern conditions. *Geomorf. Paleogeogr.*, 2023, vol. 54, no. 2, pp. 61–79. (In Russ.).  
<https://doi.org/10.31857/S2949178923020032>

Böhner J. General climatic controls and topoclimatic variations of Central and High Mountain Asia. *Boreas*, 2006, vol. 35, pp. 279–295.  
<https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.2006.tb01158.x>

Buggle B., Glaser B., Hambach U., Gerasimenko N., Marković S. An evaluation of geochemical weathering indices in loess–paleosol studies. *Quat. Int.*, 2011, vol. 240, no. 1–2, pp. 12–21.  
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2010.07.019>

FAO. *Guidelines for soil description*. 4th edition. Rome, 2006. 97 p.

Feng Z.D., Zhai X.W., Ma Y.Z., Huang C.Q., Wang W.G., Zhang H.C., Khosbayar P., Narantsetseg T., Liu K.B., Rutter N.W. Eolian environmental changes in the Northern Mongolian Plateau during the past 35.000 yr. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 2007, vol. 245, pp. 505–517.

Fowell S.J., Hansen B.C.S., Peck J.A., Khosbayar P., Ganbold E. Mid to Late Holocene climate evolution of the Lake Telmen Basin, North Central Mongolia, based on palynological data. *Quat. Res.*, 2003, vol. 59, pp. 353–363.

Gerasimova M.I., Gubin S.V., Shoba S.A. *Mikromorfologiya pochv prirodnykh zon SSSR* [Micromorphological Features of the USSR Zonal Soils]. Pushchino: ONTI Pushchinskogo nauchnogo tsentra, 1992. 200 p.

Grichuk V.P. Using the spore-pollen diagrams for the purposes of vegetation reconstruction of the Quaternary period. *Pyl'tsevoi Analiz*, 1949, pp. 90–106. (In Russ.).

Heiri O., Lotter A.F., Lemcke G. Loss on ignition as a method for estimating organic and carbonate content in sediments: reproducibility and comparability of results. *J. Paleolimnol.*, 2001, vol. 25, pp. 101–110.  
<https://doi.org/10.1023/A:1008119611481>

Herzschuh U. Palaeo-moisture evolution in monsoonal Central Asia during the last 50.000 years. *Quat. Sci. Rev.*, 2006, vol. 25, no. 1–2, pp. 163–178.  
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2005.02.006>

Ibragimova V.S., Konyushkova M.V., Golovanov D.L. Practice of Composing and Applying Comparative Analysis to the Databases of Virgin Chestnut Soils of Caspian Region (Russia and Kazakhstan) and Mongolia. *Ecosystems: Ecology and Dynamics*, 2018, vol. 4, pp. 106–131. (In Russ.).  
<https://doi.org/10.24411/2542-2006-2018-10023>

IUSS Working Group WRB. *World Reference Base for Soil Resources*. International soil classification system for naming soils and creating legends for soil maps. 4th edition. Vienna: International Union of Soil Sciences (IUSS), 2022.

Kalinin P., Alekseev A.O., Savko A. D. Loess, Palaeosols and Paleogeographic of Quarter of the Southeast of Russian Plain. In *Tr. nauch.-issled. inst. geologii Voronezh. Gos. Univ. Vyp. 58* [Proc. of the Science and Research Institute of Geology of the Voronezh State University. Vol. 58]. Voronezh: VGU, 2009, pp. 1–139 p. (In Russ.).

Kalinin P.I., Kudrevatykh I.Y., Panin P.G., Mitenko G.V., Malyshev V.V., Alekseev A.O. A model of loess formation and atmospheric circulation regimes in the Azov region during the Middle and Late Pleistocene. *Quat. Sci. Rev.*, 2025, vol. 349, art. 109135.  
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2024.109135>

Karta geologicheskikh formatseii Mongol'skoi Narodnoi Respubliki. Masshtab: 1:500.000 [Map of Geological Complexes of Mongolia. 1:500,000]. Yanshin A.L., Ed. Moscow: GUKG SSSR, 1989.

Katsuta N., Matsumoto G.I., Tani Y., Tani E., Murakami T., Kawakami S.-I., Nakamura T., Takano M., Matsumoto E., Abe O., Morimoto M., Okuda T., Krivonogov S.K., Kawai T. A higher moisture level in the early Holocene in northern Mongolia as evidenced from sediment records of Lake Hovsgol and Lake Erhel. *Quat. Int.*, 2017, vol. 455, pp. 70–81.  
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2017.06.032>

Khenzykhenova F., Dorofeyuk N., Shchetnikov A., Danukalova G., Bazarova V. Palaeoenvironmental and climatic changes during the Late Glacial and Holocene in the Mongolia and Baikal region: A review. *Quat. Int.*, 2021, vol. 605–606, pp. 300–328.  
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2021.04.038>

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, vol. 210, pp. 26–50.  
<https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2017.04.027>

Klinge M., Lehmkuhl F., Schulte P., Hülle D., Nottebaum V. Implications of (reworked) aeolian sediments and paleosols for Holocene environmental change in Western Mongolia. *Geomorphology*, 2017, vol. 292, pp. 59–71.  
<https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2017.04.027>

Konstantinov E.A., Zakharov A.L., Selezneva E.V., Filippova K.G. Morphometric analysis of the large en- closed depression of the Southern East European plain. *Geomorfol. Paleogeogr.*, 2023, vol. 54, no. 1, pp. 99–111. (In Russ.).  
<https://doi.org/10.31857/S2949178923010073>

Lehmkuhl F. The spatial distribution of loess and loess- like sediments in the mountain areas of Central and High Asia. *Z. Geomorphol.*, 1997, vol. 111, pp. 97–116.

Lehmkuhl F., Hilgers A., Fries S., Hülle D., Schlütz F., Shumilovskikh L., Felauer T., Protze J. Holocene geomorphological processes and soil development as indicator for environmental change around Karakorum, upper Orkhon Valley (Central Mongolia). *Catena*, 2011, vol. 87, pp. 31–44.

Lehmkuhl F., Hülle D., Knippertz M. Holocene geomorphic processes and landscape evolution in the lower reaches of the Orkhon River (northern Mongolia). *Catena*, 2012, vol. 98, pp. 17–28.  
<https://doi.org/10.1016/j.catena.2012.06.003>

Ma Y., Liu K., Feng Z., Meng H., Sang Y., Wang W., Zhang H. Vegetation changes and associated climate variations during the past ~38.000 years reconstructed from the Shaamar eolian-paleosol section, northern Mongolia. *Quat. Int.*, 2013, vol. 311. pp. 25–35.  
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2013.08.037>

Pankova E.I. Regularities Governing the Evolution of the Soil Mantle and the Properties of Steppe and Desert Soils in Mongolia. *Pochvoved.*, 1997, vol. 7, pp. 789–798. (In Russ.).

Panin P.G., Filippova K.G., Bukhonov A.V., Karpukhina N.V., Kalinin P.I., Ruchkin M. V. High- resolution analysis of the Likhvin loess-paleosol sequence (the central part of the East European Plain, Russia). *Catena*, 2021, vol. 205, art. 105445.  
<https://doi.org/10.1016/j.catena.2021.105445>

Panin P., Kalinin P., Filippova K., Sychev N., Bukhonov A. Paleo-pedological record in loess deposits in the south of the East European plain, based on Beglitsa-2017 section study. *Geoderma*, 2023, vol. 437, art. 116567.  
<https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2023.116567>

*Pozdnii kainozoi Mongolii (stratigrafiya i paleogeografiya)* [Late Cenozoic of Mongolia (Stratigraphy and Paleogeography)]. Logatchov N.A., Ed. Moscow: Nauka Publ., 1989. 213 p.

*Pochvennyi pokrov i pochvy Mongolii* [The Soil Cover and Soils of Mongolia]. Gerasimov I.P., Nogina N.A., Dorzhgotov D., Eds. Moscow: Nauka Publ., 1984. 194 p.

Prokopenko A.A., Khursevich G.K., Bezrukova E.V., Kuzmin M.I., Boes X., Williams D.F., Fedenyia S.A., Kulagina N.V., Letunova P.P., Abzaeva A.A. Paleoenvironmental proxy records from Lake Hovsgol, Mongolia, and a synthesis of Holocene climate change in the Lake Baikal watershed. *Quat. Res.*, 2007, vol. 68, pp. 2–17.

Reimer P., Austin W.E.N., Bard E., et al. The IntCal20 Northern Hemisphere Radiocarbon Age Calibration Curve (0–55 cal kBP). *Radiocarbon*, 2020, vol. 62, no. 4, pp. 725–757.  
<https://doi.org/10.1017/RDC.2020.41>

Retallack G.J. Soils and global change in the carbon cycle over geological time. *Treatise Geochem.*, 2003, vol. 5, pp. 581–605.  
<https://doi.org/10.1016/B0-08-043751-6/05087-8>

Stoops G. *Guidelines for Analysis and Description of Soil and Regolith thin Sections*. Madison: Soil Science Society of America, 2003. 184 p.

Stuiver M., Reimer P.J. Extended  $^{14}\text{C}$  data base and revised CALIB 3.0  $^{14}\text{C}$  age calibration program. *Radiocarbon*, 1993, vol. 35, pp. 215–230.  
<https://doi.org/10.1017/S0033822200013904>

Tian F., Wang W., Rudaya N., Liu X., Cao X. Wet mid–late Holocene in central Asia supported prehistoric intercontinental cultural communication: Clues from pollen data. *Catena*, 2022, vol. 209, art. 105852.  
<https://doi.org/10.1016/j.catena.2021.105852>

Timireva S.N., Batkhishig O., Sycheva S.A., Kononov Y.M., Simakova A.N., Byambaa G., Telmen T., Samdandorj M., Filippova K.G., Konstantinov E.A. Landscapes, paleosols and climate in the north of mongolia during the Holocene. *IOPC. Ser.: Earth Env.*, 2020, vol. 438, art. e012027.  
<https://doi.org/10.1088/1755-1315/438/1/012027>

Timireva S.N., Kononov Y.M., Sycheva S.A., Taratunina N.A., Kalinin P.I., Filippova K.G., Zakharov A.L., Konstantinov E.A., Murray A.S., Kurbanov R.N. Revisiting the Taman peninsula loess-paleosol sequence: Middle and Late Pleistocene record of Cape Pekla. *Quat. Int.*, 2022, vol. 620, pp. 36–45.  
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2021.06.010>

Timireva S.N., Kononov Yu.M., Khokhlova O.S., Sycheva S.A., Simakova A.N., Batkhishig O., Bolormaa T., Byambaa G., Telmen T., Zolzaya M., Filippova K.G. Late glacial and Holocene

environmental changes in the north of Central Mongolia (Darkhan-Selenge Area). *Geosfern. Issled.*, 2023, no. 2. pp. 102–122. (In Russ.).  
<https://doi.org/10.17223/25421379/27/8>

Wang W., Ma Y.Z., Feng Z.D., Meng H.W., Sang Y.L., Zhai X.W. Vegetation and climate changes during the last 8660 cal. a BP in central Mongolia, based on a high-resolution pollen record from Lake Ugii Nuur. *Chin. Sci. Bull.*, 2009, vol. 54, pp. 1579–1589.  
<https://doi.org/10.1007/s11434-009-0023-8>

Wang W., Feng Z. Holocene moisture evolution across the Mongolian Plateau and its surrounding areas: a synthesis of climatic records. *Earth Sci. Rev.*, 2013, vol. 122, pp. 38–57.  
<https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2013.03.005>

Wesche K., Ambarlı D., Kamp J., Török P., Treiber J., Dengler J. The Palaearctic steppe biome: a new synthesis. *Biodivers. Conserv.*, 2016, vol. 25, no. 12, pp. 2197–2231.  
<https://doi.org/10.1007/s10531-016-1214-7>

Zykina V.S., Zykin V.S., Malikova E.L. Pleistocene loess-soil sequence and aeolian relief of Western Siberia: chronology and features of their formation. *Geomorfol. Paleogeogr.*, 2024, vol. 55, no. 2, pp. 34–62. (In Russ.).  
<https://doi.org/10.31857/S2949178924020029>