

ПРОСТРАНСТВЕННОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ МАГНИТНЫХ ПАРАМЕТРОВ В ДНЕВНЫХ И ПОГРЕБЕННЫХ ПОЧВАХ СУЗДАЛЬСКОГО ОПОЛЬЯ

© 2025 г. В. А. Лобков^{a, b, *} (<http://orcid.org/0000-0001-5296-1725>),

И. Г. Шоркунов^{a, b}, Е. В. Гаранкина^{a, b}, В. А. Шевченко^{b, c}

^aИнститут географии РАН, Старомонетный пер., 29, Москва, 119017 Россия

^bМГУ им. М.В. Ломоносова, Ленинские горы, 1, Москва, 119991 Россия

^cИнститут археологии РАН, ул. Дм. Ульянова, 19, Москва, 117292 Россия

*e-mail: vasilylobkov@igras.ru

Поступила в редакцию 05.04.2024 г.

После доработки 10.09.2024 г.

Принята к публикации 10.09.2024 г.

Магнитные свойства почв зависят от исходных свойств почвообразующих пород и ряда постседиментационных процессов. Установлено, что в условиях возвышенностей центра и юга Восточно-Европейской равнины неоднородность пространственного распределения магнитных свойств находится в тесной связи с неоднородностью почвенного покрова, обусловленной фактором реликтового криогенного микрорельефа. Различия в магнитной восприимчивости достаточны для формирования выраженного геофизического контраста, фиксируемого наземной магниторазведкой, однако этот метод до сих пор использовался в почвенных исследованиях единично. Дискуссионным остается происхождение и возраст магнитной фракции в маломощных почвенно-седиментационных толщах в области распространения покровных суглинков. Целью работы является определение закономерностей пространственного распределения магнитных параметров в поверхностных позднеплейстоцен-голоценовых педолитокомплексах на примере Суздальского плато. Использован комплекс магнитных методов, включающий полевое и лабораторное определение параметров объемной и удельной магнитной восприимчивости, а также детальную магниторазведку. В результате получены и сопоставлены наборы данных, характеризующие магнитную неоднородность в масштабах от отдельных литопачек и морфонов до элементарных почвенных ареалов, составляющих комплекс агроземов текстурно-дифференцированных, агросерых и агродерново-подзолистых почв. Выявлено, что основным источником магнитных аномалий является аутигенная сильномагнитная фракция педогенного и пирогенного происхождения, сосредоточенная в материале гумусовых горизонтов почв позднеледниковья и голоцена. Результаты могут быть использованы при изучении структуры почвенного покрова, реконструкции природной среды позднего плейстоцена – голоцена и интерпретации геофизических данных.

Ключевые слова: палеокриогенез, вторые гумусовые горизонты, перигляциальная зона, текстурно-дифференцированные почвы, магнитометрия, Phaeozems

DOI: 10.31857/S0032180X25010083, EDN: BXTPRP

ВВЕДЕНИЕ

Среди методов изучения почвенного покрова широко применяют магниторазведку (измерение компонентов магнитного поля Земли) и определение магнитной восприимчивости грунта (МВ). Измерение этих параметров *in situ* с помощью геофизической аппаратуры позволяет получать большие массивы данных, по сравнению с классическими лабораторными аналитическими методами.

Магнитные данные с известными координатами дают возможность определять пространственную вариабельность педогенных признаков и решать задачи почвенного картографирования [21, 27, 45]. Магнитные свойства минеральной фазы являются интегральными показателями, характеризующими соотношение в них слабомагнитных (диа- и парамагнетиков) и сильномагнитных минералов (ферро- и ферримagnetиков) [10]. Среди вторичных минералов важным магнитным носителем

информации о постседиментационных процессах является тонкодисперсная аутигенная фракция ферримagnetитов, включающая магнетит и маггемит. При размере менее 0.05 мкм суперпарамагнитные (SP) и стабильные однодоменные частицы (SSD) этих минералов приобретают крайне высокие значения МВ [40]. Их формирование в почвах на слабомагнитных почвообразующих породах происходит в контрастных окислительно-восстановительных условиях, связанных с режимом увлажнения, присутствием органического вещества и жизнедеятельностью железоредуцирующих бактерий, а относительное накопление вызывает повышение МВ почвенных горизонтов [4, 16, 41, 51]. В лёссовых областях Евразии величина МВ тесно коррелирует со стратиграфией четвертичных отложений: в лёссовых слоях стадиялов она стабильно ниже, чем в погребенных почвах интерстадиялов и межледниковий [28, 47, 49]. Вопреки этому “педогенному механизму” приращения МВ, ряд процессов могут, напротив, приводить к ее понижению в отдельных горизонтах, например, лессиваж, глеевый, элювиально-глеевый элементарные почвообразовательные процессы (ЭПП) [10, 16]. Среди распространенных непедогенных источников аутигенной магнитной фракции, оказывающих влияние на магнитные свойства почв, стоит отметить высокотемпературное воздействие пожаров и антропогенное загрязнение [40, 48, 53]. На пространственное распределение магнитных свойств воздействуют условия морфо- и литогенеза. Так, выявлено, что дифференциация почвенного покрова центра и юга Восточно-Европейской равнины по элементам реликтового криогенного микрорельефа (РКМ) сопровождается значительной неоднородностью распределения значений МВ [8, 12, 13].

За последние десятилетия был накоплен ценный фактический материал касательно магнитных свойств почв севера Валдайской перигляциальной зоны, включая детальные площадные магнитные съемки [18, 22, 31, 32]. Однако пока эти данные не были интегрированы в решение собственно палеогеографических и палеопедологических задач, не были осмыслены в качестве нового инструмента выявления и визуализации неоднородности почвенного покрова в крупном масштабе. Тем временем вопросы стадийности осадконакопления и педогенеза в позднем плейстоцене и голоцене, соотношения реликтовых и актуальных признаков в почвенном теле и почвенном покрове остаются дискуссионными. Суглинистые почвообразующие породы междуречий этого региона при общей мощности в первые метры выделяются вертикальной и латеральной дифференциацией по формам РКМ, преимущественно сnivelированного и погребенного, обилием признаков многократной смены мерзлотных условий в течение позднего плейстоцена [7, 15, 26, 43]. Эти черты

обуславливают комплексность и полигенетичность дневного почвенного покрова. При этом противоречия в интерпретации одного и того же фактического материала [26] указывают на необходимость его расширения и привлечения новых методов анализа и верификации предлагаемых моделей. Повышение полноты и валидности получаемых результатов должно опираться на точное расположение точек опробования относительно элементов РКМ, что возможно при использовании методов детального анализа рельефа, аэро- и космосъемок высокого разрешения и площадных геофизических съемок под контролем геодезических измерений.

Среди возвышенностей региона выделяется Владимирское ополье, почвенный покров которого изучен с точки зрения его географии, генезиса и эволюции [7, 15, 26], антропогенного преобразования [6, 17], минералогии и физико-химических свойств [36–39]. Лишь отдельные работы исследуют геофизические свойства в приложении к задачам почвоведения [19, 21] и археологии [31–33]. В частности, выявлен потенциал площадных геофизических исследований для детального картографирования почвенных комплексов с участием ареалов почв со вторыми гумусовыми горизонтами (ВГГ) [21]. На данный момент установлено, что ВГГ представляют собой палеоклиматогенные реликтовые образования, однако вокруг времени и процессов их формирования продолжается активная дискуссия [3, 26]. Так, нерешенным остается вопрос о генетической связи ВГГ с палеокриогенными структурами последнего позднеледниковья, заполненными темноцветным органо-минеральным материалом [2, 43].

Цель работы – определить факторы и закономерности пространственного распределения магнитных параметров в поверхностных позднеледнестоцен-голоценовых педолитокомплексах на примере Суздальского плато, занимающего центральную часть Владимирского ополья.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Геолого-геоморфологические и климатические условия, почвенный покров. Исследования проведены на двух соседних участках восточного макросклона Суздальского плато. Эта слабовозвышенная среднерасчлененная доледниковая эрозионная равнина моделирована отложениями четвертичных оледенений и перигляциальными образованиями – нерасчлененным комплексом отложений позднего плейстоцена, получившим название покровных суглинков [5]. Выбранные участки расположены в пределах среднего высотного яруса плато. В отличие от нижнего яруса, где послеледниковые суглинистые осадки мощностью 3–5 м вмещают практически полный архив позднеледнестоценового педолитогенеза [15, 35], здесь покровные суглинки

мощностью до 4 м характеризуются представительной записью лишь заключительных (поздневалдайского и голоценового) его этапов. Вопросы генетической и возрастной интерпретации отложений ранее подробно рассмотрены [42], тогда как в рамках данной статьи принимается приводимый в табл. 1 стратотип.

Современный умеренно-континентальный климат территории характеризуется теплым летом, умеренно холодной зимой и хорошо выраженными осенними и весенними сезонами. Средняя многолетняя сумма осадков за год составляет 500–600 мм, гидротермический коэффициент 1.3–1.4. Средние многолетние температуры воздуха варьируют по месяцам от –11°C в январе до 18°C в июле [26].

Территория относится к Юрьев-Польскому округу светло-серых и серых лесных глинистых и тяжелосуглинистых почв на слабокарбонатных покровных отложениях (Phaeozems) [20]. Структура почвенного покрова во многом унаследована от

полигонально-блочного РКМ [7, 11, 15] размерами от 10 до 50 м. Закономерно чередуются ареалы выщелоченных почв с реликтовыми, чаще называемыми ВГГ, межблочных понижений и почв без ВГГ с горизонтом реликтовых педогенных карбонатных новообразований блочных повышений, а также оглеенных выщелоченных почв без ВГГ глубоких термокарстовых западин [26]. Однако сам реликтовый микрорельеф практически уничтожен процессами естественного и антропогенного срезания и выполнения [24, 30].

Участок “Гнездилово-12”. Участок расположен на обрабатываемом пологом склоне в верховьях бассейна р. Мжары, в 6.5 км к юго-западу от Суздаля (56°22'24" N, 40°23'45" E, ~143 м над ур. м.). На нем находится активно изучаемый в последние годы раннесредневековый некрополь “Гнездилово-12” [25].

На космоснимках читаются сонаправленные склону линейные и менее четкие ортогональные

Таблица 1. Послеледниковый стратотип среднего яруса Суздальского плато

Отложения	Криогенные горизонты		Палеопочвы
VIII – буровато-темно-серый массивный пылеватый суглинок (пахотный горизонт)	—	—	—
—	—	—	Реликтовые вторые гумусовые горизонты (ВГГ)
VII – красновато-светло-бурый слоистый пылеватый суглинок	—	—	—
—	A	Фаза “б” ярославского криогенного горизонта	—
—	—	—	B/A pd – палеопочвы Бёллинга/Аллерёда
VI – светло-бурый линзовидно-пятнистый пылеватый суглинок	—	—	—
—	B	Фаза “а” ярославского криогенного горизонта	—
—	—	—	Tr pd – трубчевская палеопочва
V – желтовато-светло-бурый линзовидно-сетчатый пылеватый суглинок	—	—	—
IV – красновато-светло-серый карбонатный линзовидно-пятнистый пылевато-иловатый суглинок	C	Владимирский криогенный горизонт	Br pd – брянский педолито-комплекс
III – светло-серый карбонатный слоистый суглинок	—	—	—
II – неоднородный слоистый опесчаненный суглинок	—	—	—
I – красно-бурая дресвянная супесь (ледниковый горизонт)	—	—	—

им полосы — элементы почвенного и (или) растительного покрова, унаследованные от РКМ. При этом топографически сам РКМ уже не выражен [23, 24]. Темные контрастные меридиональные полосы шириной 4–6 м маркируют палеodelли (рис. 1а) — древние ложбины, возникшие при вытаивании жил подземного льда, как правило, первой генерации [34, 43]. Спускаясь по пологому (до 4°) склону, они загибаются на северо-восток. Ограниченные деллями полосы шириной 22–30 м разделены на блоки длиной до 40 м. Поперечные субширотные межблочья (по ледяным жилам

второй генерации) гораздо менее контрастно проявляются в почвенно-растительном покрове на снимках, тогда как вокруг узловых сочленений полигональной сети наблюдаются более или менее изометричные темные пятна диаметром до 12 м, соответствуя заполнениям древних термокарстовых западин.

Послеледниковая толща, мощность которой составляет около 3 м, вскрыта 4 основными шурфами: Gn01 в поперечном межблочье, Gn02 и Gn04 в деллях и Gn26 в узловом сочленении, а также серией скважин ручного бурения, в том числе

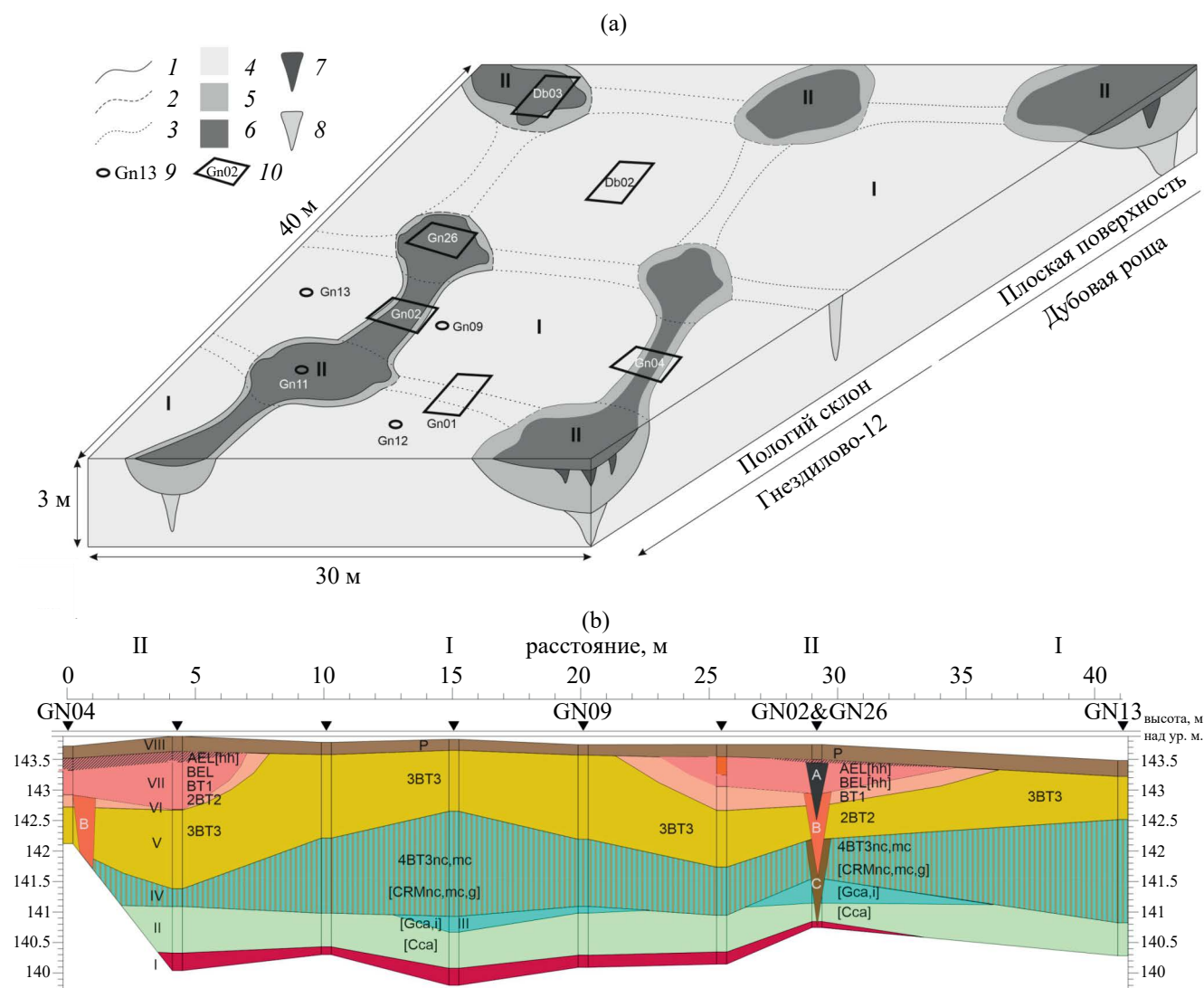


Рис. 1. Строение ключевых участков. (а) принципиальная схема организации РКМ и унаследованная структура отложений и почвенного покрова. Границы ЭПА: 1 — четкие; 2 — размытые; 3 — криоморфные участки внутри ЭПА; отложения: 4 — толща отложений I–V; 5 — делювиальные линзы VI–VII; 6 — второй гумусовый горизонт; палеокриогенные структуры: 7 — А; 8 — В–С; 9 — скважины; 10 — шурфы. (б) почвенно-геологический профиль через основные элементы нивелированного РКМ: (I) ЭПА агроземов текстурно-дифференцированных с реликтовым карбонатным горизонтом; (II) ЭПА агросерых и агродерново-подзолистых почв с реликтовым ВГГ. Для иллюстрации строения узлового сочленения на профиль снесены данные из Gn26 (верхняя часть толщи) и Gn02 (нижняя часть толщи). Индексы горизонтов и признаков даны в соответствии с Классификацией и диагностикой почв России (2004 г.).

охватывающими центральные и периферийные части блоков.

Нивелированным элементам РКМ соответствуют как латеральная дифференциация отложений (например, приуроченность линейных линз красно-бурого суглинка (табл. 1, рис. 1) к палеоделлям), так и структура актуального почвенного покрова (рис. 1б). Чередуются два элементарных почвенных ареала (ЭПА). Первый — агроземы текстурно-дифференцированные с палеопедогенными карбонатными новообразованиями (нодулями концентрического строения, инкрустационными микрокристаллическими формами внутрипедных пор-трубок и микрокристаллическими карбонатами, рассеянными во внутрипедной массе) на блоках и поперечных межблочьях. Яркая особенность ЭПА 1 — наложение магистральных трещин с комплексом глинистых и пылеватых кутан на палеопедогенную карбонатную матрицу — связана с полигенезом тела дневной почвы. Таким образом, диагностические процессные признаки аккумуляции мицеллярных (мс) и сегрегационных (пс) форм карбонатов присвоены текстурному горизонту ВТ. ЭПА 2 объединяет агросерые и агродерново-подзолистые почвы с реликтовым ВГГ в деллях и узловых сочленениях. Внутренняя неоднородность этих ЭПА во многом также обусловлена палеокриогенными структурами. В ЭПА 1 криоморфные участки отличаются существенно большей мощностью глинистых и пылеватых кутан в горизонтах ВТ, а также концентрированием карбонатных нодулей по боковым контактам палеокриогенных структур. В ЭПА 2 криоморфные участки выделяются значительным локальным увеличением органионасыщенной толщи за счет заполнений палеокриогенных структур А.

Участок “Дубовая роща”. Участок (56°22'20.6" N, 40°21'36.6" E, ~160 м над ур. м.) расположен в более автономной позиции в пределах слабовыраженного понижения платообразной поверхности в 2 км к западу от участка “Гнездилово-12”. На распаханых полях дешифрируются регулярные скругленные более светлые блоки диаметром 20–25 м, окаймленные темными полосами межблочий и узловых сочленений общей шириной до 10 м. Полигональность паттерна угадывается лишь в относительном увеличении ширины потемнений в зоне контакта соседних межблочий, тогда как местами они вовсе разорваны, что отвечает слитно-полигональному либо редуцированно-блочному типу РКМ по Величко [15].

Послеледниковая толща вскрыта шурфом DB03 в узловом сочленении межблочий и шурфом DB02 в центре блока, а также скважиной ручного бурения DB01. Общая ее мощность здесь увеличена (>3.7 м) относительно “Гнездилово-12”, в том числе за счет лучшей сохранности брянского педолютокомплекса. Как и на участке “Гнездилово-12”,

структура актуального почвенного покрова определяется чередованием двух ЭПА. ЭПА 1 агроземов текстурно-дифференцированных с реликтовым карбонатным горизонтом занимает как блочные, так и межблочные позиции. ЭПА 2 агросерых и агродерново-подзолистых почв с реликтовым ВГГ занимает только узловое сочленение. Ввиду малых уклонов (1°–2°) делли и их характерные выполнения отсутствуют.

Дистанционные исследования. По спутниковым снимкам субметрового разрешения в открытом доступе, детальным цифровым моделям местности (ЦММ), полученным в результате БПЛА-аэрофотосъемок, и данным комплексной геофизической съемки участка “Гнездилово-12” [32, 33] выявлены мотивы пространственной ландшафтной неоднородности, проявленные в микротопографии, фототоне почвенного и растительного покрова и геофизических свойствах. На основе набора дистанционных данных для изучения контактными методами были выбраны ключевые точки, характеризующие основные элементы РКМ и почвенного покрова. Все ключевые точки находятся вне зоны влияния антропогенных объектов, выявленных по характерным геофизическим аномалиям [32, 33].

Полевые исследования. Магнитная съемка. Магнитная съемка на участке “Дубовая роща” выполнена по методике, аналогичной ранее использованной в работах [31–33]. Съемка велась с помощью квантового магнитометра Quantummag (Геодавайс, Россия) по серии параллельных профилей с расстоянием между профилями 1 м и шагом между измерениями около 20 см. Высота датчика над землей — 0.5 м. Произведен учет суточных магнитных вариаций. Полученные данные визуализированы в виде карт интерполяции аномального магнитного поля (ΔTa), рассчитанного как разница среднего значения модуля полного вектора индукции магнитного поля по участку и его значения в конкретной точке. Интерполяция осуществлена с помощью алгоритма степени обратного расстояния в программной среде ArcMap.

Полевая капнаметрия. Объемная магнитная восприимчивость (κ) отложений измерена в вертикальных и горизонтальных расчистках капнаметрами SatisGeo KM-7 (Чехия) и Геодавайс ПИМВ (Россия) по регулярной сети с шагом 10–25 см. Выбор шага учитывал пространственную неоднородность строения участка и распределения параметра. Получены наборы данных, характеризующие все основные элементы РКМ и ассоциированные с ними ЭПА. Статистический анализ данных включал вычисление среднего, стандартного отклонения и коэффициента вариации, а также максимальных превышений для зон повышенной к относительному фону. Карты интерполяции на конкретные срезы построены с помощью алгоритма кригинга в программной среде Surfer.

Лабораторное измерение удельной магнитной восприимчивости. Удельная МВ (χ) измерена в высушенных и растертых образцах (20 г), характеризующих все основные элементы РКМ и ассоциированные ЭПА. Измерения выполнены в Лаборатории палеоархивов природной среды ИГ РАН с помощью прибора SM150 (ZH Instruments, Чехия) на двух частотах: 500 Гц (низкочастотная удельная МВ, χ_{LF}) и 4000 Гц (высокочастотная удельная МВ, χ_{HF}) в четырехкратной повторности с осреднением значений. Частотно-зависимая МВ (χ_{FD}) вычислена как разница χ_{LF} и χ_{HF} , выраженная в процентах к χ_{LF} . Этот параметр используется для полуколичественной оценки содержания в магнитной фракции SP-частиц диаметром до ~ 0.03 мкм без необходимости их экстракции из общего образца. Параметр χ_{FD} составляет лишь часть вклада этих частиц в общее значение χ_{LF} , и в большинстве случаев в образцах естественного происхождения он варьирует от 2 до 10–14% от χ_{LF} . Для интерпретации полученных значений использована полуколичественная классификация, приведенная в работе [40].

РЕЗУЛЬТАТЫ

Пространственная вариация аномального магнитного поля участков исследования. Вариации аномального магнитного поля на участке “Гнездилово-12” (без учета аномалий от антропогенных объектов) имеют полигонально упорядоченную структуру положительных аномалий с характерными размерами тетрагональных блоков 15–25 м и менее четко выраженной системой полигонов с характерным диаметром 5–10 м (рис. 2а). Выделяются три основных типа аномалий: наиболее интенсивные изометричные в узловых сочленениях полигональной сети (10–15 нТл и более), широкие линейные на участках деллей (5–10 нТл) и наименее интенсивные (первые нТл, в отдельных случаях больше) узкие в поперечных межблочьях.

Аномальное магнитное поле участка “Дубовая роща” демонстрирует меньшую выраженность полигональной сети как по размерам, так и по интенсивности аномалий. Тем не менее в юго-западной части выявлена сеть узких положительных ортогональных аномалий слабой интенсивности (первые нТл), разделяющих фон на тетрагоны длиной 7–20 м. Узловые сочленения диаметром 2–3 м представлены более интенсивными положительными аномалиями (до 10 нТл).

Пространственная вариация k . “Гнездилово-12”. Распределение k вмещающих отложений (здесь и далее в ед. $\times 10^{-3}$ СИ) дифференцировано по элементам РКМ. В межблочье второй генерации максимум k зафиксирован в агрогенной пачке (0.404 ± 0.044), с глубиной быстро убывает до 0.234 ± 0.047 (верхняя часть пачки V), затем слабее в нижней части пачки V — в средней части пачки IV.

На контакте с пачкой III значения снова заметно убывают с глубиной до минимума (~ 0.2) на 130–150 см (табл. 2, рис. 3).

В межблочьях первой генерации k статистически значимо повышена. Второй (после приповерхностного) максимум (0.704 ± 0.094) приурочен к ВГГ. Ниже этого резкого пика тренд на убывание значений практически идентичен блочной позиции без заметной привязки как к литологическим границам, так и почвенным горизонтам. Узловое сочленение в изученном верхнем 1 м демонстрирует схожие значения.

Значения k в клиньях в целом повышены по сравнению со вмещающими отложениями, особенно в клиньях А, насыщенных органическим веществом. Так, максимальные значения в клиньях А в 2.5–3 раза превышают фоновые. При этом значения в верхней зоотурбированной части клиньев А (разрез Gп26) почти вдвое ниже, чем в нижней части, лучше сохранившей криоморфные признаки.

Вложенные клинья В–С демонстрируют менее контрастные положительные аномалии. В их осевых частях значения от 1–1.5 (в межблочьях первой генерации) до 3 раз (в межблочье второй генерации) превышают фон вмещающих пачек. При этом заметно, что зоны повышенной k значительно шире, чем сами клинья В–С, и охватывают смежные, в том числе перекрывающие отложения (рис. 3). В этих зонах морфологически наиболее выражены признаки элювирования в горизонте BEL, а также текстурной дифференциации в горизонтах ВТ (более густая сеть вертикальных пор-плоскостей с мощными глинистыми кутанами). Таким образом, значения k закономерно убывают от осей клиньев к внутренним частям блоков вместе с уменьшением мощности элювиальной и субэлювиальной толщи, а также выраженности признаков текстурных горизонтов.

Экстремально высока k (до 9.0 и более) в срезанной подошвой агрогенной пачки локальной ярко-красно-бурой иловатой линзе (Руг) в верхней части клина В межблочья второй генерации. Значения латерально градиентно убывали от центра линзы, а также с глубиной.

“Дубовая роща”. В узловом сочленении приповерхностный пик k (0.670 ± 0.066) ассоциирован с ВГГ. Ниже значения вначале быстро, а затем слабо заметно уменьшаются до 0.2–0.25 на 1–2 м. Клин А обладает значительно увеличенными значениями, контрастирующими с окружающим материалом. В наиболее глубокой и хорошо сохранившейся нижней части клина А значения в 20 раз выше фона, в то время как перерытая почвенной фауной верхняя часть менее контрастна. Клин А выделяется буроватым и красновато-бурым оттенком. Морфологически хорошо выраженное вертикально-слоистое строение вложенных в друг друга

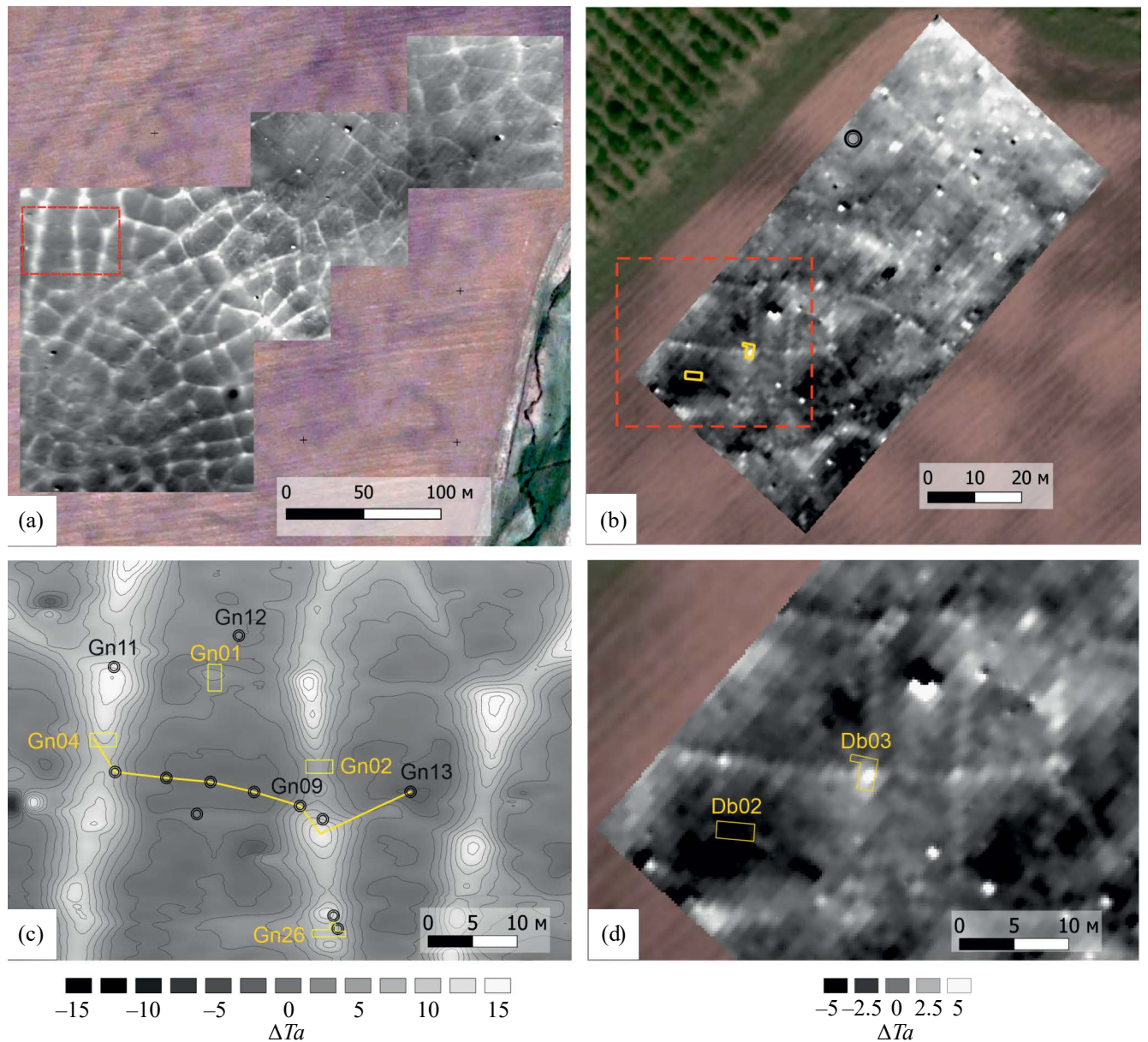


Рис. 2. Карты интерполяции аномального магнитного поля (ΔT_a) ключевых участков, наложенные на спутниковые изображения (Google Earth): (a) “Гнездилово-12”, общий план; (b) “Гнездилово-12”, детально изученный участок с изолиниями ΔT_a через 2 нТл; (c) “Дубовая роша”, общий план; (d) “Дубовая роша”, детально изученный участок. Условные обозначения: красные пунктирные прямоугольники – детально изученные участки; желтые полигоны – шурфы; желтая линия – профиль (см. рис. 1); черные кружки – скважины; значения ΔT_a в нТл.

клиньев В–С практически не отражается в распределении параметра. Глубже 0.5 м распределение значений без учета аномалии от структуры А относительно слабо варьирует как по латерали, так и по глубине.

В профильном распределении κ в центре блока приповерхностный пик (0.524 ± 0.100) слабее в отсутствие ВГГ, чем в узловом сочленении. Однако ниже распределение приобретает схожие черты, несмотря на существенную разницу в

литологическом строении и почвенной морфологии. В толще IV параметр варьирует относительно слабо. В основании разреза выделяются зоны пониженных (2.60–2.80 м) и повышенных (3.00–3.20 м) значений, совпадающие с литопачками III и II соответственно. κ насыщенного углистым веществом заполнения наклонной плоскости, рассекающей пачку III, составила 0.605 (рис. S2).

Анализ параметров χ_{LF} и χ_{FD} . На обоих участках закономерности распределения χ_{LF} (в ед. $\times 10^{-6} \text{ м}^3/\text{кг}$)

Таблица 2. Вариации k на участке “Гнездилово-12”. Условные обозначения: n – величина выборки; \bar{k} – средняя объемная МВ; σ – стандартное отклонение; CV – коэффициент вариации; max – максимальное значение объемной МВ. Расшифровка обозначений юнитов и типов вмещенных структур (табл. 1)

Глубина, см	Вмещающие отложения					Вмещенные структуры						
	юнит, горизонт	n	\bar{k} , ед. $\times 10^{-3}$ СИ	σ , ед. $\times 10^{-3}$ СИ	CV, %	тип	n	\bar{k} , ед. $\times 10^{-3}$ СИ	σ , ед. $\times 10^{-3}$ СИ	CV, %	max, ед. $\times 10^{-3}$ СИ	max/ \bar{k}
Gn01 (межблочье второй генерации)												
10	VIII P	24	0.404	0.044	11.0	Линза (Pyr)	6	0.489	0.0526	10.7	0.582	1.4
20	V	60	0.351	0.060	17.0		78	0.825	1.2973	157.2	9.341	26.6
30	3BT3	24	0.311	0.058	18.8		6	0.461	0.2072	45.0	0.862	2.8
50(55)		90	0.302	0.055	18.2	B	31	0.465	0.1254	27.0	0.859	2.8
70		27	0.234	0.047	19.8		3	0.356	0.0363	10.2	0.396	1.7
90(95)	IV	65	0.231	0.047	20.4	B/C	140	0.329	0.0891	27.1	0.591	2.6
110(115)	4BT3nc,mc	64	0.226	0.047	20.6		108	0.345	0.1138	33.0	0.708	3.1
130	IV/III 4BT3nc,mc	16	0.180	0.018	10.2		14	0.237	0.0573	24.2	0.376	2.1
150(155)	IV/III 4BT3nc,mc/ [Gca,i]	65	0.213	0.044	20.5		56	0.276	0.0757	27.4	0.583	2.7
Gn04 (межблочье первой генерации, делль)												
0	VIII P	11	0.492	0.066	13.5	–	–	–	–	–	–	–
10		30	0.566	0.081	14.4	–	–	–	–	–	–	–
20		3	0.517	0.083	16.0	–	–	–	–	–	–	–
30	VII AEL[hh]	22	0.704	0.094	13.4	–	–	–	–	–	–	–
40	VII BEL	4	0.526	0.115	21.9	–	–	–	–	–	–	–
50		24	0.405	0.111	27.4	–	–	–	–	–	–	–
60		6	0.443	0.143	32.3	–	–	–	–	–	–	–
70	VII BT1	27	0.319	0.074	23.3	–	–	–	–	–	–	–
80		93	0.317	0.059	18.5	–	–	–	–	–	–	–
90	VII/VI/V BT1/2BT2/3BT3	30	0.298	0.050	16.6	–	–	–	–	–	–	–
100		6	0.350	0.048	12.5	B	5	0.316	0.0220	7.0	0.346	1.0
110		76	0.274	0.040	14.7		38	0.318	0.0434	13.6	0.404	1.5
130		20	0.235	0.033	14.0		10	0.290	0.0359	12.4	0.335	1.4
150	V 3BT3	83	0.263	0.035	13.2		38	0.291	0.0439	15.1	0.381	1.4
Gn26 (узловое сочленение)												
30	VII BEL	12	0.350	0.054	15.3	A	19	0.648	0.1348	20.8	0.945	2.7
40		13	0.402	0.063	15.6		18	0.677	0.1856	27.4	1.190	3.0
50		16	0.397	0.062	15.7		15	0.653	0.1761	27.0	1.002	2.5
60	VII/VI BT1	18	0.389	0.062	15.8		13	0.639	0.2139	33.5	1.069	2.7
70		21	0.375	0.046	12.1		10	0.594	0.2237	37.7	1.151	3.1
80	VI BT1	205	0.365	0.054	14.8		18	0.641	0.1236	19.3	0.931	2.6

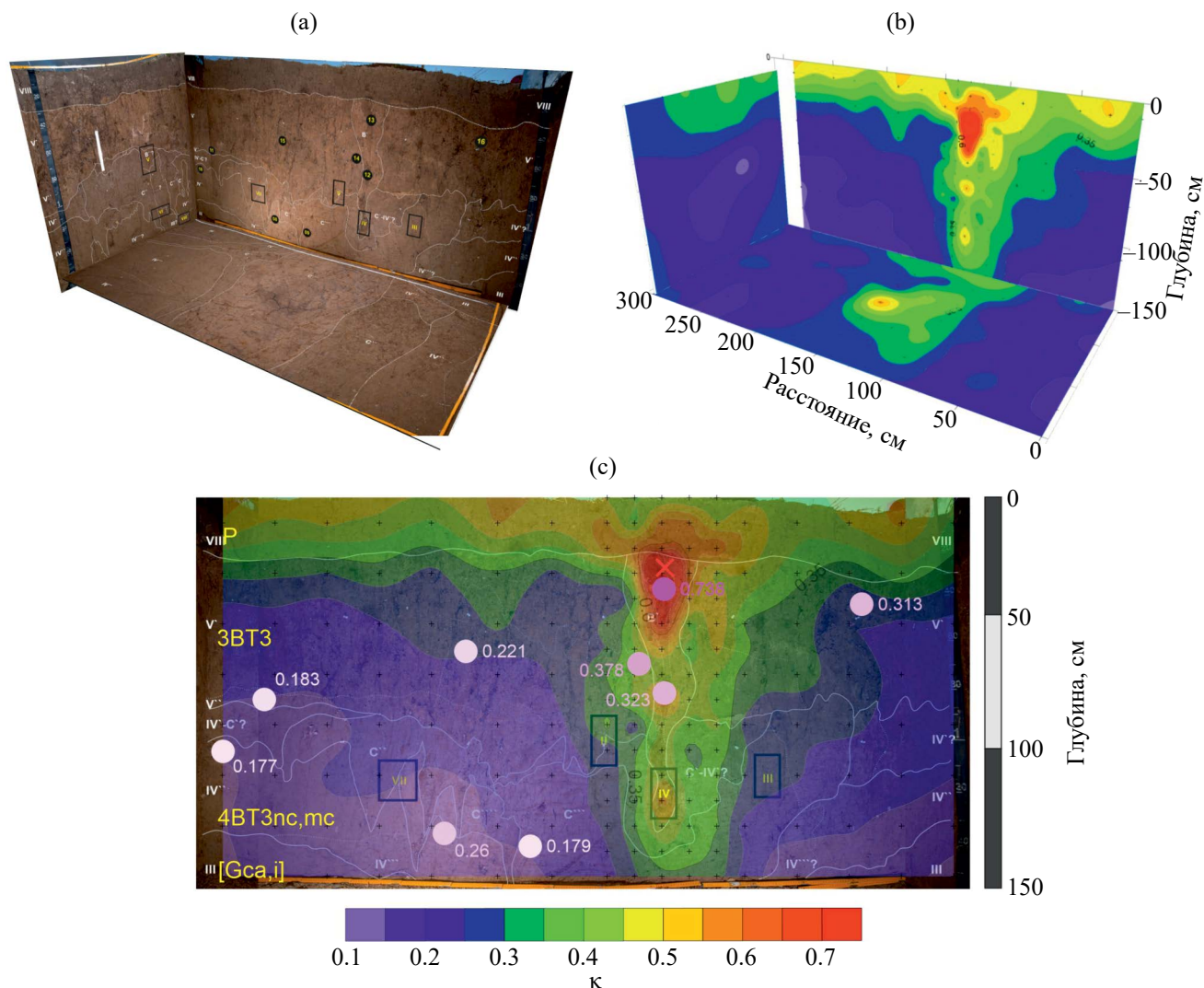


Рис. 3. Пространственная вариация МВ на примере межблочья второй генерации (Gn01): (а) трехмерная визуализация строения шурфа; (б) распределение k (ед. $\times 10^{-3}$ СИ) на вертикальных и горизонтальном срезах; (с) распределение k (заливка, ед. $\times 10^{-3}$ СИ) и χ_{LF} (кружки, ед. $\times 10^{-6}$ м³/кг) на западной стенке. Красным крестом помечено положение ярко-красно-бурой линзы в створе клина В.

вмещающих отложений в образцах из колонок ручного бурения в верхних 1.5 м повторяют закономерности распределения k . В нижних частях брянского педолитокомплекса (IV–II) на участке “Гнездилово-12” значения несколько увеличиваются, а в подстилающих отложениях II резко возрастают до 0.3–0.5, достигая значений верхних 0.5 м. На участке “Дубовая роща” во всем брянском педолитокомплексе значения остаются пониженными, также резко увеличиваясь при переходе к пачке II (рис. 4а).

Повышение значений χ_{LF} в верхней и нижней частях разреза сопровождается ростом χ_{FD} до 5–7%, в то время как для зон пониженной χ_{LF} характерны и минимальные значения χ_{FD} (2–3%) (рис. 4б).

В узловом сочленении на участке “Гнездилово-12” значения χ_{LF} быстро убывают с глубиной

от максимума, зафиксированного в ВГГ. На 1–2 м выраженный пик приурочен к низам клина А. Во вложенных клиньях В–С значения резко снижаются. В отличие от блоков, здесь нет зоны повышения значений на 2.5–3 м. Распределение χ_{FD} имеет два пика: более выраженный приповерхностный (ВГГ, до 10%) и менее выраженный в клине А (до 8%). Ниже падение χ_{LF} сопровождается резким уменьшением χ_{FD} до 2–4%.

Диаграмма рассеяния иллюстрирует взаимосвязь параметров χ_{LF} и χ_{FD} (рис. 4с). При этом образцы из клина А при относительно слабо варьирующей χ_{FD} демонстрируют сильный разброс значений χ_{LF} с максимальным повышением до 1.9, что в несколько раз превышает средние значения по исследованной толще.

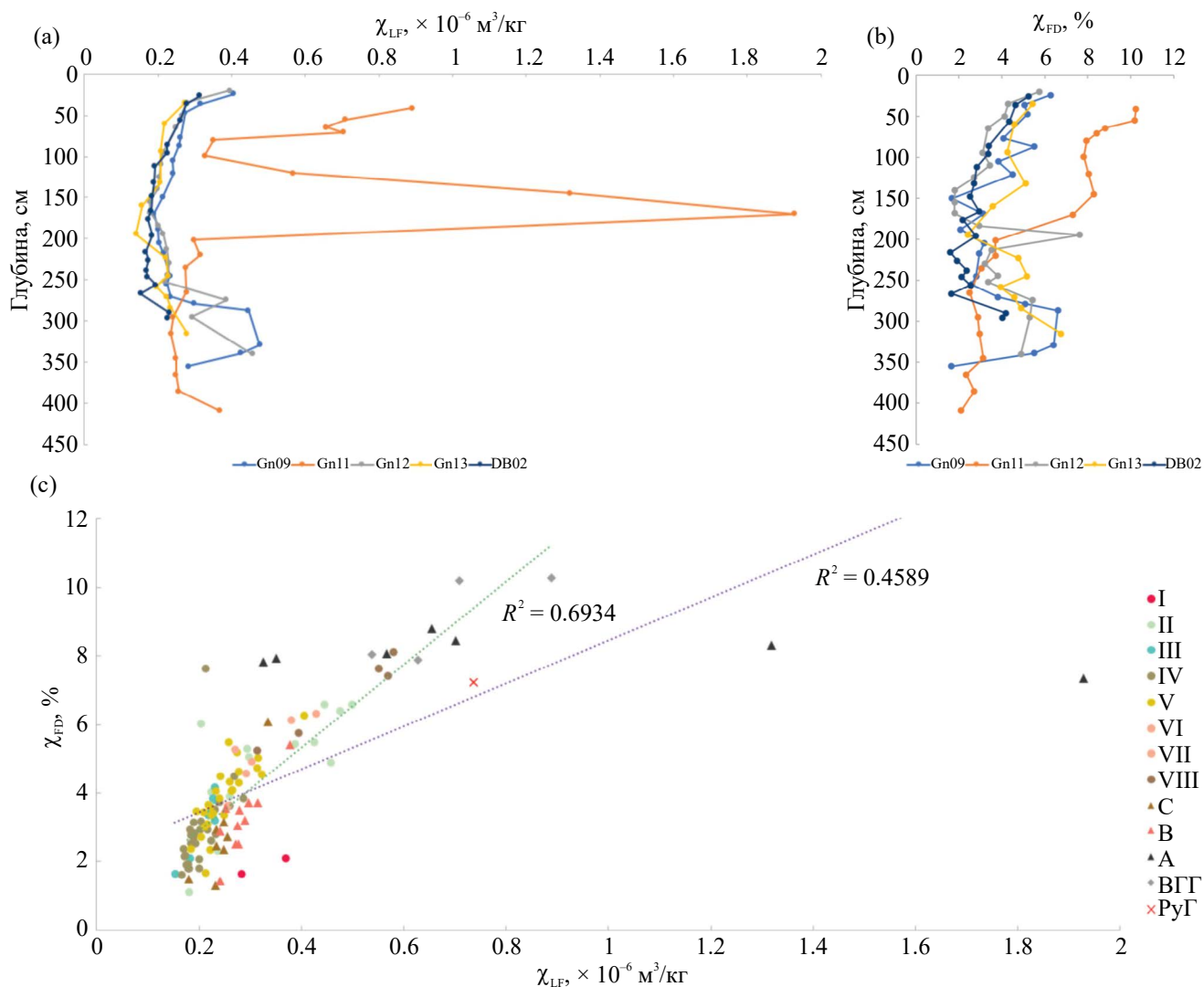


Рис. 4. Распределение χ_{LF} и χ_{FD} : (a) профильное распределение χ_{LF} ; (b) — профильное распределение χ_{FD} ; (c) диаграмма рассеяния параметров по полной выборке. Линии регрессии: фиолетовая — по всей выборке; зеленая — по выборке без образцов из клина А. Пространственное положение колонок (рис. 1 и 2). Обозначения юнитов и вмещенных структур (табл. 1). Отдельно отмечены образцы из морфонов второго гумусового горизонта (ВГГ) и ярко-красно-бурой линзы (Руг).

ОБСУЖДЕНИЕ

Исследованная позднеплейстоцен-голоценовая толща по своим литологическим, почвенно-морфологическим и магнитным свойствам распадается на три части. Верхняя часть (1–2 м) представлена массивным лёссовидным суглинком, его делювиальными и агрогенными дериватами (V–VIII) и развитыми в них горизонтами и признаками почв, наиболее ранние из которых относятся к трубчевскому педогенезу, а наиболее поздние — к актуальному почвообразованию. Закономерное убывание показателей МВ с глубиной осложняется палеокриогенными структурами и связанными с ними отрицательными палеоформами микрорельефа.

Ниже, до глубины около 2.5–3 м, залегает погребенный сложноустроенный брянский педолитокомплекс (IV–III), почвообразующие породы которого представлены ранне-средневалдайскими слоистыми суглинками мелких водоемов и их склоново-солифлюкционными дериватами. Верхняя часть педолитокомплекса переработана позднейшими криогенезом и почвообразованием и фактически включена в серию текстурных горизонтов актуальных почвенных тел. В частности, горизонты аккумуляции палеопедогенных карбонатных новообразований включаются в глинисто-иллювиальную толщу более поздних стадий почвообразования. Распределение показателей МВ относительно

Таблица 3. Вариации к на участке “Дубовая роща”

Глубина, см	Вмещающие отложения и материал заполнения структур В—С					Материал заполнения структуры А						
	юнит/тип вме- щенных структур	генетический горизонт	n	$\bar{k},$ ед. $\times 10^{-3}$ СИ	$\sigma,$ ед. $\times 10^{-3}$ СИ	CV, %	n	$\bar{k},$ ед. $\times 10^{-3}$ СИ	$\sigma,$ ед. $\times 10^{-3}$ СИ	CV, %	max, ед. $\times 10^{-3}$ СИ	max/ \bar{k}
DB03 (узловое сочленение)												
25(30)	VII	AEL[hh]	109	0.670	0.066	9.9	—	—	—	—	—	—
50(55)	VII	BEL	85	0.294	0.050	17.2	33	0.581	0.372	63.9	1.529	5.2
70(80)	VI/V	BT1	107	0.274	0.044	16.1	12	0.950	0.756	79.6	2.212	8.1
100(105)	VI/V/B	BT1/2BT2	146	0.234	0.043	18.3	26	1.601	1.566	97.8	4.467	19.1
125(135)	IV/B/C	3BT3	153	0.248	0.037	15.1	13	0.752	0.683	90.9	5.030	20.3
155(160)			193	0.254	0.037	14.5	—	—	—	—	—	—
175(180)	IV/B/C	4BT3(nc,mc)	128	0.228	0.032	14.1	—	—	—	—	—	—
DB02 (центр блока) вмещающие отложения												
20	VIII	P	8	0.524	0.100	19.0	—	—	—	—	—	—
40	V	3BT3	8	0.336	0.046	13.6	—	—	—	—	—	—
50(55)			105	0.294	0.034	11.5	—	—	—	—	—	—
60			8	0.270	0.060	22.2	—	—	—	—	—	—
80			8	0.297	0.037	12.6	—	—	—	—	—	—
100			8	0.251	0.045	17.8	—	—	—	—	—	—
120	IV	4BT3nc,mc	8	0.216	0.023	10.4	—	—	—	—	—	—
140			8	0.225	0.011	4.7	—	—	—	—	—	—
140(150)			128	0.192	0.029	14.9	—	—	—	—	—	—
160			8	0.214	0.051	23.8	—	—	—	—	—	—
180			8	0.193	0.023	12.1	—	—	—	—	—	—
200			8	0.204	0.008	4.0	—	—	—	—	—	—
220	IV	[CRMnc,mc,g]	8	0.188	0.028	15.1	—	—	—	—	—	—
240			8	0.222	0.023	10.3	—	—	—	—	—	—
260			8	0.183	0.045	24.7	—	—	—	—	—	—
280	III	[Gca,i]	8	0.161	0.035	21.9	—	—	—	—	—	—
300			8	0.269	0.060	22.3	—	—	—	—	—	—
320	II	[Cca,i]		0.283	0.025	9.0	—	—	—	—	—	—

однородно, лишь при переходе к малопретворенной почвообразованием породе (III) они снижаются. Однако в пачке III зафиксированы вертикальные поры-плоскости с органонасыщенным выполнением, маркированным повышенной МВ.

Ледниковый цоколь перекрывает неоднородная пачка II с признаками флювиальной седиментации, отмеченная значительным ростом МВ по сравнению с перекрывающими и подстилающими отложениями.

Учитывая различия в механизме накопления отложений, их криогенной и педогенной проработки, следует рассмотреть факторы пространственного распределения магнитных свойств и происхождения магнитной фракции в них отдельно.

Пространственное распределение и происхождение магнитной фракции в поздневалдайско-голоценовой толще. Совместный анализ латерального варьирования аномального магнитного поля с геологическими и почвенно-морфологическими данными шурфов и скважин, а также измерений МВ ясно свидетельствует о приуроченности положительных геофизических аномалий к межблочьям и узловым сочленениям РКМ, что ранее было зафиксировано в других районах Суздальского ополья [31] и Подмоскovie [18]. Результаты исследования также подтверждают ранее полученный коллегами [21] вывод о том, что источником характерных магнитных аномалий в Суздальском Ополье являются ВГГ. Учитывая, что ВГГ, в свою очередь, приурочены к межблочьям РКМ [7, 26], логично предположить, что именно закономерное чередование в пространстве ареалов почв со ВГГ, занимающих сохранившиеся или нивелированные изначальные понижения, и ареалов почв без ВГГ, занимающих изначальные повышения РКМ, формирует тяготеющий к полигональному паттерн геофизической неоднородности.

В дополнение данные по ключевому участку "Гнездилово-12" позволяют заключить, что мощность ВГГ может зависеть от глубины исходного понижения, обусловленной типом межблочной позиции и напрямую влияющей на соотношение эрозии и аккумуляции. Наиболее мощные ВГГ и связанные с ними более интенсивные магнитные аномалии приурочены к узловым сочленениям палеокриогенной сети, ранее представлявшим наиболее глубокие, постепенно заполняющиеся изометричные понижения. Менее мощные ВГГ обнаружены в межблочьях, вытянутых по уклону склона и сформированных по наиболее крупным жилам первой генерации. Наконец, поперечные склону межблочья, сформированные по менее крупным жилам второй генерации, могут вообще не содержать ВГГ, будучи преимущественно эрозионными позициями. По характеру почвенной морфологии

последние слабо отличаются от центральных и периферических частей блоков.

Значительный прирост k и χ_{LF} ВГГ в 2 раза и более относительно срединных горизонтов почв сопровождается также ростом χ_{FD} (8–10% против 3–6% в отложениях V–VII). Соотношение параметров χ_{LF} и χ_{FD} , согласно полуколичественной классификации Dearing [40], соответствует смеси SP фракции <0.03 мкм и более крупных фракций. Таким образом, в магнитной фракции ВГГ участвует материал как литогенного, так и, предположительно, педогенного происхождения. Выявленный тренд на уменьшение χ_{LF} и χ_{FD} с глубиной от верхних горизонтов почв (с локальным максимумом в ВГГ) к срединным горизонтам сближает магнитные профили изученных почв со степными [4, 27]. В текстурной толще вне зависимости от позиции в системе РКМ отсутствует явный иллювиальный пик МВ, характерный для почв с текстурно-дифференцированным профилем [14]. По всей видимости, элювиальная деградация ВГГ также не вызвала значительного уменьшения МВ.

Высокие абсолютные значения МВ ВГГ, несмотря на современное избыточное увлажнение, сравнимы со значениями верхних горизонтов степных почв, развитых на лёссовидных породах [12, 27]. Причем большей МВ обладают почвы в прошлом пониженных элементов рельефа, хотя обычно лучшие условия для образования педогенной магнитной фракции имеют автоморфные почвы [27]. Данные, приведенные в работе [38], свидетельствуют, что погребенные понижения продолжают аккумулировать влагу. Это вступает в противоречие с рядом гипотез, связывающих происхождение ВГГ с изначальными гидроморфными условиями почвообразования [15, 26], согласуясь скорее с лугово-степной ранне-среднеголоценовой концепцией [1, 3]. Если ВГГ формировался в хорошо дренированных условиях, то накопление и сохранение магнитной фракции в понижениях РКМ может быть в большей степени обусловлено аккумулятивно-эрозионными процессами, а не различиями в гидрологическом режиме и окислительно-восстановительных условиях. Можно предполагать, что на формирование ВГГ в понижениях повлиял привнос материала гумусовых горизонтов (обогащенных педогенной магнитной фракцией) блоков, подвергавшихся направленной эрозии. При этом развитые в делювиальных выполнениях VI–VII горизонты почв с признаками ВГГ по литературным данным, как правило, характеризуются пониженной долей ила относительно текстурной толщи [26]. Таким образом, повышение МВ относительно срединных горизонтов нельзя связать с накоплением илстой фракции в ВГГ.

Учитывая непогребенный характер ВГГ на участках исследования, нельзя исключать формирование почвенного магнитного материала уже

после перехода ВГГ в реликтовое состояние, например, в результате увеличения естественного дренажа почв и в отсутствие значительного латерального и вертикального выноса железа.

Вместе с тем ВГГ являются наиболее распространенным, но не единственным и не самым амплитудным источником магнитных аномалий. На пологом склоне участка “Гнездилово-12” в толще текстурных горизонтов зоны повышения МВ ориентированы по осям поздневалдайских клиновидных деформаций В–С, являющихся геологической основой РКМ. Эти зоны повышения МВ охватывают не только собственно клинья, но и примыкающие и перекрывающие поздневалдайско-голоценовые вмещающие отложения V–VIII. С этими относительно слабыми повышениями МВ связаны магнитные аномалии слабой интенсивности, приуроченные к межблочьям второй генерации. Морфологически эти зоны примерно совпадают с зонами сгущения трещинной сети, что указывает на связь повышения МВ с почвообразовательными процессами, в частности иллювиально-аккумулятивными ЭПП. С другой стороны, в иной геоморфологической позиции (понижение вершинной поверхности, участок “Дубовая роща”) зон повышения МВ, приуроченных к клиньям В–С, не выявлено. Таким образом, возникновение зон повышенной МВ в толще текстурных горизонтов, ассоциированное с клиньями В–С, может быть связано с геоморфологической позицией, влияющей на гидрологический режим и окислительно-восстановительные условия в срединных горизонтах почв. Фактор иллювиальной аккумуляции либо уступает им по значению, либо не влияет на распределение МВ.

Значительно повышенными значениями МВ обладает материал клиньев А, сформировавшихся в финале позднеледникового [29]. Они зафиксированы только в узлах полигональной решетки более древних клиньев В–С. Поскольку клинья А залегают непосредственно под почвенными горизонтами, включающими признаки реликтовых ВГГ, схожи с ними по цвету и высокой доле органического вещества, ряд исследователей рассматривает их как признак криоморфности реликтовой позднеледниковой почвы, в которой и были сформированы ВГГ [7, 26]. По другой гипотезе, основанной на массиве радиоуглеродных датировок, формирование ВГГ относится к раннему–среднему голоцену [3, 15], в то время как темноцветные клиновидные деформации были сформированы в позднеледниковье и содержат материал верхних горизонтов позднеледниковой криоморфной почвы [2, 29]. Изученные темноцветные клинья отличаются от темно-серых ВГГ буроватым и красновато-бурым оттенком. По к клинья А неоднородны, но в целом значительно превышают вышележащие ВГГ. Максимум χ_{LF} клина А в скважине Gn11 также превысил максимум ВГГ в 2.2 раза

($1.928-0.890 \times 10^{-6} \text{ м}^3/\text{кг}$). При этом для ВГГ обнаружены несколько более высокие значения χ_{FD} (7.8–10.3%) по сравнению с клином А (7.3–8.8%). Таким образом, клинья А по магнитным свойствам представляют собой не локальные зоны увеличения, так называемые “карманы” ВГГ, но обособленные структуры с отличными свойствами. На “картах” интерполяции к — это положительные аномалии клиновидной и жильной формы на фоне вмещающих отложений и ВГГ с тенденцией к увеличению значений с глубиной (рис. S1). Верхние части клиньев А в значительной степени перерывы почвенной фауной, что и обуславливает уменьшение объемной доли высокомагнитного материала и уменьшение к и χ_{LF} . Более сохранные нижние части демонстрируют четкие границы зон повышения МВ, совпадающие с резкими контактами вертикально-слоистых структур, в отличие от зон повышения МВ, приуроченных к более древним клиньям В–С.

Столь значительное повышение к и χ_{LF} нетипично для гумусовых горизонтов почв Восточно-Европейской равнины, развитых на слабомагнитных суглинистых породах. Оно не сопровождается сопоставимым увеличением χ_{FD} , значения которой схожи к либо даже меньше, чем в горизонтах с признаками реликтового ВГГ. Это указывает на непедогенную аутигенную сильномагнитную фракцию. Вероятным источником такого материала в данных условиях может являться высокотемпературное воздействие [9, 50], обусловленное лесными пожарами [48]. Локальные термокарстовые западины могли служить седиментационными ловушками пирогенно преобразованного материала, в том числе гумусового горизонта позднеледниковой темноцветной почвы, а также продуктов сгорания растительности, особенно древесной. Часто их МВ высока, что связано с новообразованным тонкодисперсным сильномагнитным материалом, при значениях χ_{FD} менее 9% [46, 52, 53]. Это косвенно подтверждается своеобразной бурой и красновато-бурой окраской вертикально слоистых клиньев А, указывающей на высокое содержание оксидов железа.

Таким образом, фиксируемые на картах аномального магнитного поля наиболее интенсивные поверхностные магнитные аномалии в узловых сочленениях являются двух- или даже трехъярусными. Верхний ярус их в основном формирует ВГГ, средний — клинья А, нижний (в ряде случаев) — зоны повышения МВ, приуроченные к клиньям В–С.

Локальная магнитная аномалия ассоциирована с ярко-красной суглинистой линзой в верхней части клина В второй генерации в шурфе Gn01. Значение к этого материала (до 20.5×10^{-3} ед. СИ) сильно превосходит другие аномалии. Параметр χ_{LF} образца из нижней части линзы в 2–5 раз превысил значения для других образцов шурфа. Подобное повышение МВ, отличаясь отсутствием следов

переотложения материала, как и в случае клиньев А, вероятнее всего связано с высокотемпературным воздействием. Изометричная форма и небольшой размер линзы (диаметр ~70 см, мощность ~20 см), а также ее положение непосредственно под пахотным горизонтом и кластический состав позволяют предположить, что линза может быть результатом прокала под кострищем. Расположение кострища вблизи средневекового некрополя [25] непосредственно над палеокриогенной деформацией может указывать на то, что в историческое время на этом месте могло сохраняться углубление, использованное для расположения костра.

Пространственное распределение и происхождение магнитной фракции в погребенном брянском педолитокомплексе. По сравнению с вышележащей толщей параметры МВ в брянском педолитокомплексе варьируют относительно слабо. Большая часть проанализированных образцов также обладает низкой χ_{FD} (2–4%), что указывает на малое содержание SP частиц. Таким образом, вариации магнитных свойств толщи определяются, в первую очередь, неоднородностью распределения первичной (литогенной) сильномагнитной фракции. Низкие параметры МВ согласуются с хорошо выраженными морфохромохимическими признаками оглеения.

Горизонтированность брянского педолитокомплекса фиксируется на “карте” распределения k в наиболее представительном в отношении вмещающих отложений шурфе DB02 на блоке (рис. S2) на участке “Дубовая роща”. На фоне общего понижения значений, приуроченного к пачкам III–IV, четко выделяется слабомагнитная зона, ассоциированная с III. Примечательно, что с эродированной кровли пачки III распространяются наклонные трещины, выполненные органонасыщенным, в том числе углистым материалом, выделяющимся по МВ. Так, в наиболее мощном выполнении k составила 0.605×10^{-3} ед. СИ на фоне $0.1–0.2 \times 10^{-3}$ ед. СИ. Таким образом, начальный момент экспонирования и педогенеза в пачке II сопровождался растрескиванием и проникновением по трещинам пирогенного материала, сохранившего высокую МВ до настоящего времени, несмотря на высокую влажность (уровень верховодки на конец августа 2023 г. 3.20 м глубины, всего на 20 см ниже).

Пространственное распределение и происхождение магнитной фракции в толще II. Подстилающие брянский педолитокомплекс отложения II обладают существенно повышенными значениями k и χ_{LF} . Это сопровождается повышенной χ_{FD} (до 5–7%), несмотря на в целом более легкий состав и пониженную долю тонких фракций ила <1 мкм [51]. Возможно, пачка II включает переотложенный почвенный материал мезинского педолитокомплекса, повсеместно размытого на высоких ярусах Суздальского плато, однако встречающегося на нижнем ярусе [15]. Для крутицкой части

мезинского педолитокомплекса отмечается характер постпирогенного педоседимента [35]. Таким образом, для образования повышенного сигнала МВ возможно предполагать как педогенный механизм, так и высокотемпературное воздействие.

Значение магнитной неоднородности для изучения пространственно-временной организации почвенного покрова. Приведенный опыт показал эффективность применения комплекса магнитных методов к изучению крупномасштабной неоднородности дневного почвенного покрова и ее связи с перигляциальным литогенезом позднего плейстоцена. Площадная наземная магнитометрия с детальностью первые десятки сантиметров – первые метры способна фиксировать относительно небольшие зоны концентрации аутигенных магнитных минералов в маломощной толще послеледниковых отложений. Высокая производительность этого неразрушающего метода обеспечивает широкий охват возможной вариативности в почвенных комплексах, обусловленных фактором палеокриогенного микрорельефа, в том числе денудированного и/или погребенного. Это позволяет точно позиционировать почвенные разрезы в конкретных элементах почвенного покрова или погребенного рельефа. Полевая и лабораторная капаметрия детализирует представление о пространственной неоднородности магнитных свойств. Полуколичественная магнитная гранулометрия, основанная на параметре χ_{FD} , позволяет в первом приближении оценить вклад SP частиц в общую МВ, выявив возможную роль элементарных почвообразовательных процессов и их механизмов, пирогенных и иных процессов в формировании магнитного сигнала. Однако, учитывая интегральный характер магнитных параметров и палимпсестовый тип записи в подобных объектах, достоверная генетическая интерпретация магнитных свойств нуждается в более полном исследовании вещественного состава, в особенности илистой фракции минеральной фазы [44].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Полигонально и линейно упорядоченная сеть положительных магнитных аномалий Суздальского ополя, фиксируемых детальной магниторазведкой, обусловлена, в первую очередь, повышенной концентрацией тонкодисперсных аутигенных сильномагнитных минералов в почвенных телах, развитых на погребенных отрицательных формах посткриогенного рельефа. Основная часть этих минералов сосредоточена в органонасыщенной толще, включающей серию горизонтов с признаками реликтового ВГГ и палеокриогенные структуры финала позднеледниковья. Анализ соотношения параметров χ_{LF} и χ_{FD} позволил разделить эти источники положительных магнитных аномалий. Отличительной чертой материала гумусового горизонта

позднеледниковой почвы, сохранившегося в небольших клиновидных и жильных палеокриогенных структурах, является присутствие сильномагнитной фракции, которая повышает МВ до нетипичных для гумусовых горизонтов значений и может быть связана с участием материала, испытавшего высокотемпературное воздействие в ходе пожаров. За пределами этих структур профильное распределение МВ носит аккумулятивный характер с выраженным максимумом в ВГГ.

Литологически слабоконтрастные по отношению к вмещающим отложениям заполнения крупных палеокриогенных грунтовых структур, являющихся геологической основой нивелированного РКМ, демонстрируют слабые положительные или отсутствующие аномалии.

Сильномагнитная фракция изученной послеледниковой почвенно-седиментационной толщи обладает высокой информационной ролью. Магнитные свойства достаточно устойчивы и находятся в тесной связи с историей осадконакопления, эрозии, криогенеза и почвообразования в позднем плейстоцене и голоцене. Вместе с тем палимпсестовый характер записи и многократная смена почвенных условий накладывают ограничения на интерпретацию магнитных параметров.

БЛАГОДАРНОСТЬ

Авторы выражают благодарность за помощь в организации и проведении полевых работ участникам совместных исследований в Суздальском ополье, особенно В.Р. Беляеву, Л.С. Фроловой, Ю.В. Шишкиной, А.Е. Семочкиной и Н.Г. Беловой (МГУ, ИГ РАН, г. Москва). Авторы признательны зав. лабораторией палеоархивов природной среды ИГ РАН Е.А. Константинову за предоставление возможности проведения лабораторных измерений. Особую благодарность за доступ к археологическому памятнику, предоставленные материалы и помощь в работах авторы выражают коллективу археологов и геофизиков ИА РАН и МГУ в лице Н.А. Макарова, А.М. Красниковой и С.А. Ерохина. Магнитометрия выполнялась с использованием приборной базы Центра коллективного пользования при ИА РАН (г. Москва).

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского научного фонда. Полевые работы на ключевом участке “Гнездилово-12” были организованы за счёт проекта № 19-77-10061, площадная геофизическая съёмка выполнена за счёт проекта № 19-18-00538, полевые работы на ключевом участке “Дубовая роща” и лабораторные исследования организованы при поддержке проекта № 23-17-00073.

СОБЛЮДЕНИЕ ЭТИЧЕСКИХ СТАНДАРТОВ

В данной работе отсутствуют исследования человека или животных.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов

ДОПОЛНИТЕЛЬНАЯ ИНФОРМАЦИЯ

Онлайн-версия содержит дополнительные материалы, доступные по адресу <https://doi.org/10.31857/S0032180X25010083>

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Александровский А.Л.* Эволюция почв Восточно-Европейской равнины в голоцене. М.: Наука, 1983. 150 с.
2. *Александровский А.Л.* Эволюция почв низких террас озера Неро // Почвоведение. 2011. № 10. С. 1155–1167. <https://doi.org/10.31857/S0032180X22020022>
3. *Александровский А.Л., Чендев Ю.Г., Юртаев А.А.* Почвы со вторым гумусовым горизонтом и палеочерноземы как свидетельства эволюции педогенеза в голоцене на периферии лесной зоны и в лесостепи (обзор) // Почвоведение. 2022. № 2. С. 147–167. <https://doi.org/10.31857/S0032180X22020022>
4. *Алексеев А.О.* Оксидогенез железа в почвах степной зоны. Автореф. дис. ... д-ра биол. наук. М., 2010. 48 с.
5. *Алехин С.В., Квятковская Г.Н.* Геологическая карта СССР масштаба 1: 200 000. Серия Московская. Лист О-37-XXXV. Объяснительная записка. М.: ВГФ, 1970. 149 с.
6. *Алешинская А.С., Кочанова М.Д., Макаров Н.А., Спиридонова Е.А.* Становление аграрного ландшафта Суздальского Ополя в средневековье (по данным археологических и палеоботанических исследований) // Российская археология. 2008. № 1. С. 35–47.
7. *Алифанов В.М.* Палеокриогенез и современное почвообразование. Пушкино, 1995. 318 с.
8. *Алифанов В.М., Ваганов И.М., Гугалинская Л.А.* Распределение магнитной восприимчивости в профилях сложных палеокриоморфных почв // Известия Самарского научного центра Российской академии наук. 2012. Т. 14. № 1–8. С. 2028–2031.
9. *Бабанин В.Ф.* Зависимость магнитной восприимчивости почв от условий прокаливания // Биол. науки. 1974. № 7. С. 118–122.
10. *Бабанин В.Ф., Трухин В.И., Карпачевский Л.О.* Магнетизм почв. М.—Ярославль, 1995. 222 с.

11. Бердников В.В. Палеокриогенный микрорельеф центра Русской равнины. М.: Наука, 1976. 126 с.
12. Вагапов И.М., Алексеев А.О. Магнитная восприимчивость в оценке пространственной и профильной неоднородности почв, обусловленная палеоэкологическими факторами // Известия РАН. Сер. географическая. 2015. № 5. С. 99–106. <https://doi.org/10.15356/0373-2444-2015-5-99-106>
13. Вагапов И.М., Гугалинская Л.А., Алифанов В.М. Закономерности варьирования магнитной восприимчивости в профилях палеокриоморфных почв // Почвоведение. 2013. №. 3. С. 322–322. <https://doi.org/10.7868/S0032180X13030118>
14. Вадюнина А.Ф., Бабанин В.Ф. Магнитная восприимчивость некоторых почв СССР // Почвоведение. 1972. № 10. С. 55–65.
15. Величко А.А., Морозова Т.Д., Нечаев В.П., Порожнякова О.М. Палеокриогенез, почвенный покров и земледелие. М.: Наука, 1996. 150 с.
16. Водяницкий, Ю.Н. Минералы железа как память почвенных процессов // Память почв: почва как память биосферно-геосферно-антропоферных взаимодействий. М.: ЛКИ, 2008. С. 289–313.
17. Гольева А.А. Фитолитные комплексы почв и культурных слоев Владимирского ополья // Перигляциал Восточно-Европейской равнины и Западной Сибири. Матер. Всерос. науч. конф. Ростов Великий, 25–26 августа 2023 г. М.: 2023. С. 36–41.
18. Ерохин С.А., Модин И.Н., Паленов А.Ю., Шевнин В.А. Картирование реликтовых криогенных полигональных структур с помощью геофизических методов // Инженерные изыскания. 2011. № 11. С. 30–34.
19. Золотая Л.А., Коснырева М.В. Георадиолокационные исследования при решении задач почвенной геофизики // Геофизика. 2015. № 2. С. 16–22.
20. Карта почвенно-экологического районирования Российской Федерации. Масштаб 1 : 2 500 000 / Под ред. Добровольского Г.В., Урусевской И.С. М.: МГУ им. М.В. Ломоносова, 2013. 16 листов.
21. Коснырева М.В. Разработка комплекса геофизических методов для решения прикладных задач почвенного картирования. Автореферат дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: 2007. 22 с.
22. Коснырева М.В., Золотая Л.А. Геофизические методы в почвоведении. Lambert Academic Publishing, 2011. 132 с.
23. Лобков В.А., Шоркунов И.Г., Гаранкина Е.В., Беляев В.Р., Шеремецкая Е.Д., Модин И.Н., Ерохин С.А., Красникова А.М., Шевченко В.А., Скобелев А.Д. Ревизия роли реликтовой криогенной морфоскульптуры в ландшафтном строении Суздальского ополья с применением методов геофизики и палеопочвоведения // Пути эволюционной географии – 2021. Вып. 2. Матер. II Всерос. науч. Конф., посвященной памяти профессора А.А. Величко. Москва, 22–25 ноября 2021 г. Т. 2., 2021. С. 197–201.
24. Лобков В.А., Шоркунов И.Г., Гаранкина Е.В., Шеремецкая Е.Д. Пространственная организация почвенного покрова на модельном участке Владимирского ополья // Перигляциал Восточно-Европейской равнины и Западной Сибири. Матер. Всерос. науч. конф. Ростов Великий, 25–26 августа 2023 г. М.: ИГ РАН, 2023. С. 55–64.
25. Макаров Н. А., Красникова А.М., Ерохин С.А. Первые результаты новых исследований могильника Гнездилово под Суздалем // Краткие сообщения Института археологии. 2021. № 264. С. 7–29.
26. Макеев А.О. Поверхностные палеопочвы лёссовых водоразделов Русской равнины. М.: Молнет, 2012. 259 с.
27. Малышев В.В., Алексеев А.О. Сравнение площадных и профильных показателей магнитной восприимчивости степных почв Восточно-Европейской равнины // Почвоведение. 2023. № 7. С. 843–852. <https://doi.org/10.31857/S0032180X22601591>
28. Матасова Г.Г. Магнетизм позднелейстоценовых лёссово-почвенных отложений Сибирской субэаральной формации. Автореферат дис. ... д-ра геол.-мин. наук. Казань, 2006. 36 с.
29. Милановский Е.Ю. Гумусовые вещества почв как природные гидрофобно-гидрофильные соединения. М.: ГЕОС, 2009. 186 с.
30. Минаев Н.В. Цифровая модель почвенно-ландшафтных связей Владимирского ополья. Автореферат дис. ... канд. биол. наук. М.: 2020. 23 с.
31. Модин И.Н., Ерохин С.А., А. М. Красникова, Шоркунов И.Г., Шевченко В.А., Скобелев А.Д. Геофизические исследования не выраженного на поверхности средневекового некрополя Шекшово-9 (Суздальское Ополье) // Вестник Моск. Ун-та. Сер. 4, геология. 2020. № 6. С. 3–15. <https://doi.org/10.33623/0579-9406-2020-6-3-15>
32. Модин И.Н., Ерохин С.А., Шевченко В.А., Красникова А.М. Влияние фонового почвенно-геологического разреза на эффективность геофизических исследований в археологии (Суздальское ополье) // Геофизика. 2022. № 6. С. 106–114.
33. Модин И.Н., Шевченко В.А., Ерохин С.А., Красникова А.М. Геофизические исследования курганного некрополя Гнездилово-12 (Суздальское Ополье) // Вестник Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2023. № 5. С. 3–12. <https://doi.org/10.55959/MSU0579-9406-4-2023-63-5-3-12>
34. Сычева С.А. Палеомерзлотные события в перигляциальной области Русской равнины в конце среднего и в позднем плейстоцене // Криосфера Земли. 2012. Т. 16. № 4. С. 45–56.
35. Фролова Л.С., Шоркунов И.Г., Гаранкина Е.В., Лобков В.А., Шеремецкая Е.Д., Шишкина Ю.В. Морфологическая диагностика реликтов позд-

- неплейстоценового педогенеза в дневных почвах Владимирского ополья // Перигляциал Восточно-Европейской равнины и Западной Сибири. Матер. Всерос. науч. конф. Ростов Великий, 25–26 августа 2023 г. М.: ИГ РАН, 2023. С. 167–175.
36. Чижикова Н.П., Карпова Д.В. Особенности пространственного распределения минеральных компонентов почвенных сочетаний агросерых почв со вторым гумусовым горизонтом Владимирского ополья // Почвоведение. 2016. № 9. С. 1107–1117. <https://doi.org/10.7868/S0032180X16090021>
 37. Шеин Е.В., Калинин Т.Г., Дембовецкий А.В. Агрофизические свойства почв, их мониторинг в комплексном почвенном покрове Владимирского ополья // Современные тенденции в научном обеспечении агропромышленного комплекса. Иваново: ФГБНУ Верхневолжский ФАНЦ, 2020. С. 90–93.
 38. Шеин Е.В., Киришин В.И., Корчагин А.А., Мазуров М.А., Дембовецкий А.В., Ильин Л.И. Оценка агрономической однородности и совместимости почвенного покрова Владимирского ополья // Почвоведение. 2017. № 10. С. 1208–1215. <https://doi.org/10.7868/S0032180X17100112>
 39. Arkhangelskaya T.A. Diversity of thermal conditions within the paleocryogenic soil complexes of the East European Plain: The discussion of key factors and mathematical modeling // Geoderma. 2014. V. 213. P. 608–616. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2013.04.001>
 40. Dearing J. Environmental Magnetic Susceptibility Using the Bartington MS2 System (Second Edition). Chi Publishing, 1999. 43 p.
 41. Dearing J.A., Dann R.J.L., Hay K., Lees J.A., Loveland P.J., Maher B.A., O'Grady K. Frequency-dependent susceptibility measurements of environmental materials // Geophys. J. Int. 1996. 124. P. 228–240.
 42. Garankina E., Lobkov V., Shorkunov I., Sheremetskaya E. Fine-scale heterogeneity of Suzdal plateau: deposits, paleosols, and relict periglacial features // Valdai Periglacial Field Symposium Guidebook, 27–30 August 2023 [Electronic edition]. M., 2023. P. 121–149.
 43. Garankina E.V., Lobkov V.A., Shorkunov I.G., Belyaev V.R. Identifying relict periglacial features in watershed landscape and deposits of Borisoglebsk Upland, Central European Russia // JGS. 2022. V. 179. P. jgs2021–135. <https://doi.org/10.1144/jgs2021-135>
 44. Hounslo W.M., Maher B.A. Laboratory procedures for quantitative extraction and analysis of magnetic minerals from sediments // Environmental Magnetism: A Practical Guide. Quarternary Research Association Technical Guide. No. 6. London. 1999. P. 139–189.
 45. Jordanova D., Jordanova N., Petrov P. Pattern of cumulative soil erosion and redistribution pinpointed through magnetic signature of Chernozem soils // Catena. 2014. V. 120. P. 46–56. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2014.03.020>
 46. Jordanova N., Jordanova D., Henry B., Le Goff M., Dimov D., Tsacheva T. Magnetism of cigarette ashes // J. Magn. Magn. Mater. 2006. V. 301. P. 50–66. <https://doi.org/10.1016/j.jmmm.2005.06.008>
 47. Költringer C., Stevens T., Bradák B., Almqvist B., Kurbanov R., Snowball I., Yarovaya S. 2021. Enviromagnetic study of Late Quaternary environmental evolution in Lower Volga loess sequences, Russia // Quat. Res. 2021. 103. P. 49–73. <https://doi.org/10.1017/qua.2020.73>
 48. Le Borgne E. The influence of iron on the magnetic properties of the soil and on those schists and granite // Ann. De Geophys. 1960. V. 16. P. 159–195.
 49. Liu Q., Jin C., Hu P., Jiang Z., Ge K., Roberts A.P. Magnetostratigraphy of Chinese loess–paleosol sequences // Earth Sci. Rev. 2015. 150. P. 139–167. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2015.07.009>
 50. Maher B.A. Magnetic properties of modern soils and Quaternary loessic paleosols: paleoclimatic implications // Palaeogeog. Palaeoclimat. Palaeoecol. 1998. 137. P. 25–54.
 51. Maher B.A., Taylor R.M. Formation of ultrafine-grained magnetite in soils // Nature. 1988. 336. P. 368–370.
 52. Peters C., Thompson R., Harrison A., Church M. Low temperature magnetic characterisation of fire ash residues // Phys. Chem. Earth. 2002. 27. № 31. P. 1355–1361. [https://doi.org/10.1016/S1474-7065\(02\)00133-X](https://doi.org/10.1016/S1474-7065(02)00133-X)
 53. Till J.L., Moskowicz B., Poulton S.W. Magnetic properties of plant ashes and their influence on magnetic signatures of fire in soils // Front. Earth Sci. 2021. № 8. P. 592659. <https://doi.org/10.3389/feart.2020.592659>

Spatial Distribution of the Magnetic Properties in the Surface and Buried Soils of Suzdal Opolie

V. A. Lobkov^{a, b, *}, I. G. Shorkunov^{a, b}, E. V. Garankina^{a, b}, and V. A. Shevchenko^{b, c}

^aInstitute of Geography of the Russian Academy of Sciences, Moscow, 119017 Russia

^bLomonosov Moscow State University, Moscow, 119991 Russia

^cInstitute of Archaeology of the Russian Academy of Sciences, Moscow, 117292 Russia

**e-mail: vasilylobkov@igras.ru*

Magnetic properties of soils depend on the initial properties of soil-forming material and a number of post-sedimentary processes. Within the uplands in the center and south of the East European Plain, the heterogeneity of spatial distribution of magnetic properties correlates closely with the soil-cover heterogeneity caused by the paleocryogenic microtopography. Differences in magnetic susceptibility are sufficient to form a pronounced geophysical contrast recorded by ground magnetic survey; however, that method has rarely been applied in soil studies. The origin and age of magnetic fraction in thin soil-sedimentary strata of mantle loam remain disputable. This study aims to determine the patterns of the spatial distribution of magnetic properties in surface Late Pleistocene–Holocene pedolithocomplexes by the example of the Suzdal Plateau. A set of magnetic methods was used, including field and laboratory measurements of volume and mass magnetic susceptibility parameters, as well as a detailed magnetic survey. As a result, datasets that characterize magnetic heterogeneity at scales from individual lithogenic units and morphological elements of soil profiles to elementary soil areals constituting a soil combination of texturally differentiated agrozems, agrogray, and agrosoddy- podzolic soils were obtained and compared. It is revealed that the magnetic fraction of pedogenic and pyrogenic origin concentrated in the material of humus horizons in the Late Glacial and Holocene soils represents the main source of magnetic anomalies. The results of this study can be used for soil-cover pattern studies, reconstruction of the Late Pleistocene–Holocene environment, and interpretation of geophysical data.

Keywords: paleocryogenesis, second humus horizons, periglacial zone, texturally differentiated soils, magnetometry, Phaeozems