

ЛЁССОВО-ПОЧВЕННЫЕ СЕРИИ ЦЕНТРАЛЬНОГО ПРЕДКАВКАЗЬЯ: ХРОНОСТРАТИГРАФИЯ, СОСТАВ И УСЛОВИЯ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В ПОЗДНЕМ НЕОПЛЕЙСТОЦЕНЕ[#]

© 2025 г. Н. В. Сычев^{1,*}, Е. А. Константинов¹, А. Л. Захаров¹

¹ Институт географии РАН, Москва, Россия

* E-mail: nvsychev25@igras.ru

Поступила в редакцию 10.04.2024 г.

После доработки 23.11.2024 г.

Принята к публикации 10.01.2025 г.

В работе представлены результаты исследования керна скважины Первомайская-1 глубиной 13.8 м, вскрывшей наиболее полное строение верхней части плакорной лёссово-почвенной серии (ЛПС) Центрального Предкавказья. Для двух образцов из керна получены люминесцентные даты (62 ± 3 и 102 ± 7 тыс.л.н.), позволяющие отнести всю вскрытую толщу к верхнему неоплейстоцену. На основе макроскопического исследования керна и комплекса вещественных анализов произведено литостратиграфическое расчленение отложений. В основании разреза выявлен мезинский педокомплекс (13.8–9.1 м, MIS 5), состоящий из трех палеопочв; выше залегает мощный горизонт валдайского лёсса (9.1–1.2 м, MIS 4-2) со слабыми признаками интерстадиального почвообразования в средней части; венчает разрез голоценовый чернозем (1.2–0.0 м, MIS 1) с признаками техногенной трансформации верхней части профиля. Разрез обнаруживает сходство с ранее датированными опорными разрезами ЛПС Предкавказья: Беглица, Воронцовка-4, Сладкая Балка-1, Отказное-20 и вписывается в установленный ранее тренд роста мощности и крупности гранулометрического состава лёссов Предкавказья с запада на восток. По согласованным вариациям магнитной восприимчивости и гранулометрического состава проведена корреляция с детально датированным разрезом Отказное-20, и на этой основе выполнена детализация глубинно-возрастной модели разреза Первомайская-1. Полученная модель позволила сделать расчетные оценки темпов лёссонакопления для позднего неоплейстоцена и голоцена. Максимальные темпы (15.9–17.5 см/тыс. лет) отмечаются в интервале 36–16 тыс.л.н.; повышенные (11.4–12.5 см/тыс. лет) – 80–40 тыс.л.н.; низкие (9.1–10.4 см/тыс. лет) – 128–81 тыс.л.н.; минимальные (6.0–6.6 см/тыс. лет) – 13–5 тыс.л.н. Изменение интенсивности лёссонакопления во времени согласуется с наиболее полными плакорными ЛПС Восточной Европы, а также с концентрацией аэрозольных минеральных частиц в гренландском ледниковом керне NGRIP.

Ключевые слова: минеральная пыль; геологическая корреляция; люминесцентное датирование; возрастное моделирование; темпы осадконакопления

DOI: 10.31857/S2949178925020108; **EDN:** GQIXZR

ВВЕДЕНИЕ

Плакорные лёссово-почвенные серии (ЛПС) как палеоархивы, накапливающиеся преимущественно эоловым путем, содержат информацию о некоторых аспектах субглобального и регионального палеоклимата (Maher et al., 2010; Cosentino et al., 2024). Такие характеристики как темпы накопления, гранулометрический состав, магнитная восприимчивость

и цвет являются ключевыми седиментологическими индикаторами, отражающими ландшафтно-климатические обстановки. Исследования лёссовых областей Китая, Северной Америки и Европы показывают общие закономерности: магнитная восприимчивость и цветовые характеристики отражают (при прочих равных условиях) интенсивность и тип почвообразования, гранулометрический состав характеризует скорости эолового потока и удаленность от источников минеральной пыли, а темпы осадконакопления служат индикаторами региональной аридности климата (Heller, Liu, 1984; Pye, 1995; Frechen et al., 2003; Bosq et al., 2023; Laag et al., 2023).

В последние два с половиной десятилетия данные по составу и свойствам плакорных ЛПС

[#] Ссылка для цитирования: Сычев Н. В., Константинов Е. А., Захаров А. Л. (2025) Лёссово-почвенные серии Центрального Предкавказья: хроностратиграфия, состав и условия осадконакопления в позднем неоплейстоцене. *Геоморфология и палеогеография*. Т. 56. № 2. С. 323–340. <https://doi.org/10.31857/S2949178925020108>; <https://elibrary.ru/GQIXZR>

аккумулируют в специальных базах данных (Maher et al., 2010; Frechen et al., 2003; Bosq et al., 2023; Cosentino et al., 2024). Такие базы служат основой моделирования потоков минеральной пыли в геологическом прошлом. Развитие и детализация баз данных прямо влияет на точность аэрозольного блока палеоклиматических моделей. На европейской территории России (ЕТР) расположено всего четыре валидных разреза ЛПС, учтенные в последнем варианте глобального обзора по аккумуляции минеральной пыли (Cosentino et al., 2024). Слабая представленность лёссовых разрезов ЕТР объясняется низкой обеспеченностью геохронометрическими данными, без которых трудно построить достоверные глубинно-воздрастные модели, необходимые для расчета скоростей аккумуляции минеральной пыли.

Лёссы Предкавказья представляют особый интерес в контексте исследования потоков минеральной пыли. Во-первых, ЛПС Предкавказья отличаются высокой сохранностью и большой мощностью, обеспечивая тем самым редкую полноту геологической летописи. Так, мощность лёссового покрова может достигать на востоке Предкавказья 140 м (Опорные..., 2008), что является рекордом для Европейского континента. Во-вторых, продолжается дискуссия об источниках минеральной пыли и изменениях в атмосферной циркуляции на территории Предкавказья (Koltringer et al., 2021, 2022; Константинов и др., 2022б).

В Предкавказье наблюдается сильная неоднородность в отношении изученности ЛПС. Так, Западное Предкавказье исследовано наиболее подробно. Во многом это связано с наличием легкодоступных береговых обнажений Азовского моря. Исследования на разрезах Мелекино, Чумбур-Коса, Беглица, Семибалки и др. заложили основу региональной схемы стратиграфического расчленения ЛПС и позволили провести ландшафтно-климатическую реконструкцию для неоплейстоцена (Величко и др., 2012, 2017; Velichko and Morozova, 2010). Применение методов люминесцентного датирования и подробных почвенно-литологических исследований в более поздних работах (Liang et al., 2016; Mazneva et al., 2021; Chen et al., 2022; Panin et al., 2018, 2023) подтвердило достоверность схемы А. А. Величко и Т. Д. Морозовой и вместе с тем позволило ее детализировать.

На востоке Предкавказья верхнеплейстоценовые ЛПС обнажены плохо, они изучались преимущественно по кернам скважин и стенкам глубоких шурфов, расположенных в пределах Терско-Кумской низменности: Отказное, Георгиевск, Буденновск, Степное (Балаев, Царев, 1964; Галай, 1992,

2016; Болиховская, 1995; Опорные..., 2008). Вопросы стратиграфии здесь долгое время оставались неразрешенными (Файнер, Лизогубова, 1987; Ударцев и др., 1989; Галай, 1992; Болиховская, 1995; Virina et al., 2000). Однако последние хроностратиграфические данные, опирающиеся на люминесцентное датирование (Сычев и др., 2022), показывают применимость для Восточного Предкавказья стратиграфической схемы А. А. Величко и Т. Д. Морозовой (2010).

Центральное Предкавказье остается наименее изученной территорией в отношении ЛПС верхнего неоплейстоцена. Отчасти это связано с прерывистым распространением лёссов и отсутствием представительных геологических обнажений. Ранее строение плакорных ЛПС было исследовано в двух горных выработках: в скважине Сладкая балка (Sb-1), расположенной в районе станицы Гаевская (Mazneva et al., 2021; Константинов и др., 2022а), и шурфе 20, который был заложен вблизи с. Дивное (Балаев, Царев, 1964). Геохронологическое обоснование имеется только для скважины Sb-1, по керну которой было получено две люминесцентные даты (83 ± 7 и >146 тыс. л. н.), причем нижняя дата оказалась “запредельной”. Строение и состав верхнеплейстоценовой ЛПС, вскрытой в скважине Sb-1 и в шурфе 20, имеют существенные различия, что затрудняет геологическую корреляцию между разрезами и ставит вопрос о роли локальных и региональных факторов в формировании ЛПС Центрального Предкавказья.

Настоящее исследование направлено на устранение пробела в хроно- и литостратиграфии верхнеплейстоценовых ЛПС Центрального Предкавказья, выявление динамики лёссонакопления и ее связи с ландшафтно-климатической ритмичностью. В статье анализируются строение, возраст и вещественный состав керна скважины Рм-1, в которой установлено наиболее полное для Центрального Предкавказья строение верхненеоплейстоценовой ЛПС. Нами предложено развитие методов геологической корреляции для плакорных ЛПС Предкавказья через согласованные вариации состава и свойств отложений. Корреляция с ранее датированными разрезами и шкалой морских изотопных стадий позволила провести симуляцию дат и сделать уточнение глубинно-воздрастной модели для колонки Рм-1. Благодаря такой симуляции выполнены предварительные расчеты темпов осадконакопления.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Характеристика ключевого участка. Скважина Первомайская (Рм-1, 46.08998° с.ш., 42.26630° в.д., Н абр. = 67 м) расположена в 20 км южнее доли-

ны Маныча и в 5 км к СВ от с. Первомайское на плоском междуречье северного макросклона Ставропольской возвышенности между двумя крупнейшими в регионе замкнутыми каплевидными депрессиями (Константинов и др., 2023) – “лиманами” Малый и Большой Бурукшун (рис. 1). Общая мощность неоплейстоценовых лёссовидных суглинков в районе исследований составляет 40–50 м (Балаев, Царев, 1964). Они подстилаются комплексом субаэральных элювиально-делювиальных отложений эоплейстоцена, представленных глинами, лёссами, прослойями песков и супесей. Участок относится к зоне темно-каштановых и каштановых почв сухой степи (Карта..., 2019). Среднегодовые –

температура +10.1°C, количество осадков 454 мм (Fick, Hijmans, 2017).

При выборе ключевого участка повышенное внимание уделялось геоморфологическому положению. Согласно существующим представлениям (Velichko, Morozova, 2010; Marković et al., 2018), ЛПС на плакорах обладают наиболее выраженным региональным сигналом, характеризуются стратиграфической выдержанностью и устойчивостью морфологических свойств палеопочв. На такие поверхности минеральный осадок поступает преимущественно эоловым путем, а переотложение материала с вышележащего склона отсутствует. Водная эрозия на субгоризонтальных участках ослаблена,

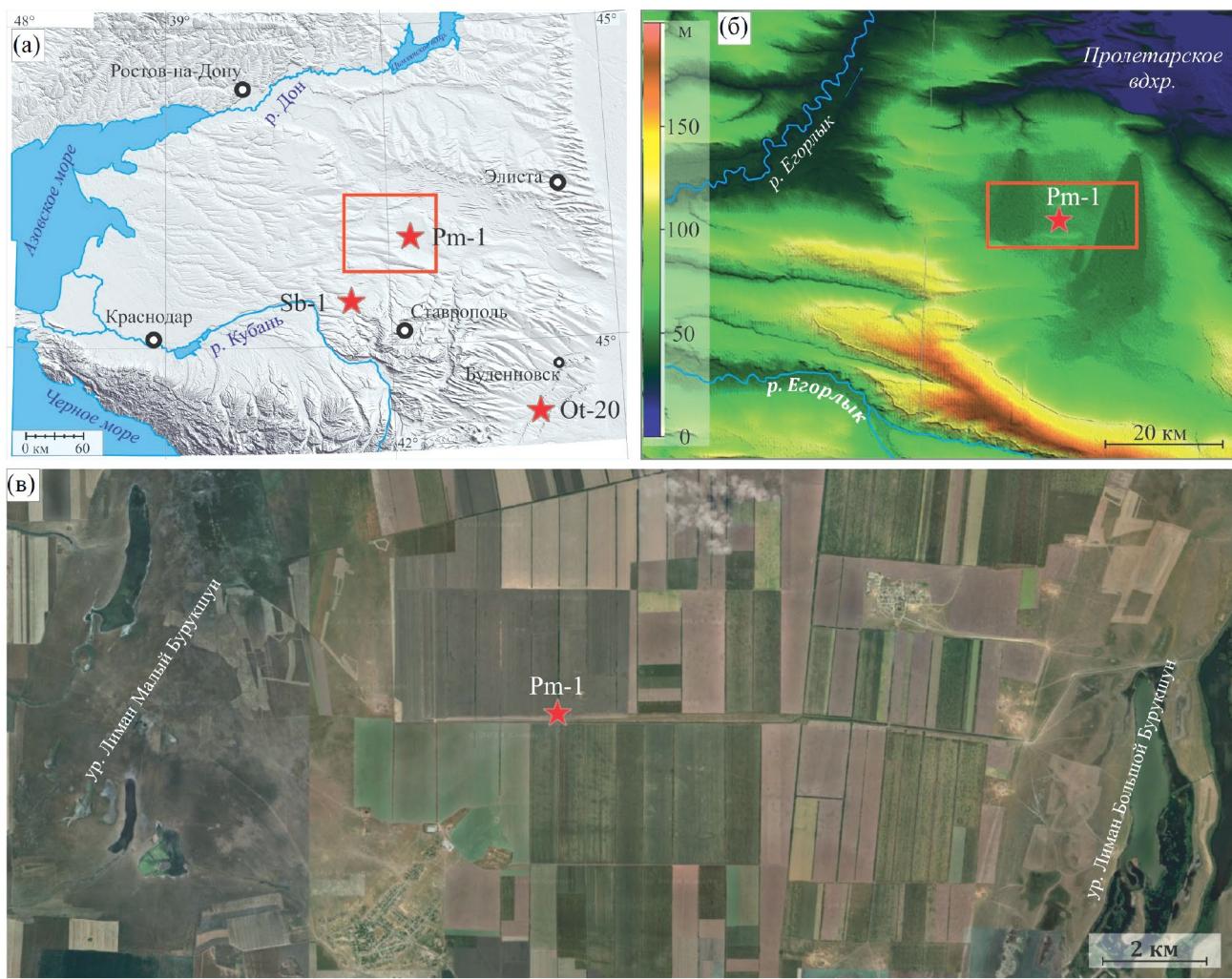


Рис. 1. Местоположение объектов исследования: (а) – расположение опорных скважин Центрального и Восточного Предкавказья: Первомайская-1 (Pm-1), Отказное-20 (Ot-20), Сладкая балка-1 (Sb-1); (б) – рельеф северного макросклона Ставропольской возвышенности (топографическая основа – цифровая модель рельефа SRTM); (в) – местность в районе скважины Pm-1 (космический снимок Earth Google, 2022).

Fig. 1. Location of the research objects: (a) – Location of the reference boreholes of the Central and Eastern Ciscaucasia: Pervomayskaya-1 (Pm-1), Otkaznoye-20 (Ot-20), Sladkaya Balka-1 (Sb-1); (б) – Topography of the Ciscaucasia and the northern macroslope of the Stavropol Upland (topographic basis – digital elevation model SRTM); (в) – Terrain in the area of the Pm-1 borehole (Google Earth satellite image, 2022).

что создает предпосылки для высокой сохранности золовых отложений. Поиск оптимального участка для бурения осуществлялся при помощи цифровой модели рельефа SRTM, разновременных космических снимков и рекогносцировки на местности. Следы линейной эрозии в пределах выбранного участка зафиксированы не были.

Керновое бурение. Ручное бурение выполнялось ударным способом при помощи бура Eijkenkamp. Полуцилиндрический пробоотборник длиной 300 мм и диаметром 30 мм был использован для получения слабодеформированного керна, пригодного для документирования и отбора проб на литологические анализы. Образцы на люминесцентное датирование отбирались из керна параллельной скважины с применением пробоотборника диаметром 40 мм. Для исключения засветки материала отбор образцов производился под светонепроницаемым тентом. Привязка скважин осуществлялась ГНСС приемником EFT M4 в режиме дифференциальной коррекции в реальном времени.

Люминесцентное датирование выполнено М. В. Ручкиным и И. В. Тимофеевой в лаборатории OSL датирования Всероссийского научно-исследовательского геологического института им. А. П. Карпинского. Подготовка образцов проводилась в лаборатории при освещении красными светодиодными лампами. Образцы были промыты на ситах, выделена предпочтительная гранулометрическая фракция – 63–90 мкм. Полученный материал был последовательно обработан 10%-ным раствором HCl для удаления карбонатов и 10%-ным раствором H₂O₂ для удаления органического вещества. Зерна калиевого полевого шпата (КПШ) выделялись при помощи плотностной сепарации в тяжелой жидкости SPT (поливольфрамат натрия) с плотностными границами 2.53 и 2.58 г/см³.

Определение эквивалентной дозы выполнялось с помощью автоматизированной системы датирования Risø TL/OSL Reader DA-20 C/D по зернам КПШ на основе протокола post-IR IRSL (Thiel et al., 2011). Согласно протоколу аликвоты с зернами КПШ подвергались предварительному нагреву до температуры 320°C. После нагрева аликвоты стимулировались инфракрасным излучением при 50°C на протяжении 200 с (сигнал IR50), а затем повторно подвергались стимуляции инфракрасным излучением при 290°C на протяжении 200 с (сигнал pIRIR290). Для подсчета эквивалентной дозы использовались данные повторного измерения люминесцентного сигнала.

Значения мощности дозы определялись с помощью низкофонового спектрометра γ -излучения на основе кристалла из чистого германия CANBERRA BE3825. Мощность дозы была рассчитана исход-

я из активности трех радиоактивных изотопов (²³⁸U, ²³²Th и ⁴⁰K) с поправкой на космическое излучение. Значение влажности принималось во всех образцах как 75% от полного влагонасыщения.

Гранулометрический анализ. Размер частиц и их распределение по фракциям – один из наиболее консервативных (слабо изменяемых во времени) палеоиндикаторов в ЛПС. При золовом способе транспорта материала, гранулометрический состав отражает силу ветрового потока, а также расстояние от источника сноса материала (Руе, 1995). Кроме того, изменчивость содержания глинистой фракции может указывать на интенсивность почвообразования, связанную с усилением процессов биологического и химического выветривания (Fenn, Prud'Homme, 2022).

Гранулометрический анализ выполнен методом лазерной дифрактометрии на анализаторе Malvern Mastersizer 3000. Подробно методика пробоподготовки и измерения описана в статье (Константинов и др., 2022а). Классификация гранулометрических фракций основана на работе (Blott, Руе, 2012).

Определение потерь при прокаливании (ППП) выполнялось с целью оценки содержания органического вещества и карбонатов в осадке. Изменение доли этих компонентов указывает на вариации процессов почвообразования в ЛПС, помогает в диагностике почвенных генетических горизонтов. Для палеопочв в ЛПС Приазовья эти характеристики служат значимыми индикаторами при педостратиграфическом расчленении (Panin et al., 2018). Подробно методика выполнения ППП описана в статье (Константинов и др., 2022а).

Магнитная восприимчивость χ – индикатор неоднородности состава ЛПС, которая фиксируется магнитной минерологией; χ позволяет стратифицировать толщу, диагностировать прослои вулканического пепла, определять источники сноса материала, а также диагностировать палеопочвы (Maher, 1998). Частотная зависимость магнитной восприимчивости FD показывает концентрацию суперпарамагнитных зерен тонкодисперсного магнетита, образованного, главным образом, в результате автоморфного почвообразования, что делает этот показатель индикатором интенсивности педогенеза (Banerjee et al., 1993; Maher et al., 1994). В данной работе измерение магнитной восприимчивости выполнялось на каппаметре ZH Instruments 150L. Методика пробоподготовки и измерения основана на статье (Maher, 1998). Образцы объемом 8–12 мл предварительно высушивались до воздушно-сухого состояния при температуре 40°C, истирались до однородного порошка без разрушения минеральных зерен, просеивались на сите 2.0 мм и взвешивались. Затем образцы,

помещенные в пластиковые бюксы, погружались в измерительную кювету каппаметра. Измерение производилось при напряженности магнитного поля 320 А/м. Измерение производилось на двух частотах: низкая – 500 Гц и высокая – 4000 Гц. На каждой частоте выполнялось по 4 измерения для образца. Итоговое значение удельной МВ вычислялось нахождением среднего. После этого рассчитывалась частотная зависимость магнитной восприимчивости:

$$FD = 100 * (\chi_{lf} - \chi_{hf}) / \chi_{lf}, \quad (1)$$

где χ_{lf} – низкочастотная магнитная восприимчивость (400 Гц), χ_{hf} – высокочастотная магнитная восприимчивость (4000 Гц).

Измерение цвета (колориметрия) – относительно простой и быстрый метод, позволяющий получить количественную характеристику исследуемых отложений. На основе цветовых характеристик проводят стратификацию гомогенных толщ, оценивают интенсивность и тип почвообразования в ЛПС, устанавливают аномалии вещественного состава (Laag et al., 2023). Для измерения цвета использовался колориметр Konica Minolta CM-700d. Образцы объемом 5 мл высушивались до воздушно-сухого состояния и истирались в порошок без разрушения минеральных зерен. Итоговые цветовые характеристики вычислялись нахождением средних значений по четырем повторностям. Измерения представлены в виде индексов цветового пространства CIELAB, где L^* обозначает свет (выше – светлее, ниже – темнее); a^* – положение между красным и зеленым, где отрицательные значения указывают на зеленый, а положительные – на красный; b^* – положение между желтым и синим, где отрицательные значения указывают на синий, а положительные – на желтый.

Определение содержания серы выполнялось с целью получения дополнительного индикатора источника минеральной пыли. Анализ проведен ЦКП “ИГЕМ-АНАЛИТИКА” методом рентгенофлуоресцентной спектрометрии. Образцы предварительно прокаливались в муфельной печи при температуре 1000°C, затем исследовались в прессованных таблетках из порошковых проб на спектрометре Epsilon 3 XLE компании Malvern PANalytical (Нидерланды).

Возрастное моделирование и расчет темпов осадконакопления. Построение глубинно-возрастной модели колонки Pm-1 опиралось как на прямые люминесцентные, так и на симулированные даты. Последние получены двумя способами: 1) литостратиграфической корреляцией с надежно датированным опорным разрезом ЛПС – Отказное-20 (Ot-20) (Сычев и др., 2022); 2) корреляцией со

шкалой морских изотопных стадий (MIS) LR-04 (Lisiecki and Raymo, 2005). Схожий подход симуляции дат через геологическую корреляцию ранее был апробирован при построении возрастных моделей для ЛПС Центральной и Восточной Европы (Antoine et al., 2009; Liang et al., 2016; Sprafke et al., 2020).

Первый способ получения симулированных дат заключался в увязывании границ стратиграфических подразделений и маркирующих горизонтов между колонками Pm-1 и Ot-20. Маркирующие горизонты были установлены по согласованным вариациям гранулометрического состава и магнитной восприимчивости. Среднее значение симулированного возраста и его ошибка рассчитывались на основе глубинно-возрастной модели колонки Ot-20: на модель проецировалась глубина коррелируемого горизонта с интервалом неопределенности по вертикали (ошибкой по глубине). Значение этой ошибки изменялось в зависимости от надежности корреляционного признака (табл. 1): для симулированных дат с низкой надежностью ошибка по глубине принималась как ± 40 см, для дат со средней надежностью ± 20 см, а высокой ± 10 см. Границы итоговой ошибки возраста вычислялись как минимальные значения доверительного интервала с верхнего глубинного рубежа и как максимальные значения – с нижнего.

Второй способ получения симулированных дат опирался на допущение о синхронности границ стратиграфических подразделений Pm-1 с границами MIS по шкале LR04, поскольку для нее есть установленный возраст границ между стадиями (Lisiecki, Raymo, 2005). Ошибки возраста, возникающие при корреляции со шкалой MIS, вычислялись пропорционально ошибкам модели Ot-20 на тех же рубежах.

Глубинно-возрастная модель Pm-1 построена байесовским методом с помощью пакета *gbacon* (Blaauw, Christen, 2011) в программной среде R-studio. При трансформации глубины в возраст мы принимали максимальные значения модельного возраста, основываясь на наилучшей сходимости главных термохронов (MIS 5e, MIS 5c и MIS 5a) с палеопочвенными уровнями.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Литостратиграфическое расчленение опирается на полевое описание керна Pm-1, скорректированного по результатам лабораторных исследований (рис. 2). Далее в квадратных скобках представлена генетическая и стратиграфическая интерпретации выделенных слоев. Стратиграфические подразделения даны в двух вариантах: по схеме А. А. Величко и Т. Д. Морозовой (2010) и согласно L/S схеме

Таблица 1. Возрастные характеристики колонки Первомайская-1 (Pm-1)**Table 1.** Age characteristics of the Pervomaiskaya-1 (Pm-1) core

№ п/п	Глубина в керне Pm-1, м	Возраст, тыс.л.н.	Надежность геологической корреляции	Источник возрастных определений
1	1.2	15.2±0.6	Высокая	Корреляция с керном Ot-20, граница S0 – L1
2	1.2	14.0±0.6		Корреляция с нижней границей MIS 1
3	2.9	23.7±1.6	Низкая	Корреляция с керном Ot-20, пик МРЧ в L1LL1
4	4.6	32.3±2.4	Средняя	Корреляция с керном Ot-20, граница L1LL1 – L1SS1
5	4.6	29.0±2.1		Корреляция с нижней границей MIS 2
6	5.0	38.8±2.4	Высокая	Корреляция с керном Ot-20, верхний пик МРЧ в L1SS1
7	7.2	57.7±5.0	Средняя	Корреляция с керном Ot-20, граница L1SS1 – L1LL2
8	7.2	57.0±4.9		Корреляция с нижней границей MIS 3
9	7.7	58.8±5.1	Низкая	Корреляция с керном Ot-20, верхний пик МРЧ в L1LL2
10	9.1	71.2±6.4	Средняя	Корреляция с керном Ot-20, граница L1LL2 – S1SS1
11	9.1	71.0±6.4		Корреляция с нижней границей MIS 4
12	9.4	75.4±6.1	Высокая	Корреляция с керном Ot-20, пик MB в S1SS1
13	9.7	62±3	–	Люминесцентная дата из керна Pm-1
14	10.0	81.3±7.1	Средняя	Корреляция с керном Ot-20, граница S1SS1 – S1LL1
15	10.0	85.0±7.4		Корреляция с нижней границей MIS 5a
16	11.0	91.9±9.5		Корреляция с керном Ot-20, граница S1LL1 – S1SS2
17	11.0	93.0±9.6		Корреляция с нижней границей MIS 5b
18	11.5	96.2±8.6	Высокая	Корреляция с керном Ot-20, пик MB в S1SS2
19	12.0	101.5±10.3	Средняя	Корреляция с керном Ot-20, граница S1SS2 – S1LL2
20	12.0	104.0±10.5		Корреляция с нижней границей MIS 5c
21	12.8	107.2±10.8		Корреляция с керном Ot-20, граница S1LL2 – S1SS3
22	12.8	115.0±11.6		Корреляция с нижней границей MIS 5d
23	13.0	102±7	–	Люминесцентная дата из керна Pm-1
24	13.1	110.9±10.2	Высокая	Корреляция с керном Ot-20, пик MB в S1SS3
25	13.8	126.5±12.4	Средняя	Корреляция с керном Ot-20, граница S1SS3 – L2
26	13.8	130.0±12.7		Корреляция с нижней границей MIS 5e

(Kukla, An, 1987), принятой в Китае и широко используемой в Европе.

Слой 1, 0.0–0.3 м [насыпной грунт, технозем]. Суглинок легкий, серо-коричневый, гумусированный, с пятнистой окраской.

Слой 2, 0.3–0.8 м [горизонты А и АВ голоценовой почвы, S0]. Суглинок средний, коричнево-темно-серый, гумусированный, рыхлый, с включениями корней растений, граница нечеткая по цвету.

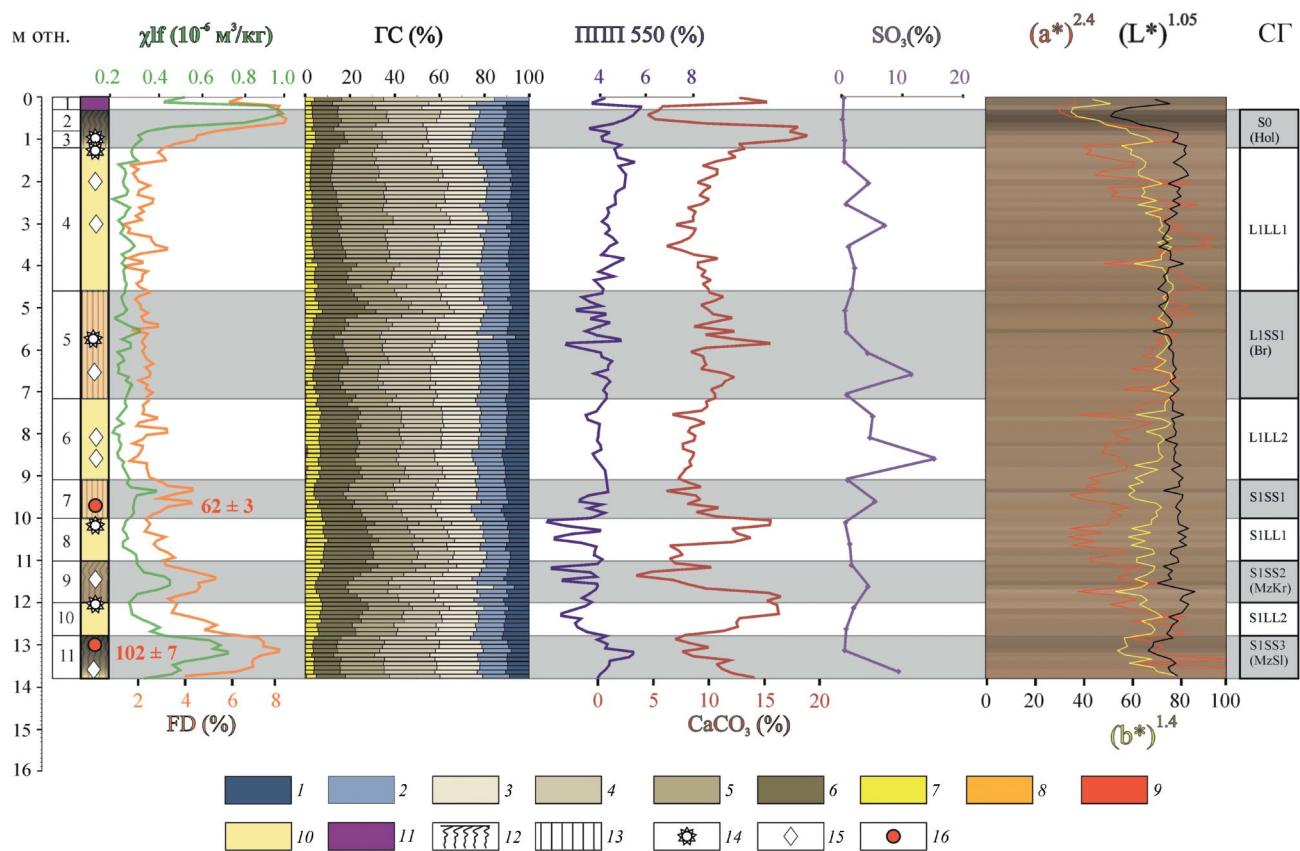


Рис. 2. Строение и аналитические характеристики лёссово-пaleопочвенной серии в керне Первомайская-1 (Pm-1): χlf – удельная магнитная восприимчивость, низкочастотная; FD – частотная зависимость магнитной восприимчивости; ГС – гранулометрический состав; ППП – потери при прокаливании; L^* – яркость (свет); a^* – соотношение зеленого и красного; b^* – соотношение синего и желтого; СГ – стратиграфические горизонты по (Velichko, Morozova, 2010): Hol – голоценовая почва, Br – брянская палеопочва, MzKr – мезинский педокомплекс, крутцкая палеопочва, MzSl – мезинский педокомплекс, салынская палеопочва.

Гранулометрические фракции, мкм: 1 – <2, 2 – 2–4, 3 – 4–8, 4 – 8–16, 5 – 16–31, 6 – 31–63, 7 – 63–125, 8 – 125–250, 9 – 250–500; литологическая колонка: 10 – лёссовые горизонты, 11 – технозем, 12 – развитые почвы с полным профилем, 13 – уровни эфемерного почвообразования, 14 – карбонатные конкреции, 15 – гипсовые конкреции, 16 – люминесцентные даты (тыс. л.н.).

Fig. 2. Structure and analytical characteristics of the loess-paleosol series in the Pervomaiskaya core 1 (Pm-1): χlf – low-frequency magnetic susceptibility; FD – frequency-dependent magnetic susceptibility; ГС – granulometric composition; ППП – loss on ignition; L^* – color brightness (lightness) negative values show black, positive – white; a^* – red vs. green, where negative values indicate green and positive values indicate red; b^* – yellow vs. blue, where negative values indicate blue and positive values indicate yellow; Stratigraphic horizons according to (Velichko, Morozova, 2010): Hol – Holocene soil, Br – Bryansk paleosol, MzKr – Mezin pedocomplex, Krutitsa paleosol, MzSl – Mezin pedocomplex, Salyn paleosol. Grain size, μm : 1 – <2, 2 – 2–4, 3 – 4–8, 4 – 8–16, 5 – 16–31, 6 – 31–63, 7 – 63–125, 8 – 125–250, 9 – 250–500; coloring and symbols on the lithologic column: 10 – horizons of “pure” loess, 11 – anthropogenically processed ground, 12 – mature soil with a full profile, 13 – ephemeral developed soil, 14 – carbonate concretions, 15 – gypsum concretions, 16 – luminescent dates in ka.

Слой 3, 0.8–1.2 м [горизонт Вк голоценовой почвы, S0]. Суглинок средний, полутвердый, постепенный переход цвета сверху вниз от коричневато-темно-серого к палево-бежевому, с 1.0 м появляются светло-бежевые рыхлые стяжения карбонатов до 1.5 мм в диаметре, граница нечеткая по цвету.

Слой 4, 1.2–4.6 м [алтыновско-деснинский лёсс, L1LL1]. Суглинок средний, палево-бежевый, тугопластичный, с включениями карбонатных новообразований диаметром до

1.8 м появляются карбонатные новообразования диаметром до 2 мм, с глубины 2 м появляются гипсовые новообразования, развитые по трещинам до 5 мм, граница нечеткая по цвету.

Слой 5, 4.6–7.2 м [уровень брянского почвообразования, L1SS1]. Суглинок средний, коричневато-палево-бежевый, тугопластичный, с включениями карбонатных новообразований диаметром до

Таблица 2. Результаты люминесцентного датирования
Table 2. The results of luminescence dating

Показатель	Значение	
Лабораторный номер	RGI-0185	RGI-0188
Индекс пробы при отборе	Pm-1 2-1	Pm-1 2-2
Глубина, м	9.7	13.0
Минерал	Fs	
Влагонасыщение, % от полного	75	
Размер зерен, мкм	63–90	
Количество аликвот	6	
U, ppm	6.2±1.7	7.1±2.0
Th, ppm	11.7±0.3	11.2±0.3
K, %	2.7±0.1	2.8±0.1
Мощность дозы, Гр/тыс. лет	4.3±0.2	3.9±0.3
Эквивалентная доза, Гр	269±7	394±12
Возраст, тыс.л.н.	62±3	102±7

2 мм и гипсовых новообразований диаметром до 6 мм, граница нечеткая по цвету.

Слой 6, 7.2–9.1 м [хотылевский лёсс, L1LL2]. Суглинок средний, палево-бежевый, тугопластичный, в интервале с 8.0 по 9.0 м – уровень гипсовых новообразований, друзы диаметром до 5 мм.

Слой 7, 9.1–10.0 м [слабовыраженная беглицкая¹ палеопочва, S1SS1]. Суглинок легкий палево-бежевый с темно-серыми гумусированными пятнами, тугопластичный, в нижней части встречаются карбонатные новообразования.

Слой 8, 10.0–11.0 м [миусский лёсс², S1LL1]. Суглинок средний, палево-бежевый, карбонатный, мягкопластичный.

Слой 9, 11.0–12.0 м [крутицкая палеопочва, S1SS2]. Суглинок средний, светло-серо-бурый с пятнами более темно-серого гумусированного материала, мягкопластичный, на глубине 11.5 м

¹ Авторское название, предложенное в качестве дополнения схемы А.А. Величко и Т.Д. Морозовой (2010). Стратиграфическое положение палеопочвы впервые обосновано в разрезе Беглица (Mazneva et al., 2021, Chen et al., 2023).

² Авторское название, предложенное в качестве дополнения схемы А.А. Величко и Т.Д. Морозовой (2010). Аномалия песка над крутицкой палеопочвой установлена впервые на Миусском п-ове (Величко и др., 2017; Mazneva et al., 2021, Chen et al., 2022).

встречаются гипсовые новообразования до 4 мм, к низу материал становится светло-палевым, в нижней части встречаются карбонатные новообразования.

Слой 10, 12.0–12.8 м [севский лёсс, S1LL2]. Суглинок средний, палево-бежевый, мягкопластичный, граница нечеткая по цвету.

Слой 11, 12.8–13.8 м (видимая граница) [салынская палеопочва, S1SS3]. Суглинок средний, темно-серо-бурый, мягкопластичный, в нижней части встречаются карбонатные новообразования в виде плотных конкреций.

Согласно аналитическим данным (рис. 2), хорошо развитые (зрелые) палеопочвы характеризуются наиболее выраженными аномалиями на приведенных графиках. Для гумусовых горизонтов таких палеопочв характерны высокие значения χf , FD и фракции глины, но при этом низкие значения фракции песка, $CaCO_3$ и L^* . В горизонте В зрелых палеопочв $CaCO_3$ наоборот достигает максимальных значений. В основном, у палеопочв аномалии литологических характеристик выражены слабее, чем у поверхностного чернозема. Однако слой 11 (салынская палеопочва) по отдельным характеристикам (FD , ППП 550) сопоставим с современной почвой.

Уровни эфемерного почвообразования крайне слабо проявляют себя в аномалиях литологических характеристик. Особенно отчетливо это видно на примере слоя 5 (уровень брянского почвообразования), где отличия от выше- и нижележащих лёссовых горизонтов чрезвычайно трудно уловить. Главным образом эти отличия проявляются в небольшом повышении доли глины и в характерном для с semiаридных почв распределении карбонатов по профилю.

Лёссовые горизонты проявляют изменчивость, главным образом, в гранулометрическом составе и мощности. Вверх по колонке наблюдается слабый тренд на снижение доли песка в лёссовых горизонтах. При этом мощности лёссовых горизонтов, напротив, растут в том же направлении.

Возраст отложений и темпы осадконакопления. По калиевому полевому шпату получены две конечные люминесцентные даты: RGI-0185, глубина 9.7 м, слой 7 и RGI-0188, глубина 13.0, слой 11. Результаты измерения люминесцентного сигнала и мощности дозы представлены в табл. 2. Люминесцентный возраст образца из палеопочвы S1SS1 (слой 7) составил 62±3 тыс.л.н., а образца в кровле палеопочвы S1SS3 (слой 11) – 102±7 тыс.л.н.

Был произведен расчет значений люминесцентного возраста при скорректированной влажности породы до 100% влагонасыщения. Основаниями такой корректировки являются два обстоятель-

ства: мягкопластичная консистенция суглинка, зафиксированная при бурении; вероятный высокий уровень грунтовых вод на протяжении позднего неоплейстоцена, вызванный многократными подъемами воды в долине Маныча (Семиколенных и др., 2023). После такой корректировки возраст исследованных образцов несколько вырастет: для верхнего образца он составит 69 ± 3 тыс. л.н., а для нижнего – 107 ± 7 тыс. л.н.

Возраст для 24 уровней в колонке Pm-1 был симулирован по методике, описанной выше. Эти уровни отмечены в табл. 1 и на рис. 3. Для 9 уровней симуляция возраста была выполнена двумя

разными способами: 1) по корреляции с колонкой Ot-20; 2) по корреляции с морской изотопной кривой LR-04. Значения возраста оказались близкими при использовании разных способов симуляции: средняя разница составила 4.2%, максимальная – 10.2%. Колонка Sb-1 (рис. 3), призванная проверить достоверность использованного корреляционного подхода, демонстрирует высокую согласованность с Pm-1 и Ot-20, как в отношении педостратиграфической последовательности, так и в отношении литостратиграфических маркеров.

Полученные в ходе симуляции даты не содержат инверсий возраста, они ложатся на относительно

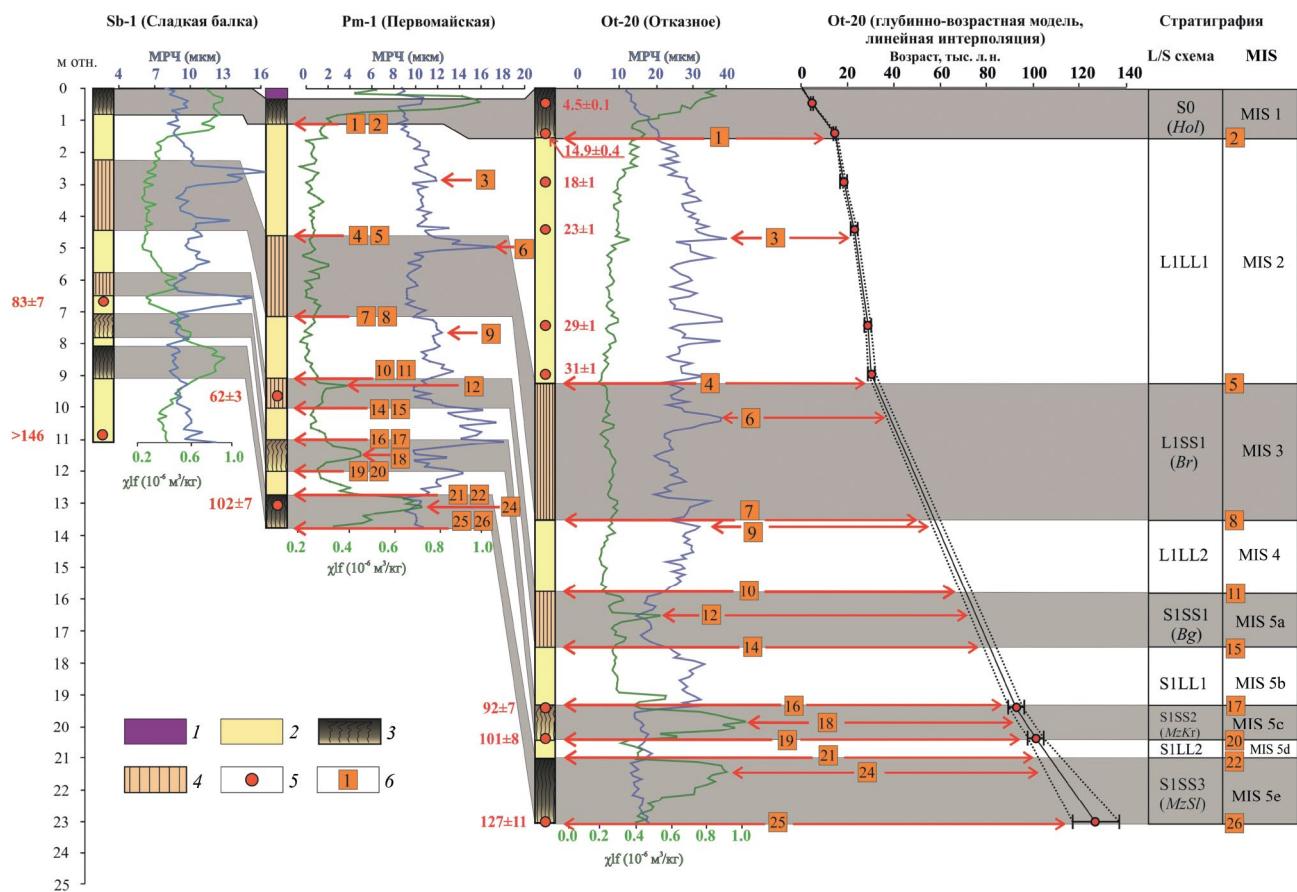


Рис. 3. Корреляционная схема колонок Сладкая балка-1 (Sb-1) (Mazneva et al., 2021; Константинов и др., 2022а, с изменениями), Первомайская-1 (Pm-1) (авторские данные) и Отказное-20 (Ot-20) (Сычев и др., 2022; Константинов и др., 2022а).

МРЧ – медианный размер частиц; χ_{lf} – низкочастотная магнитная восприимчивость; Hol – голоценовая почва; палеопочвы: Br – брянская, MzKr – крутитса, MzSl – салынская. 1 – технозем; 2 – лёссовые горизонты; 3 – развитые почвы с полным профилем; 4 – уровни эфемерного почвообразования; 5 – люминесцентные даты, тыс. л.н.; 6 – корреляционные маркеры (соответствуют порядковому номеру в табл. 1).

Fig. 3. Correlation scheme of the columns Sladkaya Balka-1 (Sb-1) (Mazneva et al., 2021; Konstantinov et al., 2022, with modifications), Pervomayskaya-1 (Pm-1) (authors' data) and Otkaznoye-20 (Ot-20) (Sychev et al., 2022; Konstantinov et al., 2022).

МРЧ – median grain size (MGS); χ_{lf} – low-frequency magnetic susceptibility; Hol – Holocene soil, Br – Bryansk paleosol, MzKr – Krutitsa paleosol, MzSl – Salyn paleosol. 1 – technozem; 2 – loess horizons; 3 – developed soils with a full profile; 4 – levels of ephemeral soil formation; 5 – luminescent dates in ka; 6 – correlation markers (corresponds to the ordinal number in tab. 1).

плавную линию без ступеней. По отношению к прямым люминесцентным датам эта линия проходит правее, т.е. показывает более древний возраст. Разница прямых люминесцентных и интерполяции симулированного возраста составляет 24% (верхняя дата) и 8% (нижняя дата). После коррекции люминесцентных дат на 100% влагонасыщение эта разница значительно снижается – 12 и 3%

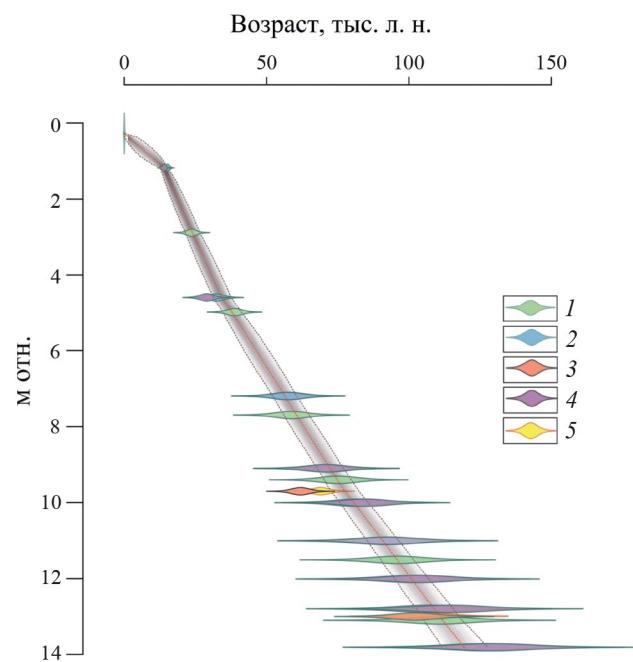


Рис. 4. Глубинно-возрастная байесовская модель колонки Pm-1.

1 – симулированные даты, полученные методом согласования вариаций гранулометрического состава и магнитной восприимчивости между колонками Pm-1 и Ot-20; 2 – симулированные даты, полученные по корреляции границ стратиграфических подразделений между колонками Pm-1 и Ot-20; 3 – прямые люминесцентные даты; 4 – симулированные даты, полученные методом корреляции границ стратиграфических подразделений и морских изотопных стадий по модели LR-04; 5 – прямые люминесцентные даты, скорректированные на 100% влагонасыщение. Красный пунктир – среднее значение модельного возраста, серый пунктир – границы доверительного интервала 95%.

Fig. 4. Bayesian depth-age model of the Pm-1 core.

1 – simulated dates obtained by matching variations in grain size distribution and magnetic susceptibility between the Pm-1 and Ot-20 cores; 2 – simulated dates obtained by correlating stratigraphic unit boundaries between the Pm-1 and Ot-20 cores; 3 – direct luminescence dates; 4 – simulated dates obtained by correlating stratigraphic unit boundaries and marine isotope stages using the LR-04 model; 5 – direct luminescence dates corrected for 100% water saturation. The red dotted line is the mean value of the model age, the gray dotted line is the boundaries of the 95% confidence interval.

соответственно. Причем доверительные интервалы у скорректированных на влажность люминесцентных дат и модельного возраста перекрываются.

Итоговая глубинно-возрастная модель была построена с учетом всех дат – прямых и симулированных (рис. 4). Модель прошла по траектории с наибольшей плотностью значений возраста. Несмотря на небольшое отклонение от прямых люминесцентных дат, мы принимаем получившуюся модель, основываясь на более высокой согласованности со стратиграфией колонки Pm-1.

Возрастное моделирование позволило распределить аналитические характеристики по возрастной шкале (рис. 5). При помощи глубинно-возрастной модели рассчитаны темпы осадконакопления. Максимальные (15.9–17.5 см/тыс. лет) приурочены к интервалу 36–16 тыс. л. н.; повышенные (11.4–12.5 см/тыс. лет) – к интервалу 80–40 тыс. л. н.; низкие (9.1–10.4 см/тыс. лет) – к интервалу 128–81 тыс. л. н.; минимальные (6.0–6.6 см/тыс. лет) – к интервалу 13–5 тыс. л. н.

ОБСУЖДЕНИЕ

Источники минеральной пыли. Общая видимая мощность ЛПС верхнего плейстоцена в колонке Pm-1 составляет 13.8 м. В колонке Ot-20, расположенной восточнее, мощность ЛПС верхнего плейстоцена заметно выше – 22.6 м. В колонках Sb-1 и Ys-1 (Ясенская) мощности верхнего плейстоцена убывают по мере удаления на запад – 9.7 и 5.3 м, соответственно (Константинов и др., 2022а). При рассмотрении среднего содержания песчаной фракции (>63 мкм) этот тренд частично нарушается: Ot-20 – 17.1%, Pm-1 – 5.0%, Sb-1 – 6.1%, Ys-1 – 1.9%. Вероятная причина такой инверсии доли песка в колонках Pm-1 и Sb-1 – наличие близко-расположенных локальных источников золового материала, повышающих содержание крупных частиц в районе Sb-1 (Константинов и др., 2022б). В целом строение и состав керна Pm-1 согласуются с направлением доминирующего переноса минеральной пыли в позднем плейстоцене с ЮВ на СЗ (Константинов и др., 2022а; Сычев, 2023). Следовательно, основными источниками минеральной пыли для Центрального Предкавказья могли служить пустыни запада Прикаспийской низменности (первичный источник) и лёссовые массивы Восточного Предкавказья (вторичный источник, переотложенный материал).

Обращает на себя внимание повышенное содержание SO_3 в керне Pm-1, пики которого ассоциированы с гипсовыми горизонтами. Так, среднее содержание SO_3 составляет 3.2%, максимум – 15.3%. Для сравнения: в керне Sb-1 среднее содержание – 0.7%, максимум – 5.3%; в разрезе V-4 среднее со-

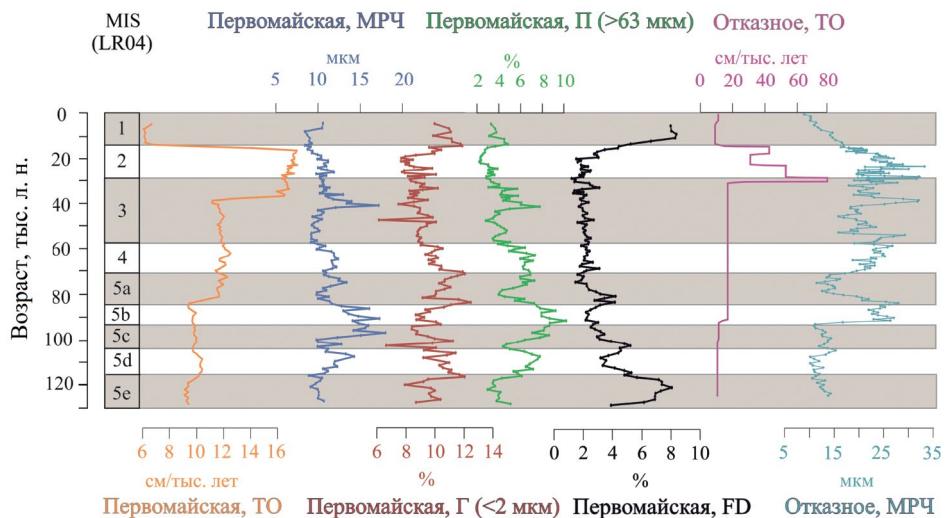


Рис. 5. Изменение основных седиментологических характеристик колонок Первомайская-1 (это исследование) и Отказное-20 по (Сычев и др., 2022) в конце четвертичного периода.

МРЧ – медианный размер частиц; П – содержание песка; ТО – средние темпы осадконакопления; Г – содержание глины; FD – частотная зависимость магнитной восприимчивости.

Fig. 5. Changes in the main sedimentological characteristics of the Pervomayskaya-1 (this study) and Otkaznoe-20 (Sychev et al., 2022) cores at the end of the Quaternary.

МРЧ – median grain size (MGS); П – sand content; ТО – average sedimentation rate; Г – clay content; FD – frequency dependence of magnetic susceptibility.

держание – 2.5%, максимум – 11.2% (Mazneva et al., 2021). Положение гипсовых горизонтов в указанных разрезах не имеет стратиграфического значения ввиду высокой подвижности гипса и сильной зависимости его проявления от уровня грунтовых вод. Однако общее высокое содержание гипса может указывать на дополнительный эоловый приток сульфатов в составе минеральной пыли (Рыков, 2007). Ближайшей областью гипсонакопления является Манычская депрессия, в которой широко развиты загипсованные породы на участках пересыхающих озер (Карта..., 2019). Следовательно, есть основания считать долину Маныча дополнительным источником минеральной пыли.

Седиментологические маркеры в ЛПС верхнего плейстоцена. Мощность лёссовых горизонтов в колонке Рт-1 последовательно уменьшается сверху вниз. Так, наиболее мощный (3.4 м) алтыновско-деснинский лёсс (L1LL1, MIS 2) расположен в верхней части разреза. Ниже следует горизонт хотылевского лёсса (L1LL2, MIS 4) мощностью 1.9 м. Между беглицкой и крутицкой почвами нами выделяется миусский лёссовый горизонт (S1LL1, MIS 5b) мощностью 1.4 м. Нижнее положение занимает наименее мощный севский лёсс (1.0 м) (MIS 5d, S1LL2). Аналогичный тренд наблюдается и в других опорных разрезах и скважинах: От-20, Сб-1 и Вг. Такой тренд согласуется с выявленным нами

направленным ростом темпов осадконакопления в криохроне позднего неоплейстоцена и также согласуется с представлением о направленной аридизации регионального климата внутри валдайской эпохи (Величко и др., 2017).

В колонке Рт-1 наблюдается трехчленное строение мезинского (S1) педокомплекса, состоящего из нижней темно-серо-бурой салынской, средней светло-бурой крутицкой и верхней слабовыраженной беглицкой палеопочв. Согласно глубинно-возрастной модели время формирования этих палеопочв следующее: салынская (S1SS3) – 128–117 тыс. л. н., крутицкая (S1SS) – 107–98 тыс. л. н., и беглицкая (S1SS1) – 82–78 тыс. лет. Наши данные подкрепляют представления о присутствии трех уровней палеопочв в составе мезинского педокомплекса Предкавказья и Нижней Волги, что ранее было установлено для колонок Bg, Sb-1, От-20, Средняя Ахтуба (Янина и др., 2017; Константинов и др., 2022a; Сычев и др., 2022; Mazneva et al., 2021; Makeev et al., 2021; Chen et al., 2022).

В аналитических характеристиках мезинского педокомплекса выявляются дополнительные маркеры для плакорных ЛПС Центрального Предкавказья. Соотношение высоты пиков магнитной восприимчивости и межпиковое расстояние характеризуются устойчивостью, что может служить дополнительным диагностическим

и корреляционным признаком. Так, снизу вверх (от салынской палеопочвы к беглицкой) наблюдается направленное снижение значений χ/f и FD . Этот паттерн четко прослеживается в колонках Pm-1 и Sb-1 (рис. 3), а в Ot-20 нарушается из-за примеси тефры в крутицкой палеопочве. Расстояние между верхним и средним пиками магнитной восприимчивости в мезинском педокомплексе стабильно выше по сравнению с расстоянием между средним и нижним пиками в 1.3–1.7 раза.

Диагностика брянского горизонта в колонке Pm-1 весьма сложна ввиду размытости границ с выше- и нижележащим горизонтами. Эта особенность характерна и для других известных колонок (Bg, Sb-1, Ot-20). Корреляционными признаками брянского горизонта (L1SS1) в керне Pm-1 выступают, прежде всего, характерные вариации МРЧ с яркими пиками в верхней части горизонта и низкими значениями в нижней части. Такая закономерность ранее была установлена в колонках Ot-20, Sb-1 и разрезах Приазовья (Константинов и др., 2022а; Mazneva et al., 2021). Во всех разрезах Предкавказья, обеспеченных люминесцентными датами, брянский горизонт (L1SS1) не обнаруживает признаков интенсивного почвообразования. Литолого-палеопочвенные индикаторы (χ/f , FD , ППП 550, L^* , a^*) редко превышают значения, типичные для лёссовых горизонтов. Таким образом, брянский горизонт в ЛПС Предкавказья не может быть отнесен к развитому палеопочвенному уровню. Его корректнее рассматривать как уровень слабого синлитогенного почвообразования.

Выразительными стратиграфическими маркерами в колонке Pm-1 служат локальные пики МРЧ и песчаной фракции. Примеры согласования таких пиков указаны в табл. 1. Кроме того, в горизонтах S1LL1 (MIS 5b) и L1SS1 (MIS 3) выявлены стратиграфически устойчивые зоны повышенного содержания частиц крупного алеврита и песка. Их возраст отвечает интервалам 98–85 и 43–37 тыс. л. н. соответственно. Аналогичные зоны наблюдаются в колонках Ot-20, Sb-1, Bg и V-4 (Константинов и др., 2022а; Mazneva et al., 2021; Chen et al., 2022; Panin et al., 2023). Следовательно, выявленные аномалии гранулометрического состава имеют региональное значение и могут служить дополнительным корреляционным признаком в плакорных ЛПС Предкавказья. Вероятным механизмом формирования таких аномалий было усиление пыльных бурь в регионе, которое провоцировало перенос более крупного материала.

Темпы осадконакопления. Из графика темпов осадконакопления для (рис. 4) видно, что повышенные и высокие значения приурочены к валдайской ледниковой эпохе (MIS 5d – MIS 2), а низ-

кие – к межледниковым (MIS 5e и MIS 1). Расчетные темпы осадконакопления для межледниковых термохронов существенно различаются: в голоцене заметно ниже, чем в микулинскую эпоху – 6.2 против 9.4 см/тыс. лет. Схожая картина наблюдается и для керна Ot-20 (рис. 5). Нельзя исключать искусственного занижения этого показателя для голоцена. Этот феномен может быть связан с эродированностью части поверхности слоя в результате антропогенного воздействия.

Внутри валдайского криохрона темпы осадконакопления распределяются неравномерно. Резко выделяется зона максимальных значений (16–17 см/тыс. лет), приходящаяся на интервал 36–16 тыс. л. н., что соответствует концу MIS 3 и всему этапу MIS 2. Примечательно, что в керне Ot-20 наиболее высокие темпы осадконакопления (45–79 см/тыс. лет) попадают на интервал 31–23 тыс. л. н. с пиковыми значениями на отрезке 30–29 тыс. л. н. (Сычев и др., 2022). Близкому интервалу (30–23 тыс. л. н.) отвечает максимальная концентрация минеральной пыли в ледниковых кернах Гренландии (NGRIP и RECAP; Simonsen et al., 2019). На это же время приходятся и максимальные значения MAR (темперы прироста массы) для лёссов в бассейне Дуная (Perić et al., 2022). Таким образом, максимальные темпы осадконакопления в плакорных ЛПС Центрального и Восточного Предкавказья согласуются по возрасту с европейским и субглобальным трендом. Причины экстремально высокого пыленакопления связывают с общей аридизацией климата, деградацией растительного покрова, расширением областей дефляции и ростом эмиссии минеральной пыли на фоне максимального похолодания (Maher et al., 2010).

Разница в минимальных и максимальных значениях темпов осадконакопления существенно отличается у кернов Pm-1 и Ot-20. Если не принимать в расчет темпы для голоцена, как недостаточно корректные, то отношения экстремумов будут равны 1.9 и 7.5, соответственно. Чрезвычайно высокий размах в значениях темпов осадконакопления у колонки Ot-20 может объясняться относительно близким расположением к источнику минеральной пыли – песчаным массивам западного Прикаспия.

Повышенные темпы осадконакопления (~11.9 см за тыс. лет) приходятся на интервал 80–40 тыс. л. н. (MIS 5a – середина MIS 3). Конец MIS 3, как следует из вышеизложенного, характеризовался экстремально высокими темпами. Все это позволяет говорить об этапе MIS 3 (брянском интерстадиале) как о времени интенсивного осадконакопления, которое лишь немного уступа-

ет MIS 2. Высокие темпы лёссонакопления могли служить одним из значимых факторов слабой выраженности брянской палеопочвы в ЛПС Центрального Предкавказья.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. В строении верхнеплейстоценовой ЛПС Центрального Предкавказья выявлены общие черты, характерные как для Западного, так и для Восточного Предкавказья: педокомплекс S1 (мезинский, MIS5) состоит из трех палеопочв; брянскому интерстадиалу (MIS3) отвечает уровень слабого синилитогенного почвообразования; мощность лёсовых горизонтов направленно уменьшается по разрезу сверху вниз.

2. Мощность и размер частиц в колонке Pm-1 вписываются в главный субширотный тренд ЛПС Предкавказья: направленный рост этих характеристик с запада на восток. Это указывает на главные источники минеральной пыли для Центрального Предкавказья – песчаные пустыни Прикаспийской низменности и лёссы Восточного Предкавказья. Вероятный дополнительный источник, установленный на основании аномального содержания серы, – долина Маныча.

3. В интервалах 98–85 и 43–37 тыс. л. н. отмечается аномальное увеличение медианного размера частиц, что согласуется с вариациями гранулометрического состава в колонках Ot-20, Sb-1 и разрезе Беглица. Эти аномалии можно рассматривать в качестве новых региональных стратиграфических маркеров в ЛПС Предкавказья.

4. Максимальные темпы осадконакопления в колонке Pm-1 (16–17 см/тыс. лет) установлены в интервале 36–16 тыс. л. н., что коррелирует с главным валдайским криохроном, пиковыми темпами осадконакопления в центральноевропейских ЛПС и максимальной концентрацией частиц минеральной пыли в гренландских ледниковых кернах. Минимальные темпы осадконакопления (<11 см/тыс. лет), напротив, приурочены к термохронам. Таким образом, прослеживается связь изменения темпов лёссонакопления в Центральном Предкавказье с европейским и субглобальным гидротермическим ритмом.

БЛАГОДАРНОСТИ

Лабораторно-аналитические исследования выполнены за счет средств гранта РНФ № 21-77-10104. Полевые исследования проведены в рамках ГЗ Института географии РАН № FMWS-2024-0003. Коллектив авторов выражает благодарность Н. Т. Ткачу, Е. А. Мазневой и В. С. Шишкому за неоценимую помощь в проведении полевых работ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Балаев Л.Г., Царев П.В. (1964) Лёссовые породы Центрального и Восточного Предкавказья. М.: Наука. 246 с.
- Болиховская Н.С. (1995) Эволюция лёсово-почвенной формации Северной Евразии. М.: Изд-во МГУ. 270 с.
- Величко А.А., Борисова О.К., Захаров А.Л. и др. (2017) Смена ландшафтных обстановок на юге Русской равнины в позднем плейстоцене по результатам исследования лёсово-почвенной серии Приазовья. *Известия Российской академии наук. Серия географическая*. № 1. С. 74–83.
<https://doi.org/10.15356/0373-2444-2017-1-74-83>
- Величко А.А., Морозова Т.Д., Борисова О.К. и др. (2012) Становление зоны степей юга России (по материалам строения лёсово-почвенной формации Доно-Азовского региона). *Доклады академии наук*. Т. 445. № 4. С. 464–467.
- Галай Б.Ф. (1992) Литогенез и просадочность эоловых лёссов (на примере Центрального Предкавказья). Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. М.: МГУ. 38 с.
- Галай Б.Ф., Сербин В.В., Плахтикова В.С., Галай О.Б. (2016) Генетический анализ покровных суглинков г. Ставрополя. *Наука. Инновации. Технологии*. № 1. С. 93–106.
- Захаров А.Л., Константинов Е.А. (2019). Строение крупных западин лёсовых междуречий восточного Приазовья (на примере “Червоной пади”). *Известия Российской академии наук. Серия географическая*. № 4. С. 85–96.
<https://doi.org/10.31857/S2587-55662019485-96>
- Карта почвенно-экологического районирования Российской Федерации масштаба 1:8000 000. (2009) Под ред. И.С. Урусевской. Авторы: И.С. Урусевская, И.О. Алябина, С.А. Шоба. Цифровая версия – <https://soil-db.ru/map?name=eco>
- Константинов Е.А., Захаров А.Л., Селезнева Е.В., Филиппова К.Г. (2023) Морфометрический анализ крупнозападинного рельефа на юге Восточно-Европейской равнины. *Геоморфология и палеогеография*. Т. 54. № 1. С. 99–111.
<https://doi.org/10.31857/S2949178923010073>
- Константинов Е.А., Захаров А.Л., Сычев Н.В. и др. (2022б) Лёссонакопление на юге Европейской России в конце четвертичного периода. *Вестник Российской академии наук*. Т. 92. № 6. С. 572–582.
- Константинов Е.А., Мазнева Е.А., Сычев Н.В. и др. (2022а) Изменчивость строения и состава верхнечетвертичных лёссов Предкавказья (юг Европейской части России). *Геоморфология*. Т. 53. № 3. С. 107–116.
<https://doi.org/10.31857/S0435428122030075>
- Опорные инженерно-геологические разрезы лёсовых пород Северной Евразии. (2008) Под ред. В.Т. Трофимова. М.: КДУ. 315 с.
- Рысков Я.Г., Олейник С.А., Рыскова Е.А., Моргун Е.Г. (2007) Изотопный состав серы сульфатов лёссов

- Предкавказья и смежных территорий как индикатор происхождения солей. *Почвоведение*. № 4. С. 418–427.
- Семиколенных Д.В., Курбанов Р.Н., Янина Т.А. (2023) Ингрессия карангатского моря в Манычскую депрессию (поздний плейстоцен). *Вестник Московского университета. Серия 5. География*. № 6. С. 96–106. <https://doi.org/10.55959/MSU0579-9414.5.78.6.9>
- Сычев Н.В. (2023) Палеогеографические обстановки формирования верхнечетвертичных лёссово-почвенных серий Предкавказья. Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М.: ИГ РАН. 27 с.
- Сычев Н.В., Константинов Е.А., Захаров А.Л. и др. (2022) Новые данные по геохронологии верхнечетвертичных лёссов Терско-Кумской низменности. *Литология и полезные ископаемые*. № 4. С. 386–398. <https://doi.org/10.31857/S0024497X22040073>
- Ударцев В.П., Болиховская Н.С., Вирина Е.И. (1989) Опорные разрезы, хроностратиграфия и палеогеография лёссовых толщ Предкавказской лёссовой области. В сб.: *Инженерная геология лёссовых пород: темы докладов всесоюзного совещания. Ростов-на-Дону. Т. 2*. М.: Изд-во АН СССР. С. 102–103.
- Файннер Ю.Б., Лизогубова Р.Н. (1987) Расчленение отложений лёссовой формации степного Ставрополья и ее корреляция с образованиями перигляциальной зоны Евразии. В сб.: *Инженерно-геологические особенности цикличности лёссов*. М.: Наука. С. 103–109.
- Янина Т.А., Свирч А.А., Курбанов Р.Н. и др. (2017) Опыт датирования плейстоценовых отложений Нижнего Поволжья методом оптически стимулированной люминесценции. *Вестник Московского университета. Серия 5. География*. № 1. С. 20–28.
- Antoine P., Rousseau D.D., Moine O. et al. (2009) Rapid and cyclic aeolian deposition during the Last Glacial in European loess: a high-resolution record from Nussloch, Germany. *Quat. Sci. Rev.* Vol. 28. Iss. 25–26. P. 2955–2973. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2009.08.001>
- Banerjee S.K., Hunt C.P., Liu X.M. (1993) Separation of local signals from the regional paleomonsoon record of the Chinese Loess Plateau: A rock-magnetic approach. *Geophys. Res. Lett.* Vol. 20. Iss. 9. P. 843–846. <https://doi.org/10.1029/93GL00908>
- Blaauw M., Christen J.A. (2011) Flexible paleoclimate age-depth models using an autoregressive gamma process. *Bayesian Analysis*. Vol. 6. No. 3. P. 457–474. <https://doi.org/10.1214/11-BA618>
- Blott S.J., Pye K. (2012) Particle size scales and classification of sediment types based on particle size distributions: Review and recommended procedures. *Sedimentology*. Vol. 59. Iss. 7. P. 2071–2096. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2012.01335.x>
- Bosq M., Kreutzer S., Bertran P. et al. (2023) Last Glacial loess in Europe: luminescence database and chronology of deposition. *Earth Syst. Sci. Data*. Vol. 15. Iss. 10. P. 4689–4711. <https://doi.org/10.5194/essd-15-4689-2023>
- Chen J., Stevens T., Yang T.B. et al. (2022) Revisiting Late Pleistocene Loess Paleosol Sequences in the Azov Sea Region of Russia: Chronostratigraphy and Paleoenviron-mental Record. *Front. Earth Sci.* Vol. 9. 808157. <https://doi.org/10.3389/feart.2021.808157>
- Cosentino N.J., Torre G., Lambert F. et al. (2024) Paleo±Dust: quantifying uncertainty in paleo-dust deposition across archive types. *Earth Syst. Sci. Data*. Vol. 16. Iss. 2. P. 941–959. <https://doi.org/10.5194/essd-16-941-2024>
- Fenn K., Prud'Homme C. (2022) Dust deposits: loess. *Treatise on Geomorphology*. Vol. 7. P. 320–365. <https://doi.org/10.3389/feart.2021.808157>
- Fick S.E., Hijmans R.J. (2017) WorldClim 2: new 1 km spatial resolution climate surfaces for global land areas. *Int. J. of Climatology*. Vol. 37. Iss. 12. P. 4237–4492. <https://doi.org/10.1002/joc.5086>
- Frechen M., Oches E.A., Kohfeld K.E. (2003) Loess in Europe—mass accumulation rates during the Last Glacial Period. *Quat. Sci. Rev.* Vol. 22. Iss. 18–19. P. 1835–1857. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(03\)00183-5](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(03)00183-5)
- Heller F., Liu T. (1984) Magnetism of Chinese loess deposits. *Geophys. J. Int.* Vol. 77. Iss. 1. P. 125–141. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1984.tb01928.x>
- Kukla G., An Z. (1987) Loess stratigraphy in central China. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* Vol. 72. P. 203–225. [https://doi.org/10.1016/0031-0182\(89\)90143-0](https://doi.org/10.1016/0031-0182(89)90143-0)
- Laag C., Lagroix F., Kreutzer S. et al. (2023) Measuring and evaluating colorimetric properties of samples from loess-paleosol sequences. *MethodsX*. Vol. 10. 102159. <https://doi.org/10.1016/j.mex.2023.102159>
- Liang Y., Yang T.B., Velichko A.A. et al. (2016) Paleoclimatic record from Chumbur-Kosa section in Sea of Azov region since marine isotope stage 11. *J. of Mountain Sci.* Vol. 13. P. 985–999. <https://doi.org/10.1007/s11629-015-3738-9>
- Lisiecki L.E., Raymo M.E. (2005) A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records. *Paleoceanography*. Vol. 20. Iss. 1. P. 1–17. <https://doi.org/10.1029/2004PA001071>
- Maher B., Thompson R., Liu X. et al. (1994) Pedogenesis and paleoclimate: interpretation of the magnetic susceptibility record of Chinese loess-paleosol sequences: comment. *Geology*. Vol. 22. No. 9. P. 857–857. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1994\)022<0857:PAPIOT>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1994)022<0857:PAPIOT>2.3.CO;2)
- Maher B.A. (1998) Magnetic properties of modern soils and Quaternary loessic paleosols: paleoclimatic implications. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* Vol. 137. Iss. 1–2. P. 25–54. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(97\)00103-X](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(97)00103-X)
- Maher B.A., Prospero J.M., Mackie D. et al. (2010) Global connections between aeolian dust, climate and ocean biogeochemistry at the present day and at the last glacial maximum. *Earth-Sci. Rev.* Vol. 99. Iss. 1–2. P. 61–97. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2009.12.001>
- Makeev A., Lebedeva M., Kaganova A. et al. (2021) Pedosedimentary Environments in the Caspian Lowland during MIS5 (Srednaya Akhtuba Reference Section, Russia). *Quat. Int.* Vol. 590. P. 164–180. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2021.03.015>
- Marković S.B., Stevens T., Mason J. et al. (2018) Loess correlations between myth and reality. *Palaeogeogr., Palaeo-*

- climatol., Palaeoecol.* Vol. 509. P. 4–23.
<https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2009.12.001>
- Mazneva E., Konstantinov E., Zakharov A. et al. (2021) Middle and Late Pleistocene loess of the Western Ciscaucasia: Stratigraphy, lithology and composition. *Quat. Int.* Vol. 590. P. 146–163.
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2020.11.039>
- Panin P.G., Timireva S.N., Morozova T.D. et al. (2018) Morphology and micromorphology of the loess-paleosol sequences in the south of the East European plain (MIS1 – MIS17). *Catena*. Vol. 168. P. 79–101.
<https://doi.org/10.1016/j.catena.2018.01.032>
- Panin P., Kalinin P., Filippova K. et al. (2023) Paleo-pedological record in loess deposits in the south of the East European plain, based on Beglitsa-2017 section study. *Geoderma*. Vol. 437. 116567.
<https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2023.116567>
- Perić Z.M., Stevens T., Obreht I. et al. (2022) Detailed luminescence dating of dust mass accumulation rates over the last two glacial-interglacial cycles from the Irig loess-paleosol sequence, Carpathian Basin. *Global and Planetary Change*. Vol. 215. 103895.
<https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2022.103895>
- Pye K. (1995) The nature, origin and accumulation of loess. *Quat. Sci. Rev.* Vol. 14. Iss. 7–8. P. 653–667.
[https://doi.org/10.1016/0277-3791\(95\)00047-X](https://doi.org/10.1016/0277-3791(95)00047-X)
- Simonsen M.F., Baccolo G., Blunier T. et al. (2019) East Greenland ice core dust record reveals timing of Greenland ice sheet advance and retreat. *Nat. Commun.* Vol. 10. 4494.
<https://doi.org/10.1038/s41467-019-12546-2>
- Sprafke T., Schulte P., Meyer-Heintze S. et al. (2020) Palaeoenvironments from robust loess stratigraphy using high-resolution color and grain-size data of the last glacial Krems-Wachtberg record (NE Austria). *Quat. Sci. Rev.* Vol. 248. 106602.
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2020.106602>
- Thiel C., Buylaert J.P., Murray A. et al. (2011) Luminescence dating of the Stratzing loess profile (Austria) – testing the potential of an elevated temperature post-IR IRSL protocol. *Quat. Int.* Vol. 234. Iss. 1–2. P. 23–31.
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2010.05.018>
- Velichko A.A., Morozova T.D. (2010) Basic features of Late Pleistocene soil formation in the East European Plain and their paleogeographic interpretation. *Eurasian Soil Sci.* Vol. 43. P. 1535–1546.
<https://doi.org/10.1134/S1064229310130120>
- Virina E.I., Faustov S.S., Heller F. (2000) Magnetism of loess-paleosol formations in relation to soil-forming and sedimentary processes. *Phys. Chem. Earth. Part A: Solid Earth and Geodesy*. Vol. 25. Iss. 5. P. 475–478.
[https://doi.org/10.1016/S1464-1895\(00\)00073-9](https://doi.org/10.1016/S1464-1895(00)00073-9)

THE LOESS-SOIL SEQUENCE OF THE CENTRAL CISCAUCASIA: CHRONOSTRATIGRAPHY, COMPOSITION, AND SEDIMENTATION CONDITIONS DURING THE LATE NEOPLEISTOCENE³

N. V. Sychev^{a, #}, E. A. Konstantinov^a, and A. L. Zakharov^a

^a Institute of Geography RAS, Moscow, Russia

E-mail: nvsychev25@igras.ru

The study presents the results of sedimentological investigation of the core recovered from the Pervomayskaya-1 (Pm-1) borehole, which revealed the most complete structure of the upland loess-soil series (LSS) in the central Pre-Caucasus. The borehole reached a depth of 13.8 m. Luminescence dating for two samples from the core yielded ages of 62 ± 3 and 102 ± 7 thousand years, attributing the entire studied sequence to the Upper Neopleistocene. Lithostratigraphic units were identified based on macroscopic core examination and geochemical analyses. The Mezin pedocomplex (13.8–9.1 m, MIS 5) consisting of three paleosols was identified at the base of the section. Above it lies a horizon of Valdai loess (9.1–1.2 m, MIS 4–2) of substantial thickness with weak signs of interstadial pedogenesis in its middle part. The section is capped by a Holocene chernozem (1.2–0.0 m, MIS 1) showing signs of anthropogenic transformation in its upper profile. The LSS structure revealed in the Pm-1 core shows stratigraphic unity with previously dated reference sections and boreholes of the Pre-Caucasus LSS: Beglitsa (Bg), Vorontsovka-4 (V-4), Sladkaya Balka-1 (Sb-1), and Otkaznoye-20 (Ot-20). Moreover, the Pm-1 column fits within the main trend of increasing loess thickness and grain size from west to east across the Pre-Caucasus. For the Pm-1 and Ot-20 columns, consistent variations in magnetic susceptibility and grain size were identified. Using these consistent variations as chronostratigraphic markers allowed for a more detailed depth-age model for Pm-1. Based on this model, estimates of loess accumulation rates for the Late Neopleistocene and Holocene were calculated: maximum rates (15.9–17.5 cm/thousand years) correspond to the interval of 36–16 thousand years ago; elevated rates (11.4–12.5 cm/thousand years) align with the interval

³ For citation: Sychev N. V., Konstantinov E. A., and Zakharov A. L. (2025) The loess-soil sequence of the Central Ciscaucasia: chronostratigraphy, composition, and sedimentation conditions during the Late Neopleistocene. *Geomorfologiya i Paleogeografiya*. Vol. 56. No. 2. P. 323–340 (in Russ). <https://doi.org/10.31857/S2949178925020108>; <https://elibrary.ru/GQIXZR>

of 80–40 thousand years ago; low rates (9.1–10.4 cm/thousand years) were recorded in the interval of 128–81 thousand years ago; minimal rates (6.0–6.6 cm/thousand years) correspond to the interval of 13–5 thousand years ago. The intensity of loess accumulation in Pm-1 shows consistency with the most complete LSSs of Eastern Europe, as well as with the mineral dust concentration in Greenland ice core NGRIP.

Keywords: mineral dust; geological correlation; luminescence dating; age modeling; sedimentation rates

ACKNOWLEDGMENTS

Laboratory and analytical studies were carried out with funds from the Russian Science Foundation Project No. 21-77-10104. Field research was carried out within the framework of the State Budget of the Institute of Geography of the Russian Academy of Sciences No. FMWS-2024-0003. The team of authors expresses gratitude to N. T. Tkach, E. A. Mazneva for invaluable assistance in conducting field work.

REFERENCES

- Antoine P., Rousseau D.D., Moine O. et al. (2009) Rapid and cyclic aeolian deposition during the Last Glacial in European loess: a high-resolution record from Nussloch, Germany. *Quat. Sci. Rev.* Vol. 28. Iss. 25–26. P. 2955–2973. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2009.08.001>
- Balaev L.G., Tsarev P.V. (1964) Lessovye porody Tsentral'nogo i Vostochnogo Predkavkazya (Loess rocks of the Central and Eastern Ciscaucasia.) Moscow: Nauka (Publ.). 246 p. (in Russ).
- Banerjee S.K., Hunt C.P., Liu X.M. (1993) Separation of local signals from the regional paleomonsoon record of the Chinese Loess Plateau: A rock-magnetic approach. *Geophys. Res. Lett.* Vol. 20. Iss. 9. P. 843–846. <https://doi.org/10.1029/93GL00908>
- Blaauw M., Christen J.A. (2011) Flexible paleoclimate age-depth models using an autoregressive gamma process. *Bayesian Analysis*. Vol. 6. No. 3. P. 457–474. <https://doi.org/10.1214/11-BA618>
- Blott S.J., Pye K. (2012) Particle size scales and classification of sediment types based on particle size distributions: Review and recommended procedures. *Sedimentology*. Vol. 59. Iss. 7. P. 2071–2096. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2012.01335.x>
- Bolikhovskaya N.S. (1995) Evolyutsiya lessovo-pochvennoi formatsii Severnoi Evrazii (Evolution of the loess-soil formation of Northern Eurasia) Moscow: MGU (Publ.). 270 p. (in Russ).
- Bosq M., Kreutzer S., Bertran P. et al. (2023) Last Glacial loess in Europe: luminescence database and chronology of deposition. *Earth Syst. Sci. Data*. Vol. 15. Iss. 10. P. 4689–4711. <https://doi.org/10.5194/essd-15-4689-2023>
- Chen J., Stevens T., Yang T.B. et al. (2022) Revisiting Late Pleistocene Loess Paleosol Sequences in the Azov Sea Region of Russia: Chronostratigraphy and Paleoenvironmental Record. *Front. Earth Sci.* Vol. 9. 808157. <https://doi.org/10.3389/feart.2021.808157>
- Cosentino N.J., Torre G., Lambert F. et al. (2024) Paleo±Dust: quantifying uncertainty in paleo-dust deposition across archive types. *Earth Syst. Sci. Data*. Vol. 16. Iss. 2. P. 941–959. <https://doi.org/10.5194/essd-16-941-2024>
- Fainer Yu.B., Lizogubova R.N. (1987) Dissection of loess formation deposits of the steppe Stavropol region and its correlation with formations of the periglacial zone of Eurasia. In: *Inzhenerno-geologicheskie osobennosti tsiklichnosti lessov*. Moscow: Nauka (Publ.). P. 103–109. (in Russ).
- Fenn K., Prud'Homme C. (2022) Dust deposits: loess. *Treatise on Geomorphology*. Vol. 7. P. 320–365. <https://doi.org/10.3389/feart.2021.808157>
- Fick S.E., Hijmans R.J. (2017) WorldClim 2: new 1km spatial resolution climate surfaces for global land areas. *Int. J. of Climatology*. Vol. 37. Iss. 12. P. 4237–4492. <https://doi.org/10.1002/joc.5086>
- Frechen M., Oches E.A., Kohfeld K.E. (2003) Loess in Europe—mass accumulation rates during the Last Glacial Period. *Quat. Sci. Rev.* Vol. 22. Iss. 18–19. P. 1835–1857. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(03\)00183-5](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(03)00183-5)
- Galai B.F. (1992) Litogenet i prosadochnost' eolovykh lessov (na primere Tsentral'nogo Predkavkaz'ya) [Lithogenesis and subsidence of aeolian loess (on the example of Central Ciscaucasia)]. D. Sc. thesis. Moscow: MGU 38 p. (in Russ).
- Galai B.F., Serbin V.V., Plakhtyukova V.S., Galai O.B. (2016) Genetic analysis of cover loams in Stavropol. *Nauka. Innovatsii. Tekhnologii*. No. 1. P. 93–106. (in Russ).
- Heller F., Liu T. (1984) Magnetism of Chinese loess deposits. *Geophys. J. Int.* Vol. 77. Iss. 1. P. 125–141. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1984.tb01928.x>
- Konstantinov E.A., Mazneva E.A., Sychev N.V. et al. (2022a) Variability in the structure and composition of the Upper Quaternary loess of Ciscaucasia (south of the European part of Russia). *Geomorfologiya*. Vol. 53. No. 3. P. 107–116. <https://doi.org/10.31857/S0435428122030075>
- Konstantinov E.A., Zakharov A.L., Sychev N.V. et al. (2022b) Loess Accumulation in the Southern Part of European Russia at the End of the Quaternary Period. *Herald Russ. Acad. Sci.* Vol. 92. P. 342–351. <https://doi.org/10.1134/S1019331622030108>
- Konstantinov E.A., Zakharov A.L., Selezneva E.V., Filippova K.G. (2023) Morphometric analysis of the large enclosed depression of the Southern East European plain. *Geomorfologiya i Paleogeografiya*. Vol. 54. No. 1. P. 99–111 (in Russ). <https://doi.org/10.31857/S2949178923010073>
- Kukla G., An Z. (1987) Loess stratigraphy in central China. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* Vol. 72. P. 203–225. [https://doi.org/10.1016/0031-0182\(89\)90143-0](https://doi.org/10.1016/0031-0182(89)90143-0)
- Laag C., Lagroix F., Kreutzer S. et al. (2023) Measuring and evaluating colorimetric properties of samples from loess-paleosol sequences. *MethodsX*. Vol. 10. 102159. <https://doi.org/10.1016/j.mex.2023.102159>

- Liang Y., Yang T.B., Velichko A.A. et al. (2016) Paleoclimatic record from Chumbur-Kosa section in Sea of Azov region since marine isotope stage 11. *J. of Mountain Sci.* Vol. 13. P. 985–999.
<https://doi.org/10.1007/s11629-015-3738-9>
- Lisiecki L.E., Raymo M.E. (2005) A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records. *Paleoceanography*. Vol. 20. Iss. 1. P. 1–17.
<https://doi.org/10.1029/2004PA001071>
- Maher B.A. (1998) Magnetic properties of modern soils and Quaternary loessic paleosols: paleoclimatic implications. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* Vol. 137. Iss. 1–2. P. 25–54.
[https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(97\)00103-X](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(97)00103-X)
- Maher B.A., Prospero J.M., Mackie D. et al. (2010) Global connections between aeolian dust, climate and ocean biogeochemistry at the present day and at the last glacial maximum. *Earth-Sci. Rev.* Vol. 99. Iss. 1–2. P. 61–97.
<https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2009.12.001>
- Maher B., Thompson R., Liu X. et al. (1994) Pedogenesis and paleoclimate: interpretation of the magnetic susceptibility record of Chinese loess-paleosol sequences: comment. *Geology*. Vol. 22. No. 9. P. 857–857.
[https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1994\)022<0857:PAPIOT>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1994)022<0857:PAPIOT>2.3.CO;2)
- Makeev A., Lebedeva M., Kaganova A. et al. (2021) Pedosedimentary Environments in the Caspian Lowland during MIS5 (Srednaya Akhtuba Reference Section, Russia). *Quat. Int.* Vol. 590. P. 164–180.
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2021.03.015>
- Marković S.B., Stevens T., Mason J. et al. (2018) Loess correlations between myth and reality. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* Vol. 509. P. 4–23.
<https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2009.12.001>
- Mazneva E., Konstantinov E., Zakharov A. et al. (2021) Middle and Late Pleistocene loess of the Western Ciscaucasia: Stratigraphy, lithology and composition. *Quat. Int.* Vol. 590. P. 146–163.
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2020.11.039>
- Panin P., Kalinin P., Filippova K. et al. (2023) Paleo-pedological record in loess deposits in the south of the East European plain, based on Beglitsa-2017 section study. *Geoderma*. Vol. 437. 116567.
<https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2023.116567>
- Panin P.G., Timireva S.N., Morozova T.D. et al. (2018) Morphology and micromorphology of the loess-paleosol sequences in the south of the East European plain (MIS 1 – MIS 17). *Catena*. Vol. 168. P. 79–101.
<https://doi.org/10.1016/j.catena.2018.01.032>
- Perić Z.M., Stevens T., Obreht I. et al. (2022) Detailed luminescence dating of dust mass accumulation rates over the last two glacial-interglacial cycles from the Irig loess-paleosol sequence, Carpathian Basin. *Global and Planetary Change*. Vol. 215. 103895.
<https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2022.103895>
- Pye K. (1995) The nature, origin and accumulation of loess. *Quat. Sci. Rev.* Vol. 14. Iss. 7–8. P. 653–667.
[https://doi.org/10.1016/0277-3791\(95\)00047-X](https://doi.org/10.1016/0277-3791(95)00047-X)
- Ryskov Ya.G., Oleinik S.A., Ryskova E.A., Morgun E.G. (2007) Isotopic composition of sulfur in loess sulfates in Ciscaucasia and adjacent territories as an indicator of the origin of salts. *Pochvovedeniye*. No. 4. P. 418–427. (in Russ.).
- Semikolennykh D.V., Kurbanov R.N., Yanina T.A. (2023) Ingression of the Karangatian Sea into the Manych depression (late Pleistocene). *Vestnik Moskovskogo universiteta. Seriya 5. Geografiya*. No. 6. P. 96–106 (in Russ.).
<https://doi.org/10.55959/MSU0579-9414.5.78.6.9>
- Simonsen M.F., Baccolo G., Blunier T. et al. (2019) East Greenland ice core dust record reveals timing of Greenland ice sheet advance and retreat. *Nat. Commun.* Vol. 10. 4494. <https://doi.org/10.1038/s41467-019-12546-2>
- Sprafke T., Schulte P., Meyer-Heintze S. et al. (2020) Palaeoenvironments from robust loess stratigraphy using high-resolution color and grain-size data of the last glacial Krems-Wachtberg record (NE Austria). *Quat. Sci. Rev.* Vol. 248. 106602.
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2020.106602>
- Sychev N.V. (2023) Paleogeograficheskie obstanovki formirovaniya verkhnechetvertichnykh lessovo-pochvennykh serii Predkavkaz'ya. (Paleogeographical settings for the formation of the Upper Quaternary loess-soil series of Ciscaucasia). Phd thesis. Moscow: IG RAN (Publ.). 27 p. (in Russ.).
- Sychev N.V., Konstantinov E.A., Zakharov A.L. et al. (2022) New data on geochronology of the Upper Quaternary loess-soil series in the Terek–Kuma Lowland. *Lithology and mineral resources*. No. 4. P. 336–347.
<https://doi.org/10.1134/S0024490222040071>
- Thiel C., Buylaert J.P., Murray A. et al. (2011) Luminescence dating of the Stratzing loess profile (Austria) – testing the potential of an elevated temperature post-IR IRSL protocol. *Quat. Int.* Vol. 234. Iss. 1–2. P. 23–31.
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2010.05.018>
- Trofimov V.T. (Ed.) (2008) Opornye inzhenerno-geologicheskie razrezy lessovykh porod Severoi Evrazii. (Reference engineering-geological sections of loess rocks of Northern Eurasia). Moscow: KDU (Publ.). 315 p. (in Russ.).
- Udartsev V.P., Bolikhovskaya N.S., Virina E.I. (1989) Reference sections, chronostratigraphy and paleogeography of loess strata of the Cis-Caucasian loess region. In: *Inzhenernaya geologiya lessovykh porod: tezisy dokladov vsesoyuznogo soveshchaniya. Rostov-na-Donu, 1989* g. Vol. 2. Moscow: AN SSSR (Publ.). P. 102–103. (in Russ.).
- Urusevskaya I.S. (Ed.) (2009) Karta pochvenno-ekologicheskogo raionirovaniya Rossiiskoi Federatsii masshtaba 1:8000 000. Tsifrovaya versiya – <https://soil-db.ru/map?name=eco>. (Map of soil-ecological zoning of the Russian Federation at a scale of 1:8000 000. Digital version – <https://soil-db.ru/map?name=eco>).
- Velichko A.A., Borisova O.K., Zakharov A.L. et al. (2017) Landscape Changes in the Southern Russian Plain in the Late Pleistocene: A Case Study of the Loess-Soil Sequence in the Azov Sea Region. *Izvestiya Rossiiskoi akademii nauk. Seriya geograficheskaya*. No. 1. P. 74–83 (in Russ.).
<https://doi.org/10.15356/0373-2444-2017-1-74-83>

- Velichko A.A., Morozova T.D. (2010) Basic features of Late Pleistocene soil formation in the East European Plain and their paleogeographic interpretation. *Eurasian Soil Sci.* Vol. 43. P. 1535–1546.
<https://doi.org/10.1134/S1064229310130120>
- Velichko A.A., Morozova T.D., Borisova O.K. et al. (2012) Development of the steppe zone in Southern Russia based on the reconstruction from the loess-soil formation in the Don-Azov Region. *Dokl. Earth Sci.* Vol. 445. No. 2. P. 999–1002.
<https://doi.org/10.1134/S1028334X12080107>
- Virina E.I., Faustov S.S., Heller F. (2000) Magnetism of loess-palaeosol formations in relation to soil-forming and sedimentary processes. *Phys. Chem. Earth. Part A: Solid Earth and Geodesy.* Vol. 25. Iss. 5. P. 475–478.
[https://doi.org/10.1016/S1464-1895\(00\)00073-9](https://doi.org/10.1016/S1464-1895(00)00073-9)
- Yanina T.A., Svitoch A.A., Kurbanov R.N. et al. (2017) Aleogeographic analysis of the results of optically stimulated luminescence dating of Pleistocene deposits of the Lower Volga Area. *Vestnik Moskovskogo universiteta. Seriya 5. Geografiya.* No. 1. P. 20–28. (in Russ.).
- Zakharov A.L., Konstantinov E.A. (2019) Structure of Large Flat-Bottom Depressions on Loess Interfluves of Eastern Azov Region (on the Example of “Chervonaya Pad”). *Izvestiya Rossiiskoi akademii nauk. Seriya geograficheskaya.* No. 4. P. 85–96 (in Russ.).
<https://doi.org/10.31857/S2587-55662019485-96>