ПОЧВОВЕДЕНИЕ, 2024, № 1, с. 52–64

ПАЛЕОПОЧВОВЕДЕНИЕ

УДК 631.4

МИНЕРАЛОГИЯ И МАГНИТНЫЕ СВОЙСТВА ЛЁССОВО-ПОЧВЕННОЙ ФОРМАЦИИ КАК ОТРАЖЕНИЕ ЛАНДШАФТНО-КЛИМАТИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ НА ТЕРРИТОРИИ ТЕРСКО-КУМСКОЙ НИЗМЕННОСТИ В ПЛЕЙСТОЦЕНЕ

© 2024 г. А. О. Алексеев[a], * (ORCID: 0000-0001-5158-4454), Т. В. Алексеева[a] (ORCID: 0000-0002-3880-2573)

[a]Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН, ул. Институтская, 2, Пущино, Московской области, 142290 Россия

**e-mail: alekseev@issp.psn.ru*

Поступила в редакцию 16.06.2023 г.
После доработки 08.08.2023 г.
Принята к публикации 17.08.2023 г.

Проведено детальное минералогическое и геохимическое исследование опорного разреза “Отказное”, представляющего лёссово-почвенный комплекс, приуроченный к Терско-Кумской равнине. Разрез сохраняет детальную запись истории развития региона в плейстоцене. Мощность отложений достигает 140 м, а возраст может превышать 800 тыс. лет. Одна из основных задач работы состояла в демонстрации возможностей комплекса методов измерения магнетизма окружающей среды в сочетании с мессбауэровской спектроскопией, минералогическими и геохимическими методами для проведения палеогеографических реконструкций природной среды и условий осадконакопления. Обнаруженные изменения магнитных свойств для опорного разреза “Отказное” свидетельствуют о высокой чувствительности минералов железа к изменяющимся климатическим условиям при почвообразовании и условиям осадконакопления. Почвенные горизонты характеризуются повышенным содержанием ферримагнетиков. Отмечается существенное увеличение ферримагнитного вклада в палеопочвенных горизонтах (ПП), где он достигает 80% от полной магнитной восприимчивости по сравнению с лёссовыми горизонтами. На основе распределения групп глинистых минералов по глубине изученного разреза выделяется до шести уровней развития палеопочв. Степень выраженности изменений минерального состава в них различна. Важный момент – присутствие хлоритов в палепочвенных горизонтах, что, вероятно, может объясняться эродированностью наиболее выветрелой кровли ПП. Заметный прирост содержания смектитовой фазы в ПП горизонтах свидетельствует о достаточной длительности почвообразования. Полученные результаты по изменению магнитной восприимчивости и глинистой минералогии ярко фиксируют ПП, также уверено выделяются микулинское межледниковье (MIS5) и межстадиал днепровского ледникового горизонта (MIS6) к которому относится слабовыраженная брянская палеопочва. Полученные результаты изменения вещественного состава лёссово-почвенного комплекса подтверждает стратиграфические построения. На основании количественных показателей (совокупности магнитных, минералогических, и геохимических параметров) для почвенно-лёссовых комплексов территории Терско-Кумской равнины реконструирована динамика климатических условий, и подтвержден тренд постепенной аридизации климата в течение плейстоцена. Эпохи межледниковий, когда формировались почвенные комплексы, характеризовались повышенной по сравнению с этапами оледенений гумидностью климата с максимумом индекса аридности IDM = 35 (годовые осадки до 700 мм) для инжавинского педокомплекса (ПК4).

Ключевые слова: магнитная минералогия почв, глинистые минералы, оксиды железа, мессбауэровская спектроскопия, палеореконструкции

DOI: 10.31857/S0032180X24010053, **EDN:** ZLRFNW

ВВЕДЕНИЕ

Изучение лёссово-почвенных последовательностей многих лёссовых провинций Евразии дает богатый материал для палеогеографических реконструкций. Лёссово-почвенные последовательности фиксируют палеоклиматические и палеоэкологические изменения в четвертичном периоде. Лёссовые породы являются одним из наиболее широко распространенных типов континентальных четвертичных образований. По мнению ряда авторов [9, 17], одним из ведущих методов исследования лёссово-почвенных формаций является палеопедологический. Несмотря на большие достижения палеопедологии в палеогеографии плейстоцена, ее использование в качестве автономного хроностратиграфического метода может привести к серьезным ошибкам не только в хроностратиграфических, но и в палеогеографических построениях [6, 9–13, 15, 17]. Необходим системный подход, заключающийся в использовании обширного комплекса методов, включающих в себя кроме описания строения толщ и отдельных горизонтов, их минералогический, химический, гранулометрический и др. анализы. Состояние минеральных компонентов разновозрастных отложений относится к числу важнейших диагностических параметров динамики условий лёссо- и почвообразования. На протяжении геологической истории ландшафтов, колебания климата влекут за собой изменения в соотношении скоростей выветривания, что в свою очередь отражается в направленности литогенеза и почвообразовательного процесса. Исследование магнитных свойств, минералогического и химического составов лёссово-почвенных комплексов является одним из ключей к решению таких важных проблем геологии четвертичного периода, как генезис лёссовых пород, их стратиграфия, а также имеет принципиальное значение для климатостратиграфических построений и корреляций геологических событий в разных ландшафтно-климатических зонах [15].

Магнитные свойства почв являются важным архивом климатических условий и одним из показателей, широко используемых в палеоэкологических исследованиях для реконструкции уровня атмосферных осадков в различные исторические и геологические эпохи [26, 27, 29, 31–34, 36, 37, 39, 40, 48]. Формирующаяся в почве более высокая магнитная восприимчивость по сравнению с исходным материалом объясняется новообразованием магнитных железосодержащих минералов, которые считаются специфическим результатом почвообразовательного процесса. Наблюдаемое “магнитное усиление” связано с зависимым от климата образованием и накоплением в почвах в первую очередь магнетита и маггемита. Однако следует учитывать и другие оксиды и оксигидроксиды железа, которые более важны с точки зрения общего объема минералов железа в почвах. Магнитные свойства осадочных пород, указывающие на состав, концентрацию и размеры зерен магнитных минералов – это параметры, которые используются не только для представления о палеоклиматических изменениях, выявленных по лёссово-почвенным последовательностям, но позволяют провести более точные стратиграфические построения. Несмотря на широкое использование в палеопочвенных исследованиях параметра магнитной восприимчивости, следует отметить, что измерения магнитной восприимчивости обычно являются лишь первым шагом в определении магнитных свойств любого образца. Для того, чтобы выяснить природу магнитных минералов, концентрацию и размеры зерен в образце требуется ряд дополнительных магнитных экспериментов, в идеале дополненных независимым минералогическим анализом репрезентативных образцов [2, 5, 41–44].

Лёссы Предкавказья – наиболее распространенный и полный континентальный палеогеографический архив плейстоцена на юге европейской части России. Лёссовые отложения покрывают почти сплошным чехлом пространство от Азовского моря до Прикаспийской низменности [6, 7, 9, 22]. В настоящем исследовании были изучены разновозрастные плейстоценовые лёссово-почвенные комплексы, приуроченные в Терско-Кумской равнине (опорный разрез “Отказное”). Разрез представляет собой детальную запись истории развития региона в плейстоцене. Мощность отложений достигает до 100–140 м, возраст может превышать 800 тыс. лет [6, 8, 18, 22]

Одна из основных задач работы состояла в демонстрации возможностей магнитных, минералогических и геохимических исследований для проведения палеогеографических реконструкций природной среды, анализа вещественного состава отложений и условий осадконакопления в плейстоцене.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Район опорного разреза “Отказное” относится к Терско-Кумской равнине, занимающей промежуточное положение между двумя крупными геолого-структурными областями Предкавказья – Ставропольским поднятием на западе и Каспийской впадиной на востоке. Морфологически она представляет собой относительно возвышенную равнину, полого наклоненную на восток. Абсолютные отметки территории изменяются от 156 до 246 м. Разрез расположен в долине р. Кумы и на ее водоразделах с реками Мокрый Карамык и Горькая Балка. На правобережье выделено два лёссовых комплекса общей мощностью около 140 м, которые с размывом перекрывают морские акчагыльские отложения. Нижний комплекс представлен пачкой

аллювиально-пойменных отложений и лёссово-почвенной серией, включающей три горизонта буро-коричневых палеопочв, разделенных деградированными, в настоящее время обводненными, суглинками.

В 1986 г. в районе с. Отказное в Ставропольском крае (координаты 44°17′54″ N, 43°52′02″E) были проведены масштабные исследовательские и буровые работы коллективом специалистов из ПНИИИС Госстроя РСФСР (“Производственный и научно-исследовательский институт по инженерным изысканиям в строительстве”) (Я.Е. Шаевич), МГУ им. М. В. Ломоносова (А.В. Минервин, Н.С. Болиховская), ИГАН СССР (А.А. Величко, В.П. Ударцев, Т.Д. Морозова), Северо-Кавказского отделения ПНИИИС (Б.Ф. Галай). Образцы кернов, полученные при бурении скважин опорного разреза в 1989 г., для исследования и анализа в настоящей работе были отобраны с шагом 0.25 м в кернохранилище СКО ПНИИС при содействии Б.Ф. Галая.

Наибольший практический интерес представляет верхний комплекс, мощностью около 90 м, который включает 9 циклитов, содержащих до 26 лёссовых и почвенных горизонтов. Палеомагнитные исследования лёссово-почвенные отложений в регионе начались в 1980-х гг. и были включены в региональную педостратиграфическую схему [7, 8, 28]. Положение границы Матуяма/Брюнхес в разрезе “Отказное” было определено на глубине 75 м (~780 тыс.л.н.). Эпизод Джерамило (~900 тыс.л.н.) в хронике Матуайма был определен в интервале 103–113 м. Граница эпох Матуяма–Брюнес (0.78 млн лет) приурочена к самому нижнему горизонту лёсса и проходит на глубине около 80 м от дневной поверхности [22].

В изученных разрезах Терско-Кумской равнины представлены пять региональных комплексов ископаемых почв (снизу вверх): воронский (ПК5, ПК6), инжавинский (ПК4) MIS10, каменский (ПК3) MIS9, роменский (ПК2) MIS7 и мезинский (ПК1) MIS5 и 5 горизонтов лёссов: коростылевский, борисоглебский, орчикский, днепровский и валдайский [16, 45].

Палинологическое изучение лёссовой толщи в районе с. Отказное обнаружило следующее. Формирование горизонтов типичных лёссов происходило в открытых перигляциальных степных и полупустынных ландшафтах, а также в зоне развития как перигляциальных редкостойных березовых и сосново-березовых лесов, так и межледниковых парковых дубовых и грабинниковых лесов на протяжении ледниковых эпох, и похолоданий межледниковых эпох. Ископаемые почвы сформировались вовремя межледниковий, межстадиалов стадий оледенений [6, 28]. Привязка данных, полученных в настоящей работе, выполнена к стратиграфическим уровням, используемым Болиховской [28] (рис. 1).

Разрез нижнего плейстоцена представлен серией маломощных палеопочв, сложенных темно-бурыми тяжелыми суглинками или глинами с большим количеством зерен карбонатных пород пылеватого размера, мощностью от 0.5–1.5 м и тремя педокомплексами (балашовский, ржаксенский и воронский), сложенными суглинками средними и тяжелыми, мощностью 3.6–3.8 м. Лёссовые горизонты мощностью 2–10 м представлены суглинками средними и легкими, светло-коричневыми, палевыми [22].

Средним плейстоценом датируется мощная часть разреза, в которой выделяются три педокомплекса и три лёссовых горизонта. Инжавинский педокомплекс состоит из двух палеопочв светло-коричневого и коричневого цвета с большим содержанием карбонатов в иллювиальной части (2.0–3.9 м). Каменский педокомплекс состоит из трех палеопочв, представленных средними и тяжелыми суглинками характерного буровато-коричневого цвета. Общая мощность педокомплекса 4–5 м. Роменский педокомплекс мощностью 3.2–4.4 м представлен тремя светло-коричневыми почвами полного профиля с большим содержанием карбонатов. Лёссовые горизонты (борисоглебский, орчикский, днепровский) представлены палевыми легкими суглинками и тяжелыми супесями мощностью до 5–6 м каждый [22].

К верхнему плейстоцену в районе относятся отложения мезинского педокомплекса, брянской палеопочвы и валдайского горизонта лёссов. Мезинский педокомплекс очень хорошо выдержан по площади. Представлен легкими и средними буровато-коричневыми суглинками мощностью от 1.9 до 3.2 м. Брянская почва слабовыраженная залегает на глубине 13.8–14.5 м и представлена легким коричнево-палевым суглинком [18, 22].

В работе использовали комплекс инструментальных методов для получения петрофизических и минералогических характеристик почв. Магнитные свойства почв изучали с использованием следующего оборудования: магнитная восприимчивость (χ) – Kappameter KT-5 (полевые исследования), Kappabridge KLY-2 (лабораторные исследования); частотно-зависимая магнитная восприимчивость (χ_{fd}) – MS-2 Bartington; кривые намагниченности насыщения (IRM) в полях напряженностью до 1 Тл – Molspin магнетометр и Molspin пульсовый намагничиватель; безгистерезисное намагничивание (ARM) – комплекс оборудования Molspin demagnetaser и Molspin magnetometr; полные кривые намагничивания (петли гистерезиса) – вибрационный магнитометр VSM Molspin.

Получаемые магнитные параметры и их информативность [2, 43]:

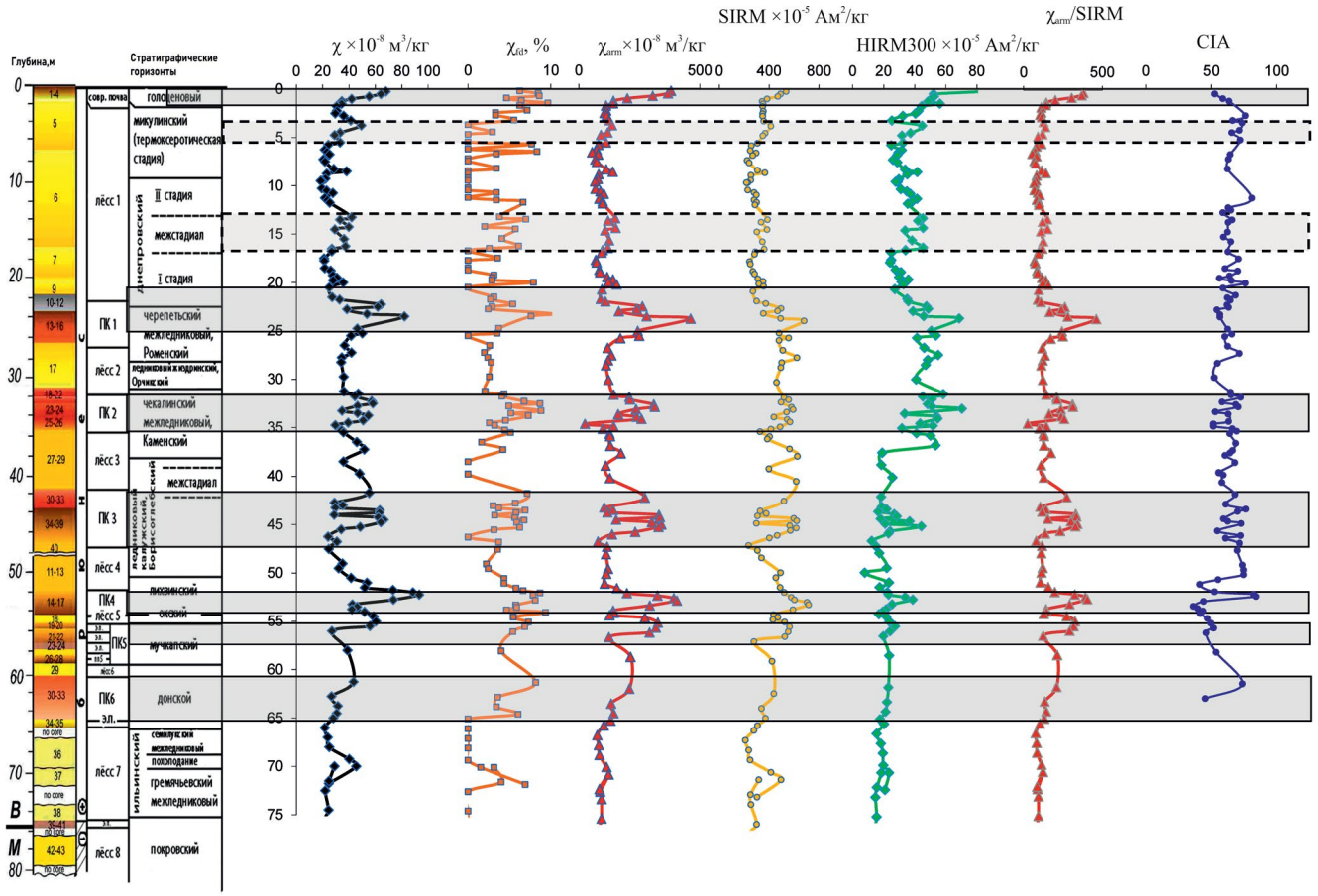

Рис. 1. Строение и климато-стратиграфическая схема по [28] отложений разреза “Отказное” (ПК – почвенный комплекс). Распределения магнитных параметров (χ, $\chi_{fd,}$ χARM, SIRM, HIRM300, χARM/SIRM) и индекса химического выветривания CIA.

χ (×10^{-8} $м^3$/кг) – магнитная восприимчивость (χ или χ_{lf}) – общая концентрация ферримагнетиков или общая концентрация парамагнитных минералов и антиферромагнетиков при малых количествах ферримагнетиков;

χ_{fd}% – частотно-зависимая магнитная восприимчивость. Вычисляется по разнице измерений при разных частотах (для MS2 460 χ_{lf} и 4600 Гц χ_{hf} соответственно). $(\chi_{fd})\% = (\chi_{lf} - \chi_{hf})/\chi_{lf} \times 100$ отражает наличие ферримагнетиков в суперпарамагнитном состоянии. Особенно чувствителен к размеру частиц в интервале 0.015–0.025мкм;

χARM (×10^{-8} $м^3$/кг) – безгистерезисное намагничивание ARM. Максимальное переменное поле, используемое в приборе Molspin demagnetiser для намагничивания –100 мТл с шагом уменьшения магнитного поля за каждый цикл 0.016 мТл, при наложенном на образец постоянном поле подмагничивания (0.08 мТл). Высоко селективно к размеру частиц (0.02–0.4 мкм) ферримагнетиков (магнетит, маггемит). Отражает количество дисперсного магнетита (однодоменных частиц). Параметр чувствителен как к концентрации, так и к размеру ферромагнитных зерен, самый высокий для зерен, близких к границе супердисперсных частиц SP/SD, и самый низкий для крупнозернистых многодоменных (MD) магнитных зерен (например, >5 мкм в магнетите).

SIRM – 10^{-5} $Ам^2$/кг – намагниченность насыщения в поле до 1 Тл. Уровень остаточной намагниченности, который может быть вызван применением “насыщающего” магнитного поля 1 Тл, достаточного для насыщения магнетита, но не гематита или гетита. SIRM является индикатором концентрации магнитных минералов в образце, но также реагирует (хотя и менее чувствительно, чем ARM) на размер магнитных зерен.

IRM100; IRM300 – намагниченность насыщения в полях до 100 и 300 мТл соответственно.

χARM/SIRM (м/А) – отношение отражает изменение в размере частиц магнетиков и позволяет определить относительный размер частиц ферримагнетиков.

IRM_{100}/SIRM – отражает содержание ферримагнетиков (магнетита маггемита;

HIRM300 (SIRM–IRM_{300}) – отражает содержание высоко коэрцитивных минералов (гематита + гетит);

HIRM100мТлaf – параметр (остаточная намагниченность), позволяющий оценить содержание гематита (гетита). Определяется после процедуры, состоящей в намагничивание полем 1 Тл с последующим размагничиванием почвенных образцов на установке Molspin demagnetiser (100 мТл, с шагом уменьшения магнитного поля за каждый цикл 0.016 мТл, при наложенном на образец постоянном поле подмагничивания –0.08 мТл) [42].

Минеральный состав илистой фракции (<2 мкм) образцов лёссов и погребенных почв изучали методом рентгеновской дифрактометрии на дифрактометре ДРОН-3 (CuK_α-излучение, Ni-фильтр, шаг сканирования 0.1° 2θ, время сканирования 10 с). Использовали ориентированные препараты. Для диагностики минералов получали следующий комплекс дифрактограмм: Mg-форма воздушно-сухие; Mg-форма, насыщенные этиленгликолем; Mg-форма, прокаленные до 350 и 550°C; K-форма воздушно-сухие; K-форма, насыщенные этиленгликолем; Li (Грин-Кели)-тест. Для приготовления моноканионных форм илистых фракций использовали 1 М растворы хлоридов соответствующих катионов. Перед насыщением катионами образцы были обработаны 10%-ным раствором H_2O_2 на кипящей водяной бане. Полуколичественную оценку содержания основных групп глинистых минералов в составе илистой фракции осуществляли по методу Бискайя [19]. Анализ состояния соединений железа и их распределения в почвах, илистой фракции проводили на основании данных мёссбауэровской спектроскопии. Мёссбауэровские спектры ^{57}Fe записывали на спектрометре MS-1104Em в диапазоне скоростей –10...+10 мм/с с разрешением в 1024 канала при комнатной температуре и 80 K. Изомерный сдвиг определяли относительно α-Fe. При обработке спектров использовали стандартное программное обеспечение спектрометра Univem MS. Для обработки спектров применяли модели, выбранные с учетом результатов рентгеновской дифрактометрии, химического анализа (XRF). Параметры для минеральных компонентов подбирали в соответствии с литературными данными [5, 46].

Химический состав образцов изучали методом рентгенфлуоресцентного анализа (Spectroscan Makc-GV) по методике измерений массовой доли металлов и оксидов металлов в порошковых пробах. Среднюю пробу измельчали до пудры и помещали в специальную кювету. Стандартная навеска была не менее 200 мг. Количественные калибровки производили с помощью комплекта государственных стандартных образцов состава почв.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Детальная геохимическая характеристика разреза “Отказное” была представлена ранее [16]. В качестве показателя степени выветривания для лёссовых отложений Терско-Кумской впадины Северного Кавказа рассмотрим изменение индекса химического выветривания CIA = $[Al_2O_3/(Al_2O_3 + CaO^* + Na_2O + K_2O)]\times100\%$, ($CaO^*$ – содержание кальция в силикатах) [47]. Невыветрелые породы характеризуются значениями CIA порядка 50 ед., сильновыветрелые – до 100 ед. Показатель CIA для полевых шпатов составляет ~50; для вторичных глинистых минералов и хлорита порядка 100; для иллита и смектита 80–85 ед. Среднее значение показателя CIA для лёссовых пород, формирующих опорный разрез “Отказное”, составляет порядка 64 ед., что соответствует относительно выветрелым, сформированным в умеренных климатических обстановкам отложениям. Используя в качестве критерия для разграничения отложений, формировавшихся в обстановках холодного и теплого (аридного и гумидного) климата, величину коэффициента CIA = 70 ед. [47] можно видеть, что в лёссово-почвенной толще опорного разреза представлено не менее трех групп отложений. В нижней части разреза, к которой относится почвенный комплекс ПК6, фиксируется значение коэффициента CIA порядка 73. Следующим слой, для которого отмечается максимальное значение показателя CIA, соответствует почвенному комплексу ПК4 (лихвинское межледниковью). Значение CIA ≈ 84 указывает на гумидный тип климата, при котором формировались данные отложения. Значения CIA > 70 отмечаются также в отложениях почвенного комплекса 3 (ПК3), который образовался в период калужского похолодания. Выше по разрезу располагаются отложения черепетьевского (роменского) межледниковья с почвенным комплексом ПК1, для которых отмечаются значения коэффициента CIA ≈ 75. Выше по разрезу располагаются отложения, сформированные в эпоху днепровского оледенения. Для первой фазы днепровской стадии днепровского оледенения отмечается значение коэффициента CIA ≈ 70. Однако каких-либо значительных изменений значений коэффициентов выветривания не наблюдается. В целом по разрезу значениям в интервале 55 < CIA < 70 принадлежат лёссовые породы и почвенные комплексы подавляющего числа литостратиграфических единиц опорного разреза “Отказное”. Скорее всего, все эти образования являются отложениями умеренных климатических обстановок.

По магнитным параметрам, представленным на рис. 1, отмечается четкое различие палеопочвенных горизонтов и лёссов. По приросту величины магнитной восприимчивости изученные палеопочвы хорошо выделяются, что связано, в первую очередь, с биоклиматическим фактором формирования

оксидов железа. Максимальные значения магнитной восприимчивости (χ) до 95×10^{-8} м^3/кг характерны для ПК4 горизонтов, в то время как для отложений лёсса они составляют в среднем 20–25×10^{-8}м^3/кг. В нижней части разреза, к которой относится почвенный комплекс ПК6, фиксируется значение (χ) до 50×10^{-8} м^3/кг. Значения χ около 65×10^{-8} м^3/кг отмечаются для отложений каменского педокомплекса ПК3, который образовался в период калужского похолодания. Выше по разрезу располагаются отложения черепетьевского (роменского) межледниковья с мезенским почвенным комплексом ПК1 с (χ) до 82×10^{-8} м^3/кг. Также на профильной кривой магнитной восприимчивости уверено выделяются микулинское межледниковье (MIS5) и межстадиал днепровского ледникового горизонта (MIS6). К последнему относится слабовыраженная брянская палеопочва, которая была выделена на глубине 13–8–14.5 м сотрудниками Института географии РАН при описании кернов [22]. Вариабельность магнитной восприимчивости отражает в первую очередь различие в содержании новообразованных магнитных железосодержащих минералов, являющихся результатом почвообразовательного процесса. Наблюдаемый прирост магнитной восприимчивости связан с зависимым от климата образованием и накоплением в почвенных горизонтах в первую очередь магнетита и маггемита. Этот факт подтверждается анализом данных, полученных с помощью комплекса методов магнитной минералогии (SIRM, χARM, χARM/SIRM; IRM_{100}/SIRM). Параметры магнитных характеристик позволяют отметить, что в палеопочвенных горизонтах возрастает содержание ферримагнетиков, вероятно, магнетита. В то же время содержание гематита (гетита), которое может быть оценено по приросту HIRM300, не фиксирует существенных приростов в почвенных горизонтах. В верхней части разреза до глубины ~40 м сложеной рыхлыми отложениями, в которых общая пористость составляет 40–45%, отмечается существенное увеличение просадочности лёссовых пород [22]. В этой части разреза также фиксируются повышенные значения для HIRM300, отражающего содержание высококоэрцитивных минералов (гематита + гетит) ~ 50 (10^{-5} – 10^{-5} Ам^2/кг), в нижней части разреза до глубины 70 м значения уменьшаются до ~ 20 (10^{-5} – 10^{-5} Ам^2/кг).

Высокие значения χ_{fd} (до 10%) и увеличение χARM в палеопочвенных горизонтах свидетельствуют о наличии ферримагнетиков с размерами частиц в интервале от суперпарамагнитных (SP) до стабильных однодоменных (SD) (0.03–0.1мкм). Значения отношения χARM/SIRM отражают не только размер частиц, но и характер их взаимодействия. Для изверженных и метаморфических пород, содержащих гетит, грейгит, а также большие многодоменные магнитные сферулы, значения этого отношения лежат в интервале 0–0.5 1/мА, для магнетитов, имеющих почвенную природу 0.5–1.5 1/мА, для магнетитов магнитотактических бактерий, формирующих цепочки бактериальных магнетитов 1.5–2 1/мА [40]. Значения этого отношения для палеопочвенных горизонтов лежит в интервале, характерном для почвенных магнетитов.

Компьютерный анализ полных кривых намагничивания (петли гистерезиса), выполненный как для валовых образцов, так и илистых фракций подтверждает, что ферримагнитная составляющая магнитной восприимчивости составляет до 80% от полной магнитной восприимчивости (рис. 2a). Отмечается закономерное увеличение содержания ферримагнитной составляющей в почвенных горизонтах по сравнению с лёссами, где ее доля составляет ~60%. (рис. 3). Максимальные приросты ферримагнитной составляющей в магнитной восприимчивости отмечаются в илистой фракции по сравнению с почвой в целом, что подтверждает почвенную природу формирующегося магнетита.

Мессбауэровские спектры почв в целом и илистой фракции, полученные при комнатной температуре, представляют собой суперпозицию дублетов Fe^{3+} и Fe^{2+} (рис. 2b). На отдельных спектрах образцов илистой фракции отмечаются слабый секстет ($H_{эф}$ ~50.5 Тл), свидетельствующий о присутствии магнитоупорядоченной фазы.

Существенная часть Fe^{3+} в илистой фракции почв содержится в составе высокодисперсных гидрооксидов в суперпарамагнитном состоянии и слабо окристаллизованных формах (до 25–30%). Этот факт подтверждается спектрами, полученными при температуре жидкого азота (80 K). Так, в илистой фракции для ПК1 наблюдается широкий секстет (более 25% от площади спектра), который может быть представлен в виде суперпозиции секстетов от линий гематита, гетита, а также дублетов Fe^{3+} и Fe^{2+}. Результаты, полученные по распределению содержания гетита и гематита в илистых фракциях отдельных образцов, относящихся к педокомплексам и лёссам, представлены на рис. 3. По результатам, полученным для илистой фракции, не отмечается существенного различия в содержании гетит и гематита в палепочвенных и лёссовых горизонтах, а также в соотношения этих двух минералов железа. Следует отметить, что в отдельных публикациях для климатических реконструкций предлагается использовать соотношение содержания гетита к гематиту в почвах [25], позволяющего существенно расширить диапазон величин реконструируемых атмосферных осадков (100–3000 мм/год). Однако для исследования магнитной минералогии в настоящей работе использовали криогенные магнетометры, так как другими минералогическими методами точное определение соотношения гетит/гематит в почвах весьма трудно. Мессбауэровская спектроскопия при низких

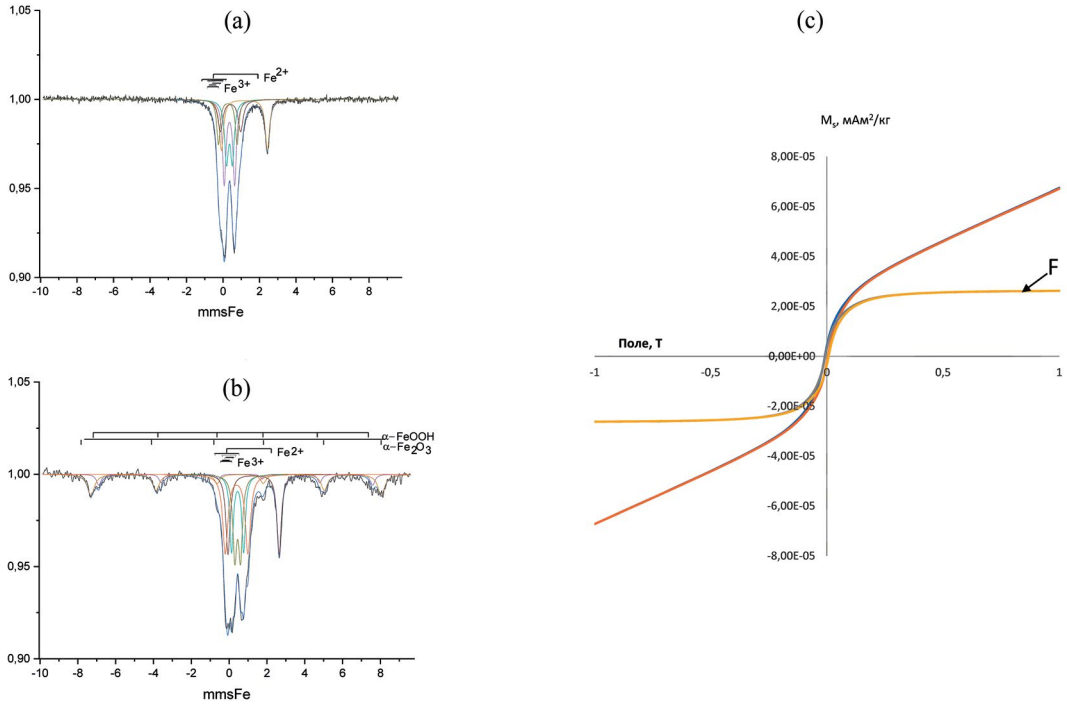

Рис. 2. Пример мессбауэровского спектра, полученного при комнатной температуре (a) и 80 K (b). Пример анализа кривых намагничивания (петля гистерезиса) для валового палеопочвенного образца с расчетной частью ферримагнитной составляющей (F) (c).

температурах (~80 K) также является высокочувствительным методом для определения гетита и гематита в почвах, что продемонстрировано в настоящем исследовании илистых фракций (<2 мкм), но для палеоклиматических реконструкций, вероятно, нужно проводить аналогичные определения на валовых образцах почв.

Выше показано, что отношение $Fe^{2+}/(Fe^{3+}+Fe^{2+})$ можно рассматривать в качестве показателя степени выветривания почвообразующего материала в ходе почвообразования. Анализ валентного состояния железа в структуре силикатов изученных современных почв степной зоны и изменение их магнитных свойств свидетельствуют о трансформационных переходах железа в ходе почвообразования *in situ* [1, 2]. Полученное распределение содержания $Fe^{2+}/(Fe^{3+} + Fe^{2+})$ в илистой фракции с глубиной демонстрирует максимальное уменьшение этого отношения в почвенных горизонтах и его увеличение в горизонтах лёссов.

Качественный минеральный состав илистой фракции изученных двух групп образцов (лёссы и палеопочвы) в целом идентичен. В образцах преобладает диоктаэдрическая слюда мусковитового ряда. Все образцы содержат смектитовую фазу в составе неупорядоченно-смешанослойного минерала слюда-смектит. Смектитовая фаза представлена в основном высокозарядной разностью бейделлитового типа с незначительной примесью низкозарядной разности. Диагностика бейделлита базируется на следующих рентгенографических характеристиках минерала. Первый базальный пик Mg-формы всех изученных образцов имеет завышенные значения межплоскостного расстояния 15.0–16.5 Å, что объясняется супердисперсностью частиц этой фазы. Насыщение образцов этиленгликолем приводит к набуханию решетки и увеличению межплоскостного расстояния до 18–19 Å. Прокаливание до 350°C и далее 550°C приводит к сжатию решетки до 10 Å. В качестве примера на рис. 4 приводятся данные рентгеновской дифрактометрии для образца лёсса и перекрывающей его ПК4.

Насыщение образцов K^+ приводит к необратимому сжатию решетки до 14.25 Å (нет реакции на последующее насыщение образца этиленгликолем). Li-тест (прокаливание при 250°C в течение 12 ч с последующим насыщением этиленгликолем приводит к смещению пика до 18–19 Å, что аналогично поведению образца в Mg-форме (данные не приводятся)).

Все образцы содержат хлоритовую фазу и каолинит. Помимо слоистых силикатов все образцы содержат тонкодисперсный кварц и K-полевой шпат (в следовых количествах).

Полуколичественная оценка содержания фаз показала, что две выделенные группы образцов

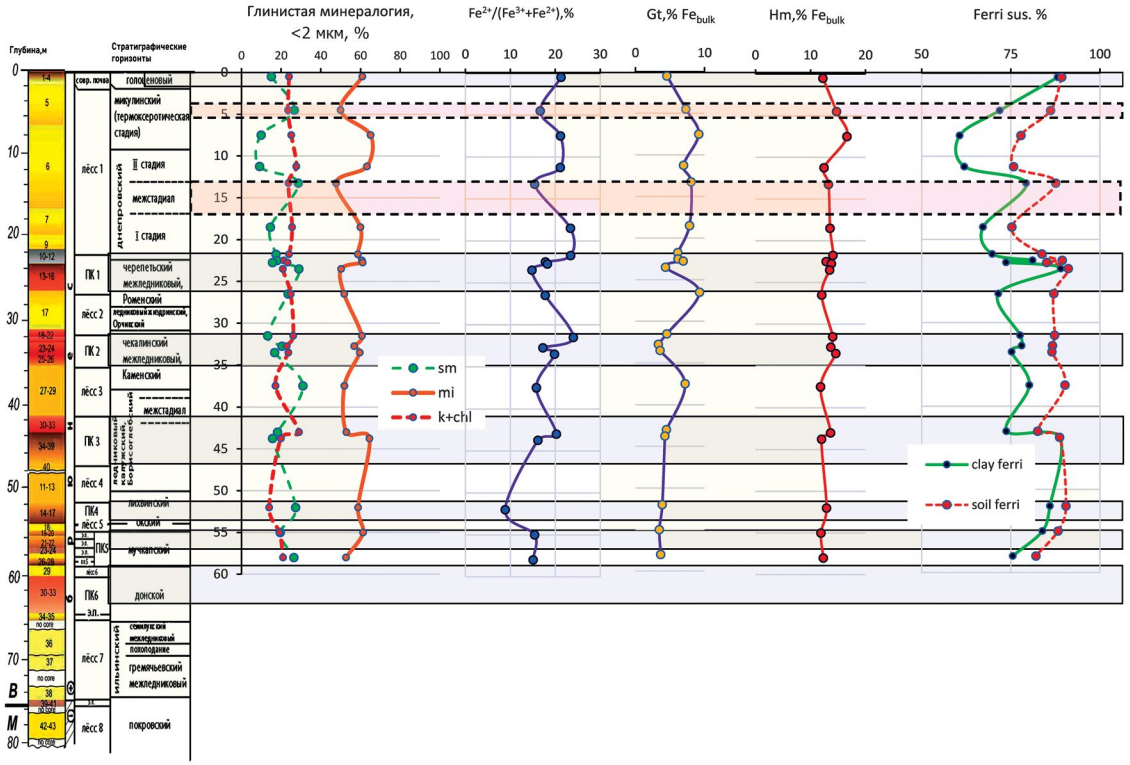

Рис. 3. Профильные распределения изученных параметров для илистой фракции. Обозначения: Sm – смектит, Mi – слюда, K+Chl – каолинит + хлорит; данные мессбауэровской спектроскопии $Fe^{2+}/(Fe^{3+}+Fe^{2+})$, содержание гетита (Gt), гематита (Hm), расчетные значения доли ферримагнитного вклада (Ferii sus.) в сигнал магнитной восприимчивости для илистой фракции (clay ferii) и валовых образцов (soil ferii).

(лёссы и палеопочвы) различаются по содержанию фаз. В образцах из ПП слоев отмечается более высокое содержание смектитовой фазы: средние значения в лёссовых горизонтах составляют 17 ± 4%, а в ПП – 27 ± 5%. При этом содержание гидрослюды и хлоритов, а также полевых шпатов в ПП горизонтах снижается.

Распределение групп глинистых минералов по глубине изученной скважины дано на рис. 2. На основании полученных данных в пределах изученной скважины можно выделить 6 уровней развития палеопочв. Степень выраженности описанных изменений минерального состава в них различна. Она может объясняться (1) эродированностью наиболее преобразованной части профиля, (2) климатом, что должно согласовываться с карбонатным профилем и (3) длительностью перерыва.

Важный момент – это присутствие хлоритов в ПП горизонтах. Хлориты – наименее устойчивая минеральная фаза при почвообразовании. Показано, что в условиях степного почвообразования они, как правило, не сохраняются [4, 20, 21]. Наличие хлоритов в ПП горизонтах может объясняться эродированностью наиболее выветрелой кровли ПП. Исследования проводили с нарушенными образцами кернов, в связи с чем детальных подтверждений предполагаемых процессов выраженных в морфологии почв дать невозможно. Сохранность этих неустойчивых минералов не может объясняться краткосрочностью перерыва в лёссонакоплении. Заметный прирост содержания смектитовой фазы в ПП горизонтах свидетельствует о достаточной длительности почвообразования.

Содержание почвенного магнетита использовали как “магнитная запись” о предшествующих условиях окружающей среды степей, что позволило получать количественные реконструкции климата, а также количественно оценить сдвиг природных границ на протяжении позднего голоцена на юге Восточно-Европейской равнины, обусловленного климатическими вариациями [23, 24]. Статистический анализ климатических зависимостей изменения магнитной восприимчивости в современных почвах степей юга Восточно-Европейской равнины продемонстрировал, хотя и с определенными ограничениями, возможность определения количества атмосферных осадков, индекса аридности Де Мартона (IDM), коэффициента увлажненности (KU) в прошлые эпохи. Индекс аридности

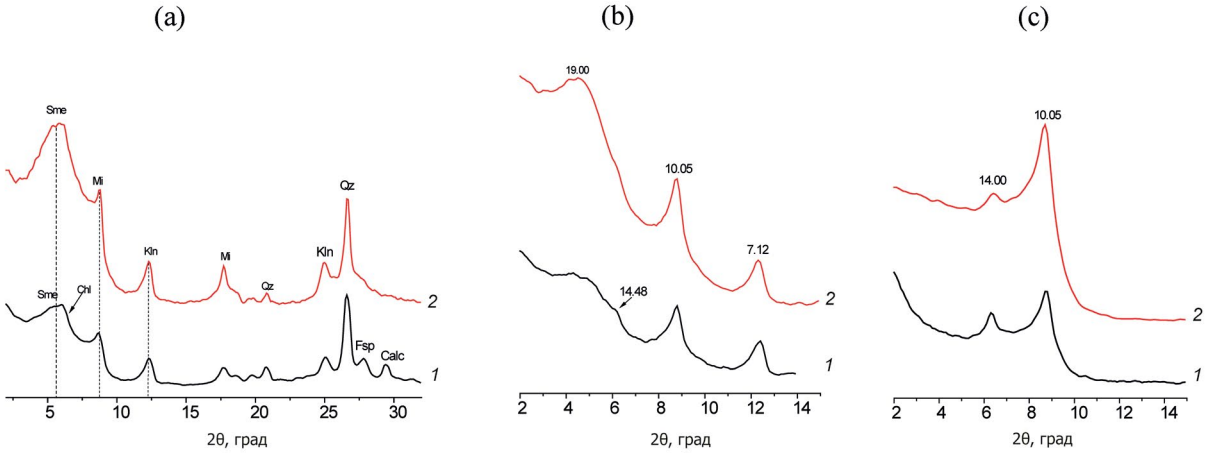

Рис. 4. Рентгендифрактограммы илистой фракции лёсса (*1*) и палеопочвы ПК4 (*2*): (a) Mg-форма, воздушно-сухие; (b) Mg-форма, насыщенные этиленгликолем; (c) Mg-форма, прокаленные при 550°C. Межплоскостные расстояния даны в Å. Сокращения: Sme – смектит, Mi – слюда, Kln – каолинит, Chl – хлорит, Qz – кварц, Fsp – полевой шпат, Calc – кальцит.

определяется как отношение количества осадков к средней температуре: IDM = $P/(T + 10)$, где P – среднегодовые осадки, мм, T – среднегодовая температура, °C. Следует подчеркнуть, что гидротермический показатель IDM – наиболее подходящий с точки зрения возможных палеоклиматических реконструкций, позволяющий количественно оценить изменения климата. По индексу аридности засушливые регионы мира подразделяются на три зоны: аридную, семиаридную и сухую субгумидную. IDM в аридной зоне изменяется в пределах 0–10. Для этой зоны характерны почвы бурые пустынные, солянково-полынная растительность, годовое количество осадков 100–200 мм. При величине IDM в пределах 10–20, среднее годовое количество осадков составляет 200–400 мм, климат семиаридный, почвы светло-каштановые, зональная растительность злаково-полынная. Для сухих степей величина IDM составляет 20–25, количество осадков 400–600 мм, почвы каштановые и южные черноземы, зональная растительность бедно разнотравная ксерофильно-злаковая. Значениям DM в интервале 28–35 отвечает гумидный климат характерный для условий лесостепной зоны.

Для климатических реконструкций плейстоценовых отложений разреза “Отказное” использовали подход и климатические зависимости магнитных свойств, полученные для современных почв степной зоны Восточно-Европейской равнины и палеопочв голоцена [2, 23, 24, 25]. Магнитные параметры используются для палеоклиматических реконструкций условий плейстоцена и в других регионах распространения лёссов [26, 27, 29, 31–34, 36–38, 43, 48]. Результаты реконструкции изменения индекса аридности для территории Терско-Кумской равнины представлены на рис. 5. Результаты магнитной минералогии совпадают с данными распределения в разрезе индекса химического выветривания CIA и минералогическим составом илистой фракции. Отмечается тенденция к аридизации климата, начиная с нижнего плейстоцена к голоцену, Эпохи межледниковий, когда формировались почвенные комплексы, характеризовались повышенной по сравнению с этапами оледенений гумидностью климата. Максимальные значения индекса аридности IDM = 35 характерны для инжавинского педокомплекса (ПК4) MIS10. Климатические условия для каменского (ПК3) и мезинского (ПК1) педокомплексов близки современным.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Обнаруженные изменения магнитных свойств для опорного разреза “Отказное”, свидетельствуют о высокой чувствительности минералогии оксидов железа к изменяющимся климатическим условиям при почвообразовании и условиям осадконакопления. Почвенные горизонты характеризуются повышенным содержанием ферримагнетиков, в первую очередь магнетита. Отмечается существенное увеличение ферримагнитного вклада в палеопочвенных горизонтах, где он достигает 80% от полной магнитной восприимчивости по сравнению с лёссовыми горизонтами, где его доля составляет 50–60%.

По распределение групп глинистых минералов по глубине изученного разреза выделяется до шести уровней развития палеопочв. Степень выраженности изменений минерального состава в них различна. Важный момент – присутствие хлоритов в палеопочвенных горизонтах, что, вероятно,

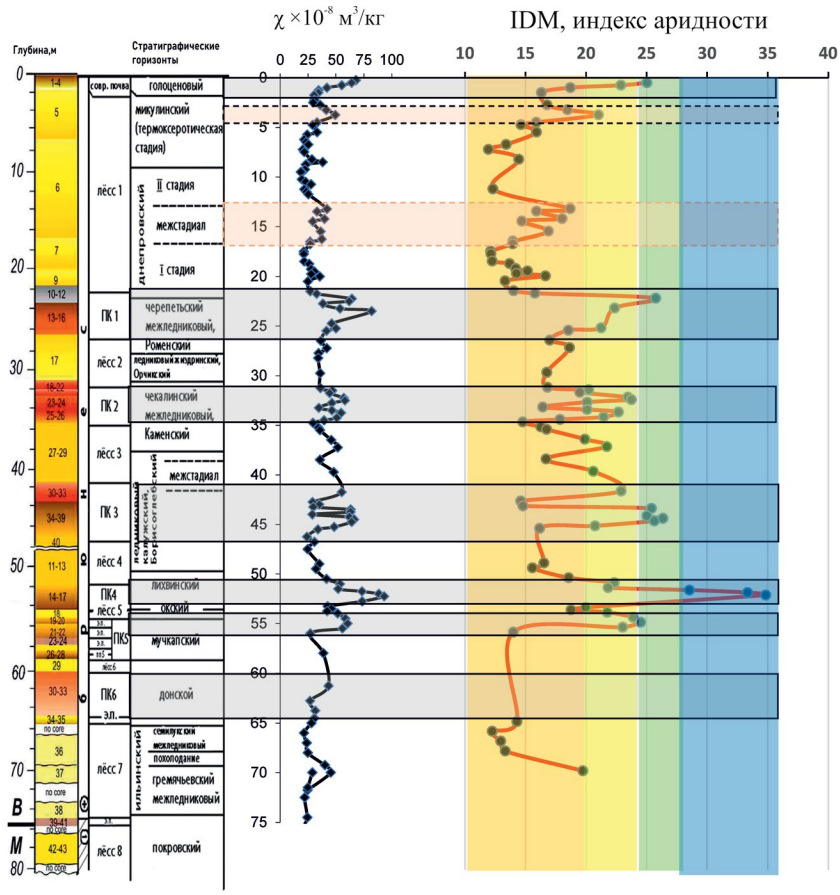

Рис. 5. Палеоклиматические реконструкции индекса аридности для плейстоценовых отложений разреза Отказное на базе магнитных параметров.

может объясняться эродированностью наиболее выветрелой кровли ПП. Исследования проводили с нарушенными образцами кернов, в связи с чем детальных подтверждений предполагаемых процессов, выраженных в морфологи почв, дать невозможно.

Заметный прирост содержания смектитовой фазы в ПП горизонтах свидетельствует о достаточной длительности этапов почвообразования. Полученные результаты отчетливо фиксируют палеопочвенные горизонты и уверено выделяются микулинское межледниковье (MIS5) и межстадиал днепровского ледникового горизонта (MIS6). К последнему относится слабовыраженная брянская палеопочва, которая была выделена при описании кернов на глубине 13–8–14.5 м сотрудниками Института географии РАН.

На основании полученной совокупности магнитных, минералогических и геохимических параметров для почвенно-лёссовых комплексов территории Терско-Кумской равнины количественно реконструирована динамика климатических условий в плейстоцене и подтвержден тренд постепенной аридизации климата в течение плейстоцена. Эпохи межледниковий, когда формировались почвенные комплексы, характеризовались повышенной по сравнению с этапами оледенений гумидностью климата с максимумом индекса аридности IDM = 35 (годовые осадки до 700 мм) для инжавинского педокомплекса (ПК4).

БЛАГОДАРНОСТЬ

Выражаем огромную благодарность В.В. Малышеву за помощь в подготовке проб для анализа и съемке мессбауэровских спектров.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

В работе использованы данные, полученные при выполнении государственного задания FMRM-2021-0004.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Алексеев А.О., Алексеева Т.В., Махер Б.А.* Магнитные свойства и минералогия соединений железа степных почв // Почвоведение. 2003. № 1. С. 62–74.
2. *Алексеев А.О., Алексеева Т.В.* Оксидогенез железа в почвах степной зоны. М.: ГЕОС, 2012. 204 с.
3. *Алексеев А.О., Калинин П.И., Алексеева Т.В.* Почвенные индикаторы параметров палеоэкологических условий на юге восточно-европейской равнины в четвертичное время // Почвоведение. 2019. № 4. С. 389–399.
4. *Алексеева Т.В., Алексеев А.О., Демкин В.А., Алексеева В.А., Соколовска З., Хайнос М., Калинин П.И.* Физико-химические и минералогические признаки солонцового процесса в почвах нижнего Поволжья в позднем голоцене // Почвоведение. 2010. № 10. С. 1171–1189.
5. *Бабанин В.Ф., Трухин В.И., Карпачевский Л.О., Иванов А.В., Морозов В.В.* Магнетизм почв. Ярославль–М.: Изд-во ЯГТУ, 1995. 219 с.
6. *Балаев Л.Г., Царев П.В.* Лёссовые породы Центрального и Восточного Предкавказья. М.: Наука, 1964. 248 с.
7. *Болиховская Н.С.* Эволюция лёссово-почвенной формации Северной Евразии. М.: Изд-во МГУ, 1995. 270 с.
8. *Болиховская Н.С., Маркова А.К., Фаустов С.С.* Изменения ландшафтно-климатических условий в Терско-Кумской низменности в плейстоцене // Вестник Моск. ун-та. Сер. 5, География. 2015. № 1. С. 55–70.
9. *Величко А.А., Морозова Т.Д.* Основные горизонты лёссов и ископаемых почв Русской равнины // Лёссы, погребенные почвы и криогенные явления на Русской равнине. М.: Наука, 1972. С. 5–25.
10. *Величко А.А., Маркова А.К., Морозова Т.Д., Ударцев В.П.* Методы абсолютной и относительной геохронологии в лёссово-почвенной стратиграфии и ее корреляция с ритмикой донных осадков океана // Новые данные по геохронологии четвертичного периода. М.: Наука, 1987. С. 23–31.
11. *Величко А.А., Маркова А.К., Морозова Т.Д., Нечаев В.П., Светлицкая Т.В., Цацкин А.И., Чичагова О.А.* Геохронология лёссово-почвенной формации юго-запада Русской равнины по новым данным // Геохронология четвертичного периода. М.: Наука, 1992. С. 28–33.
12. *Величко А.А.* Изменение климата и ландшафтов за последние 65 миллионов лет. – М.: ГЕОС, 1999. 260 с.
13. *Величко А.А., Янг Т., Алексеев А.О., Борисова О.К., Калинин П.И., Конищев В.Н., Кононов Ю.М., Константинов Е.А., Курбанов Р.Н., Панин П.Г., Рогов В.В., Сарана В.А., Тимирева С.Н., Чубаров И.Г.* Сравнительный анализ изменений условий осадконакопления за последний межледниково-ледниковый макроцикл в лёссовых областях юга Восточно-Европейской равнины (Приазовье) и центрального Китая (Лёссовое плато) // Геоморфология. 2017. № 1. С. 3–18. https://doi.org/ 10.15356/0435-4281-2017-1-3-18
14. *Галай Б.Ф.* Генетический и палеогеографический анализ просадочных толщ Северного Кавказа // Инж. Геология. 1989. № 3. С. 33–45.
15. *Додонов А.Е.* Четвертичный период Средней Азии: стратиграфия, корреляция, палеогеография. М.: ГЕОС, 2002. 250 с.
16. *Калинин П.И., Алексеев А.О.* Геохимическая характеристика лёссово-почвенных комплексов Терско-Кумской равнины и Азово-Кубанской низменности. // Почвоведение. 2011. № 12. С. 1436–1453.
17. *Морозова Т.Д.* Развитие почвенного покрова Европы в позднем плейстоцене. М.: Наука, 1981. 284 с.
18. Опорные инженерно-геологические разрезы лёссовых пород Северной Евразии / Под ред. Трофимова В.Т. М., 2008. 608 с.
19. *Соколова Т.А., Дронова Т.Я., Толпешта И.И.* Глинистые минералы в почвах. Тула: Гриф и К., 2005. 336 с.
20. *Татьянченко Т.В., Алексеева Т.В.* Вещественный состав разновозрастных палеопочв курганной группы “Авилов” как отражение динамики климата на территории Русской равнины во второй половине голоцена // Вестник ВГУ. Сер. Геология. 2012. № 1, С. 38–50.
21. *Татьянченко Т.В., Алексеева Т.В., Калинин П.И.* Минералогический и химический составы разновозрастных подкурганных палеопочв южных Ергеней и их палеоклиматическая интерпретация // Почвоведение, 2013, № 4, С. 379–392.
22. *Трофимов В.Т., Балыкова С.Д., Болиховская Н.С. и др.* Лёссовый покров Земли и его свойства. М.: Изд-во МГУ, 2001. 464 с.
23. *Alekseev A.O., Mitenko G.V., Shary P.A.*. Quantitative estimates of paleoenvironmental changes in the late Holocene in the south of the east European Plain as recorded in the magnetic properties of soils // Eurasian Soil Science 2020. V. 53. P. 1677–1686.
24. *Alekseev A.O., Shary P.A. Malyshev V.V.* Magnetic susceptibility of soils as an ambiguous climate proxy for paleoclimate reconstructions // Quat. Int 2023. V. 661. P. 10–21. https://doi.org/10.1016/j.quaint.2023.04.002
25. *Alekseeva T., Alekseev A., Maher B.A., Demkin V.* Late Holocene climate reconstructions for the Russian steppe, based on mineralogical and magnetic properties of buried palaeosols // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2007. V. 249. P. 103–127.

26. *Balsam W., Ji J., Chen J.* Climatic interpretation of the Luochuan and Lingtai loess sections, China, based on changing iron oxide mineralogy and magnetic susceptibility // Earth Planet. Sci. Lett. 2004. V. 223. P. 335–348.

27. *Balsam W.L., Ellwood B.B., Ji J., Williams E.R., Long X., El Hassani A.* Magnetic susceptibility as a proxy for rainfall: worldwide data from tropical and temperate climate // Quat. Sci. Rev. 2011. V. 30 P. 2732–2744. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2011.06.002

28. *Bolikhovskaya N.S., Faustov S.S., Markova A.K.* Pleistocene climatic stratigraphy and environments of the Terek-Kuma Lowland (NW Caspian sea region) inferred from palynological, paleomagnetic and rodent records of the long Otkaznoye sediment sequence // Quat. Int. 2016. V. 409. P. 16–32. https://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.09.067

29. *Dearing J.A., Livingstone I.P., Bateman M.D., White K.* Paleoclimate records from OIS 8.0–5.4 recorded in loess-paleosol sequences on the Matmata Plateau, southern Tunisia, based on mineral magnetism and new luminescence dating // Quat. Int. 2001. V. 76/77. P. 43–56.

30. *De Martonne E.* Aréisme et indice d'ariditè // Compt. Rend. Acad. Sci. 1926. V. 182. P. 1395–1398.

31. *Gao P., Nie J., Breecker D.O. et al.* Similar magnetic enhancement mechanisms between Chinese loess and alluvial sediments from the Teruel Basin, NE Spain, and paleoclimate implications // Geophys. Res. Lett. 2022. V. 49. P. e2021GL096977.

32. *Gao X., Hao Q., Qiao Y. et al.* Precipitation thresholds for iron oxides dissolution and the enhanced Eurasian aridity across the Mid-Pleistocene Transition: Evidence from loess deposits in subtropical China[J] // Global and Planetary Change. 2021. V. 204. 103580.

33. *Geiss C.E., Zanner C.W.* Sediment magnetic signature of climate in modern loessic soils from the Great Plains // Quat. Int. 2007. V. 162–163. P. 97–110.

34. *Heller F., Liu T.S.* Paleoclimatic and sedimentary history from magnetic susceptibility of loess in China // Geophys. Res. Let. 1986. V. 13. P. 1169–1172.

35. *Hyland E., Sheldon N.D., Van der Voo R., Badgley C., Abrajevitch A.* A new paleoprecipitation proxy based on soil magnetic properties: implications for expanding paleoclimate reconstructions // Geol. Soc. Am. Bull. 2015. http://dx.doi.org/10.1130/B31207.1

36. *Jordanova D., Jordanova N.*, Updating the significance and paleoclimate implications of magnetic susceptibility of Holocene loessic soils // Geoderma. 2021.V. 391. P. 114982. https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2021.114982.

37. *Liu Q.S., Jackson M.J., Banerjee S.K., Maher B.A., Deng C.L., Pan Y.X. et al.* Mechanism of the magnetic susceptibility enhancements of the Chinese loess // J. Geophys. Res. 2004. V. 109 (B12). https://doi.org/10.1029/2004JB003249

38. *Long X., Ji J., Barron V., Torrent J.* Climatic thresholds for pedogenic iron oxides under aerobic conditions: processes and their significance in paleoclimate reconstruction // Quat. Sci. Rev. 2016. V. 150. P. 264–277. https://doi.org/10.1016/j. quascirev.2016.08.031.

39. *Maher B.A., Thompson R.* Paleorainfall reconstructions from pedogenic magnetic susceptibility variations in the Chinese loess and paleosols // Quaternary Research. 1995. V. 44. P. 383–391.

40. *Maher B.A.* Magnetic properties of modern soils and Quaternary loessic paleosols: paleoclimatic implications // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 1998. V. 137. P. 25–54.

41. *Maher B.A., Alekseev A., Alekseeva T.* Variation of soil magnetism across the Russian steppe: its significance for use of soil magnetism as a palaeorainfall proxy // Quaternary Sci. Rev. 2002. V. 21. P. 1571–1576.

42. *Maher B.A., Alekseev A., Alekseeva T.*, Magnetic mineralogy of soils across the Russian Steppe: climatic dependence of pedogenic magnetite formation // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2003. V. 201. P. 321–341.

43. *Maher B.A.* The magnetic properties of Quaternary aeolian dusts and sediments, and their palaeoclimatic significance // Aeolian Research. 2011. V. 3. P. 87–144.

44. *Maxbauer D.P., Feinberg J.M., Fox D.L.* Magnetic mineral assemblages in soils and paleosols as the basis for paleoprecipitation proxies: a review of magnetic methods and challenges // Earth Science Rev. 2016. V. 155. P. 28–48.

45. *Mazneva E., Konstantinov E., Zakharov A., Sychev N., Tkach N., Kurbanov R., Sedaeva K., Murray A.* Middle and Late Pleistocene loess of the Western Ciscaucasia: Stratigraphy, lithology and composition // Quat. Int. 2021. V. 590. P. 146–163. https://doi.org/10.1016/j.quaint.2020.11.039

46. *Murad E., Cashion J.* Mössbauer Spectroscopy of Environmental Materials and their Industrial Utilization. Kluwer, 2004. 418 p.

47. *Nesbitt H.W., Young G.M.* Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites // Nature. 1982. V. 299. P. 1523–1534.

48. *Song Y., Hao Q., Ge J., Zhao D., Zhang Y., Li Q., Zuo X., Lü Y., Wang P.* Quantitative relationships between magnetic enhancement of modern soils and climatic variables over the Chinese Loess Plateau // Quat. Int. 2014. V. 334–335. P. 119–131.

Mineralogy and Magnetic Properties of the Loess-Soil Formation Due to Changes in Landscape and Climatic Conditions in the Terek-Kuma Lowland in the Pleistocene

A. O. Alekseev[1], *, and T. V. Alekseeva[1]

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

**e-mail: alekseev@issp.psn.ru*

A detailed mineralogical and geochemical study of the reference section “Otkaznoye”, representing a loess-soil complex confined to the Tersko-Kuma Plain, was carried out. The section provides a detailed record of the history of the development of the region in the Pleistocene. The thickness of the *deposits* reaches up to –140 m, and the age can exceed 800 thousand years. One of the main tasks of the work was to demonstrate the capabilities of a set of methods of environmental magnetism in combination with Mössbauer spectroscopy, mineralogical and geochemical methods for carrying out paleogeographic reconstructions of the natural environment and sedimentation conditions in the Pleistocene. Changes in the main magnetic properties for the Otkaznoe section were found, indicating with a high sensitivity of iron mineralogy in conection to climatic conditions during soil formation and sedimentation. The soil horizons are characterized by an increased content of ferrimagnets. There is a significant increase in the ferrimagnetic contribution in paleosol horizons (PS), where it reaches 80% of the total magnetic susceptibility compared to loess horizons, where its share is 5060%. The distribution of clay minerals over the depth of the studied section makes it possible to distinguish up to six levels of development of paleosols. The degree of manifestation of changes in the mineral composition in them is different. An important point is the presence of chlorites in the paleosol horizons, which can probably be explained by the erosion of the most weathered top of the PS. A noticeable increase in the content of the smectite phase in the PS horizons indicates a sufficient duration of soil formation. The results obtained on the change in magnetic and clay mineralogy quite clearly fix the paleosol horizons, but two interstadials are also distinguished – the Mikulin (MIS5) and the Dnieper (MIS6) (probably weakly pronounced Bryansk paleosol), which confirms the stratigraphic constructions. ased on the obtained set of magnetic and mineralogical, and geochemical parameters for the soil-loess complexes of the territory of the Terek-Kuma Plain, the dynamics of climatic conditions in the Pleistocene is quantitatively reconstructed and the trend of gradual climate aridization during the Pleistocene is confirmed. The epochs of interglacials, when soil complexes were formed, were characterized by an increased, compared to the stages of glaciations, climate humidity with a maximum aridity index IDM -35 (annual precipitation up to 700 mm) characteristic of the Inzhava pedocomplex (PS4).

Keywords: magnetic mineralogy, clay minerals, iron oxides, mössbauer spectroscopy, paleoreconstructions