

МИНИСТЕРСТВО НАУКИ И ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ РОССИЙСКОЙ
ФЕДЕРАЦИИ

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Институт географии Российской Академии наук (ИГ РАН)

На правах рукописи

Лобков Василий Александрович

**ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННАЯ ОРГАНИЗАЦИЯ ПОЧВЕННОГО
ПОКРОВА БОРИСОГЛЕБСКОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ И
СУЗДАЛЬСКОГО ПЛАТО**

Специальности:

1.6.12 – Физическая география и биогеография, география почв и геохимия
ландшафтов

1.6.14 – Геоморфология и палеогеография

ДИССЕРТАЦИЯ
на соискание ученой степени
кандидата географических наук

Научный руководитель:
кандидат географических наук
старший научный сотрудник
И.Г. Шоркунов

Москва – 2025

СОДЕРЖАНИЕ

Введение.....	4
Глава 1. Методологические, палеогеографические и эволюционно-генетические проблемы исследования пространственно-временной неоднородности почвенного покрова возвышенностей северной перигляциальной зоны Восточно-Европейской равнины.....	13
1.1. Стратиграфия послеледниковых отложений, крио- и педогенез на возвышенностях центра Восточно-Европейской равнины в позднем плейстоцене и голоцене.....	15
1.2. Биоклиматические условия почвообразования MIS 3 – MIS 1	38
1.3. Основные концепции формирования микрокомбинаций почвенного покрова возвышенностей региона.....	42
Глава 2. Подходы и методы исследования	54
Глава 3. Объекты исследования.....	62
3.1. Физико-географические условия северо-восточного макросклона Борисоглебской возвышенности	63
3.2. Физико-географические условия Суздальского плато.....	71
Глава 4. Пространственно-временная организация почвенного покрова Борисоглебской возвышенности	75
4.1. Ключевой участок «Поклонский холм»	75
4.2. Ключевой участок «Козловская котловина».....	96
4.3. Формирование неоднородности почвенного покрова.....	106
4.4. Модели микрокомбинаций почвенного покрова.....	119
Глава 5. Пространственно-временная организация почвенного покрова Суздальского плато	126
5.1 Ключевой участок «Дубовая роща».....	126

5.2. Ключевой участок «Гнездилово-12»	134
5.3. Формирование неоднородности почвенного покрова.....	148
5.4. Модели микрокомбинаций почвенного покрова	158
Глава 6. История и процессы формирования пространственно-временной неоднородности почвенного покрова возвышенностей северной перигляциальной зоны Восточно-Европейской равнины.....	167
Глава 7. Потенциал дистанционных и геофизических методов изучения микрокомбинаций почвенного покрова и реликтовой криогенной морфоскульптуры.....	174
Выводы	181
Список сокращений	183
Список литературы	184
Приложения	202

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность исследования. Значительные перестройки природной среды в течение последнего ледниково-межледникового цикла обусловили полигенетичность ландшафтов возвышенностей центра Восточно-Европейской равнины (ВЕР). Для них в последние ~130 тыс. л. были характерны относительно низкие темпы осадконакопления и продолжительные периоды стабильного экспонирования поверхности, что выразилось в наличии реликтовых черт, унаследованных от предыдущих климатических этапов, в чехле послеледниковых отложений и дневных почвах.

Накоплен обширный материал по крупномасштабной неоднородности морфологических, физико-химических и геофизических свойств, изучены актуальное функционирование и связь пространственной организации почвенного покрова с дневным и погребенным микрорельефом (Тюрюканов, Быстрицкая, 1971; Симакова, 1984; Алифанов, 1995; Величко и др., 1996; Савастру, 1999; Архангельская и др., 2007; Коснырева, 2007; Умарова, 2008; Макеев, 2012 и др.). Изучение реликтовых черт послужило основанием для выявления роли факторов почвообразования, действовавших в предыдущие климатические этапы, и формирования представлений о полигенезе почв региона (Таргульян и др., 1974; Александровский, 1983; Алифанов, 1995; Величко и др., 1996; Гугалинская, 1997; Макеев, 2012). Однако, до сих пор остаются дискуссионными вопросы формирования текстурно-дифференцированного профиля (ТДП), второго гумусового горизонта (ВГГ), карбонатных новообразований, глеевых признаков и т.д., их педо- или литогенное происхождение. Пространственная и временная организация почвенного покрова рассматривается преимущественно независимо в рамках географической и эволюционной моделей педогенеза, что затрудняет сопоставление результатов разных исследовательских групп и направлений. Таким образом, дальнейшее накопление знаний о генезисе, полигенезе, эволюции и функционировании дневных почв представляется наиболее

эффективным в рамках развития эволюционно-генетической парадигмы структуры почвенного покрова региона.

Объектами исследования выбраны микрокомбинации почвенного покрова двух возвышенных участков Восточно-Европейской равнины, расположенных между границами максимального распространения средне- и позднеплейстоценовых оледенений, – Борисоглебской возвышенности и Суздальского плато. **Предмет исследования** составляет пространственная и временная неоднородность почвенного покрова в масштабе микрокомбинаций, причины и факторы ее формирования.

Цель исследования – разработать концептуальные географические и эволюционные модели педогенеза, описывающие крупномасштабную пространственно-временную организацию почвенного покрова на ключевых участках Борисоглебской возвышенности и Суздальского плато.

Задачи исследования:

1. Определить последовательность формирования педогенных признаков в полигенетичных дневных почвах ключевых участков.
2. Выявить эволюционные стадии развития дерново-подзолистых и серых почв Борисоглебской возвышенности и Суздальского плато.
3. Подобрать наиболее эффективный методический подход для выявления пространственной неоднородности почвенного покрова, ее профильной и картографической визуализации в крупном масштабе.
4. Определить компонентный состав, геометрию и структуру внутренних связей микрокомбинаций почвенного покрова.
5. Выявить эволюционные стадии и процессы формирования микрокомбинаций почвенного покрова.

Методологическую основу работы составляет морфогенетическое исследование морфологических и физико-химических свойств в иерархическом ряду масштабов организации почвенного тела от макро- к микро. (Таргульян и др., 1974; Gerasimova et al., 2016). Помимо классических методов почвоведения и палеопочвоведения применен морфологический

анализ рельефа, комплекс методов дистанционного зондирования, геофизическая профильная и площадная съемка, комплексный литологический анализ.

Области исследования в соответствии с паспортами специальностей. Специальность 1.6.12 «физическая география и биогеография, география почв и геохимия ландшафтов»: 7. География и картография почв, происхождение и структура почвенного покрова; 8. Естественная и антропогенная эволюция почв и почвенного покрова. Специальность 1.6.14 «геоморфология и палеогеография»: 21. История перигляциальных и экстрагляциальных областей; 22. Палеопедология и история формирования почвенного покрова.

Фактический материал и личный вклад автора. Полевые данные получены в ходе работ на Борисоглебской возвышенности (2016–2024 гг.) и Суздальском плато (2020–2023 гг.) при непосредственном участии автора с 2019 г. В каждом районе исследованы по два ключевых участка: «Поклонский холм» и «Козловская котловина», «Гнездилово-12» и «Дубовая роща». Использованы архив спутниковых изображений открытого доступа (Google Earth) за 2010–2024 гг., ортофотопланы и цифровые модели местности, выполненные В.Р. Беляевым, Н.Н. Луговым, А.П. Вергуном и А.А. Медведевым в ходе БПЛА-аэрофотосъемок ключевых участков в 2017–2024 гг. На ключевых участках «Дубовая роща» и «Поклонский холм» при участии и лично автором выполнены геофизические съемки. Также привлечены материалы геофизических съемок на ключевом участке «Гнездилово-12», любезно предоставленные коллективом Суздальской археологической экспедиции – научными сотрудниками Института археологии РАН, ГИМ и геологического факультета МГУ А.М. Красниковой, И.Н. Модины, С.А. Ерохиным и В.А. Шевченко.

Автор участвовал на всех этапах сбора, обработки и анализа основных типов данных. Определение магнитной восприимчивости и пробоподготовка выполнялись автором в Институте географии РАН (г. Москва). Определение

гранулометрического состава методом лазерной дифракции для ключевого участка Поклонский холм выполнено в лаборатории палеоархивов природной среды ИГ РАН (г. Москва) с помощью анализатора размеров частиц Malvern Mastersizer 3000, для участков «Козловская котловина» и «Дубовая роща» – на кафедре геоморфологии и палеогеографии географического факультета МГУ (г. Москва) Е.В. Гаранкиной и Е.Д. Шеремецкой на анализаторе Fritsch ANALYSETTE 22 NanoТес, закупленном по Программе развития МГУ. Обработка и графическая визуализация (построение графиков и 3D-моделей) результатов макроморфологического исследования, гранулометрического анализа, объемной и частотно-зависимой магнитной восприимчивости выполнена автором. Определение содержания углерода карбонатов и железа несиликатных соединений выполнено в лаборатории ИФХиБПП РАН (г. Пущино). Определение содержания общего органического углерода и азота методом сухого сжигания выполнено в ЦКП «Лаборатория радиоуглеродного датирования и электронной микроскопии» ИГ РАН (г. Москва). Датирование общего органического углерода почв методом жидкостной сцинтилляции проведено в радиоуглеродной лаборатории Института геохимии окружающей среды НАНУ (г. Киев, Украина), общего органического углерода почв методом ускорительной масс-спектрометрии в ЦКП «Лаборатория радиоуглеродного датирования и электронной микроскопии» Института географии РАН» и Центре прикладных изотопных исследований Университета штата Джорджия, США в 2016–2024 гг.

Научная новизна:

1. Впервые для региона исследований показано повсеместное включение почвенных тел средневалдайского мегаинтерстадиала в дневные педолитокомплексы междуречий.
2. Выявлены признаки глубокого растрескивания и лессиважа, характеризующие самостоятельный доголоценовый этап почвообразования.
3. Впервые на основе данных литологического, иерархического морфологического и физико-химического исследования дана палеогеографическая и педогенетическая трактовка неоднородности геофизических свойств микрокомбинаций почвенного покрова. Определено место и потенциал площадной электротомографической и съемки аномалий магнитного поля Земли в выявлении, исследовании и картографической визуализации пространственной неоднородности почв.

Теоретическая и практическая значимость:

1. Выявленные взаимосвязи геофизических свойств и особенностей строения и состава почвенно-осадочных толщ могут быть использованы при определении оптимальной методики и интерпретации данных электро- и магниторазведки, разделении аномалий естественного и антропогенного происхождения, выборе мест для заложения разрезов и скважин бурения.
2. Установленная пространственная воспроизводимость стратиграфических уровней педогенеза MIS 3 – MIS 2 важна для геологического картографирования, стратиграфического расчленения и корреляции позднеплейстоценовых отложений.
3. Алгоритм и материалы комплексных площадных исследований на участках могут быть использованы при агроэкономической оценке почв, составлении детальных планов почвенного покрова. Выявленные закономерности пространственного распределения сноса и аккумуляции материала, а также их динамики в исследованном хроноинтервале имеют значение для разработки моделей эрозии почв и ее прогноза.

Основные защищаемые положения:

1. Вертикальная неоднородность срединных горизонтов текстурно-дифференцированных почв возвышенностей региона определяется стратиграфией почвообразующих пород – послеледниковых отложений, сформированных процессами водной, эоловой и склоновой аккумуляции, денудации и циклического криогенеза. Дневные почвенные тела вмещают набор признаков разновозрастного педогенеза. Наиболее ранние признаки сформированы в течение средневалдайского мегаинтерстадиала, фронт их распространения связан с погребенной поверхностью финала MIS 3.

2. Горизонтальная неоднородность дневного почвенного покрова междуречий связана с микрофациальностью слоев почвообразующих пород и начала формироваться с позднего пленигляциала (MIS 2) синхронно с развитием криогенной морфоскульптуры. Твердофазная запись признаков педогенеза наиболее полно раскрыта в горизонтном строении почв отрицательных элементов микрорельефа, испытывавших периодическое поступление материала с микроповышений.

3. Полихронные регулярно-циклические почвенные микрокомбинации сформированы по полигонально упорядоченным типам реликтовой криогенной морфоскульптуры (РКМ) и создают основной рисунок почвенного покрова. Спорадическая пятнистость почвенных ареалов обусловлена голоценовыми глубокими ветровальными нарушениями.

4. Комплексная площадная электротомографическая и магнитометрическая съемка наиболее эффективна при выявлении горизонтальной и вертикальной неоднородности, позиционировании разрезов и итоговой картографической визуализации микрокомбинаций текстурно-дифференцированных почв междуречий на покровных суглинках.

Степень достоверности полученных выводов обусловлена использованием большого объема фактического материала, иерархическим подходом при выборе пространственного разрешения морфологического исследования, привлечением детальной геофизической съемки к традиционной методологии географии почв и палеопочвоведения. Достоверность предложенных эволюционных моделей педогенеза обусловлена последовательным рассмотрением признаков на макро-, мезо- и микроуровне и достигается последовательной проверкой генерируемых генетических гипотез на каждом этапе (Шоркунов, Гаранкина, 2024).

Апробация результатов работы проводилась в рамках VIII Щукинских чтений (Москва, 2020), II Всероссийской научной конференции «Пути эволюционной географии» (Москва, 2021), VI конференции молодых ученых Почвенного института им. В.В. Докучаева «Почвоведение: горизонты будущего» (Москва, 2022), ежегодной школы-конференции молодых ученых «Меридиан» (Курск, 2021; Москва, 2022, 2023), Всероссийской научной конференции «Перигляциал Восточно-Европейской равнины и Западной Сибири» (Ростов Великий, 2023) и полевым симпозиуме, где автор подготовил и представил полевые объекты на одном из ключевых участков ведущим отечественным специалистам в области криолитологии, четвертичной геологии, палеогеографии и палеопочвоведения, Региональной конференции международной ассоциации геоморфологов (IAG) «Geoheritage and Geodiversity» (Каппадокия, 2023), I Белорусском географическом конгрессе (Минск, 2024), а также на научных семинарах им. В.О. Таргульяна «Почвы во времени и пространстве» ИГ РАН (2023, 2024).

Публикации. По теме исследования опубликовано 12 научных работ, из них 4 в рецензируемых изданиях Scopus, WoS и RSCI.

Структура и объем работы. Диссертация состоит из 7 глав, введения, выводов, списка литературы, включающего 152 источника, в том числе 47 на английском языке и 2 интернет-источника, 6 приложений. Приложения содержат 65 рисунков и 13 таблиц. Содержательная часть диссертации

изложена на 182 страницах, иллюстрирована 2 таблицами и 21 рисунком. Общий объем диссертации с приложениями составляет 272 страницу.

Благодарности. Автор выражает искреннюю благодарность к.г.н. И.Г. Шоркунову за руководство работой. За консультации, организацию и проведение полевых, камеральных и лабораторных работ, а также предоставленные материалы автор глубоко признателен творческому коллективу, сложившемуся в ходе выполнения проекта РНФ №19-77-10061, в лице сотрудников ИГ РАН и кафедры геоморфологии и палеогеографии географического факультета МГУ к.г.н. Е.В. Гаранкиной, к.г.н. В.Р. Беляева и Е.Д. Шеремецкой. Отдельную благодарность автор выражает Л.А. Фроловой за существенный вклад в получение, обработку и осмысление материалов, к.г.-м.н. А.В. Кошурникову (МГУ) за предоставление оборудования и помощь в организации и проведении магнитометрических работ, А.П. Юрченко (ИГ РАН) за помощь в организации, проведении электротомографии и обработке данных, к.г.н. Е.А. Константинову (ИГ РАН) за предоставленную возможность и руководство лабораторными измерениями магнитной восприимчивости, к.г.н. А.В. Долгих (ИГРАН) за обработку результатов радиоуглеродного датирования. За доступ к археологическим памятникам, помощь в организации и проведении полевых работ, геофизические и другие материалы автор благодарен коллективу геофизиков геологического факультета МГУ и археологов ИА РАН и ГИМ в лице д.т.н. И.Н. Модина, к.г.-м.н. С.А. Ерохина, В.А. Шевченко и А.М. Красниковой. За помощь в полевых работах автор признателен выпускникам, аспирантам и сотрудникам МГУ и ИГ РАН Ю.В. Шишкиной, А.Е. Семочкиной, Э.Д. Захаровой, Н.В. Мокиевскому, Р.А. Кошурникову, И.М. Петровнину и многим другим. За внимание, обсуждение и критику работы автор благодарен всему коллективу отдела географии и эволюции почв ИГ РАН, д.б.н. А.О. Макееву, д.г.н. А.В. Русакову и д.г.н. О.С. Хохловой.

Полевые работы, в т.ч. геофизическая съемка, буровое профилирование, литологический и фациальный анализ почвообразующих пород в траншеях и

разрезах, макроморфологическое исследование почвенных тел, радиоуглеродное датирование доголоценовых морфонов выполнены при финансовой поддержке грантов РНФ 19-77-10061 (рук. Шоркунов И.Г.) и 23-17-0007 (рук. Макеев А.О.). Радиоуглеродное датирование голоценовых темногумусовых горизонтов и морфонов и интерпретация результатов проведены за счет гранта Министерства науки и высшего образования РФ 075-15-2024-554 (рук. чл.-корр. РАН О.Н. Соломина). Мезо- и микроморфологическое исследование выполнено в рамках темы государственного задания FMWS-2024-0010 (рук. И.В. Замотаев). Измерение, обработка и интерпретация данных лазерно-дифрактометрического анализа – по теме государственного задания 121040100323-5 (рук. А.В. Бредихин).

ГЛАВА 1. МЕТОДОЛОГИЧЕСКИЕ, ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ И ЭВОЛЮЦИОННО-ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ПРОБЛЕМЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННОЙ НЕОДНОРОДНОСТИ ПОЧВЕННОГО ПОКРОВА ВОЗВЫШЕННОСТЕЙ СЕВЕРНОЙ ПЕРИГЛЯЦИАЛЬНОЙ ЗОНЫ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ РАВНИНЫ

Под перигляциальной областью позднего плейстоцена ВЕР в исследовании понимается территория, расположенная за пределами границ максимального распространения валдайского оледенения и входившая в гиперзональную криолитозону позднего плейстоцена. Ее внутреннее районирование, с одной стороны, можно провести по границам областей более ранних четвертичных оледенений и внеледниковой области. С другой стороны, особенности дочетвертичного рельефа, динамики четвертичных оледенений и климата предопределили деление этой территории на два контрастных типа районов. Первый тип составляют обширные территории преимущественно низменных равнин, сложенных водно-ледниковыми и аллювиальными отложениями песчаного состава и моделированных в перигляциальных условиях эоловой морфоскульптурой. Они являются частью так называемого «песчаного пояса Европы» («European sand belt»), где характерны специфические песчано-эоловые типы субаэральных литологических архивов (Zeeberg, 1998). Ко второму типу районов относятся преимущественно возвышенные равнины, перекрытые чехлом лёссовых и лёссовидных пород (лёссоидами, согласно Методическому пособию..., 2005). Совокупность процессов накопления пылеватых отложений и их диагенетического, педогенного и криогенного преобразования в субаэральных условиях привело к формированию лёссово-почвенно-криогенной формации. Между 53° и 60° с.ш., 25° и 42° в.д. с юго-запада на северо-восток между границ максимального распространения MIS 2 и MIS 6 оледенений протянулась обширная зона островного распространения двух основных типов субаэральных образований (рис. 1). Ее специфика определяется

позднеплейстоцен – голоценовым возрастом чехла послеледниковых отложений возвышенностей, их сравнительно небольшой мощностью, высоким фациальным разнообразием и широким развитием реликтовой криогенной морфоскульптуры (РКМ) – индикатора наиболее суровых климатических условий позднего плейстоцена. В рамках данного исследования эта зона составляет исследуемый регион и носит название «северной перигляциальной зоны» центра ВЕР.

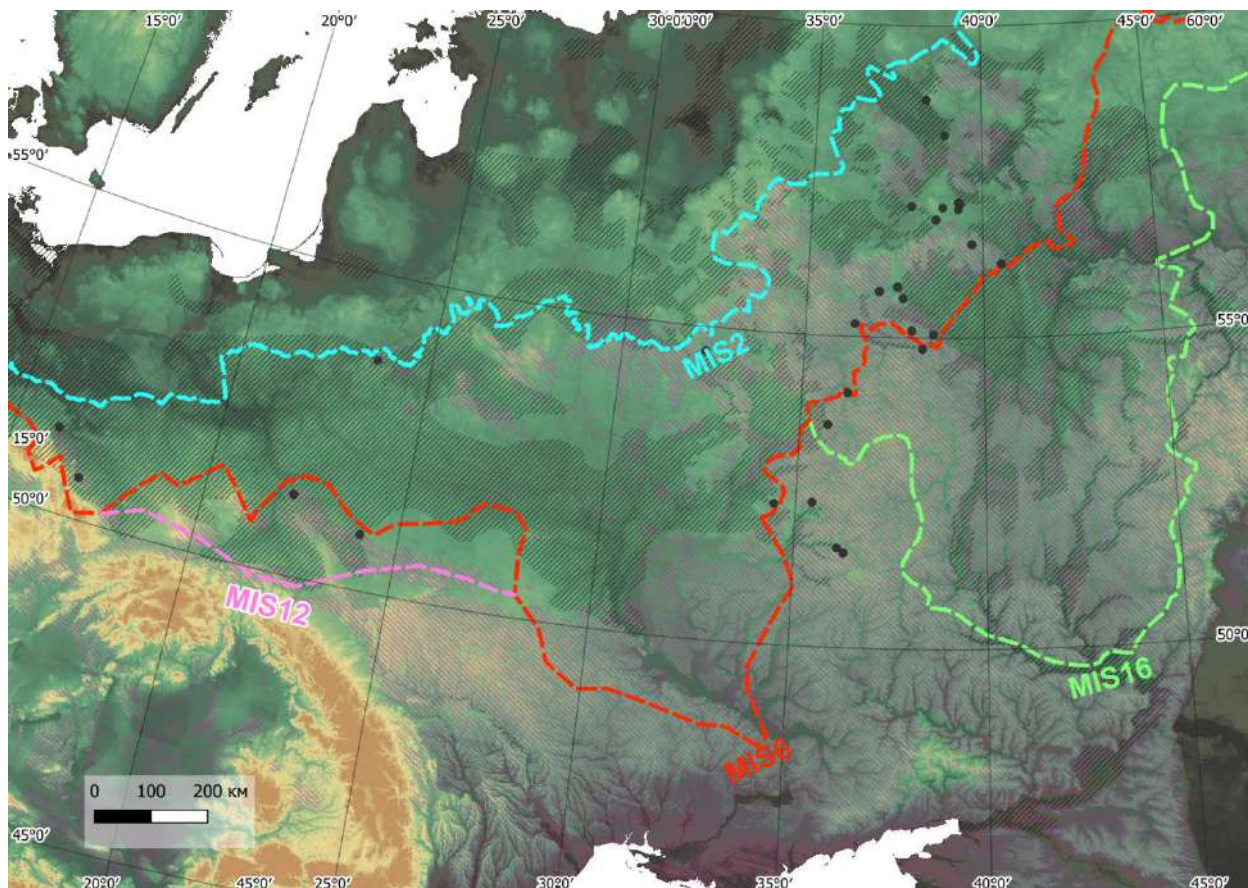


Рис. 1. Картосхема распространения лёссово-почвенной формации (розовая штриховка, согласно Lehmkuhl et al, 2020) и песчаного пояса Восточной Европы (черная штриховка, согласно Zeeberg, 1998 за пределами России, согласно распространению водно-ледниковых и аллювиальных отложений на ГТК России масштаба 1 : 1 000 000). Штриховые линии – границы максимального распространения четвертичных оледенений согласно Hughes et al., 2020 за пределами России, согласно материалам ГТК масштаба 1 : 1 000 000 в пределах России. Черные точки – местоположения разрезов и участков, рассмотренных в главе 1.

Накопление материалов по фациальному строению, лито- и педостратиграфии послеледниковых отложений исследуемого региона привело во второй половине XX века к широкому признанию полигенетического характера дневных почв и почвенного покрова

возвышенностей (Таргульян и др., 1974; Александровский, 1983; Алифанов, 1995; Величко и др., 1996; Гугалинская, 1997 и др.). Относительно низкие темпы осадконакопления, суглинистый состав и микрофациальность почвообразующих пород, широкое развитие комплекса криогенных форм микрорельефа вкупе с наиболее высокоамплитудной в четвертичном периоде динамикой биоклиматических условий обеспечили очень высокую информационную емкость почвенных тел. В связи с этим регион представляет собой уникальный естественный полигон для решения следующих актуальных проблем теории эволюции и географии почв.

1. Определение происхождения, информационной роли и места реликтовых признаков в актуально функционирующих почвенных системах; оценка баланса степени унаследованности и воспроизводимости реликтовых признаков (Таргульян, 2019);

2. Разработка таксономии почвенно-географических единиц с учетом их полихронности (Фридланд, 1972). Представляется, что учет полихронности в рамках исследования структуры почвенного покрова должен включать оценку роли реликтовых признаков, типа полигенеза наряду, но независимо от других характеристик, включая классификационную принадлежность почв в номенклатурных системах профилно-генетических классификаций, как это предлагалось И.А. Соколовым (2004).

3. Переход от дискретных к непрерывным, от двухмерных к трехмерным моделям почвенного покрова (Козловский, 1970; Grunwald, 2006).

1.1. Стратиграфия послеледниковых отложений, крио- и педогенез на возвышенностях центра Восточно-Европейской равнины в позднем плейстоцене и голоцене

Обзор работ по истории лито- и педогенеза в исследуемый хроноинтервал территориально сосредоточен на возвышенностях северной перигляциальной зоны центра ВЕР. Дополнительно рассматривается развитие областей более древних оледенений, части внеледниковой области (Среднерусская возвышенность) и других территорий, данные по которым

закрывают ряд пропусков в стратиграфии позднего плейстоцена исследуемого региона.

1.2.1. Дегляциация московского оледенения (MIS 6)

Нуль-момент почвообразования зоны среднеледниковой оледенения условно совпадает с моментом освобождения обширной территории междуречий от покровного ледника. В лёссово-почвенных сериях внеледниковой области позднеледниковую среднего плейстоцена отвечает лёссово-почвенный комплекс (ЛПК) (MIS 6), содержащий признаки инициального почвообразования. В ЛПК выделены две фазы московского (днепровского) криогенного этапа. Признаки этого криогенного этапа в виде посткриогенной текстуры и клиновидных структур включены в тело межледниковой (микулинской, салынской, рышковской) палеопочвы (MIS 5e) (Сычева, 2012). Мерзлотные условия позднеледниковья MIS 6 также контролировали активность склоновых процессов, солифлюкции и термоэрозии. В зонах аккумуляции делювиально-солифлюкционных процессов в палеодепрессиях сформировались слоистые толщи, ставшие почвообразующими породами для микулинского педогенеза (Sycheva et al., 2024).

Хотя северный ареал накопления ЛПК охватывает и краевую зону оледенения, в частности нижний ярус Владимирского плато (Velichko et al., 2000), на данный момент отсутствуют сведения о находках палеопочв и криогенных признаков MIS 6 в этом регионе.

В разрезах послеледниковых отложений возвышенных аккумулятивных равнин к северу от границы максимального распространения среднеледниковой оледенения лёсс MIS 6 не выделяется. Субэральные отложения региона – так называемые покровные суглинки – в основном датируются уже валдайским временем (Астахов и др., 2021). В периферийных сниженных частях возвышенностей валдайский суглинистый покровный чехол часто отсутствует, а с поверхности залегают в основном флювиогляциальные, реже – моренные отложения (ГГК-200, лист О-37-

XXVIII). Водноледниковые отложения времени отступления московского ледника широко распространены на аккумулятивных равнинах и складывают многие положительные формы рельефа (ГГК-200, лист О-37-XXVII-XXVIII). В позднемосковское время происходит этап активизации эрозионных процессов, размыв кровли отложений ледникового ряда флювиальными процессами и продвижения малых эрозионных форм (МЭФ) вглубь междуречий (Еременко и Панин, 2010; Shishkina et al., 2019; Панин и др., 2024).

При небольшой мощности перекрывающих ледниковую кровлю отложений формируется так называемая двучленная толща, характеризующаяся резкой вертикальной литологической неоднородностью. А.О. Макеев и соавторы диагностировали в подобных толщах несколько групп разновозрастных педогенных и криогенных признаков, относящихся к микулинскому времени – голоцену, констатируя отсутствие существенной аккумуляции материала в послеледниковое время (Makeev et al., 2017).

1.2.2. Микулинское межледниковье (MIS 5e)

Согласно карте мелкомасштабной реконструкции почвенного покрова микулинского межледниковья, рассматриваемый регион относится к зоне текстурно-дифференцированных лессивированных почв (Развитие ландшафтов..., 1993).

Осадконакоплению микулинского межледниковья (MIS 5e) в регионе в основном отвечают озерно-болотные отложения, активно накапливавшиеся в отрицательных формах рельефа: малых эрозионных формах и котловинах ледниковой поверхности (Rusakov et al., 2015; Новенко, 2016; Shishkina et al., 2019; Garankina et al., 2019).

В дневных почвах на двучленных отложениях к микулинскому почвообразованию были отнесены наиболее древние трещины усыхания с комплексом илистых кутан, нарушаемые более поздними мерзлотными трещинами (Makeev et al., 2017). На низких поверхностях междуречий краевой зоны московского оледенения и прилегающей территории днепровской

ледниковой области о погребенных почвах предположительно микулинского времени, представленных эродированными текстурными толщами, развитыми в склоновых дериватах морен и перекрытых более поздними (валдайскими) отложениями, сообщают А. Клебер и В.В. Гусев (Kleber and Gusev, 1998), Ц. Кабала с соавт. (Kabala et al., 2022). На междуречьях Угорско-Протвинской низины (краевая зона московского оледенения) аналогичное стратиграфическое положение занимают гумусированные прослои с признаками криогенных деформаций и переотложения (Антонов и др., 1992; Шеремецкая, 2004; Еременко и Панин, 2010), которые, однако, можно интерпретировать и как продукты преобразования и (или) переотложения всего мезинского педолитокомплекса или его верхней ранневалдайской части (крутицкой палеопочвы).

На междуречьях эрозионных равнин погребенная межледниковая почва, коррелирующая с салынской почвой внеледниковой области, описана в составе мезинского педолитокомплекса на глубинах 5.5–6 м в разрезе почвенно-осадочной серии опорного разреза «Боголюбово» (нижний ярус Владимирского плато). Она представлена остатками элювиальной и текстурной части ТДП почвы, сформированной в московском лёссе (Величко и др., 1996).

Во внеледниковой области зона текстурно-дифференцированных почв простирается на юг до 55° с.ш. на востоке и до 50° с.ш. на западе ВЕР. В качестве наследующих позднемосковскую геолого-геоморфологическую неоднородность были выделены следующие признаки: локальное увеличение мощности текстурной толщи межледниковой палеопочвы в заполнениях московских перигляциальных ложбин и оврагов, осаждение глинистых кутан по более тяжелым слойкам посткриогенной слоистой текстуры на микросклонах (Сычева, 2012), бóльшая степень развития элювиальной толщи (как следствие элювиально-глеевого процесса) в понижениях рельефа и признаки грунтового оглеения в наиболее глубоких западинах (Глушанкова, 2012). В палеодепрессиях в межледниковье и последующее ранневалдайское

время продолжал накапливаться эоловый и делювиальный материал, концентрирующийся в реликтовых понижениях палеокриогенного рельефа (Сычева, 2012; Глушанкова, 2012; Sycheva et al., 2024). С.А. Сычевой в слоях микулинских отложений были выделены структуры (мелкие клинья с пылеватым заполнением), отражающие, по мнению автора, возникновение глубокого сезонного промерзания внутри межледникового интервала (Сычева, 2012).

1.2.3. Ранний валдай (MIS 5d – MIS 4)

Озерно-болотные седиментационные архивы региона демонстрируют разную сохранность записи ранневалдайского этапа. Если в заполнениях замкнутых котловин отражается достаточно представительная запись (Шеремецкая и др., 2012), то в понижениях, дренированных во время этапа врезания эрозионной сети в начале раннего валдая, возможны значительные перерывы в осадконакоплении (Шеремецкая и др., 2022). Осадконакопление в дренированных понижениях возобновилось только в MIS 4 (Shishkina et al., 2019), а у фронта валдайского ледника – только в MIS 3 (Woronko et al., 2021).

Разрезы эрозионных плато краевой зоны демонстрируют горизонты погребенных палеопедогенных и палеокриогенных признаков, коррелирующих с выделенными во внеледниковой области крутицкой фазой мезинского педолитокомплекса и смоленским криогенным горизонтом (КГ). В опорном разрезе «Боголюбово» крутицкая палеопочва представлена педоседиментами, перекрывающими маломощный (0.3 м) лёссовый слой поверх эродированной салынской почвы. Весь мезинский педолитокомплекс сильно нарушен аструктурными мерзлотными деформациями смоленского КГ (Величко и др., 1996). Недифференцированный мезинский комплекс встречается также в крупных депрессиях более высоких ярусов плато, например в районе г. Юрьев-Польского (Величко и др., 1996). В разрезах на междуречьях аккумулятивных равнин отсутствуют палеопочвы этого этапа, что указывает на преобладание эрозии (Kleber and Gusev, 1998; Kabala et al., 2022).

Салынская почва в лёссово-почвенных сериях внеледниковой области, как правило, лишена части верхних горизонтов и нарушена криогенными трещинами (Морозова, 1969; Величко и Нечаев, 1994). Эрозионное событие и первый этап позднеплейстоценового криогенеза (фаза «а» смоленского КГ) маркируют начало ранневалдайского этапа. Затем последовало накопление относительно маломощного слоя севского лёсса, к кровле которого приурочена крутицкая интерстадиальная почва и нарушающий ее криогенный горизонт (фаза «б» смоленского КГ) (Величко и Нечаев, 1994). Характерной чертой крутицкой палеопочвы является мощная темногумусовая толща, указывающая на степной характер почвообразования (Морозова, 1969). Признаки последовательных фаз крио- и педогенеза чаще всего наложены друг на друга в относительно небольшом объеме породы, что послужило основанием для выделения полигенетичного мезинского педолитокомплекса. В почвенно-осадочных архивах палеодепрессий данный этап отражен более подробно: выделено три КГ, разделенных лито- и педоседиментами, и две палеопочвы (Sycheva, 2012). Более ранняя (кукуевская) палеопочва была диагностирована как лесостепная темно-серая, а более поздняя (стрелецкая) – как луговой чернозем (Sycheva et al., 2021).

Формирование структуры почвенного покрова на этом этапе однозначно было тесно связано с исходной неоднородностью субстрата и – в зависимости от мощности внутримезинских отложений и степени уничтожения салынской палеопочвы денудацией – той или иной степенью наследования почвенной неоднородности межледниковья. Фактором дифференциации почвенного покрова в ранневалдайское время послужили криогенные процессы, сформировавшие грунтовые жилы, заполненные материалом гумусовых горизонтов, и повторно-жильные льды (ПЖЛ), впоследствии превратившиеся в псевдоморфозы (Сычева, 2012). Пока неизученным остается, насколько эти процессы контролировались условиями микрорельефа, пород и почв микулинского времени.

1.2.4. Средний валдай (MIS 3)

Согласно карте мелкомасштабной реконструкции, в почвенном покрове ВЕР в средневалдайский интерстадиал доминировали мерзлотно-глеевые почвы. Для возвышенностей северной части карты реконструируется сочетание мерзлотно-глеевых почв с дерновыми мерзлотно-глеевыми иллювиально-карбонатными (Развитие ландшафтов..., 1993).

В средневалдайское время продолжалось заполнение глубоких котловин московской ледниковой зоны озерно-болотными отложениями (Garankina et al., 2019; Woronko et al., 2021). В то же время менее глубокие понижения, по всей видимости, уже заполнились и из аккумулятивных позиций трансформировались в транзитные (Шеремецкая и др., 2012). По мере заиления водоемов кровля озерно-лужевых отложений начала подвергаться переработке и переотложению комплексом криогенных и склоновых процессов (Garankina et al., 2023). Вероятно, так и сформировался нижний слой покровных отложений, отмечаемый во многих разрезах по признакам слоистости, тяжелого состава, холодных оттенков основной массы при обилии окислительно-глеевых признаков (Антонов и др., 1992; Величко и др., 1996). Основным источником для формирования этих отложений послужили более ранние дериваты и сам комплекс отложений ледникового ряда, а переход к верхнему слою покровных отложений характеризуется уменьшением включений крупных обломков при значительном увеличении доли фракции крупной пыли (Антонов и др., 1992; Шеремецкая и др., 2018; Шеремецкая и др., 2023; Garankina et al., 2023).

Признаки почвообразования MIS 3, зафиксированные в разрезах отложений эрозионных плато краевой зоны и датированные временным интервалом 20–28 тыс. л.н., коррелируют с брянской палеопочвой внеледниковой зоны, отвечающей завершающему этапу интерстадиала (Величко и др., 1996; Alifanov et al., 2000). В опорном разрезе «Боголюбово» брянская палеопочва зафиксирована в интервале глубин 2.2–4.25 м в виде глееватой толщи, верхняя часть (2.2–3.2 м) которой выделяется серым

оттенком (интерпретирована как горизонт A1g), а нижняя (3.2–4.25 м) – наличием кротовин, концентрирующихся в основании толщи. Палеопочва нарушена криогенными деформациями пластического типа (владимирский КГ), а также суженной частью крупной клиновидной структуры, проникающей из перекрывающей толщи (ярославский КГ) (Величко и др., 1996). В археологическом раскопе палеолитической стоянки «Сунгирь» Алифанов с соавт. диагностировали брянскую палеопочву в интервале глубин ~3–3.5 м как педокомплекс, состоящий из трех слоев, характеризующих транзит от гидроморфных условий почвообразования (наиболее ранняя стадия) к ксероморфным (наиболее поздняя). Педокомплекс также нарушается крупной клиновидной структурой, проникающей из перекрывающей толщи (Alifanov et al., 2000).

На верхних ярусах Владимирского плато признаки палеопедогенеза MIS 3 встречаются под перекрывающими отложениями до глубин 2.0–2.5 м (Величко и др., 1996). Таким образом, брянская палеопочва по глубине пересекается с зоной концентрации реликтовых карбонатных новообразований (Макеев, 2012). Карбонатные новообразования весьма характерны для брянской палеопочвы во внеледниковой области, причем характер их распределения (концентрирование между бескарбонатными заполнениями палеокриогенных клиновидных структур) (Sycheva and Khokhlova, 2016; Сычева и др., 2020) сходен с развитым на эрозионных плато региона (Макеев, 2012). Возможная связь горизонта карбонатных новообразований с педогенезом интервала MIS 3 пока остается неизученной.

Во внеледниковой области почвенно-седиментационные серии отражают сложную временную структуру средневалдайского интерстадиала. Продолжительные теплые периоды способствовали относительно глубокому педогенному преобразованию пород, в частности, формированию достаточно мощных гумусовых горизонтов с относительно высоким содержанием общего органического углерода (Морозова, 1969). Результаты исследований разрезов в трансаккумулятивных и аккумулятивных позициях свидетельствуют о

неоднократных эпизодах дестабилизации поверхности, выразившихся в формировании педолитокомплексов, включающих несколько разновозрастных палеопочв, органическое вещество наиболее ранней из которых датировано по ^{14}C около предела метода (53742 ± 2124 кал. л.н., Ki-15275) (Сычева и др., 2021). При этом разрезы на плакорах демонстрируют достаточно однородное строение толщи, затронутой почвообразованием MIS 3, на обширной территории, что свидетельствует о слабой выраженности широтной зональности (Морозова, 1969).

Почвенно-седиментационные серии MIS 3 достаточно сильно преобразованы палеокриогенными пластическими и структурными деформациями (Морозова, 1969; Величко и др., 1996; Сычева, 2012). На признаки формирования части из них уже в средневалдайское время указывает С.А. Сычева (Сычева, 2012). Характерной чертой этой толщи также является ооидная микроагрегированность, связываемая с агрегацией вещества в деятельном слое (Морозова, 1969; Sycheva, 2016). Однако, это свойство, как и большая часть макропризнаков мерзлотного преобразования, могло возникнуть уже во время максимума последнего оледенения, т.е. во время формирования владимирского криогенного горизонта.

За последние десятилетия в разрезах аккумулятивных равнин днепровско-московской ледниковой области также были зафиксированы и датированы радиоуглеродным методом признаки развития средневалдайских почв (Rusakov et al., 2007; Русаков, 2012; Sedov et al., 2016). Палеопочвы MIS 3 на междуречьях бассейна Верхней Волги представлены педокомплексами, фрагментированными на блоки телами с нарушенными криогенезом остатками торфяного и темноцветного гумусового горизонтов; минеральная часть представлена бескарбонатной оглеенной толщей, вмещающей плотные бурые железистые конкреции концентрического и трубчатого строения. Почвообразующими породами служат моренные и надморенные суглинки с включениями крупных обломков (Sedov et al., 2016).

1.2.5. Время максимума последнего оледенения и поздний пенигляциал (MIS 2)

Начало интервала максимума последнего оледенения отмечено стадией врезания и прерыванием озерно-болотного осадконакопления в котловинах аккумулятивных возвышенностей московской ледниковой зоны (Shishkina et al., 2019; Garankina et al., 2019; Woronko et al., 2021; Garankina et al., 2022). Перешедшие в субэразмальный режим экспонирования поверхности этих котловин вместе с поверхностями междуречий испытали воздействие криогенных процессов вследствие аградации мерзлоты на фоне сильного похолодания (Garankina et al., 2022). Горизонт криогенных деформаций, нарушающих кровлю ранне-средневалдайских отложений и развитого в них педокомплекса MIS 3, отмечен на междуречьях аккумулятивных равнин и эрозионных плато в разных частях исследуемого региона (Антонов и др., 1992; Величко и др., 1996; Sedov et al., 2016) и синхронен широко развитому во внеледниковой области владимирскому КГ (Величко и др., 1982). Согласно карте реконструкции мерзлотных условий позднего валдая, территория исследования относилась к геотемпературной зоне $-10^{\circ} \div -5^{\circ}\text{C}$ сплошной многолетней мерзлоты (Динамика ландшафтных компонентов..., 2002).

Разнообразие деформаций этого горизонта, распространенных по территории перигляциальной зоны, демонстрирует секторность. Западнее 30° в.д. доминируют пластические деформации, в то время как в восточном секторе наряду с пластическими широкое развитие приобрели трещинные образования. Комплекс процессов криогенного растрескивания и пластических деформаций сформировал упорядоченные сети воронкообразных структур с шагом между центральными осями структур около 2 м, формирующих на поверхности образования типа пятен-медальонов (Величко и др., 1982). Горизонт воронковидных структур формирует наиболее характерный тип вторичной деформации брянской палеопочвы во внеледниковой зоне: сами воронки вмещают верхние гумусированные горизонты палеопочвы, в то время как межвороночные пространства состоят

в основном из останцов срединного карбонатного горизонта (Морозова, 1969; Сычева, 2012). На склонах эти формы могут иметь наклон (Сычева, 2012). Выраженность пятен-медальонов на севере сектора хуже, что связывается с уменьшением деятельного слоя с юга на север с 1 до 0.3-0.5 м (Величко и др., 1982).

За формированием владимирского КГ последовал продолжительный этап седиментации, которому во внеледниковой области отвечают поздневалдайские лёссы. В наиболее представительных лёссово-почвенных сериях плакоров выделяется слабовыраженная интерфазальная трубчевская палеопочва, маркирующая этап некоторой стабилизации поверхности между двумя основными этапами лёссонакопления на фоне короткого, но существенного потепления (Величко и др., 1982; Борисова, 2021). Повышение температур, реконструируемое по споро-пыльцевым архивам, должно было вызвать частичную деградацию многолетней мерзлоты (Борисова, 2021).

Основной диагностированный признак трубчевского педоуровня – горизонт оглеения в более раннем (деснинском) слое лёсса. В прилегающей к границе максимального распространения московского оледенения территории на междуречье в опорном разрезе плейстоценовой лёссово-почвенной серии «Гололобово» трубчевский педоуровень выделяется серовато-бурым цветом, комплексом окислительно-глеевых признаков и обилием трубчатых пор (Velichko et al., 2000).

В московской ледниковой зоне поздневалдайские отложения междуречий представлены относительно маломощной (1.0–1.5 м) и однородной толщей легкосуглинистого состава с высокой долей крупнопылеватой фракции (Антонов и др., 1992; Шеремецкая и др., 2018).

По данным почвенных разрезов на аккумулятивной Даниловской возвышенности и Владимирском эрозионного плато был прослежен педоуровень, разделяющий, по мнению Л.А. Гугалинской с соавт., поздневалдайские отложения и развитые в них элементарные почвенные образования (ЭПО) и более ранние отложения (Гугалинская, 1997;

Гугалинская и др., 2015). Педоуровень был скоррелирован с погребенной палеопочвой, описанной на севере внеледниковой зоны (район г. Пущино) и датированной по ^{14}C временем максимума последнего оледенения. Было выдвинуто предположение о взаимосоответствии пущинской палеопочвы дерново-глеевого типа с уровнем оглеения в поздневалдайских лёссах, т.е. с трубчевской палеопочвой (Гугалинская, 1997).

О находке в подчиненной позиции рельефа в делювиальной толще сильно нарушенной криогенезом и склоновым переотложением инициальной почвы MIS 2 (возраст по ^{14}C 19790 ± 490 кал. л.н.) сообщает А.В. Русаков с соавт. Зафиксированное тело погребенной почвы мощностью около 5 см состоит из тонких гумусированного и оглееного слойков, деформированных пластически и сеткой трещин с гексагональной ячейкой диаметром ~ 20 см (Rusakov et al., 2015).

1.2.6. Позднеледниковье (MIS 2)

Позднеледниковье позднего плейстоцена отмечено частой и высокоамплитудной сменой климатических условий. Выделяются три стадии похолодания (ранний, средний и поздний дриас) и две разделяющие их стадии потепления (бёллинг и аллерёд). К раннему и позднему дриасу большинство исследователей относит основную массу криогенных, а к интерстадиалу бёллинг – аллерёд (с коротким фазиалом среднего дриаса) – основную массу педогенных признаков.

Ранний дриас. Похолодание раннего дриаса маркируется горизонтом криогенных деформаций (фаза «а» ярославского КГ), распространенным от периферии границы максимального распространения валдайского оледенения на севере до $45\text{--}46^\circ$ с.ш. на юге. Для данного этапа реконструируются резко континентальные условия и экстремально низкотемпературные условия, обусловившие широкое развитие многолетней мерзлоты при низкой степени дифференциации мерзлотных условий в широтном и меридиональном направлениях. Наиболее типичными являются крупные эпигенетические клиновидные структуры, образующие полигональные системы с ячейкой 10--

20 м. Мощность структур составляет 3–5 м. Характерным для них является двухъярусное строение, отражающее глубину деятельного слоя. Верхний расширенный ярус шириной поверху до 3.5 м имеет наклонные, часто прогибающиеся, асимметричные боковые контакты. Суженный нижний ярус имеет крутонаклонные, более симметричные боковые контакты, и оканчивается узкой трещиной. Структуры, развитые в надморенных суглинках и лёссах, в целом отличаются большими габаритами по сравнению с развитыми в моренных суглинках. Посткриогенная текстура в отложениях на уровне основной части клиньев практически не выражена, что свидетельствует о низкой льдистости мерзлоты во время их формирования. Появление постшлировой текстуры в кровле отложений, к которым приурочены клинья, связывается с более поздним этапом деградации мерзлоты на фоне увеличения влажности пород. Встречаются и структуры с признаками сингенеза, залегающие только внутри позднего слоя отложений (алтыновского лёсса внеледниковой области) (Величко и др., 1982). Диагностика типа полигонально-жилых структур, к которому относятся клинья этого КГ, не вполне ясна. Вероятнее всего, они сочетают признаки изначально-грунтовых жил и псевдоморфоз по ПЖЛ и могут являться результатом постепенного увеличения глубины деятельного слоя при продолжающемся морозобойном растрескивании (Романовский, 1977; Величко и др., 1996).

К этапу раннего дриаса А.А. Величко с соавт. отнесли также формирование т.н. веерной бороздчатости (характерных для склонов возвышенностей серий параллельно ориентированных вдоль склона слабо выраженных борозд), сопоставив ее с похожими формами в современной криолитозоне, связываемыми с морозной сортировкой и увлажнением материала на склонах (Величко и др., 1996). В то же время такие формы могут являться остатками деллей – мелких плоскодонных ложбин, заполненных склоновыми отложениями (Антонов и др., 1992). Происхождение деллей связывается как с заполнением древних линейных врезов склоновыми

отложениями (Антонов и др., 1992), так и с осваиванием термоэрозией понижений полигонального микрорельефа на этапе деградации мерзлотных структур в позднеледниковье (Сычева, 2012). Вполне возможно допустить сосуществование схожих форм разного генезиса, в том числе в пределах различных участков склонов и звеньев эрозионной сети.

Структуры фазы «а» ярославского КГ считаются геологической основой для различных типов реликтовой криогенной морфоскульптуры (РКМ), распространенной на аккумулятивных равнинах и эрозионных плато московской ледниковой области, а также на севере внеледниковой области, т.е. в зонах распространения дерново-подзолистых, серых почв и черноземов дневного почвенного покрова (Величко и др., 1996; Алифанов, 1995; Алифанов и др., 2010).

Позднеледниковый интерстадиал (бёллинг-аллерёд). Со средней частью позднеледниковья связывается деградация сплошной многолетней мерзлоты и полигонально-жильных структур фазы «а» ярославского КГ на фоне значительного потепления (Величко и др., 1982; Борисова, 2021). Это привело к сложной трансформации полигонального микрорельефа под воздействием комплекса криогенных, флювиальных и склоновых процессов. Термокарстовые процессы концентрировались в более льдистых участках мерзлоты, т.е. в зонах крупных криогенных трещин и их пересечений, увеличивая топографическую выраженность полигонального микрорельефа. С другой стороны, оплывание грунта и плоскостной смыв приводили к заполнению межблочных понижений материалом с блочных повышений и нивелировке микрорельефа (Величко и др., 1996). Как было указано выше, трансформация полигонального микрорельефа на склонах могла приводить к формированию деллей (Сычева, 2012). Вытянутые вдоль склона понижения, как межблочные западины, так и делли, формируют условия для освоения склонов линейной эрозией за счет концентрации стока (Антонов и др., 1992; Величко и др., 1996).

В педостратиграфической схеме Л.А. Гугалинской с соавт. позднеледниковью соответствует четыре элементарных почвенных образования, связанных с периодами потеплений, однако соответствие педогенных признаков конкретным хроноинтервалам не выявлено. В системе горизонтов дневных почв определена следующая последовательность ЭПО (от более древних к молодым) (Гугалинская и др., 2015):

5 – криоморфная дерново-карбонатная палеопочва (горизонт карбонатных конкреций);

4 – криоморфная трещинно-блоковая палеопочва (иллювиально-гумусовый горизонт или горизонт «гумусовых зеркал»;

3 – криоморфная лугово-дерновая палеопочва («шолмская»). Ранее к этому ЭПО была отнесена толща, сходная с солонцовым горизонтом (Гугалинская, 1997);

2 – криоморфная мерзлотно-гидроморфная почва (вторые гумусовые горизонты, включая клинья).

Всем позднеледниковым ЭПО в этой схеме свойственен криоморфизм, наиболее отчетливыми проявлениями которого служат трещинные формы, которые наследуются почвенными морфонами и (или) вмещают перемещенный почвенный материал. Данное морфологическое свойство было унаследовано и голоценовым почвообразованием. В частности, с ним связывают «языковатость» субэлювиального горизонта текстурно-дифференцированных почв. Языковатость может быть свойственна и т.н. второму гумусовому горизонту (ВГГ) – совокупности реликтовых темноцветных морфонов, включенных в различные генетические горизонты дневных почв (чаще всего, в поверхностные гумусовые и элювиальные) (Полевой определитель почв, 2008), что породило дискуссию о его позднеледниковом происхождении (Алифанов, 1995; Гугалинская, 1997; Макеев, 2012). «Позднеледниковые» гипотезы основаны на приуроченности ВГГ к западинам палеокриогенного полигонального микрорельефа, установленной для ландшафтов ополей, протянувшихся серией «островов» по

периферии московской ледниковой зоны. Эта приуроченность интерпретируется и как изначально присущая почвенному покрову позднеледникового потепления (Макеев, 2012), так и как следствие избирательного сохранения темноцветного горизонта в межблочных понижениях при преимущественном уничтожении (вследствие переотложения и диагенеза) на блочных повышениях (Алифанов, 1995). В обоих случаях предполагается, что формирование темноцветного горизонта явилось следствием мерзлотно-гидроморфного почвообразования.

Согласно концепции А.О. Макеева, эти условия были характерны только для понижений палеокриогенного рельефа, где формировался гумусово-аккумулятивный горизонт луговой почвы на фоне поступления материала в западины. Последние этапы седиментации привели к погребению горизонта, при этом он не претерпел серьезных диагенетических изменений после захоронения (Макеев, 2012).

В.М. Алифанов прослеживает несколько этапов формирования предполагаемой мерзлотно-гидроморфной стадии почвообразования, сформировавшей ВГГ: 1) лугово-болотный (формирование лугово-болотной почвы в условиях значительной надмерзлотной обводненности; темноцветный органо-аккумулятивный горизонт этой почвы покрывал все элементы микрорельефа); 2) морозобойно-криоморфный (материал органо-аккумулятивного горизонта заполнил криогенные трещины); 3) разрушение, диагенетическое преобразование и переотложение органо-аккумулятивного горизонта, в результате чего преобразованный материал сохранился в межблочьях при преимущественном уничтожении на блоках (Алифанов, 1995).

Действительно, в межблочных понижениях изредка встречаются, в том числе, крупные клиновидные формы с темноцветным заполнением, не оставляющие сомнений в их криогенном генезисе. Верхняя часть клиньев соединяется с основным горизонтом ВГГ, выклинивающимся на бортах западин (Макеев, 2012). Радиоуглеродное датирование заполнения одного из

крупных клиньев выявило позднеледниковый возраст наиболее глубокой его части с направленным уменьшением возраста по мере уменьшения глубины (Милановский, 2009). Этот факт позволил допустить омоложение радиоуглеродного возраста ВГГ и ассоциированных с ним темноцветных клиновидных структур и поставить под сомнение голоценовый возраст ВГГ, обоснованный рядом ^{14}C датировок неглубоко залегающих морфонов и горизонтов (Макеев, 2012).

Вместе с тем, по данным А.Л. Александровского на Борисоглебской возвышенности, линзы и клинья, заполненные материалом позднеледниковой почвы, на склонах междуречий могут отчетливо отделяться от залегающего выше ВГГ слоем делювиальных отложений, что свидетельствует о различном возрасте их формирования. Для объяснения формирования мощной темноцветной толщи используется предположение о мерзлотно-гидроморфных условиях почвообразования, обусловленных повышенной влажностью сезонно-талого слоя, мощность которого увеличивалась в периоды потеплений. В подтверждение этому приводится факт отсутствия признаков текстурной дифференциации у слабонарушенного криогенезом погребенного профиля позднеледниковой почвы, развитой в толще склоновых отложений на террасе оз. Неро. Предполагается, что темноцветные горизонты изначально формировались как грубогумусовые, а в дальнейшем претерпели диагенетические изменения, приведшие к более существенной гумификации (Александровский, 1983).

Иной взгляд на возможность влияния гидроморфизма на формирование почв в позднеледниковье был предложен в работе (Величко и др., 1996). На основании относительно низкой реконструируемой льдистости мерзлоты в этот этап сделано заключение об отсутствии на возвышенностях региона условий для существенного увеличения влажности сезонно-талого слоя при ее деградации. Напротив, к интерстадиалу бёллинг – аллерёд авторы относят формирование наиболее ранних признаков иллювиирования – глинистых кутан, подчеркивающих постшлировую «полосчатую» текстуру, характерную

для периферических зон псевдоморфоз по ПЖЛ фазы «а» ярославского КГ. Начало элювиально-иллювиальной дифференциации профиля в этот этап было предложено в схеме формирования дерново-подзолистой почвы на покровных суглинках (Таргульян и др., 1974). Признаки иллювиирования, нарушаемые палеокриогенными структурами позднеледникового, были идентифицированы в почвах на валдайских отложениях северо-востока Германии (Kühn, 2003).

В Судетских предгорьях формирование во время позднеледникового интерстадиала мощной темногумусовой толщи было убедительно показано находкой хорошо сохранившейся погребенной почвы со средним возрастом пребывания органического углерода в темногумусовом горизонте 12.671–12.996 кал. л.н. (Kabała et al., 2019).

Поздний дриас. Похолодание позднего дриаса спровоцировало последний этап аградации многолетней мерзлоты в регионе. В схеме А.А. Величко он маркирован фазой «б» ярославского КГ, представленной мелкими трещинными образованиями, вторично возникшими в зонах более крупных клиновидных структур фазы «а», и посткриогенной текстурой (Величко, 1982; Величко и др., 1996). С поздним дриасом связывается и этап денудации, уничтоживший верхнюю часть профиля почвы интерстадиала бёллинг – аллерёд. При этом на разных участках аккумулятивных равнин и эрозионных плато региона (Величко и др., 1996), трещинные образования конца позднеледникового заполнены материалом более ранних псевдоморфоз и вмещающих отложений, то есть заполнения их органонасыщенным темноцветным материалом не зафиксировано. Мелкие криоморфные темноцветные морфоны были выделены только в ранне-среднеголоценовом ВГГ (согласно представлениям авторов) и связаны с коротким периодом возобновления морозобойного растрескивания на фоне похолодания в суббореальное время.

По другим данным, наиболее поздние палеокриогенные структуры, включая достаточно крупные клинья, вмещают гумусированный материал

позднеледниковой почвы (Александровский, 1983; Алифанов, 1995; Макеев, 2012). Как было указано выше, взгляды на связь таких структур с ВГГ разнятся. Безотносительно этого, морфотип крупных клиньев с гумусированным заполнением, датируемым по ^{14}C серединой – концом позднеледниковья, явно не нашел отражения в схеме А.А. Величко.

1.2.7. Голоцен (MIS 1)

Пребореальный и бореальный периоды. Несмотря на общий тренд на постепенное затухание активности экзогенных геоморфологических процессов, в раннем голоцене продолжалось врезание МЭФ и относительно интенсивный плоскостной смыв на склонах междуречий (Belyaev et al., 2004). С этим связывается относительная редкость находок на склонах возвышенностей региона явных признаков длительной стабилизации поверхности в виде гумусово-аккумулятивных горизонтов почв (Александровский, 1983; Belyaev et al., 2020).

Погребенная почва («третий гумусовый горизонт») датированная по ^{14}C ранним голоценом была обнаружена Величко с соавт. в ложбине полигонально-блочного РКМ в Трубчевском ополье (краевая зона днепровского оледенения). Наиболее ранний темноцветный гумусовый горизонт, по мнению исследователей, сформировался в теле луговой почвы в условиях избыточного увлажнения. На этот горизонт накладывается более поздний этап элювиально-иллювиальной дифференциации на фоне некоторого привноса материала плоскостным смывом с повышений микрорельефа (Величко и др., 1996). Свидетельства активного почвообразования в раннем голоцене были зафиксированы в дерново-подзолистых почвах Теплостанской эрозионной возвышенности (краевая зона московского оледенения), погребенных под линзами культурного слоя раннего железного века и агроделювием. В них развит ряд разновозрастных темноцветных морфонов, наиболее ранние из которых датированы по ^{14}C ранним голоценом. От вышележащих темноцветных морфонов эти заполнения отличаются бурым оттенком и более тяжелым составом. Эти

признаки были интерпретированы как результат наиболее раннего этапа почвообразования в голоцене, когда был сформирован хорошо развитый неэлювированный темноцветный горизонт, вероятно, унаследовавший материал гумусового горизонта позднеледниковой почвы. Образование мерзлотной клиновидной структуры, вместившей материал горизонта, было отнесено к похолоданию на рубеже бореального и атлантического периодов (Александровский, 2008).

Голоценовый педогенез уже с ранних стадий был записан в аллювиально-почвенных сериях современных пойм рек региона. При этом погребенные палеопочвы периодов продолжительного субаэрального экспонирования аллювиальных поверхностей представляют собой записи сравнительно автономных условий почвообразования (Александровский и др., 2018). Таким образом, такие палеопочвы, с некоторыми ограничениями, могут быть использованы для реконструкции ряда процессов почвообразования, имевших место и на междуречьях. Погребенные почвы в современной пойме р. Москвы (краевая зона московского оледенения) датированы по ^{14}C ранним голоценом. Общим признаком этих палеопочв являются мощные темногоумусовые горизонты. В отдельном наиболее полном профиле также были зафиксированы глубоко проникающие в срединный горизонт крупные кротовины и признаки аккумуляции и сегрегации карбонатов. Сочетание этих признаков в данных условиях может отражать изменение уровня залегания грунтовых вод во время формирования почвенного тела по черноземному и лугово-черноземному типам. Палинологический анализ погребенной почвы выявил степной характер растительности раннего голоцена. Совокупность данных была проинтерпретирована как свидетельство распространения степных условий в раннем голоцене в долинах рек региона (Александровский и др., 2018).

Атлантический период. Средним голоценом датируется подавляющая часть признаков общей стабилизации поверхности междуречий региона исследования в виде почв и педоседиментов (Belyaev et al., 2020;

Александровский и др., 2022). На этот период общей стабилизации накладывались периоды усиления эрозионной активности и отдельные эрозионные события, не связанные напрямую с климатическими изменениями (Панин, 2008).

К среднему голоцену на основании данных ^{14}C датирования ряд исследователей относят формирование карбонатных новообразований (Милановский, 2009; Русаков, 2012). Крупный ареал распространения педогенных карбонатных новообразований в дневных почвах известен на Владимирском плато. Небольшие ареалы также встречаются в почвах на послеледниковых отложениях аккумулятивных возвышенностей, где выявлена их приуроченность к слабодренированным поверхностям междуречий (Русаков, 2016). Во Владимирском ополье горизонт карбонатных новообразований фиксируется на глубинах от 1 м и приурочен к блочным позициям полигональной РКМ (Алифанов, 1995; Макеев, 2012). Вероятнее всего, источником материала при сегрегации новообразований послужили литогенные карбонаты (Макеев, 2012). Неоднородность распределения карбонатов на уровне элементов РКМ связывается с влажными условиями в понижениях микрорельефа, препятствующими сегрегации, в раннем – среднем голоцене (Милановский, 2009) или даже во время седиментации (Макеев, 2012). Для объяснения ареального распространения как первичных, так и вторичных карбонатов в послеледниковых толщах разных элементов макрорельефа аккумулятивных возвышенностей А.В. Русаков предложил воздействие прогрессирующего увеличения дренажа территории по мере развития эрозионной сети в поздневалдайское – голоценовое время, обусловившее различную степень выщелачивания отложений (Русаков, 2012, 2016).

На средний голоцен приходится максимальная плотность опубликованных радиоуглеродных возрастов органического вещества темноцветных морфонов ВГГ в текстурно-дифференцированных почвах региона (Чичагова, 1985; Величко и др., 1996). Этот факт используется в

подтверждение гипотезы о среднеголоценовом времени формирования темноцветного гумусово-аккумулятивного горизонта. Предполагается, что в термический оптимум на возвышенностях региона существовали лесостепные ландшафты, способствовавшие аккумуляции гумуса. При этом наиболее мощные гумусово-аккумулятивные горизонты формировались в луговых почвах понижений полигонально-блочной РКМ на фоне повышенного увлажнения (Величко и др., 1996). Вместе с тем, радиоуглеродные возраста органического вещества характеризуют среднее время пребывания органического углерода в составе датируемого материала и в непогребенных условиях, характерных для ВГГ, могли подвергнуться существенному омоложению (Чичагова, 1985; Александровский и др., 2022). С учетом этого А.Л. Александровский аргументировал возможность более длительного временного промежутка формирования ВГГ, потенциально охватывающего как средний, так и ранний голоцен. При этом время перехода ВГГ в реликтовое состояние может различаться в зависимости от широтного положения и отражать переход от лесостепных ландшафтных условий к лесным для конкретного участка ареала их распространения (Александровский и др., 2022).

Основная часть палеоботанических исследований фиксирует доминирование лесных ландшафтов на территории региона на протяжении всего голоцена, а также стабильность южной границы лесной зоны (Новенко, 2016). Признаки продолжительной турбации почв с темногумусовыми горизонтами ветровалами были обнаружены в южной периферии региона, что позволило аргументировать отсутствие «степной» стадии почвообразования (Бобровский и Лойко, 2019).

Суббореальный и субатлантический периоды. Переходу от среднего к позднему голоцену присваивают общее усиление эрозионной активности в регионе (Panin et al., 2009). Активизация смыва и переотложения гумусовых горизонтов на рубеже среднего и позднего голоцена происходит параллельно с усилением пожарной активности, что фиксируют радиоуглеродные возраста

по общему углероду гумусированных прослоев, обогащенных углистым материалом, в делювиальных отложениях заполнений МЭФ на Борисоглебской (Belyaev et al., 2020) и Московской (Панин и др., 2024) возвышенностях. С конца первого тысячелетия н.э. существенное влияние на экзогенные геоморфологические процессы в пределах возвышенностей начинает оказывать антропогенное воздействие, особенно сельскохозяйственное освоение территории, связанное со сведением лесов и распашкой (Алешинская и др., 2008). Эрозионно-аккумулятивные процессы на склонах возвышенностей привели к усечению верхних горизонтов почв в зонах преимущественной эрозии, часто – вплоть до кровли текстурной толщи, и переотложению почвенного материала в виде агроделювиальных шлейфов в зонах аккумуляции, где диагностируются намывные почвы (Кузнецов и др., 2009). Радиоуглеродный возраст углей, концентрация которых характерна для подошвы агроделювия, маркирует начало подсечно-огневого земледелия на Борисоглебской возвышенности (Belyaev et al., 2020).

С похолоданием суббореального периода ряд исследователей связывает установление условий глубокого сезонного промерзания и криогенного деформирования ВГГ, создавшего характерную форму его нижнего языковатого контакта (Величко и др., 1996; Александровский, 2008). Мелкие клинья с белесо-серым заполнением образуют в плане полигональную трещинную сеть с ячейкой 20-40 см и несогласно накладываются на более древние темноцветные горизонты и ассоциированные с ними клиновидные деформации (Александровский, 2008). Деформации приурочены к понижениям полигонально-блочной РКМ, что указывает на преимущественное растрескивание на более увлажненных участках (Величко и др., 1996).

В позднем голоцене предполагается интенсификация процесса элювиально-иллювиальной дифференциации автоморфных почв региона (Александровский, 2008; Русаков, 2012). В почвенно-аллювиальных сериях зафиксированы погребенные позднеголоценовые почвы с хорошо развитым

текстурно-дифференцированным профилем (Александровский, 2018). В дневных почвах темногумусовый горизонт (ВГГ) переходит в реликтовое состояние и частично или полностью трансформируется в серогумусовый горизонт, где как общий органический углерод, так и выделенные гуминовые кислоты уже имеют позднеголоценовые радиоуглеродные возраста (Чичагова, 1985). ВГГ подвергается элювиированию *in situ* и вовлекается в иллювиальные процессы (Александровский, 2008; Александровский, 2011), что приводит к тому, что темноцветные морфоны отмечаются как в элювиальной и субэлювиальной, так и текстурной толще, приобретая часть морфологических свойств вмещающих горизонтов, главным образом – структуру (Классификация и диагностика..., 2004).

Реликтовым для позднего голоцена является и карбонатный профиль автоморфных почв (Макеев, 2012). В рамках общего тренда на увеличение степени дренированности междуречий региона (Русаков, 2012; Русаков, 2016), в позднем голоцене на фоне увеличения атмосферной увлажненности должно было продолжиться выщелачивание карбонатов. Однако, прямых свидетельств какой-либо позднеголоценовой динамики карбонатного профиля почв региона (в частности, хронорядов) на данный момент не опубликовано. Изучение подобного позднеголоценового хроноряда в почвах степной зоны обнаружило сложную динамику карбонатного профиля, характеризующуюся неоднородным во времени развитием разных форм карбонатных новообразований и перекристаллизацией более ранних форм. Относительно плотных карбонатных нодулей отмечено их направленное разуплотнение в течение позднего голоцена и формирование ореола пропитки во вмещающей массе (Хохлова, 2008).

1.2. Биоклиматические условия почвообразования MIS 3 – MIS 1

Материалы настоящего исследования, а также анализ опубликованных данных позволяют заключить, что в зону актуального почвообразования на послеледниковых суглинистых отложениях междуречий, определяемую характерной глубиной проникновения магистральных трещин до 2–3 м

(Таргульян и др., 1974) могут быть вовлечены признаки этапов педогенеза возрастом не ранее MIS 3. Более древние педогенные уровни, в том числе мезинский педолитокомплекс, либо отсутствуют в разрезе, либо погребены на существенную глубину и не влияют на неоднородность актуального почвенного покрова. В связи с этим целесообразно рассмотреть биоклиматические условия в интервале MIS 3 – MIS 1 как оказавшие непосредственное влияние на формирование дневных почв региона.

Биоклиматические условия MIS 3. Для средневалдайского мегаинтерстадиала по данным палеоботанических исследований реконструируется сложная динамика биоклиматических условий, обусловленная чередованием более теплых и влажных и более холодных и сухих фаз. В регионе была развита перигляциальная лесостепь, в которой более благоприятные местообитания были заняты березовыми, сосновыми и лиственничными лесами, в то время как на междуречьях в основном была распространена растительность, свойственная современным сухим степям (Чеботарева и Макарычева, 1982; Борисова и Нарышкина, 2023). В фазы потеплений (красногорское, ленинградское, дунаевское) увеличивалась доля лесов в растительном покрове, в фазы похолоданий (кашинское, шенское) – доля открытых местообитаний. Во время наиболее теплого интервала – дунаевского потепления – доминировала лесная растительность – хвойные сосново-еловые и еловые леса с участием березы и ольхи; в то же время широко были распространены травянистые группировки (Чеботарева и Макарычева, 1982; Борисова и Нарышкина, 2023).

Биоклиматические условия MIS 2. Для времени максимума последнего оледенения на территории региона реконструируется развитие перигляциально-тундрового типа растительности, представленного сочетанием тундровых и степных ассоциаций с сосновым и березовым редколесьем. Температура июля была на 7–9°C, а температура января – на 13–14°C ниже современной. Среднегодовая температура составляла около –6°C, что создавало условия для сплошного распространения многолетнемерзлых

пород. Годовое количество осадков было близко к современному. Годовая амплитуда температур несколько превосходила современную, климат характеризуется как умеренно континентальный (Борисова, 2021).

В позднем плейстоцене количество осадков резко возросло, превысив современный уровень на 300–400 мм. Рост температур был более постепенным, достигнув максимума около 17 тыс. л.н., когда температура июля приблизилась к современной, а температура января была ниже современного уровня на $-5\ldots-10^{\circ}\text{C}$. Среднегодовая температура достигла 0°C , что должно было создать условия для частичной деградации многолетней мерзлоты (Борисова, 2021).

В раннем дриасе произошло похолодание, главным образом за счет снижения зимних температур (до $-14\ldots-18^{\circ}\text{C}$ ниже современного уровня), усилилась континентальность климата (годовая амплитуда температур достигла 50°C) и уменьшилось годовое количество осадков (до 100–200 меньше современного уровня). Климатические условия благоприятствовали развитию многолетней мерзлоты (Борисова, 2021).

В интерстадиалах бёллинг и аллерёд, разделенных кратковременным похолоданием среднего дриаса, произошло значительное потепление. Значительно повышались зимние, в меньшей степени – летние температуры. Отклонения температур января достигало -5°C от современного уровня. Температуры июля приближались к современному уровню. Среднегодовая температура достигла $+2^{\circ}\text{C}$, что должно было вызвать деградацию многолетней мерзлоты. Снизилась континентальность климата, годовая амплитуда температур приблизилась к современной. Возросло годовое количество осадков, превысив современный уровень на 100–200 мм (Борисова, 2021). Палеоботанические данные указывают на существование в регионе комплексного растительного покрова, включающего островные леса и редколесья, кустарниковые и перигляциально-степные сообщества (Wohlfarth et al., 2006; Новенко, 2016; Самусь и др., 2023).

В позднем дриасе произошло похолодание, сопровождавшееся сначала резким понижением зимних температур, а затем, в меньшей степени, летних температур. Отклонение температур от современного уровня для января достигло -20°C , для июля -4°C . Среднегодовая температура снизилась до -6°C , что вновь создало условия для развития многолетней мерзлоты. Снизилось годовое количество осадков (отклонение 100–200 мм ниже современного уровня) (Борисова, 2021). Фиксируемое по палеоботаническим данным существенное похолодание и усиление континентальности климата вызвало деградацию лесной растительности и массовое распространение холодных степей и тундровых группировок (Хотинский, 1977). Ландшафты перигляциальной лесостепи сочетались с редколесьями, в которых участвовали сосна, ель и береза (Новенко, 2016; Самусь и др., 2023).

Биоклиматические условия голоцена. При переходе от позднеледникового к голоцену климат региона трансформировался от холодного резко континентального к тепловому умеренно континентальному. В пребореале и бореале летние температуры были близки современным, в то время как зимние были ниже на $7-8^{\circ}\text{C}$. Установление положительной среднегодовой температуры привело к полной деградации многолетней мерзлоты. Количество осадков в пребореале достигло современного уровня, а в бореале превысило его на 100 мм (Борисова, 2021). В течение бореального – начала атлантического периода в регионе распространяются сосново-березовые леса и редколесья с некоторым участием широколиственных пород (Новенко, 2016; Самусь и др., 2023).

В атлантический период летние температуры и годовое количество осадков в регионе были близки к современному уровню ($\sim 17^{\circ}\text{C}$ и ~ 600 мм соответственно). При этом зимние температуры превышали современные: на 2°C в начале, на 6°C в середине и на 3°C в конце периода. В середине атлантического времени (7.6–5.9 тыс. кал. л. н.) климат был наименее континентальным в голоцене, безморозный период увеличился практически на месяц (Borisova, 2019). Средняя и поздняя фаза атлантического периода

рассматриваются как оптимум голоцена, во время которого в регионе распространились смешанные и широколиственные леса (Новенко, 2016). В окрестностях оз. Неро реконструируется преобладание смешанных елово-сосновых лесов с примесью березы и широколиственных пород (дуб, вяз, липа) (Самусь и др., 2023).

В работе (Borisova, 2019) были определены актуальные флористические районы-аналоги Верхневолжского региона в атлантическом периоде:

- начало периода – западная оконечность Смоленско-Московской возвышенности, подтаежная зона (широколиственно-еловые леса, влажные березовые и ольховые леса с елью, ольховые болота, осиновые и березовые леса с примесью широколиственных пород, липово-дубовые и дубовые леса, а также сосновые леса разных типов);

- середина периода – нижнее течение р. Неман (еловые леса, смешанные широколиственно-еловые леса, березовые и осиновые насаждения с примесью широколиственных пород, участки грабово-дубовых лесов);

- конец периода / начало суббореального периода – бассейн Западной Двины и верховья рек Великая и Ловать (различные типы еловых лесов, сосновые, сосново-еловые, березово-осиновые леса с примесью широколиственных пород).

В позднем голоцене на фоне тренда на похолодание и увеличение количества осадков произошла трансформация растительности, распространились еловые и елово-широколиственные леса (Wohlfarth et al., 2006; Новенко, 2016; Самусь и др., 2023).

1.3. Основные концепции формирования микрокомбинаций почвенного покрова возвышенностей региона

Накопление материалов по фациальной структуре, лито- и педостратиграфии послеледниковых отложений привело к широкому признанию полигенетического характера дневных почв и почвенного покрова региона исследования во второй половине XX века. Возникла необходимость

в создании концептуальных моделей, описывающих временную и пространственную неоднородность распределения твердофазных педогенных признаков, зафиксированных в почвенном теле.

Пространственный и временной аспекты эволюции почв были совмещены в концепции морфолитопедогенеза, предложенной Л.А. Гугалинской и развитой в серии работ (Гугалинская, 1997; Гугалинская и Алифанов, 2008; Гугалинская и др., 2015). Суть процесса морфолитопедогенеза заключается в «... едином взаимозависимом развитии трех структурных компонентов биосферы: участков дискретной земной поверхности, пород, слагающих эти поверхности, и почв, формирующихся на этих породах» (Гугалинская, 1997, с. 4). Результатом морфолитопедогенеза в перигляциальных условиях, по мнению автора, служат специфические природные объекты – педоциклиты. Педоциклиты представляют собой серии слоев субэкральных отложений небольшой мощности, в каждом из которых заключен как индивидуальный набор признаков маломощного педогенеза, отражающих этапы стабилизации поверхности (следовавшие за завершением накопления каждого слоя), так и признаки более поздних этапов педогенеза. Такие слои с индивидуальным набором признаков получили название элементарных почвенных образований (ЭПО). Продолжительность цикла образования ЭПО, состоящего из стадии литогенеза и педогенеза, составляет около 2.0 тыс. лет. Композиции ЭПО, образующие педоциклиты, являются модальными материнскими породами для голоценового почвообразования в центре ВЕР и определяют внутрипрофильный литогенный фон для голоценового педогенеза. Поскольку индивидуальные педогенные признаки каждого ЭПО отражают экологические условия времени его формирования, для голоценового почвообразования они являются реликтовыми. Начало формирования дневных почв (дерново-подзолистых, серых и черноземов), изученных на территории возвышенностей московско-днепровской ледниковой области и примыкающих к ней частей внеледниковой области, было отнесено к позднему валдаю. Доголоценовые ЭПО, в основном, входят в

систему иллювиальных горизонтов дневных почв. Внутри индивидуального ЭПО выделяется до трех парагенетических горизонтов (гумусовый, подгумусовый и горизонт материнской породы), однако наиболее типично сохранение только подгумусовой части, что объясняется, с одной стороны, полной проработкой маломощного слоя материнской породы, а с другой – усечением гумусовой части во время денудационной стадии, следовавшей за стадией стабилизации поверхности, с которой формировалась эмбриональная почва.

На основе корреляции ЭПО дерново-подзолистых и серых почв была составлена стратиграфическая схема гипотетического полного профиля – центральный образ почв (Гугалинская, 1997; Гугалинская и др., 2015). Профиль дерново-подзолистых и серых почв, по мнению авторов, развит в покровных лёссовидных суглинках, сформированных после максимума последнего оледенения и представляющих собой композицию из семи ЭПО. Этот педоциклит подстилается восьмым ЭПО (пущинской палеопочвой), сформированным в конце поздневалдайского пленигляциала (Гугалинская и др., 2015). Относительно глубокое залегание (2.0–2.5 м) и литологическая контрастность восьмого ЭПО по отношению к вышележащей толще ранее послужили основанием для проведения по его кровле нижней границы профиля дневных почв и считать возраст его материала нижним пределом хроноинтервала его формирования (Гугалинская, 1997).

Полнота конкретных вариантов реализации морфолитопедогенеза дерново-подзолистых и серых почв, выявленная в работах Л.А. Гугалинской с соавт., довольно сильно варьирует (может быть представлено различное количество ЭПО) (Гугалинская, 1997; Алифанов и др., 2013; Гугалинская и др., 2015). Ведущим фактором, обуславливающим полноту записи, был признан геоморфологический, причем влияние рельефа было отмечено на разных масштабах. Наиболее крупная по рангу дифференциация, по мнению авторов, произошла благодаря дифференцированным блоковым движениям, обусловленным неотектоникой и (или) гляциоизостазией. Эта гипотеза

предполагает, что блокам, испытывающим опускание, свойственна лучшая сохранность записи по сравнению с блоками, испытывающим воздымание, поскольку последние представляют собой арену преимущественной денудации экзогенными процессами (Гугалинская, 1997; Гугалинская и др., 2015). Меньшая по рангу дифференциация проявляется на уровне мезорельефа возвышенностей, где полнота записи возрастает в более подчиненных позициях – зонах преимущественной аккумуляции, – и обусловлена перераспределением материала экзогенными процессами. Эта же закономерность была прослежена и на уровне микрорельефа (Гугалинская и Алифанов, 2005; Алифанов и др., 2013).

Контрастность почвенного покрова междуречий региона в значительной степени зависит от условий микрорельефа и фациальной структуры слагающих пород, что показано в ряде работ (Алифанов, 1995; Величко и др., 1996; Макеев, 2012). При этом выявленное для разных элементов микрорельефа разнообразие в ряде исследований достигает уровня подтипа и даже типа почв (Алифанов, 1995; Алифанов и др., 2013; Овчинников и др., 2020), т.е. достигает или превышает разнообразие, обусловленное мезорельефом. В других исследованиях разнообразие фиксируется внутри ЭПА тех или иных типов почв (Величко и др., 1996; Макеев, 2012).

Наиболее распространенные типы актуального и погребенного микрорельефа на междуречьях являются результатом трансформации комплекса перигляциальных форм микрорельефа, сформированных при ведущей роли криогенных процессов в позднем плейстоцене, что послужило основанием для выделения реликтовой криогенной морфоскульптуры (РКМ), моделирующей поверхности элементов мезорельефа (Бердников, 1976; Величко и др., 1996). Результаты исследований почвенно-осадочных толщ в протяженных обнажениях, траншеях и разрезах, заложенных в разных элементах РКМ, выявили зависимости в распределении ряда морфологических и физико-химических признаков и свойств дневных почв от положения в конкретных системах реликтового микрорельефа (наиболее

изучены его полигонально-упорядоченные формы). Теснота этих зависимостей в разных частях региона неодинакова, однако общие закономерности в распределении некоторых признаков воспроизводятся на значительной территории. Общие тенденции прослежены для территорий, различающихся по геолого-геоморфологическому строению и компонентному составу почвенного покрова. Это позволило применить сравнительно-географический метод в локальном масштабе и микрокатенарный подход для решения вопросов о стадийности педогенеза, возрасте и механизмах формирования признаков дневных почв. В результате сформировались комплексные гипотезы, связывающие крупномасштабную неоднородность почвенного покрова с ведущим фактором палеокриогенеза (Алифанов, 1995; Величко и др., 1996; Алифанов и др., 2010; Макеев, 2012). Палеокриогенные деформации, создавшие первичный микрорельеф, традиционно относятся к фазе «а» ярославского КГ, т.е. датируются не позже раннего дриаса. Этот криогенный этап А.А. Величко с соавт. назвал «протогенным» в хронологии развития почв региона, указав на первичную вертикальную и латеральную дифференциацию криогенезом пород, ставших впоследствии почвообразующими для непрерывного позднеледникового – голоценового педогенеза (Величко и др., 1996). С позднеледниковьем связывает происхождение доголоценовых педогенных признаков дневных почв В.М. Алифанов (Алифанов, 1995), при этом допуская возможность включения признаков более ранних педогенных этапов, соответствующих ЭПО 6 и 7 в схеме Л.А. Гугалинской (Гугалинская и др., 2001). Более ранние признаки частично уничтожаются криогенными структурами ярославского КГ, однако большая часть позднеледниковых и голоценовых признаков, наоборот, имеют тенденцию к концентрированию в зонах криогенных структур. В особенности это свойственно зонам крупных полигональных клиновидных структур, сформировавших изначальные понижения микрорельефа (межблочья). Повышенная полнота записи связывается с направленным относительно медленным осадконакоплением в межблочьях за счет поступления материала

с повышений микрорельефа (блоков). Это способствовало «росту» почвы вверх и наследованию признаков. В то же время на блоках преобладал снос материала, обуславливавший «вдвигание» почвы в породу педогенеза с постепенным стиранием более ранних признаков. Таким образом, идеальная модель развития почв по (Таргульян, 2019) в пространстве сдвигалась в сторону аккумулятивно-осадочной (в микропонижениях) и денудационной (на микроповышениях). Предполагаемые криогенные и гидрогенные воздействия в условиях многолетней мерзлоты позднего плейстоцена, вероятно, могли обуславливать элементы турбационной и гидрогенно-аккумулятивных моделей педогенеза. Перераспределение материала в системах палеокриогенного микрорельефа, по мнению М.А. Глазовской (2000), позволяет рассматривать их в рамках денудационно-аккумулятивного разряда СПП по В.М. Фридланду (1972). Специфический тип педолитоседиментов солифлюкционного и делювиального происхождения в понижениях микрорельефа с разновременными наборами признаков почвообразования *in situ* позволяет принципиально сопоставить такие образования с педоциклитами, выделенными Л.А. Гугалинской (Гугалинская, 1997; Глазовская, 2000).

Выделяемые по топографическим и аэрокосмическим материалам комплексы РКМ фактически стали основой моделей, описывающих пространственно-временную неоднородность почвенного покрова в масштабе микрокомбинаций (Алифанов, 1995; Величко и др., 1996; Макеев, 2012). В то же время почти не разработаны модели, учитывающие палеокриогенный фактор в более мелких картографических масштабах. Тем не менее, уже изучены некоторые аспекты пространственной неоднородности РКМ для крупного масштаба. Так, А.А. Величко с соавт. создана номенклатура типов РКМ, выявлены некоторые закономерности их выраженности и переходов на поверхностях разных уклонов, а также проведены опыты по дешифрированию ареалов распространения типов РКМ на локальных водосборах и определению их связи с процессом линейной эрозии на обрабатываемых склонах (Величко

и др., 1996). Фактор РКМ был учтен в работе Н.Г. Савастру при описании СПП Владимирского ополья, где ряд типов реликтового микрорельефа наследуется элементарными почвенными структурами (ЭПС по Фридланду, 1984). Выделенные автором ЭПС в пределах междуречий представлены, в основном, пятнистостями серых лесных почв (по классификации 1977 г.), различающихся мощностью гумусовой и элювиальных частей, наличием или отсутствием признаков ВГГ и поверхностного оглеения, и пятнистостями-ташетами, где добавляется признак наличия или отсутствия карбонатов, трактуемых как остаточные (Савастру, 1999).

Вместе с тем необходимо отметить ряд проблем, возникающих при использовании РКМ как модели пространственно-временной организации почвенного покрова. Их можно подразделить на методические и концептуальные.

Серьезной методической проблемой является зачастую слабая топографическая выраженность реликтового микрорельефа (до полного нивелирования) вследствие процессов естественного и антропогенного выравнивания. Спектральный анализ детальной цифровой модели рельефа (ЦМР) субгоризонтально-пологонаклонной поверхности распаханного поля на северо-востоке Клинско-Дмитровской гряды в зоне распространения РКМ обнаружил регулярное чередование округлых повышений и обрамляющих их понижений рельефа с перепадами, редко превышающими 50 см в окрестности 30 м (Минаев и др., 2019). При этом формы явно агрогенного происхождения (свальные гряды и развальные борозды) имеют перепад 20–30 см каждые 15–25 м и в значительной степени «затушевывают» естественный микрорельеф. Таким образом, использование микрорельефа дневной поверхности для изучения РКМ и связанной с ней почвенной неоднородности может быть затруднено либо даже приводить к ошибкам в определении его генезиса. Вместе с тем, для дешифрирования РКМ чаще применяются материалы космo- и аэрофотосъемки открытых участков (особенно свежераспаханных), на которых даже нивелированный микрорельеф может «просвечивать» в

неоднородности фототона (Величко и др., 1996; Andrieux et al., 2016; Ewertowski et al., 2017). Однако, при таком подходе невозможно установить наличие и величину перепадов высот. Дешифрирование типов и элементов РКМ основывается на общем характере неоднородности фототона, в то время как неразработанными остаются проблемы интерпретации самих цветовых характеристик. Сама классификация типов РКМ, представленная в последнем крупном тематическом исследовании (Величко и др., 1996) имеет не вполне определенные критерии отличия ряда типов РКМ, особенно сильно трансформированных посткриогенными процессами. Также эта классификация включает типы, для которых не установлена связь с криогенными структурами (крупноблочный рельеф) или возможны другие механизмы формирования (веерная бороздчатость). Рассматривая методические приемы изучения связи РКМ с дневным почвенным покровом, авторы справедливо указывают на необходимость детального изучения всех характерных элементов микрорельефа, выделенных по топографическим или дистанционным данным, рекомендуя траншейные или профильные исследования с изучением разреза вкрест простирания полигональных структур, в случае плохой выраженности рельефа – минимум двух структур. Однако даже такая методика не способна дать исчерпывающее представление об организации полигональной сети, в особенности имеющей несколько порядков и (или) горизонтов. Дополнить информацию о латеральной организации почвенных тел и криогенных структур могут горизонтальные расчистки, что было показано в работе В.М. Алифанова (1995). Однако, создание крупных горизонтальных расчисток, которые могли бы вскрывать полигональные сети с размером ячейки от первых до десятков метров слишком трудоемко и требует значительного разрушения объекта исследования. В этой связи большой интерес представляет применение неинвазивных методов малоглубинной геофизики, уже показавших эффективность в выявлении реликтовых полигональных криоструктур (Ерохин и др., 2011; Thiry et al., 2013). Несмотря на успешный опыт

использования площадных геофизических съемок для картографирования этих структур, в регионе до настоящего времени геофизические материалы еще не были проанализированы совместно с данными палеокриогенных и палеопедогенных исследований. Опубликованные в литературе детальные карты площадных интерполяций геофизических параметров для участков с полигонально-упорядоченными типами РКМ демонстрируют очень четкую выраженность полигональных сетей, в то время как на спутниковых изображениях на этих участках фиксируется слабоупорядоченная округло-пятнистая неоднородность фототона (Модин и др., 2020, 2023). Это ставит вопрос об адекватности отражения по крайней мере части типов РКМ на материалах аэрокосмической съемки. Способность геофизических методов фиксировать глубинную неоднородность представляет особое преимущество в случае необходимости изучения нивелированного или погребенного микрорельефа.

Концептуальные проблемы связаны с интеграцией подходов, сложившихся в исследованиях полигенетичных почв и почвенного покрова, с методологией почвенно-географического исследования в рамках учения о структуре почвенного покрова В.М. Фридланда. Выявление такого феномена, как зависимость неоднородности почвенного покрова от РКМ дала возможность охарактеризовать, в первую очередь, пространственный аспект этой неоднородности. При этом предполагаемые связи в выделяемых почвенных комбинациях продолжают рассматриваться преимущественно только как актуально действующие. Вместе с тем, В.М. Фридланд указал, что актуальные почвенные комбинации и СПП представляют временной срез непрерывно эволюционирующего почвенного покрова. Почвенные комбинации и СПП, компоненты которых формировались разновременно, он предложил рассматривать как полихронные. В полихронном почвенном покрове в разной степени выражена реликтовость (было предложено разделить СПП по степени реликтовости на реликтовые, реликтовые преобразованные и современные с реликтовыми признаками). Накопленный

материал ясно свидетельствует о записи в почвенном покрове региона признаков не только актуального набора процессов функционирования, пусть и действующих в разные периоды позднеледникового и голоцена с разной интенсивностью, но и былых процессов, больше почвенным системам не свойственных. Таким образом, «точкой роста» в развитии идей о пространственно-временной неоднородности почвенного покрова стало бы совмещение почвенного, палеопочвенного и палеогеографического фактического материала с концепцией полихронных почвенных комбинаций и СПП.

Отдельно стоит отметить биотический и антропогенный факторы формирования микронеоднородности почвенного покрова региона. В работе М.В. Бобровского (2010) были обобщены типы воздействий, оказываемых ключевыми видами животных и растений, а также хозяйственной деятельностью человека на почвенный покров лесной зоны ВЕР. Разноуровневые сукцессии, на которые по крайней мере со второй половины голоцена оказывает влияние человек, рассматриваются автором как один из ведущих факторов формирования структуры почвенного покрова лесной зоны на микро-, мезо- и макроуровне (Бобровский, 2010). Наиболее широко распространенным воздействием биоты на микроуровне являются фито- и зоотурбации. Срок оборачивания почвенного покрова вывалами деревьев по разным оценкам составляет от 300–800 л. до 1000–2000 л., в результате чего каждая «точка» почвенного покрова многократно вовлекается в те или иные элементы почвенного ветровального комплекса (ПВК) (Васенев и Таргульян, 1995; Бобровский, 2010). По мнению М.В. Бобровского это исключает неподвижность почвенной матрицы до средних глубин 40–90 см (максимум 2 м) (Бобровский, 2010). Ветровальные нарушения и создаваемый ими микрорельеф оказывают существенное влияние на неоднородность почвенных режимов и латеральные процессы перераспределения влаги и материала, активизируя основные группы почвообразовательных процессов: метаморфические изменения органогенного и минерального материала,

структурную переорганизацию, оглеение и окислительную сегрегацию, элювиирование и иллювиирование разнообразного материала в растворах и суспензиях (Васенев и Таргульян, 1995). В.М. Фридланд предложил рассматривать биотурбационные образования как предельные структурные элементы (ПСЭ) почвенного покрова. По мнению автора, поскольку специфика и пространственная конфигурация ПСЭ определяется морфолого-биологическими, а не географическими причинами, подобные ареалы не могут рассматриваться как ЭПА (Фридланд, 1972). В то же время ПСЭ могут являться компонентами микрокомбинаций различной контрастности, например, комплексов и сочетаний, обусловленных ПВК (Фридланд, 1972; Карпачевский, 1977).

В основных работах, посвященных неоднородности почвенного покрова, обусловленной РКМ и палеокриогенезом, роль ветровальных нарушений не рассматривается (Алифанов, 1995; Величко и др., 1996; Алифанов и др., 2010; Макеев, 2012). Между тем, характерные размеры глубоких ветровальных нарушений, масштаб и отдельные черты влияния на строение почвенных тел близки ко многим описываемым в этих работах палеокриогенным деформациям. Ранее на возможность отнесения некоторых, трактуемых как палеокриогенные, структур к ходам корней деревьев было указано в работе (Бобровский, 2010). Сравнительный анализ ряда описанных в литературе форм («котлов», «карманов», «клиньев» и проч.), в особенности заполненных гумусированным и элювиированным материалом, показывает, что схожие формы разными исследователями могут объясняться как ветровальными, так и криогенными воздействиями. Необходимость четкого разграничения результатов этих типов нарушений представляется весьма важной по двум причинам. Во-первых, поскольку они отражают сильно отличающиеся условия почвообразования, неправильная идентификация может приводить к серьезным ошибкам в построении эволюционных моделей педогенеза. Во-вторых, верная идентификация механизмов нарушений

необходима для оценки роли фактора ветровала и палеокриогенеза в формировании неоднородности почвенного покрова.

ГЛАВА 2. ПОДХОДЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Структурной основой диссертационного исследования является методология иерархического морфогенетического исследования (ИМГИ). Методология ИМГИ была впервые сформулирована и опробована на опорных разрезах 10–70 и 2–71 в покровных суглинках Клинско-Дмитровской гряды в 1970х годах (Таргульян и др., 1974). Теоретической основой методологии является концепция памяти почв (Таргульян, Соколов, 1978; Таргульян, 2008, 2019), согласно которой параметры внешней среды, а также их изменения оставляют след, то есть записываются в твердофазном каркасе почвы – почвенном теле. Такой подход способствует рассмотрению дневных и ископаемых почв и вмещающих осадков в качестве своеобразных архивов информации об условиях (и их изменениях) физико-географической среды (Шоркунов, 2013). Для дерново-подзолистых и серых почв, сформированных на покровных суглинках, присущ палимпсестовый (многократно наложенный) тип записи. Морфологические и физико-химические параметры отдельных признаков, сформированных на предыдущих стадиях, неизбежно изменяются, перемещаются в почвенном теле и даже частично или полностью уничтожаются на каждом новом этапе педолитогенеза. Отсутствие ритмичной седиментации, обычно приводящей к погребению и консервации признаков, продолжительное влияние крио- и педогенеза обусловили сложную организацию почвенно-осадочного тела без последовательного, привычного геологам, слоистого профиля с простой хроностратиграфической последовательностью снизу-вверх.

Явления и признаки твердофазного вещества последовательно изучены на каждом уровне структурной организации объекта с систематическим повышением морфологического разрешения: от макро- ($n \cdot 10^2$ – $n \cdot 10^1$ м) и мезо- ($n \cdot 10^0$ – $n \cdot 10^{-4}$ м) до микро- ($n \cdot 10^{-2}$ – $n \cdot 10^{-5}$ м) и для отдельных деталей – субмикроморфологического ($n \cdot 10^{-3}$ – $n \cdot 10^{-9}$ м). На каждом из них морфологическое и аналитическое геохимическое исследование дополнено

результатами сопутствующих методов изучения объекта – специфичных для каждого уровня.

Предварительный этап исследования включал анализ оптических спутниковых изображений субметрового разрешения (2004–2023 гг.), предоставляемый Google Earth, и глобальной ЦМР FABDEM с разрешением 30 м (FABDEM V1-2, 2023). Были использованы фондовые картографические материалы: комплекты государственных геологических карт (ГГК) масштаба 1 : 1 000 000 (лист О-37, 2016 г.) и 1 : 200 000 (лист О-37-XXVIII, 1972 г., лист О-37-XXXV, 1970 г.). В целях создания цифровых моделей рельефа и для оценки мезокомбинаций почвенного покрова для ключевых участков на Борисоглебской возвышенности «Поклонский холм» и «Козловская котловина» были оцифрованы и использованы карта землеустройства (с топографическим планом) (1982 г.) масштаба 1 : 10 000 и почвенная карта (1984 г.) масштаба 1 : 10 000 (с/х угодья) – 1 : 50 000 (леса) совхоза «Киргизстан» Ростовского района Ярославской области (почвенная карта составлена Керзумом П.П., Кузьминой Е.А. и Русаковым А.В.).

На **макро-** уровне был произведен предварительный анализ поверхности на основе панорам оптических изображений, полученных с помощью БПЛА-аэрофотосъемки. Геодезический контроль осуществлялся с помощью дифференциальных GNSS приемников. В программной среде Agisoft Metashape для ключевых участков были созданы ортофотопланы и цифровые модели местности (ЦММ) с горизонтальным разрешением 10 см. Для анализа микрорельефа дополнительно в программной среде SAGA на основе отфильтрованных и загрубленных до разрешения 0.5 м ЦММ был рассчитан индекс топографической позиции (TPI) с радиусом 30 м.

Измерения аномалий магнитного поля Земли проведено с помощью пешеходных магнитометров (QuantumMag, MaxiMag) по сети параллельных профилей. На ключевом участке «Дубовая роща» снят планшет 100*50 м, расстояние между профилями 1 м, наблюдения проведены в режиме постоянных измерений (шаг между измерениями ~10 см). На ключевом

участке «Поклонский холм» сняты планшеты 50*75 м и 50*50 м, расстояние между профилями 1 м, наблюдения проведены в режиме единичных измерений (шаг между измерениями 0.5–1 м). По разности измеренных значений на планшетах съемки и показаний магнитной вариационной станции в программной среде Surfer с помощью алгоритма кригинга построены карты аномального магнитного поля. Для ключевого участка «Гнездилово-12» использованы материалы магнитной съемки, ранее проведенной по схожей методике (Модин и др., 2023).

Электротомографическая съемка проведена на ключевом участке «Поклонский холм» с помощью электроразведочной станции «СКАЛА 48K12» (КБ Электрометрии, г. Новосибирск). В целях повышения детальности расчленения верхней части разреза (1.5–2.5 м) применена дипольная установка с шагом расстановки электродов через 0.5 м («Поклонский холм», приложение В3). В рамках площадной съемки на планшете 34*47 м проведены измерения серией параллельных профилей с шагом между профилями и измерениями 1 м. Первичная обработка выполнялась в программе Xeris и заключалась в задании геометрии профиля, удалении одиночных аномальных значений, фильтрации данных по коэффициенту вариации и модулю входного напряжения. Инверсия по робастной методике выполнялась в программе Res2DInv. В программной среде Surfer с помощью алгоритма кригинга построена серия горизонтальных срезов УЭС для глубин 0.2–3.5 м. Для ключевого участка «Гнездилово» использованы материалы площадной электротомографической съемки, ранее проведенной по схожей методике (Модин и др., 2023).

На основе анализа неоднородности удельного электрического сопротивления (УЭС) и аномального магнитного поля на ключевых участках «Поклонский холм», «Гнездилово-12» и «Дубовая роща» были заложены разрезы с точной привязкой к локусам фоновых и аномальных значений. Проведено детальное макроморфологическое исследование последовательных горизонтальных срезов и итоговых вертикальных

профилей в разрезах 1.5*3.0, 4*4 м. Объемная магнитная восприимчивость (κ) отложений измерена в вертикальных и горизонтальных расчистках каппаметрами SatisGeo KM-7 (Чехия) и Геодевайс ПИМВ (Россия) по регулярной сети с шагом 10–25 см. Выбор шага учитывал пространственную неоднородность строения участка и распределения параметра. Статистический анализ данных включал вычисление среднего, стандартного отклонения и коэффициента вариации, а также максимальных превышений для зон повышенной κ относительно фона. Карты интерполяции на конкретные срезы построены с помощью алгоритма кригинга в программной среде Surfer. На основе фотографических изображений срезов и карт интерполяции значений магнитной восприимчивости в программной среде Voxler построены 3D-модели разрезов.

Применен литолого-стратиграфический, почвенно-географический и геоморфологический подход. Отобраны образцы в колонке вмещающих отложений и палеокриогенных структурах, на макроуровне проведен анализ профильного распределения ряда физико-химических показателей (гранулометрический состав, общий органический углерод, углерод карбонатов, железо несиликатных соединений и др.). На ключевом участке «Козловская котловина» изучены протяженные ($n \cdot 10^2$ м) вертикальные и горизонтальные срезы в строительных траншеях и котлованах, исследована микрофациальность слоев почвообразующих пород и микрокомбинации почвенного покрова.

На мезо- уровне осуществлено исследование объемной организации почвенных тел в поле и в образцах ненарушенного строения (монолитах) в лаборатории с применением световой стереомикроскопии. Выделены генетические, диагностические горизонты, морфоны, проанализировано их профильное и горизонтальное распределение. В ходе морфологического анализа именно на мезо- уровне пространственного разрешения добываются ключевые данные о стадийности формирования твердофазных признаков в

почвенном теле. Осуществлена пробоподготовка для физико-химического исследования.

В ходе гранулометрического анализа методом лазерной дифракции при помощи анализатора размеров частиц Malvern Mastersizer 3000 в лаборатории палеоархивов природной среды ИГРАН и Fritsch ANALYSETTE 22 Nano на кафедре геоморфологии и палеогеографии географического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова средняя проба измельченного образца массой 0.3 г обрабатывалась 4% раствором пирофосфата натрия и ультразвуком. Распределение частиц по размерам рассчитано по модели Фраунгофера, использована размерная шкала Батурина.

Определение содержания общего органического углерода методом сухого сжигания проведено в ЦКП «Лаборатория электронной микроскопии и радиоуглеродного датирования ИГРАН». В лаборатории отдела эволюции и экологии почв ИФХиБПП РАН определено содержание неорганического углерода карбонатов манометрическим методом с 10% раствором соляной кислоты, содержание железа несиликатных соединений в дитионит-цитрат-бикарбонатной (метод Мера-Джексона) и оксалат-аммонийной (метод Тамма).

Удельная МВ (χ) измерена в высушенных и растертых образцах (20 г). 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 (Dearing, 1999).

Радиоизотопное датирование общего органического углерода почв методом жидкостной сцинтилляции проведено в радиоуглеродной лаборатории Института геохимии окружающей среды НАНУ (г. Киев, Украина) и методом ускорительной масс-спектрометрии в ЦКП «Лаборатория радиоуглеродного датирования и электронной микроскопии» ИГРАН и Центре радиоизотопных исследований Университета штата Джорджия, США. Калибровка дат проведена к.г.н. А.В. Долгих в программной среде OxCal v.4.4.4 на основе калибровочной кривой IntCal20 (Reimer et al., 2020). Данные датирования приведены в таблице 1. В работе используется расчетный радиоуглеродный возраст в формате медиана с доверительной вероятностью 1 σ , 68.2%.

Таблица 1. Материалы ^{14}C датирования. Участки: ПХ – «Поклонский холм»; КК – «Козловская котловина»; Гн-12 – «Гнездилово-12».

Лаб. индекс	Участок	Разрез	Глубина, см	^{14}C л. н.	Кал. л. н.		
					(1 σ , 68.2%)	(2 σ , 95.4%)	медиана
Ki-19753	ПХ	PE12	55–65	5710 $\pm$ 140	6524 $\pm$ 153	6851–6213	6518
Ki-19754	ПХ	PE12	33–45	4240 $\pm$ 120	4788 $\pm$ 187	5274–4425	4773
Ki-19755	ПХ	PE11	45–65	1470 $\pm$ 60	1368 $\pm$ 56	1515–1288	1358
IGAN-5348	ПХ	π -pedone	245–252	10750 $\pm$ 30	12731 $\pm$ 11	12754–12707	12732
IGAN-5349	ПХ	π -pedone	228–238	13380 $\pm$ 40	16107 $\pm$ 79	16266–15954	16108
IGAN-5350	ПХ	π -pedone	245–252	1790 $\pm$ 20	1669 $\pm$ 33	1731–1620	1657
IGAN-5351	ПХ	π -pedone	165–175	4520 $\pm$ 20	5164 $\pm$ 77	5307–5051	5151
IGAN-7903	ПХ	Pi5	190–205	11370 $\pm$ 45	13245 $\pm$ 47	13325–13164	13246
IGAN-10885	КК	CS3	120–140	5280 $\pm$ 30	6072 $\pm$ 68	6185–5940	6078
IGAN-10886	Гн-12	Gn26	60–70	6790 $\pm$ 30	7632 $\pm$ 27	7676–7582	7633
IGAN-10887	Гн-12	Gn02	90–110	5800 $\pm$ 30	6599 $\pm$ 48	6670–6498	6603
IGAN-10888	Гн-12	Gn02	65–85	6730 $\pm$ 30	7595 $\pm$ 35	7665–7516	7594
IGAN-10889	КК	CS3	83–120	7390 $\pm$ 35	8217 $\pm$ 76	8335–8038	8221

На **микро-** уровне для участка «Дубовая роща» проведено микроморфологическое исследование почвенных шлифов в проходящем поляризованном и отраженном свете с помощью поляризационного микроскопа Zeiss Axio Scope.A1. Микроструктурная организация изучена с помощью растровой (сканирующей) электронной микроскопии (СЭМ) на микроскопе JEOL JSM-6610LV.

Результат иерархического морфогенетического исследования – концептуальные модели педолитогенеза. Модели включают в себя реконструкцию последовательности формирования лито-, крио- и педогенных признаков в пространстве почвенных тел и микрокомбинаций актуального почвенного покрова.

Исследование опирается на принципиальную стратиграфическую схему послеледниковых отложений возвышенностей региона, разработанную в ходе совместных исследований сотрудников ИГ РАН и МГУ им. М.В. Ломоносова (Garankina et al., 2022, 2023). Схема, а также ее корреляция со стратиграфическими схемами лёссово-(палео)почвенно-криогенных формаций Центральной России и Среднерусской возвышенности, приведена в таблице 2.

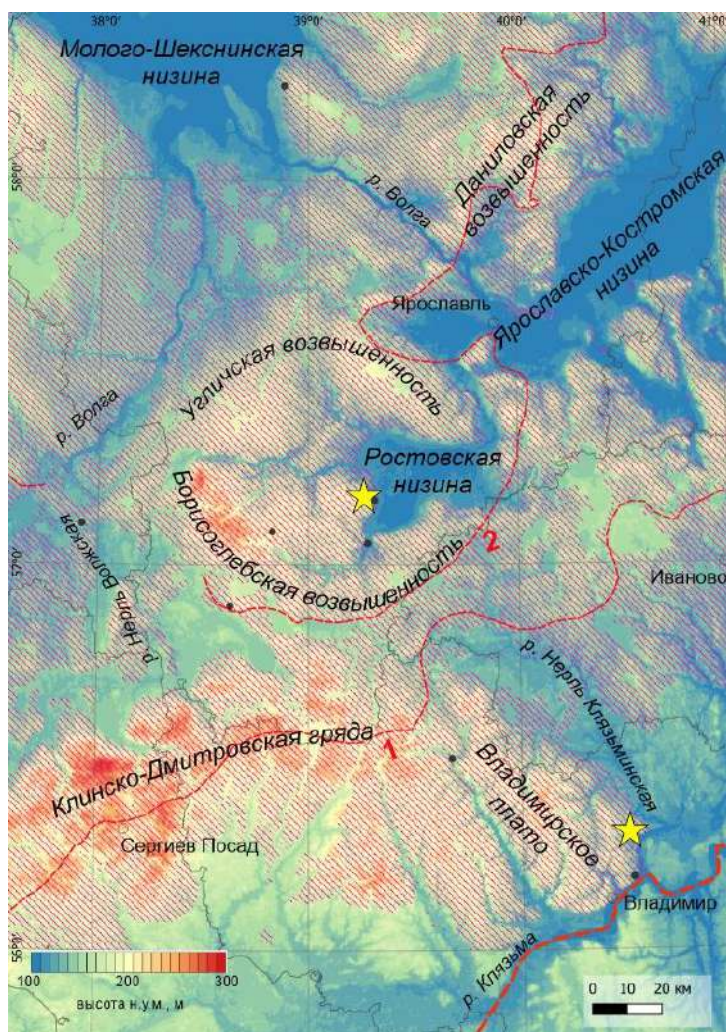
Таблица 2. Стратиграфическая корреляция суглинисто-криогенной формации возвышенностей северной перигляциальной зоны и лессово-(палео)почвенно-криогенной формации внеледниковой и древнеледниковой областей

MIS	Время	Суглинисто-криогенная формация возвышенностей северной перигляциальной зоны (Garankina et al., 2022, 2023)		MIS	Лессово-почвенно-криогенная формация			
					Центральная Россия (Velichko et al., 1990, 2006)		Среднерусская возвышенность (Сычева, 2012; Сычева и др., 2021)	
		Отложения	Криогенные горизонты		Горизонты лессов и почв	Криогенные горизонты	Горизонты лессов и почв	Криогенные горизонты
1	Голоцен	VIII – агро-делювиальные	–	1	голоценовая почва	–	4–6 голоценовых почв	–
2	Поздний дриас	–	A	2	алтыновский лесс	ярославский, фаза «б»	позднеледниковый лесс	ярославский
	Беллинг / средний дриас / аллеред	VI-VII – делювиальные	–					
	Ранний дриас	–	B			ярославский, фаза «а»		
	Основная дегляциация	–	–		трубчевская почва	–	5–6 почв и лессов	–
	Максимум последнего оледенения	V – эоловые	– C		деснинский лесс	владимирский	поздневалдайский лесс	владимирский
3	Средний валдай	IV – криотурбационные и делювиально-солифлюкционные дериваты II-III	–	3	брянская почва	–	брянская почва	
							тускарский лесс 1	тускарский, фаза «б»
		III – лужевые, озерные, органогенные	–				гидроузельская почва	
							тускарский лесс 1	тускарский, фаза «а»
4	Ранний валдай	II – флювиальные дериваты I	–	4	хотылевский лесс	смоленский, фаза «б»	селиховодворский лесс	селиховодворский
5a				мезинский ПК	крутицкая почва	–	стрелецкая почва	–
5b							млодательский лесс	млодательский
5c							кукуевская почва	–
5d		5d	севский лесс		смоленский, фаза «а»	сеймский лесс	сеймский	
5e	Микулинское межледниковье	–	–	5e	сальнская почва	–	рышковский ПК	–
6	Московское оледенение	I – ледниковые и водно-ледниковые	–	6	московский лесс	московский	московский лесс	московский

ГЛАВА 3. ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Объектами исследования являются почвенные покровы двух возвышенных равнин, расположенных между границами максимального распространения средне- и позднеплейстоценовых оледенений, – Борисоглебской возвышенности и Суздальского плато (рис. 2). Выбранные районы репрезентуют два контрастных типа рельефа и два крупных ареала зональных почв, характерных для региона. Район на северо-восточном макросклоне Борисоглебской возвышенности расположен в зоне частых подвижек среднеплейстоценового оледенения и характеризуется аккумулятивным типом рельефа, основные черты которого предопределила ледниковая и водно-ледниковая аккумуляция (Семенов и др., 1972). В актуальном почвенном покрове междуречий преобладают дерново-подзолистые почвы.

Рис. 2. Расположение групп участков (желтые звезды) на северо-восточном макросклоне Борисоглебской возвышенности и в Суздальском сегменте Владимирского плато.
Московское оледенение: толстый пунктир – граница максимального распространения; тонкий пунктир 1 – Клинско-Дмитровско-Судиславльская стадия; 2 – Борисоглебско-Авнижская стадия.
Розовая штриховка – покровные суглинки и супеси (ГГК-1000, лист О-37,).



Район в пределах Суздальского плато расположен у границы максимального распространения среднеплейстоценового оледенения и характеризуется унаследованным эрозионным типом рельефа, основные черты которого предопределило дочетвертичное флювиальное расчленение, в то время как ледниковая и водно-ледниковая аккумуляция имели малую рельефоформирующую роль (Алехин и Квятковская, 1970). В актуальном (дневном) почвенном покрове междуречий преобладают серые почвы. Отложения ледникового ряда на обеих равнинах перекрыты чехлом послеледниковых отложений преимущественно суглинистого состава, являющихся основными почвообразующими породами.

3.1. Физико-географические условия северо-восточного макросклона Борисоглебской возвышенности

Первый район исследования в физико-географическом отношении относится к Верхневолжской провинции лесной области Русской равнины (Физико-географическое районирование..., 1963). На севере он соседствует с Угличской возвышенностью, на востоке – с Ростовской низиной (котловиной оз. Неро), на юге – с Волжско-Нерльской низиной.

3.1.1. Геолого-геоморфологическое строение

С тектонической точки зрения район расположен в глубокой части Московской синеклизы. Дочетвертичным геологическим основанием территории являются в основном породы меловой системы, а палеодолины выработаны в породах юрской и триасовой систем (приложение А1).

Четвертичные отложения и рельеф относительно слабо повторяют контуры дочетвертичного геологического основания. Согласно геологической карте (Государственная..., ВСЕГЕИ, 1972, лист О-37-XXVIII), сама Борисоглебская возвышенность интерпретируется как конечно-моренное образование, сложенное ледниковыми отложениями московского горизонта (валунными суглинками, супесями, песками, галькой, гравием). Присутствуют также крупные камы, сложенные песками. Нижнюю часть северо-восточного склона возвышенности складывают водно-ледниковые отложения поздних

этапов отступления ледника (суглинки, пески). Далее на восток простирается древняя озерная терраса, сложенная средне-верхневалдайскими отложениями (суглинками, глинами и песками) (приложение А2). Общая мощность четвертичных отложений в пределах возвышенности составляет 100 – 150 м, а рельефообразующих отложений московского горизонта – до 50 м (приложение А3). Последние исследования выявили значительную роль лимногляциальных отложений, сформировавших на этапе деградации ледникового покрова инверсионный холмисто-западинный рельеф (Гаранкина, 2020; Garankina et al., 2024).

Понижения кровли московских отложений ледникового ряда выполнены послеледниковыми озерно-болотными отложениями (Семенов и др., 1972; Garankina et al., 2019). Разрезы последнего межледниковья наиболее изучены в районе с. Шурскол и д. Черемошник (Семенов и др., 1972). Последние исследования с помощью уран-ториевого датирования подтвердили микулинский возраст озерно-болотных отложений, перекрывающих горизонт московской морены (Rusakov et al., 2015, 2019). Вместе с тем, были выявлены значительные стратиграфические перерывы как внутри межледниковых, так и в толще валдайских отложений, свидетельствующие о прерывистом характере осадконакопления в депрессии московского ледникового рельефа, связанных с этапами врезания и выполнения (Шеремецкая и др., 2022).

С разрезом у д. Черемошник связана многолетняя дискуссия по поводу генезиса и возраста перекрывающей микулинский торфяник суглинисто-валунной мореноподобной толщи. По мнению ряда исследователей разреза (В.Н. Сукачева, А.И. Москвитина, В.А. Новского, Н.Г. Судаковой и др.) эта толща является мореной калининского оледенения (Семенов и др., 1972; Новский, 1975; Судакова, 2012), свидетельствующей о его продвижении вплоть до Ростовской низины (Судакова, 2012). Другой ряд авторов (Н.С. Чеботарева, К.К. Марков, Л.И. Базилевская и др.) интерпретировали эти отложения как делювиально-склоновые отложения, накопленные в овраге в

перигляциальных условиях позднего плейстоцена (Семенов и др., 1972; Шеремецкая и др., 2022). В рамках настоящей работы принята преобладающая на данный момент точка зрения о московском возрасте последнего оледенения на изучаемой территории и его ведущей рельефоформирующей роли для образования ледниковой морфоскульптуры Борисоглебской возвышенности.

В актуальном рельефе северо-восточного макросклона Борисоглебской возвышенности выделяются три яруса междуречий, различающихся по геолого-геоморфологическому строению (приложение А4). Основные поверхности верхнего (185–214 м) и среднего (145–185 м) ярусов слагают лимногляциальные отложения внутриледниковых водоемов (преимущественно суглинистого состава), подстилаемые моренными отложениями. Местами их перекрывают неоднородные отложения наледниковых водоемов. На верхнем ярусе они слагают крупные вытянутые плосковершинные холмы с относительными превышениями 8–25 м и до 1–2.5 км длиной. Эти лимнокамы в пространстве сопряжены с отрицательными формами рельефа среднего яруса – плоскодонными котловинами и пологонаклонными ложбинами, которые сформировались на месте длительно сохранявшихся блоков мертвого льда. На среднем ярусе хаотично разбросаны мелкие округловершинные холмы, сложенные флювиогляциальными песками и «насаженные» на основную поверхность. Местами на среднем ярусе также выступают моренные останцы, разделяющие понижения рельефа. Нижний ярус междуречий (115–145 м) имеет вид террасовидной поверхности. Междуречья сложены моренными отложениями, эродированная кровля которых перекрыта облекающими водно-ледниковыми осадками. Рельеф яруса, вероятно, унаследован от эрозионного рельефа борта котловины оз. Неро позднемосковского или более раннего возраста (Гаранкина, 2020).

Особенности ледниковой топографии ярусов рельефа явились основой для дифференции послеледникового осадконакопления, ведущими процессами которого послужили озерная седиментация, торфонакопление, солифлюкция, плоскостной смыв и эоловая седиментация (Гаранкина, 2020;

Garankina et al., 2022, 2024). Озерно-болотные отложения позднего плейстоцена были идентифицированы в диапазоне высот 177.6–133.4 м н.у.м., достигая максимальной мощности в крупных котловинах (до 17 м в Соловьевской котловине) (Garankina et al., 2019, 2023). Эти отложения заполняют как выраженные в актуальном рельефе, так и полностью погребенные депрессии. Данные электротомографического профилирования одной из крупных котловин указывают на то, что ее первичная ледниковая поверхность была осложнена достаточно амплитудным по высоте чередованием повышений и понижений, крутизна склонов которых достигала 17–20°. Трансформация первичного рельефа произошла за счет озерно-болотной аккумуляции в понижениях, приведших к срастанию отдельных котловинок в более крупные депрессии с преимущественно пологими бортами и плоскими днищами, осложненными незначительно выступающими моренными грядами (Garankina et al., 2023, 2024). Озерно-болотная аккумуляция в котловинах, прерываемая эрозионными эпизодами, охватывает продолжительный интервал от дегляциации московского оледенения (MIS 6) до времени LGM (MIS 2) (Garankina et al., 2023).

Отложения ледникового ряда и озерно-болотные линзы на междуречьях повсеместно перекрыты внутренне неоднородным суглинистым чехлом отложений типичной мощностью 3–5 м. От двух до четырех слоев суглинков, составляющих этот чехол, являются почвообразующими породами для позднелейстоцен – голоценового педогенеза (Shorkunov et al., 2023).

3.1.2. Климат

Современный климат умеренно-континентальный климат территории характеризуется умеренно теплым летом, умеренно холодной зимой и хорошо выраженными осенними и весенними сезонами. Средняя многолетняя сумма осадков составляет 500–550 мм. Среднегодовая температура воздуха составляет 3.5°C, в течение года варьирует от –11.5°C в январе до 18°C в июле. Глубина сезонного промерзания почв составляет 50–100 см (Семенов и др., 1972). Гидротермический коэффициент равен 1.4–1.7 (переходная зона от

достаточного к избыточному увлажнению) (Агроэкологический атлас..., 2008). Сумма среднесуточных температур за период активной вегетации составляет 1880–1960°C (Русаков, 1993).

3.1.3. Растительность

Район находится на границе природных зон южной тайги и смешанных лесов (Растительность..., 1980). Территория относится к районам старого освоения, поэтому естественный растительный покров в значительной степени трансформирован человеком. Большая часть района занята преимущественно открытыми участками – пашнями, сенокосами, пастбищами. Сведения о растительном покрове района, приводимые ниже, обобщены в работе А.В. Русакова (Русаков, 1993). Среди луговой растительности доминирующее положение занимает разнотравно-злаковая. На залесенных территориях преобладают группировки ельников (кисличных, черничных, неморальных, сложных) с участками осинников и березняков, а также заметным участием елово-дубовых лесов и дубрав. Господствующий ярус неморальных и сложных ельников образуют ель, береза, осина, реже – клен и дуб. В кисличных и черничных ельниках широколиственные породы почти отсутствуют. В подлеске ельников представлены орешник, черемуха, рябина, жимолость лесная, малина. В травянисто-кустарничковом ярусе представлены сочетания спутников ели и широколиственных пород (копытень европейский, сныть обыкновенная, купырь лесной, ландыш майский, майник двулистный, медуница, костяника, ветреница дубравная и др.).

3.1.4. Почвенный покров

Компонентный состав и мезоструктуры почвенного покрова района наиболее подробно описаны в работе А.В. Русакова (Русаков, 1993). Им показана ведущая роль фактора рельефа для дифференциации почвенного покрова возвышенности, прослеживающаяся на уровне ярусов рельефа и форм мезорельефа внутри этих ярусов. В рельефе северо-восточной части Борисоглебской возвышенности были выделены три ступени (яруса) на уровне 175–185 м (верхняя), 160–180 м (средняя, с отдельными холмами до 191–214

м), 135–160 м (нижняя). Кроме того, на высотах 120–125 м была выделена III древнеозерная валдайская терраса (Русаков, 1993). Эти ступени макросклона сменяют друг друга с запада на восток. В рамках данной работы используется иное подразделение ярусов рельефа, а выделенный на 120–125 м уровень рассматривается в рамках нижнего яруса междуречий ледниковой аккумулятивной равнины (приложение А4). Диагностированные в соответствии с Классификацией и диагностикой почв СССР (1977) компоненты почвенного покрова и их индексы приведены в приложении А5.

В составе почвенного покрова верхней ступени преобладают почвы полугидроморфного (болотно-подзолистые: дерново-подзолистые глееватые и глеевые) и гидроморфного (дерново-глеевые и болотные) ряда, занимающие 54% территории. Они приурочены к замкнутым и полужамкнутым понижениям рельефа. Более дренированные участки мелких холмов занимают автоморфные незродированные почвы, среди которых преобладают дерново-глубоко- и неглубокоподзолистые. Эродированные разновидности занимают около 2% территории, что обусловлено слабой распаханностью западной части района и относительно небольшими перепадами высот. Структура почвенного покрова определяется сочетаниями $П^{Д_{2-3}} + П^{ДГ}$ округло-пятнистых форм участков мелкохолмистого рельефа и $П^{ДГ} + Бн + Д^Г$ плоских понижений, широких ложин и древнеозерных расширений.

На средней ступени >50% территории занято автоморфными незродированными дерново-подзолистыми почвами с преобладанием неглубоко- и глубокоподзолистых. В средних и нижних частях склонов распространены дерново-подзолистые поверхностно-слабоглееватые почвы. Высока доля эродированных почв (17%) с преобладанием слабосмытых. Намытые разновидности занимают около 4%. Мезопонижения рельефа занимают болотно-подзолистые почвы (<15%). Единичными небольшими депрессиями ограничено распространение дерново-глееватых и болотных почв (<3%). Структура почвенного покрова определяется сложными мелкоконтурными сочетаниями $П^{Д_{2-3}} + П^{ДЗ}$; $П^{Д_{2-3}} + П^{ДЗ} + П^{ДГ}$; $П^{Д_{2-3}} + П^{ДЗ} + Б^{иГ} (Д^Г)$

округло-пятнистых форм обширных участков холмистого и грядово-холмистого рельефа, а также сочетаний $П_{1-2-3}^д + П^{дэ} + ОБ$ округло-пятнистых наложенно-древовидных форм.

В почвенном покрове нижней ступени преобладают автоморфные неэродированные дерново-подзолистые почвы с равным участием почв разной степени подзолистости (54%). Сопутствующее положение занимают дерново-подзолистые поверхностно-слабоглееватые почвы (10%). Наиболее широко (22%) среди ступеней рельефа распространены эродированные дерново-подзолистые почвы с преобладанием слабосмытых. В нижних частях склонов и на делювиальных шлейфах встречаются намытые разновидности (6%). Полугидроморфные и гидроморфные почвы занимают <6% территории. Структура почвенного покрова определяется сложными сочетаниями $П_{1-2-3}^д + П^{дэ}$; $П_{1-2-3}^д + П^{дог}$; $П_{1-2-3}^д + П^{дэ} + Б^{иг}$ округло-пятнистых форм холмистого рельефа, а также сочетаниями $П_{д}^{1-2-3} + П^{дэ} + ОБ$; $П^{дэ} + ОБ$ древовидных эрозионных форм.

На поверхностях III террасы преобладают автоморфные неэродированные дерново-подзолистые почвы с равным участием почв различной степени подзолистости (70%). Полугидроморфные и гидроморфные почвы приурочены к тыловому шву террасы. Встречаются полосы дерново-глеевых почв, погребенных под агроделювиальными отложениями мощностью до 40 см. Структура почвенного покрова определяется сочетаниями $П_{1-2-3}^д + П^{дэ} + П^{дог}$ пятнистых и линейно-пятнистых форм дренированных участков, а также сочетаниями $П_{1-2-3}^д + П^{дг} + Д^{г}$ слабодренированных частей, приуроченных к тыловому шву.

Среди общих закономерностей пространственной организации почвенного покрова на уровне мезоструктур были отмечены следующие. Для всех ступеней максимальные размеры контуров имеют дерново-неглубоко- и глубокоподзолистые почвы (в среднем 12–21 га). От верхней к нижней ступени увеличивается удельный вес дерново-мелкоподзолистых почв, средний размер контуров (от 3 до 19 га), сокращается участие болотно-

подзолистых почв, ослабляется контрастность почвенного покрова (в большей степени по гидроморфизму, в меньшей степени по агропроизводственному признаку).

3.1.5. Обоснование выбора ключевых участков исследования

Выбор ключевых участков обоснован с одной стороны охватом наиболее характерных элементов мезорельефа междуречий возвышенности, а с другой – их сопряженным положением в единой катене. Два ключевых участка расположены на междуречье малых рек Шугарка и Мазиха (рис. 3).

Первый участок расположен на плосковершинной поверхности и восточном склоне Поклонского холма. Этот холм является самым крупным и высоким (214 м) из ряда лимнокамов, составляющих верхний ярус междуречий. Достаточно большая ширина (~200 м) и общий плоский характер вершинной поверхности, осложненный неглубокими ложбинообразными и изометричными понижениями, обуславливает наиболее автономную геоморфологическую позицию. Полого-покатый восточный склон общей выпуклой морфологии, осложнен в различной степени выраженными выпуклыми повышениями и вогнутыми понижениями, а также мелкими ложбинами и более крупными балками.

Второй участок занимает слабоволнистую пологонаклонную поверхность, переходящую в борта двух полузамкнутых котловин: более крупной (Козловской) на северо-западе и более мелкой на востоке. В более мелкую ранее открывалась плоскодонная мелкая ложбина, пересекающая центральную часть участка. В настоящее время этот участок в значительной степени трансформирован в ходе строительства животноводческой фермы.

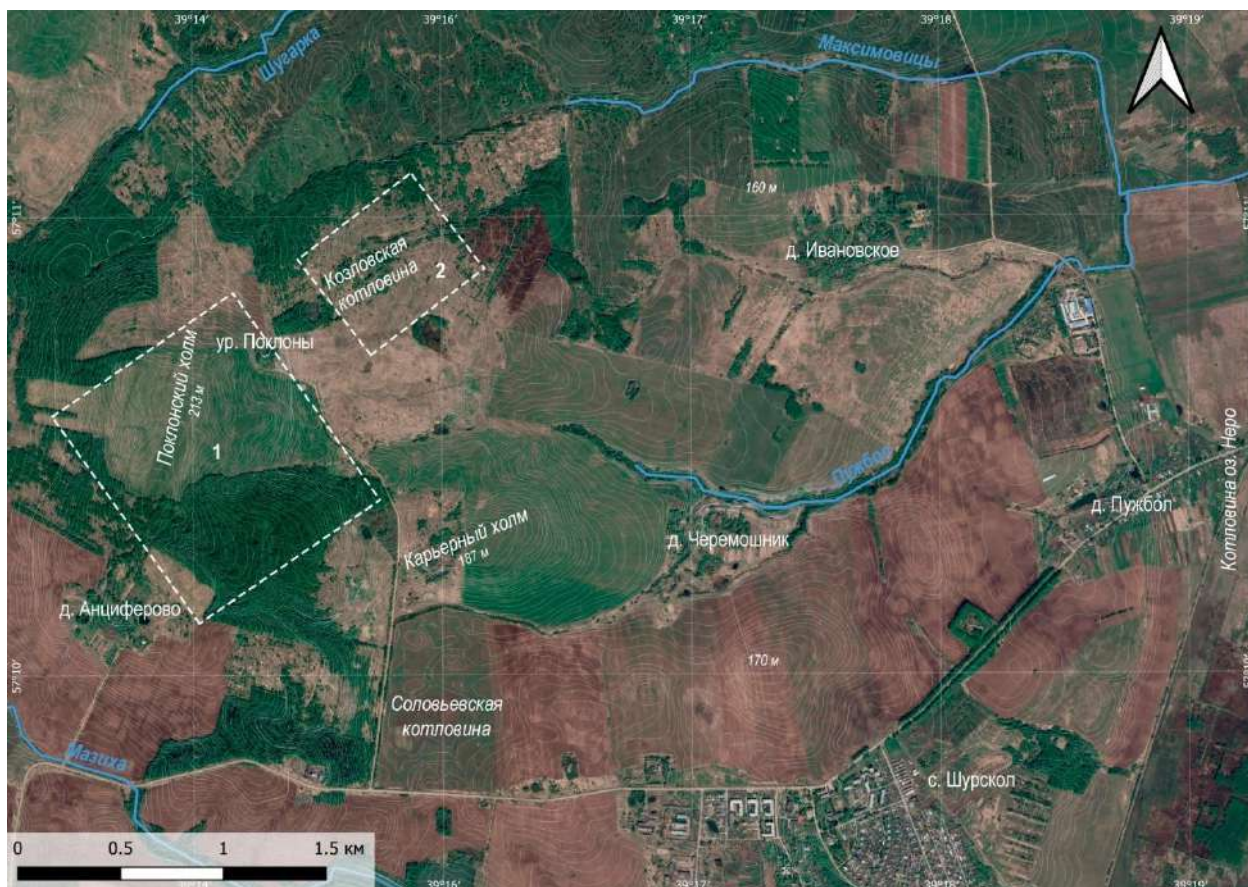


Рис. 3. Положение ключевых участков на территории района СВ макросклона БГВ. Горизонтالي через 1 м по данным карты землепользования, 1984, масштаб 1 : 10 000. Спутниковое изображение Google Earth, дата съемки 10.05.2019. Ключевые участки: 1 – «Поклонский холм»; 2 – «Козловская котловина».

3.2. Физико-географические условия Суздальского плато

Второй район исследования в физико-географическом отношении относится к Мещерской провинции лесной области Русской равнины (Физико-географическое..., 1963). На северо-востоке граничит с Клязьминско-Нерлинской низиной, на юге – с Мещерской низменностью.

3.2.1. Геолого-геоморфологическое строение

Суздальское плато представляет собой один из сегментов дочетвертичного Владимирского эрозионного плато, протянувшийся от г. Гаврилов Посад на севере до г. Владимира на юге. На северо-западе плато примыкает к Юрьев-Польскому сегменту, с запада и востока ограничено дочетвертичными долинами, освоенными реками Каменка, Бакалейка, Рпень и Нерль Клязьминская. В рельефе плато отчетливо выражено два яруса: верхний на 140–192 м и нижний на 120–140 м (рис. Б3).

В тектоническом отношении территория расположена на юго-восточном крыле Московской синеклизы, в ее приосевой части. Мощность осадочной толщи составляет около 1.5 км. Дочетвертичным геологическим основанием территории являются породы мела и юры (приложение Б1). Эрозионный рельеф, выработанный в дочетвертичное время, относительно слабо трансформирован четвертичными оледенениями. Роль оледенений в основном сводится к заполнению глубоких долин и общему сглаживанию рельефа. На междуречьях общая мощность четвертичных отложений составляет 5–10 м. Эта толща в основном состоит из двух основных горизонтов: отложений ледникового ряда московского возраста и перекрывающего их чехла послеледниковых отложений (Алехин и Квятковская, 1970) (приложение Б2).

На нижнем ярусе послеледниковый чехол отложений мощностью 3–5 м, вскрытый разрезами «Боголюбово» и «Сунгирь», вмещает практически полный архив позднеледникового педолитообразования, что сближает его с лессово-почвенной формацией центра ВЕР (Velichko et al., 2000; Alifanov et al., 2000). На верхнем ярусе мощность послеледниковых отложений не превышает 4 м, а в разрезе отсутствуют палеопочвы микулинского межледникового и раннего валдая.

3.2.2. Климат

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 604 мм, гидротермический коэффициент 1.2–1.4. Средние многолетние температуры воздуха варьируют по месяцам от –10.7°C в январе до 18.2°C в июле. Сумма среднесуточных температур за период активной вегетации составляет 1900–2000 °C. Глубина сезонного промерзания составляет 62–75 см (Окорков и др., 2021).

3.2.3. Растительность

В связи с интенсивным сельскохозяйственным освоением, начавшимся не позже IX – X вв. н.э., естественный растительный покров Суздальского

плато полностью заменен антропогенным растительным покровом сельскохозяйственных земель и небольшими участками вторичных лесов (Алешинская, 2008). Вопрос о досельскохозяйственной растительности региона остается дискуссионным. В ряде источников на месте всего Владимирского плато и восточной оконечности Клинско-Дмитровской гряды (регион, известный под ландшафтным названием «Владимирское ополье») реконструируется наиболее северный ареал широколиственных лесов центра ВЕР (Физико-географическое..., 1963; Растительность..., 1980; Национальный атлас почв, 2011). Современные небольшие лесные массивы представлены в основном березово-осиновыми лесами с примесью широколиственных пород (дуба, вяза) (Макеев, 2012). Имеющиеся палеоботанические данные указывают на то, что до раннесредневекового времени территория была занята хвойно-лиственными лесами (Алешинская, 2008; Гольева, 2023).

3.2.4. Почвенный покров

Во Владимирском ополье микрокомбинациям почв с различной степенью контрастности посвящена обширная литература. На уровне мезоструктур почвенного покрова группировка типов микрокомбинаций по элементам мезорельефа была выполнена в работе Н.Г. Савастру (1999) на основе агроэкологической классификации и типологии земель таежно-лесной зоны, предложенной В.И. Кирюшиным (1995). В пределах междуречий выделяются группы земель: зональные автоморфные, полугидроморфно-зональные, эрозионные, эрозионно-аккумулятивные, полугидроморфные, полугидроморфно-эрозионные. Зональные автоморфные земли занимают дренированные слабовыпуклые вершинные поверхности и пологие склоны. Слабодренированные понижения вершинных поверхностей занимают полугидроморфно-зональные земли. Эрозионные земли широко распространены на различных участках пологих склонов, а признаки эрозии на распаханых поверхностях проявляются уже при уклонах в 2°. Эрозионно-аккумулятивные земли занимают выположенные нижние участки склонов,

ложбины и ложбинообразные понижения. Полугидроморфные земли распространены на переувлажненных подножиях склонов, в ложбинах, ложбинообразных понижениях, обширных замкнутых понижениях, западинах. Полугидроморфно-эрозионные земли приурочены к привершинным расширениям крупных балок, а также склонам сложной формы, характеризующихся чередованием выпуклых и вогнутых элементов. Характерные микрокомбинации каждой группы земель приведены в приложении Б4.

3.2.5. Обоснование выбора ключевых участков

Выбор ключевых участков обоснован охватом двух основных типов мезогеоморфологических позиций, для каждого из которых свойственно распространение различных преобладающих типов РКМ. Первый участок «Дубовая роща» расположен на высоте около 160 м в пределах слабовыраженного, почти плоского понижения платообразной поверхности, на которой по совокупности дешифровочных признаков доминирует блочно-западинный тип РКМ. Второй участок «Гнездилово-12» расположен на высоте около 140 м в нижней части макросклона верхнего яруса, на пологонаклонной поверхности (уклон до 4°) с характерным для склонов широким распространением всерной бороздчатости. Оба участка находятся в верховьях системы МЭФ, относящихся к бассейну малой реки Мжара.

ГЛАВА 4. ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННАЯ ОРГАНИЗАЦИЯ ПОЧВЕННОГО ПОКРОВА БОРИСОГЛЕБСКОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ

4.1. Ключевой участок «Поклонский холм»

4.1.1. Дистанционное и геофизическое исследование

Для характеристики неоднородности фототона и микрорельефа были проанализированы снимки весенних периодов, зафиксировавшие состояние поля до и после вспашки. Для более детального анализа микрорельефа были использованы ЦММ по результатам БПЛА-аэрофотосъемки участков плосковершинной поверхности и нижней части склона холма. Неоднородность послеледниковых отложений изучена с помощью площадных геофизических съемок на слабовыпуклом повышении вершинной поверхности шириной около 100 м на двух площадках. Северный геофизический планшет расположен в центральной части повышения и изучен с помощью магниторазведки и электротомографии. Южный планшет расположен у южной оконечности повышения на границе с изометричным понижением диаметром 60–70 м и изучен только магниторазведкой. Съема фактического материала приведена на рис. 4.



Рис. 4. Схема фактического материала на ключевом участке «Поклонский холм»: а) плосковершинная поверхность холма; б) восточный склон холма; в) врезка с ЦМР на основе FabDEM. Прямоугольники – площадки съемки: БПЛА-аэрофотосъемки (белые); площадной геофизической съемки (голубые). Горизонталы через 1 м по данным карты землеустройства масштаба 1 : 10 000. Спутниковое изображение Google Earth, 15.05.2024.

Для спутникового изображения недавно вспаханной плосковершинной поверхности характерен сложный нерегулярный пятнистый рисунок

(приложение В1б). Оттенок преобладающего фона и осложняющих его пятен нечетко совпадает с основными формами мезорельефа: слабовыпуклым повышением и верхними участками склонов. На слабовыпуклой поверхности на фоне преобладающего буровато-светло-серого тона пашни выделяются желто-бурые пятна диаметром от 30 до 100 м. При переходе к полого-покатым склонам доля участия буровато-светло-серого и желто-бурого тона сравнивается. Буровато-светло-серые пятна занимают преимущественно пониженные и выположенные, в то время как желто-бурые – повышенные и более крутые участки. В буровато-светло-серых пятнах, занимающих линейно вытянутые широкие понижения появляются темные полосы. Эти полосы более четко проявляются на изображении до распашки, где они подчеркнуты более густой растительностью (приложение В1а). На нем становится очевидным, что полосы шириной 5–10 м занимают осевые части ветвящихся плоскодонных ложбин, огибающих выпуклые участки склонов.

На ЦММ детально изученного участка полосковершинной поверхности фиксируется достаточно однородный характер поверхности слабовыпуклого повышения. Эта поверхность осложнена только агрогенным свально-развальным микрорельефом, сформированным параллельно вытянутыми через 20–25 м бороздами и грядами с минимальными относительными превышениями (приложение В3в-г).

Микрорельеф нижней части склона холма определяется слабоамплитудным (относительные превышения по ТРІ до 50–70 см) чередованием повышений и понижений сложной формы с размерами от 30 м (приложение В2в). Повышения проявлены на спутниковом изображении поля после распашки как светло-бурые пятна. Пониженным участкам в основном отвечают буровато-серые пятна, более темные в центральных частях понижений (приложение В2б). На спутниковом изображении до распашки более густая растительность подчеркивает линейные формы, огибающие выпуклые повышенные участки (приложение В2а). На ЦММ эти формы отвечают осевым частям широких (30–40 м) плоскодонных ложбин.

Актуальные эрозионные врезы в топографии участка не фиксируются. На описанные формы накладывается свально-развальный агрогенный микрорельеф, представленный параллельно вытянутыми через 20–25 м поперек склона грядами и бороздами с относительными превышениями 10–20 см.

Неоднородность аномального магнитного поля на северном геофизическом планшете определяется полигонально упорядоченной сетью линейных положительных аномалий интенсивностью от 3 до 10 нТл (приложение В3а). Ширина аномалий составляет от 1.5 до 2.5 м с расширениями в местах пересечения до 3–6 м. Идентичная полигональная сеть появляется на глубинных срезах удельного электрического сопротивления (УЭС) на 0.6–2 м (приложение В3б). На глубине 1 м линейные положительные аномалии обладают УЭС 40–100 Ом*м, в то время как фон определяется значениями 30–40 Ом*м. Приповерхностный срез фиксирует иную картину распределения УЭС, весьма заметно коррелирующую с агрогенным микрорельефом. На глубине 1.5–2 м полигональная сеть становится фрагментированной и полностью теряется глубже 2 м.

Конфигурация полигональной сети, выявленная по геофизическим данным, определяется преимущественно четырех-пятиугольной формой блоков с характерным диаметром 10–15 м. Вертикальное распределение УЭС в различных участках выявленной сети аномалий иллюстрирует геоэлектрический разрез по линии детального профиля электротомографии (ЭТ) (приложение В3д). На нем выделяются три основных слоя, осложненных вертикально ориентированными зонами. Верхний слой (0–1 м) неоднородный, диапазон УЭС составляет 30–100 Ом*м. Более высокие значения в основном приурочены к межблочным позициям и нижележащим вертикально ориентированным зонам. Средний слой (1–2.5 м) существенно более однородный, диапазон УЭС составляет 30–50 Ом*м. Большая часть слоя занята зонами относительно пониженных значений (30–40 Ом*м), приуроченными к блочным позициям. Эти зоны разделяются зонами

относительно повышенных значений (40–50 Ом*м) шириной 2–4 м, приуроченными к межблочным позициям. Нижний слой (2.5–4.5 м) неоднородный, диапазон УЭС составляет 40–90 Ом*м. Большая часть слоя занята зонами относительно повышенных значений (50–90 Ом*м). Эти зоны в ряде случаев (41–42, 54–55, 66–67 м) отчетливо разделяются зонами относительно пониженных значений (40–50 Ом*м) шириной 3–4 м, продолжающимися вышележащие вертикально ориентированные зоны в среднем слое.

На южном геофизическом планшете магниторазведка зафиксировала схожую конфигурацию полигональной сети положительных аномалий (приложение В4). Однако интенсивность аномалий здесь несколько выше, особенно в узлах пересечений, где она достигает 15–20 нТл. При переходе к изометричному понижению вершинной поверхности полигональная сеть достаточно резко теряет выраженность.

4.2.2. Морфологическое исследование

Морфологическое строение почвенно-осадочной толщи было изучено в 11 опорных разрезах. Разрезы на плосковершинной поверхности характеризуют различные элементы, осложняющие ее общий плоский облик. Группа разрезов в районе северного геофизического планшета (**Pi12, Pi14, Pi15, Pi16**) заложены на слабовыпуклой поверхности шириной около 100 м, вытянутой с севера на юг до верховьев балок, прорезающих западный и восточный макросклон холма. Разрез **Pi5** расположен в краевой части изометричного понижения вершинной поверхности диаметром 60–70 м. Разрез **π -pedone** характеризует переход от ложбинообразных расширений верховий Соловьевской балки к слабовыпуклой поверхности. Разрез **Pi10** заложен в слабовыраженной плоскодонной ложбине, впадающей в верховья той же балки. Разрезы **π -pedone** и **Pi10** расположены в пределах старого леса, границы которого не изменялись по крайней мере с середины XIX века. Остальные разрезы находятся в пределах длительно возделываемых участков.

С финальных горизонтальных уровней разрезов **Pi12**, **Pi14** и **Pi15** осуществлено ручное бурение вмещающих отложений до кровли ледникового цоколя. Дополнительно изучены данные по скважине механизированного бурения у разреза **Pi5**. Группа разрезов в пределах северного геофизического планшета была размещена в выявленных по геофизическим данным элементам полигональной сети, предварительно связанной с палеокриогенными структурами: блоке (**Pi14**), в межблочье (**Pi15**) и узловом сочленении (**Pi16**) (приложение В3). Простирание одной из линейных аномалий геофизических параметров в направлении ранее заложенного разреза **Pi12** также позволило атрибутировать его межблочью общей полигональной системы.

Разрезы (**PE11**, **PE12**, **PE13**) и расчистка дренажной траншеи **PE19** на восточном склоне холма характеризуют переход от нижней полого-покатой части склона к пологой – субгоризонтальной поверхности делювиального шлейфа. С финальных горизонтальных уровней разрезов **PE12** и **PE13**, а также у расчистки **PE19** осуществлено ручное бурение для установления кровли и характера подстилающих отложений.

4.2.2.1. Плосковершинная поверхность

«Фоновое» строение почвенно-осадочной толщи вскрыто разрезом **Pi14** в центре блока палеокриогенной полигональной сети (приложение В5). Изученная в разрезе последовательность слоев и почвенных горизонтов видимой мощностью 1.8 м не нарушена крупными криогенными деформациями, но в то же время усечена интенсивной агрогенной эрозией, в результате чего агрогумусовый горизонт мощностью 20–30 см срезает текстурную толщу. О продолжающейся эрозии возделываемого участка слабовыпуклой вершинной поверхности свидетельствует также большой объем припашек текстурной толщи в горизонте Р. Под агрогенной толщей VIII вскрыто три основных литологических слоя, подстилаемых на 2.77 м ледниковым цоколем I, представленным на участке красно-светло-бурой дресвяной супесью, включающей большое количество обломков карбонатных

пород. Непосредственно над цоколем залегает маломощный (около 20 см) переходный слой II – опесчаненный бескарбонатный тяжелый суглинок с включением дресвы. Выше залегает слой тусклого желтовато-светло-бурого до желтовато-светло-серого суглинка IV мощностью около 1.20 м, в нижней части включающий редкую дресву. Состав слоя IV изменяется с глубиной от среднего к тяжелому суглинку. Текстура слоя слабоконтрастная среднепятнистая по более светлым пятнам в более темной ОМ. Материал слоя сырой, мягкопластичный, липкий. Верхняя часть разреза представлена слоем желтовато-светло-бурого, в верхней части с красноватым оттенком легкого суглинка V без крупнообломочных включений. Слой отличается от нижележащего более яркой окраской, более контрастной мелкопятнистой текстурой, отчетливым различием состава тонких и мелких более пылеватых и светлых вкрапленников в более иловатую и темную ОМ. Материал слоя влажный, тугопластичный, более рыхлый в верхней части и существенно более плотный в нижней.

Описанная последовательность слоев нарушается полигональной сетью структурных деформаций, проявленных в распределении геофизических свойств (приложение В6). В строении деформированного участка, вскрытого разрезом **Pi15**, прослеживается три типа криоструктур, приуроченных к двум поверхностям. Структура типа С приурочена к кровле слоя IV и представляет собой клиновидную псевдоморфозу шириной поверху около 2.5 м и крутонаклонными боковыми контактами. Структуру частично заполняет тусклый желтовато-светло-бурый материал, близкий по свойствам вмещающей толще, частично – голубовато-светло-серый тяжелый суглинок с большим количеством крупных охристых сегрегаций в виде пятен и полосок. Кровля клина С по бортам перекрывается слоем V, который в свою очередь, разбит двухярусной структурой В. Верхний ярус структуры имеет форму широкой (3 м) линзы с более пологими контактами, а нижний – клина шириной до 1 м с крутыми, практически вертикальными контактами. Легкосуглинистое красновато-светло-бурое заполнение структуры внутренне неоднородно:

включает блоки материала вмещающего слоя V, а также более светлые алевритистые линзы с саблевидными «языками» (B''), внедряющимися из верхнего расширенного яруса в суженный нижний. Нижняя часть клина B внедряется в осевую часть клина C. Осевую часть клина B разбивает еще один тип структур (A), представляющий собой остатки узкой (10–20 см) изначально-грунтовой жилы с пестрым рыхлым алевритистым заполнением, обогащенным органическим веществом. Верхняя часть жилы A сильно нарушена зоотурбациями и содержит существенно меньше темно-бурого материала, в то время как нижняя (до 60 см глубины) демонстрирует существенно лучшую сохранность и большую долю темноцветной фазы. Таким образом, в деформированном участке последовательность трещинных образований имеет четко унаследованный характер: более поздние структуры разбивают осевую часть более ранних. Унаследованное простираание структур A-B также было зафиксировано в двух других разрезах межблочных позиций (Pi12 и Pi16) (приложение B9a,г). Заполнение всех описанных типов структур с поверхности текстурной толщи разбито общей сетью вертикальных трещин.

Еще одна разновидность жильных криоструктур была описана в разрезах **π-pedone** и Pi5. Разрез **π-pedone** глубиной до 4 м вскрыл участок с крайне сложной организацией почвенно-осадочной толщи (приложение B7). Вмещающий слой V облекает крупную куполообразную структуру, борта и основание которой сложены неоднородным опесчаненным легким суглинком с включением дресвы и линзами тонкого песка. Центр структуры занимает вертикально вытянутая широкая (~1.5 м) линза горизонтально-линзовидно-слоистого легкого суглинка без включений. Толщу V и осевую часть легкосуглинистой линзы пробивает жила шириной 15–25 см, в нижней части резко расширяющаяся до 1 м. Линейно простирающуюся с ЗЮЗ на ВСВ жилу заполняет вертикально-слоистый голубовато-светло-серый алевритистый материал. На 3.5 м слой II, в котором сформирована куполообразная структура, подстилает толща контрастного переслаивания песков и суглинков I. Характер залегания и контактов слоев и линз позволяет предположить

следующую последовательность событий литогенеза: 1) формирование в дериватах озерно-ледниковых отложений структуры типа бугра пучения; 2) деградация бугра пучения с образованием кратера и его заполнением легким суглинком; 3) седиментация субэдрального материала (слой V); 4) формирование первичной ледогрунтовой жилы с поверхности слоя V; 5) вытаивание жилы с образованием псевдоморфозы. Стратиграфическое положение и характерный материал заполнения (голубовато-светло-серый алевроит) позволяют отнести жильную псевдоморфозу к комплексу наиболее поздних структурных деформаций (А).

Морфотип расширяющейся книзу крупной криодеформации А, приуроченной к кровле слоя V, был также зафиксирован в разрезе **Pi5p**, заложенном в слабовыраженном широком изометричном понижении вершинной поверхности (приложение В8). Яркой особенностью заполнения этой структуры помимо голубовато-светло-серой алевроитистой фазы заполнения являются мощные вертикально ориентированные темноцветные линзы, в верхней части имеющие вид единой линейной жильной структуры, а в нижней части формирующие вихревой рисунок. Материал линз аналогичен описанному для остатков небольших грунтовых жил в разрезах **Pi12**, **Pi15** и **Pi16**.

Помимо палеокриогенных деформаций на участке распространены ветровальные нарушения. Глубокая часть одного из таких нарушений была зафиксирована в разрезе **Pi16** (приложение В9б). Чашеобразная линза заполнена перемешанным алевроитистым материалом, включающим светло-серые и темно-серые прослои с вкраплением бурых суглинистых фрагментов. Верхняя часть заполнения линзы срезается подошвой пахотной толщи VIII. Ниже линза несогласно контактирует как слоем вмещающих отложений V, так и с заполнением структуры В, а также нарушает трещинную сеть, развитую в текстурной толще. Таким образом, ветровальное нарушение представляет собой наиболее позднее структурное образование, заполненное материалом горизонтов, уничтоженных вследствие распашки. Стоит также отметить, что

темноцветный материал заполнения линзы существенно отличается от темноцветного материала, описанного в заполнениях структур А. В отличие от последних, материал в ветровальном нарушении гораздо более рыхлый, бесструктурный, не имеет бурых тонов в окраске.

В описанной последовательности слоев и заполнений криогенных деформаций (приложение В17) прослеживаются признаки развития гумусовой, элювиальной, текстурной и пятнисто-глеевой толщ (приложение В18).

Естественная дневная гумусовая толща представлена серогумусовым горизонтом переменной мощности (20–30 см в разрезе **π -pedone**). Горизонт несет признаки интенсивной ветровальной поверхностной турбации, в результате которой нижняя граница осложнена карманами, U-образными углублениями, а в ОМ горизонта встречаются мелкие фрагменты элювиальной толщи. Элювиальная толща представлена горизонтами EL[hh] и BEL[hh]. Светло-серый горизонт EL[hh] обладает неравномерной мощностью (5–20 мм), местами прерывается ветровальными нарушениями, заполненными перемешанным материалом с преобладанием серогумусового. Элювиальная толща вмещает реликтовые морфоны серого до темно-серого цвета (ВГГ), приуроченные преимущественно к верхней части EL и центральным частям расширений трещин BEL. Другой тип темноцветных гумусовых морфонов непосредственно связан с криоструктурами А и не встречается за пределами их заполнений. В верхней части разреза он представлен жильными структурами той или иной степени сохранности, заполненными темно-бурым материалом. Наложенный характер по отношению к этим морфонам имеют как признаки развития текстурной и элювиальной толщ, так и признаки ВГГ: типичный для ВГГ темно-серый пылеватый материал внедряется в более иловатые темно-бурые морфоны по расширениям трещин BEL. В связи с этим для обозначения двух типов реликтовых гумусовых морфонов далее будут использованы индексы [hh]₁ и [hh]₂ (темно-серый ВГГ и темно-бурые жильные заполнения соответственно). Обобщающий индекс [hh] будет закреплен за

обозначением какого-либо или обоих типов реликтовых гумусовых морфонов в горизонтах.

На возделываемых участках наблюдается срезание агрогумусовым горизонтом Р либо части (приложение В8), либо всей последовательности АУ-ЕL[hh]-BEL[hh] (приложение В5, В6). В то же время перемешанный материал этих горизонтов отчасти сохраняется в ветровальных нарушениях (приложение В9б).

На этом фоне выделяется строение почвенного тела, вскрытого разрезом **Pi10** в днище слабовыраженной ложбины (приложение В10). В нем сформированы достаточно мощные темногумусовый (около 20 см) и гумусово-элювиальный (около 15 см) горизонты. Эти горизонты также несут следы интенсивной поверхностной турбации растительностью и мезофауной, которые, однако, не нарушают сплошное залегание. Темно-серый горизонт AEL[hh] отличается от горизонта АУ существенно более темной (до черной) окраской, схожей с наиболее темными морфонами [hh]₁ в ранее описанных горизонтах EL[hh]. По сравнению с последними горизонт AEL в целом более тяжелый. Горизонт BEL имеет мощность 5–10 см и отличается небольшим диаметром воронковидных расширений трещин, светло-серое алевролитистое заполнение которых вмещает значительное количество останцов межтрещинной массы (МТМ).

В слоях IV-V развиты признаки, относящиеся к двум срединным горизонтам. Первую группу составляют признаки текстурной толщи: многопорядковая ореховато-призматическая организация, система субвертикальных трещин и комплекс покровов порового пространства. Концентрируясь в слое V, эти признаки проникают в нижележащий слой IV в виде глубоких магистральных трещин и пор-трубок с пылеватыми и илистыми кутанами. При переходе в слой IV резко ухудшается оформленность призматической организации, увеличивается общая плотность и компакция педов. В вертикальном распределении покровов порового пространства прослеживаются общие закономерности. Пылеватые кутаны светло-серого

цвета преобладают на поверхностях педов и в порах-трубках МТМ в горизонте BEL и до глубины 0.5–1 м – во ВТМ горизонта ВТ. Окраска илистых кутан варьирует по разрезам: встречаются тусклые красновато-темно-бурые, темно-бурые и темно-серые покровы.

Степень развития текстурной толщи, выраженная в плотности сети магистральных трещин и мощности кутан, неоднородна по территории вершинной поверхности: в пределах слабовыпуклой поверхности (**Pi12, Pi14-16**) она существенно меньше по сравнению с южной группой разрезов, расположенных на относительно пониженных элементах вершинной поверхности (**π-pedone, Pi5, Pi10**). Характерными отличиями южной группы разрезов являются также большее количество и больший размер округлых конкреций, а также отчетливо выделяющиеся осветленные зоны в ВПМ вокруг крупных пор. В разрезах северной группы последний признак полностью отсутствует, а конкреции более редкие и тонкие. Общей чертой всех изученных разрезов является приповерхностная зона общего покраснения тона, охватывающая МТМ горизонта BEL и верхней части ВТ.

Вторую группу составляют признаки пятнистого оглеения почвенной массы, сконцентрированные в слое IV. В слое V они локализованы в МТМ в виде сизоватых и охристых окаймлений отдельных крупных норных морфонов, заполненных светло-серым алевритистым материалом. В слое IV охристые пятна и полосы различного размера распределены по всей толще на фоне тусклых желтовато-светло-серых участков ОМ. В разрезах понижений вершинной поверхности пятнистое оглеение в слое IV более выражено по сравнению с разрезами слабовыпуклого повышения.

В строении криогенно-деформированных участков проявляются существенные латеральные изменения морфологии текстурной и пятнисто-глеевой толщ. Наиболее заметные изменения структурной организации заключаются в появлении на контакте и внутри заполнений палеокриогенных структур характерной параллельной ориентировки вертикальных пор-плоскостей на фоне пяти-шестиугольной трещинной сети во вмещающих

слоях V-IV. При этом одна часть пор в зоне деформаций вытягивается в соответствии с ориентировкой структур, в то время как другая пересекает структуры перпендикулярно. В результате формируются полигональные сети с прямоугольной ячейкой, более длинные стороны которой расположены под углом $\sim 90^\circ$ к оси простираения структур (рис. 5а). В вертикальном сечении заметен наклон вертикальных пор-плоскостей, повторяющий наклон боковых контактов, что обуславливает их пересечение под острыми углами и формирование клиновидных отдельностей (рис. 5б).

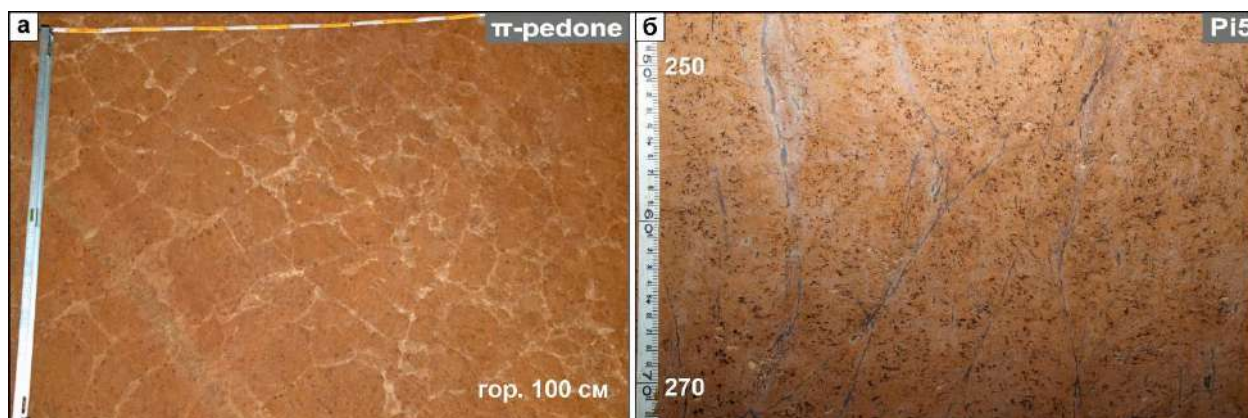


Рис. 5. Особенности структурной организации зон палеокриогенных деформаций: а) изменение латеральной организации сети вертикальных пор-плоскостей в зоне контакта слоя V со структурой А; б) морфология магистральных трещин в контактной зоне слоя IV со структурой А.

По сравнению с недеформированными участками зоны структурных деформаций в значительно бóльшей степени нарушены зоогенными педотурбациями. Норные морфоны представлены двумя основными типами. Первый тип отличается небольшим размером (диаметр 2–3 см), развит в верхней части текстурной толщи преимущественно по узловым сочленениям сети трещин и заполнен светло-серым или серым рыхлым бесструктурным пылеватым материалом (результат переотложения пылеватых кутан, а также материала вышележащих горизонтов) (приложение В11б). Эти морфоны весьма распространены в кровле слоя V и на недеформированных участках, однако достигают максимальной плотности в более легких по составу заполнениях структур А и В. Второй тип норных морфонов помимо 2–3 см заполнений включает также существенно более крупные (до 10–15 см). Их ключевым отличием от морфонов первого типа выступает структурное

сложение материала заполнений, приближающееся к сложению вмещающей массы, и нарушенность вертикальными порами-плоскостями. Крупные морфоны, ассимилированные МТМ, единично встречаются в толще недеформированных участков, в то время как зоны структурных деформаций местами могут быть полностью перерезаны (приложение В11а). Турбациям обоих типов в особенности подвергнуты заполнения грунтовых жил А, в результате чего темноцветная фаза заполнения «рассеивается» по вмещающей массе, сохраняясь в более крупных норных морфонах, ассимилированных МТМ (приложение В11в).

Особенности палеокриогенных деформаций прослеживаются и в признаках вертикальной миграции илистого и пылеватого вещества. В заполнениях клиньев В, вскрытых северной группой разрезов, фиксируется наиболее глубокое проникновение магистральных трещин, а также существенно более глубокое распространение пылеватых кутан, покрывающих вертикальные поры-плоскости. Кроме того, на глубинах от 1 м в заполнении суженного яруса клина в разрезе **Pi15** была обнаружена система вертикальных пор-плоскостей с тонкими черными илистыми кутанами, не связанная с поверхностью. Наиболее мощные черные кутаны были отмечены в вертикальной поре-плоскости, наследующей линейный контакт клина В с вмещающим слоем V (приложение В12б), более тонкие – в отдельных фрагментах прямоугольной сети плоских пор по всему заполнению клина (приложение В12в). Основная причина фрагментации сети – нарушение крупными норными морфонами, ассимилированными МТМ. В результате турбации материал черных кутан рассеян тонкими осколками во внутрисредней массе (ВПМ) и окаймляет периферии норных морфонов. На эту сохранившиеся фрагменты сети и норные морфоны с материалом черных кутан несогласно накладывается сеть вертикальных плоских пор с пылеватыми кутанами, распространяющаяся с кровли текстурной толщи (приложение В12б-в).

Предположительные осколки кутан в виде папул были обнаружены во вмещающих отложениях на контакте с жильной структурой А в разрезе **п-pedone**. Темные красно-бурые более иловатые по сравнению с вмещающей легкосуглинистой массой папулы рассеяны в толще вмещающих отложений на глубинах >1.5 м и не связаны с актуальным поровым пространством, для которого характерны темно-бурые илистые кутаны, прослеживающиеся с кровли текстурной толщи (рис. 6).

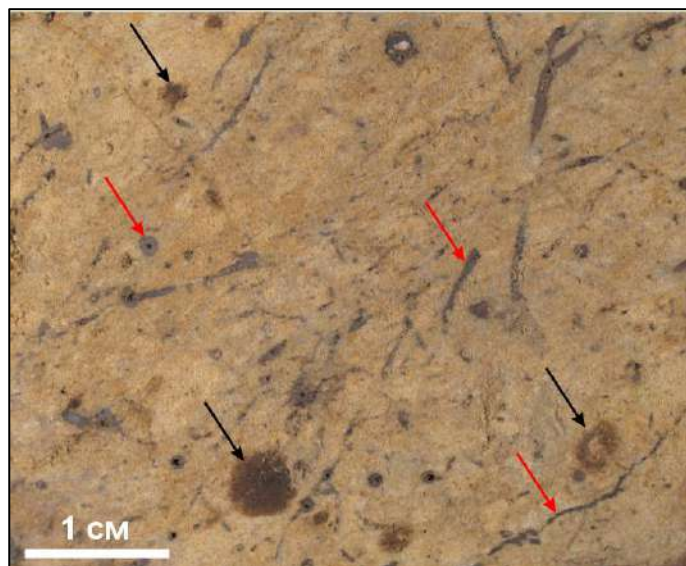


Рис. 6. Иллювиальные новообразования в средней части текстурной толщи деформированного участка, разрез **п-pedone**: темно-бурые илистые кутаны, покрывающие поры-трубки и плоскости (красные стрелки), темные красно-бурые папулы (черные стрелки).

Изменения морфологического строения почвенно-осадочной толщи в зонах структурных деформаций затрагивают и пятнисто-глеевую толщу, развитую на уровне слоя IV (приложение В13). Более выраженные по сравнению с вмещающими отложениями признаки оглеения были зафиксированы в заполнениях клина С (приложение В13а) и нижних частях крупной деформации А (приложение В13б). Сплошное залегание пятнисто-глеевой толщи нарушается клиньями В, заполнение которых на тех же глубинах полностью лишено признаков оглеения (приложение В13а). Признаки оглеения также отсутствуют в мелких деформациях А, вскрытых северной группой разрезов.

4.2.2.2. Восточный склон

Суглинистый чехол отложений в нижней части склона несет отчетливые признаки склонового переотложения в виде разнопорядковой слоистости. По данным бурения делювиальный шлейф глубине 3–4 м подстилается озерно-

болотными отложениями III, в нижней части которых встречаются оторфованные прослои. Ниже послеледниковую толщу подстилают московские водно-ледниковые отложения I.

Гумусовая толща представлена серогумусовым горизонтом в разрезе PE13 под лесом (приложение B14) и агрогумусовыми горизонтами на пашне (PE11, PE12) и залежи (PE19) (приложение B15, B16). В разрезе PE11 под агроделювиальной толщей с серией горизонтов P на глубине 60–70 см зафиксированы более темные морфоны – элементы плужной подошвы (приложение B15a). Под гумусовыми горизонтами развита элювиальная толща, имеющая прерывистое распространение. В верхней части элювиальной толщи в разрезе PE12 был отмечен прерывистый горизонт реликтовых гумусовых темноцветных морфонов (приложение B15б). Ниже схожий по окраске материал заполняет норные морфоны нарушающие как участки МТМ, так и отдельные элементы ВТМ субэлювиальной толщи (приложение B15в). Для всех изученных разрезов характерна высокая плотность трещинной сети в текстурной толще с глубоким (>1.5 м) проникновением магистральных трещин. К эродированным кровлям индивидуальных делювиальных пачек приурочены горизонты узелковидных расширений магистральных трещин, маркирующие погребенные педогенные уровни (приложение B14б). Магистральные трещины имеют параллельную субвертикальную ориентировку, часто ветвятся. Латеральная организация трещинной сети слабоупорядочена. В верхней части преобладают трех-четыреугольные сетки с ячейкой 5–10 см. Книзу трещинная сеть разрежается, ячейка сеток увеличивается до 20–30 см, встречаются остроугольные пересечения. В верхней части резко преобладают светло-серые пылеватые кутаны, в то время как в нижней – илистые (красно-темно-бурые, красновато-темно-серые, тусклые светло-серые). Характерной морфологической чертой является контактное осветление МТМ вокруг трещин (ширина осветленной зоны в среднем 5–10 мм).

Микронеоднородность почвенного покрова отражается на вертикальном срезе в траншее PE19 (длина ~14 м, вскрытая мощность 0.8–1.1 м) (приложение В16). Простираение генетических горизонтов коррелирует с простираением пачек делювия. В заполнениях отдельных врезов отмечаются серии погребенных последовательностей горизонтов BEL-BT(g), иногда разделенных слабо преобразованными почвообразованием слоями (приложение В16б-в). В нижней половине разреза распространены признаки окислительно-глеевые признаки, особенно ярко проявляющиеся в заполнении погребенного вреза в северной части траншеи. Здесь же заметна четкая эрозионная граница по кровле заполнения, отделяющая его от вышележащего слоя, в котором оглеение отсутствует (приложение В16д). В верхней части разреза можно идентифицировать по крайней мере одно ветровальное нарушение, затрагивающих толщу на глубину до 70–80 см и срезаемое подошвой агроделювия VIII (приложение В16г). Нарушение заполняет в основном перемешанный алевритистый материал элювиальной и гумусовой толщи. Линзы со значительной долей материала элювиальной толщи на 2–5 и 8–9 м траншеи также в какой-то степени могут быть связаны с ветровальными нарушениями, однако отделить их от заполнений эрозионных врезов затруднительно.

4.2.3. Аналитическое исследование

Гранулометрический состав. Для определения гранулометрического состава методом лазерной дифракции были отобраны две колонки образцов вмещающих отложений в разрезах **Pi14** на блоке и **Pi15** в межблочье полигональной сети на севере участка. В разрезе **Pi15** также был отобран ряд образцов из заполнений палеокриогенных структур на разных глубинах. Всего проанализировано 40 образцов.

Все образцы относятся к классу пылеватого суглинка по (Blum et al., 2018) (приложение В19). Образец из ледникового цоколя выделяется на фоне послеледниковых отложений значительно бóльшим содержанием песка.

Для основной части разреза (IV–VIII) характерны достаточно плавные изменения доли фракций (приложение B20, B21a). На этом фоне выделяется слой II, характеризующийся разномерной опесчаненностью и утяжеленным составом, в основном за счет пониженной доли крупной пыли (приложение B21a). Распределение размеров частиц в слое II резко отличается от вышележащей толщи, одновременно обнаруживая сходство с подстилающими ледниковыми отложениями для области <20 мкм (приложение B22). Состав слоев IV и V существенно более близок. Для обоих слоев свойственен мономодальный тип распределения частиц >1 мкм с выраженным пиком на 25–32 мкм. Вместе с тем, выше и ниже небольшой переходной зоны (~30 см) между слоями наблюдаются незначительные, но устойчивые различия в характере этого распределения. В слое IV по сравнению со слоем V пик на 25–32 мкм немного ниже, а все распределение «сдвинуто» в сторону уменьшения доли частиц в диапазоне 32–125 мкм и увеличения доли частиц <16 мкм.

Материал заполнения палеокриогенных структур в различной степени приближен к составу вмещающих слоев (приложение B21б-в). Максимальное сходство в распределении размеров частиц отмечается между заполнением клина С и слоем IV, а также между заполнением суженного яруса клина В и слоем V (приложение B22). Картина распределения в заполнении верхнего расширенного яруса клина В отличается: в меньшей степени обнаружено сходство с усредненной картиной распределения для всего слоя V, при значительном приближении к его верхней части. Максимально сходство достигается со слоем VIII (аэрогенным горизонтом). При этом в слое VIII и верхнем ярусе В пик сдвигается к 32–40 мкм, по сравнению со средним по слою V происходит относительное обогащение частицами >20 мкм и относительное обеднение частицами <10 мкм. Распределение в материале грунтовой жилы А, напротив, смещается в сторону более тонкого ила. В отторгнутом фрагменте (приложение B21б-в) сохраняется состав вмещающего слоя V.

Магнитная восприимчивость. Объемная МВ (κ) была измерена *in situ* на вертикальных и серии горизонтальных срезов почвенно-осадочной толщи. Интервалы фоновых значений κ значительно различаются по участку. В пределах слабовыпуклого повышения вершинной поверхности κ в основном варьирует в пределах 0.2–0.4, в то время как в понижениях юга участка – в пределах 0.05–0.2 (здесь и далее в ед. $\times 10^{-3}$ СИ).

В пределах северного геофизического планшета закономерность распределения κ в толще обнаруживает тесную взаимосвязь с типом позиции в системе элементов нивелированной РКМ и наличием палеокриогенных деформаций. В блочных позициях наблюдается единый тренд вертикального изменения κ : слабый приповерхностный минимум в пахотной толще (0.302 ± 0.062), выраженный максимум в верхней части текстурной толщи (кровля слоя V) (0.378 ± 0.049) и нижний минимум (0.2–0.3), охватывающий большую часть текстурной толщи и вскрытую часть пятнисто-глеевой толщи (слой IV) (приложение В28). В межблочных позициях на это распределение накладываются вертикально ориентированные зоны сильного повышения значений κ , соответствующие заполнениям вложенных палеокриогенных структур А-В (рис. 7). Распределение κ внутри этих зон крайне неоднородно: «фон» определяется более низкими значениями, свойственными заполнениям клиньев В (0.3–0.4), а пики – фрагментами грунтовых жил А (до 2.5). Отношение максимального пика κ к среднему κ вмещающей толщи на аналогичной глубине достигло 9.3 раз (приложение В28). В отличие от структур А-В, в клиньях С повышение κ относительно вмещающего слоя IV полностью отсутствует.

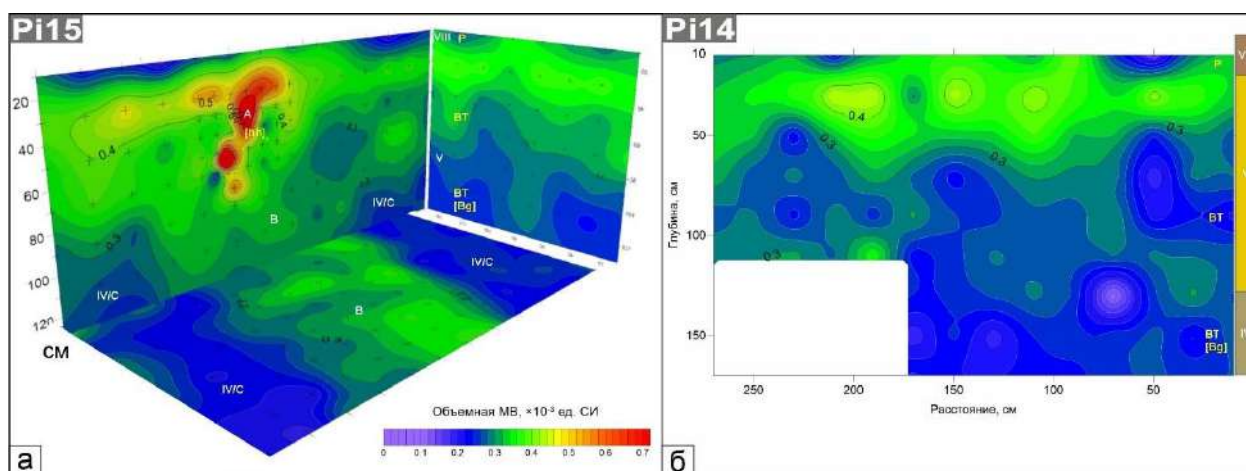


Рис. 7. Распределение k в почвенно-осадочной толще различных позиций нивелированной РКМ: а) межблочье, сформированное вложенными структурами А-В-С; б) центр блока без признаков структурных деформаций.

Для определения удельной (χ_{LF}) и частотно-зависимой (χ_{FD}) МВ из разрезов и скважин ручного бурения были отобраны образцы всех выделенных слоев и заполнений. Закономерности распределения χ_{LF} в слоях V и IV в целом повторяют закономерности распределения k (приложение В23). Отбор из кернов скважин позволил также установить МВ нижележащих слоев I и II, значения χ_{LF} которых (0.216 и 0.227 соответственно) оказались близки среднему по слоям 0.208 (здесь и далее в ед. $\times 10^{-6}$ м³/кг). Значения χ_{FD} массива образцов варьируют в пределах 0.3–8% и в целом слабо связаны с изменениями χ_{LF} (приложение В24). В то же время в вертикальном распределении χ_{FD} выделяются три основных зоны, коррелирующие со слоями: верхняя на уровне основной части слоя V (3–4%), средняя на уровне нижней части слоя V – слоя IV (2%) и нижняя на уровне слоев II-I (0–2%). Таким образом, содержание тонкодисперсных частиц ферромагнетиков <0.005 мкм во вмещающих отложениях достаточно мало и слабо влияет на χ_{LF} . Тем не менее, эти частицы в значительно большем количестве присутствуют в текстурной толще по сравнению с погребенным пятнисто-глеевым уровнем, маркируя различия в минералогии соединений железа. В пахотной толще (слой VIII) наблюдается наибольший разброс значений χ_{FD} (2–8%), что связано с неоднородностью состава, неравномерно распределенными припашками

текстурной толщи и артефактами антропогенного происхождения (обломками кирпича, металлическими фрагментами и т.п.).

Материал заполнения клиньев В выделяется некоторым увеличением χ_{LF} по сравнению с вмещающей толщей (приложение В24). В верхней части этих заполнений наблюдается также увеличение значений χ_{FD} (до 4–6%), что превышает фоновые значения. Однако, это может быть связано с участием материала жил А, который вследствие зоогенных турбаций рассеян по центральным частям клиньев В. Образцы из слабонарушенных частей жил А демонстрируют резко повышенные по сравнению с общим массивом значения χ_{LF} (1.5–2) и χ_{FD} (~8%) (приложение В24). Соотношение параметров свидетельствует о достаточно высоком вкладе в МВ как тонкодисперсных, так и более крупных частиц ферромагнетиков. Таким образом, можно предполагать значительное повышение содержания соединений железа в заполнениях жил А относительно всей почвенно-осадочной толщи.

В разрезах понижений юга участка наблюдается относительно слабое варьирование значений k . Тем не менее, четко выделяется зона наиболее пониженных значений, приуроченная к верхним 50 см, включающим гумусовую, элювиальную (включая ВГГ), верхнюю часть текстурной, а также развитую по ним пахотную толщи (приложение В25, В26). В нижней части слоя V формируется слабовыраженная зона повышения k , сменяющаяся с глубиной зоной варьирования значений без выраженных закономерностей. Этот фон в разрезе Рi5 преобразуется крупной структурой А (приложение В25). Основная часть заполнения этой структуры не отличается по k от вмещающих отложений, однако ее гумусированные части $[hh]_2$ местами приобретают значительно повышенные значения (до 1.103), что на порядок превышает значения, свойственные приповерхностному минимуму. Таким образом, гумусированный материал структуры А по МВ и уровню контраста с общим массивом значений сходен с охарактеризованным выше материалом мелких грунтовых жил севера участка.

Содержание карбонатов. По всей послеледниковой толще, включая обогащенный крупнообломочным материалом слой II, наблюдается отсутствие видимой реакции с HCl. Лабораторные определения также не выявили присутствия карбонатов (или содержание карбонатов меньше точности метода). В отложениях ледникового цоколя I карбонаты распространены как в виде крупных обломков, так и в мелкозем, а вся масса интенсивно реагирует с HCl. Единично было измерено содержание карбонатов в слое I (7.37% CaCO₃, 0.88% C_{карб}).

Содержание несиликатных форм железа. Несиликатные формы железа были определены в слоях и заполнениях палеокриогенных структур слабовыпуклого повышения. В колонках вмещающих отложений блока и межблочья наблюдается близкие вертикальные распределения Fe_{Тамм} и Fe_{М-Дж} (приложение В27). Максимум содержания Fe_{Тамм} (до 0.12%) приурочен к пахотному горизонту, второй пик наблюдается в средней части текстурной толщи в слое V. В погребенной пятнисто-глеевой толще слоя IV значения стабильно низкие (0.06–0.08%). В вертикальном распределении содержания Fe_{М-Дж} фиксируется минимум в пахотной толще (0.4–0.5%) и относительно стабильные значения в текстурной и пятнисто-глеевой толще слоев V–IV (0.71±0.06%). В заполнениях клиньев В и С содержание Fe_{Тамм} находится на уровне вмещающих слоев V и IV. Содержание Fe_{М-Дж} в заполнении клина В в верхних 65 см несколько ниже по сравнению с вмещающей толщей, но ниже увеличивается до фоновых значений. В образцах материала заполнения клина С содержание Fe_{М-Дж} существенно повышено (до 0.89%) относительно фона. Наконец, наибольшее содержание несиликатных форм Fe фиксируется в материале грунтовой жилы А (Fe_{Тамм} до 0.25%, до 1.02%). Таким образом, содержание Fe_{М-Дж} в материале А превышает фоновые значения почти в 1.5 раза, а содержание Fe_{Тамм} – более чем в 3 раза.

Абсолютный возраст. Близкие датировки были получены для двух датированных структур А, различающихся по материалу заполнения. В разрезе **π-pedone** для датирования был взят голубовато-светло-серый

алевритистый материал, заполняющий шпировидные линзы на боковом контакте структуры на глубине 2.5 м (приложение B29b). Возраст составил 12731 ± 11 кал. л. (IGAN-5348), что отвечает первой половине позднего дриаса. В разрезе **Pi5** был датирован темноцветный гумусированный материал с мелкими угольками из осевой части заполнения на глубине ~ 2 м. Возраст составил 13245 ± 47 кал. л. (IGAN-7903), что отвечает концу аллередского периода.

Иллювиальные новообразования датировались в разрезе **π -pedone** (приложение B29). Наиболее ранний возраст был получен для материала илистых папул, рассеянных в ОМ в контактной зоне криоструктуры А на глубине ~ 2.3 м, и составил 16107 ± 79 кал. л. н. (IGAN-5349), что отвечает первой половине раннего дриаса. Илистый материал в порах, связанных с актуальной поверхностью, имеет голоценовый возраст: 5164 ± 77 кал. л. н. (IGAN-5351) для инфилинга крупной поры-камеры и 1790 ± 20 кал. л. н. (IGAN-5350) для кутаны, выстилающей вертикальную пору-плоскость.

Возраст ТОС материала гумусовых морфонов плужной подошвы в погребенной почве разреза PE11 по ^{14}C составил 1368 ± 56 кал. л. н. (Ki-19755) (приложение B15a). Возраст ТОС естественных темноцветных гумусовых морфонов ВГГ, вмещенных в горизонты EL[hh] и BEL[hh] в разрезе PE12, и их материала в заполнениях норных морфонов составили 4788 ± 187 кал. л. н. (Ki-19754) и 6524 ± 153 кал. л. н. (Ki-19753) соответственно (приложение B15б-в).

4.2. Ключевой участок «Козловская котловина»

4.2.1. Дистанционное исследование

Поскольку на участке находилась многолетняя залежь, густая и высокая растительность не позволяет дешифровать формы микрорельефа и цветовую неоднородность почв по спутниковым изображениям. Для характеристики микрорельефа участка были проанализирована серия БПЛА-аэрофотосъемок, зафиксировавшая поэтапное состояние дневной поверхности во время строительства животноводческой фермы. Кроме того, съемка

зафиксировала неоднородность фототона отложений, вскрытых днищами постепенно расширявшихся строительных траншей глубиной от 1.5 до 2.5 м общей длиной около 1 пог. км. Площадь детально изученного фрагмента составила около 3 га.

Достаточно прямые пологие склоны участка осложнены хорошо выраженными в рельефе плоскодонными ложбинами шириной 40–50 м. С севера, запада и юга эти ложбины ориентированы к центру полузамкнутого котлообразного понижения. Это понижение открывается на северо-восток МЭФ, относящейся к системе руч. Максимовицы. В восточной части ложбины на очень пологонаклонной поверхности также приобретают северо-восточную ориентировку. Одна из таких ложбин вскрыта центральной траншеей (приложение Г1). На ложбинный микрорельеф наложен слабовыраженный агрогенный свально-развальный микрорельеф. Этот рельеф более заметен в восточной части, где представлен параллельно вытянутыми бороздами и грядами, чередующимися каждые 5–10 м.

На просохших днищах траншей шириной до 25 м заметна латеральная неоднородность окраски почвенно-осадочной толщи на глубине 1.5–2.5 м. На буро-желтый фон наложены существенно более светлые пятна и полосы шириной 2–3 м. Наименее четко эти пятна и полосы выражены в более глубокой южной траншее, в то время как в наименее глубокой северной траншее они организованы в четкую полигональную сеть с четырех-пятиугольной формой ячейки размером 8–12 м (приложение Г2).

4.2.2. Морфологическое исследование

Стенки строительных траншей, постепенно расширяясь на протяжении весны и лета 2020 г., вскрыли стратиграфическую последовательность послеледниковых суглинистых пачек. Южная (CS) и южная часть центральной (CC) траншеи вскрыла толщу, слагающую борт основной ложбины, на максимальную глубину до 2.5 м. Дополнительно у опорной расчистки CS6 было выполнено шурфование до кровли ледникового цоколя на ~3.1 м. Основная часть центральной (CC) и северная (CN) траншеи вскрыли до 1.5 м

отложений в днище основной ложбины. Различия в строении почвенно-осадочной толщи между бортом и днищем ложбины затрагивают верхнюю часть разреза и обусловлены эрозионно-аккумулятивными процессами: борт ложбины представляет собой зону преимущественного сноса материала и усечения почвенного профиля, в то время как в днище наблюдается погребение почв под широкой линзой агроделювия без их существенного нарушения. Схема фактического материала приведена в приложении Г3.

Обобщенное описание слоев вмещающих отложений, криодеформаций и почвенных горизонтов приведено в приложениях Г10 и Г11.

Борт ложбины представляет собой зону преимущественного сноса материала, о чем свидетельствует значительное усечение верхних горизонтов почв. Агрогумусовый горизонт мощностью 20–30 см срезает кровлю красновато-бурого делювия VI и развитого в нем текстурного горизонта (приложение Г4). При этом в верхней части толщи отмечаются спорадические ветровальные нарушения (приложения Г5). Эти нарушения заполняет перемешанный темно-серый и светло-серый пылеватый материал, а также легкосуглинистые фрагменты преимущественно из слоя VI. Часто материал заполнений обогащен мелкими угольками.

По мере движения по пологому склону к днищу ложбины начинают встречаться участки со слабоэродированной гумусовой и элювиальной толщей, представленной последовательностью горизонтов P-AY-EL[hh]-BEL и развитой в слое VI. В днище ложбины прослеживается протяженный ареал доагрогенной поверхности, погребенной под мощным слоем агроделювия (рис. 8). Серогумусовый горизонт отмечается в том числе над заполнениями глубоких ветровальных нарушений, в то время как реликтовый гумусовый горизонт (ВГГ) над некоторыми нарушениями прерывается (рис. 8б-в). *In situ* морфоны ВГГ в горизонте EL имеют пылеватый состав, во влажном состоянии темно-серые до черных, сильно светлеют при высыхании. Схожие свойства имеет материал темноцветных заполнений более глубоких ветровальных нарушений, что указывает переотложение в ветровальные западины ранее

сформированного горизонта EL[hh]. Материал серогумусового горизонта, напротив, не встречается в более глубоких ветровальных нарушениях, однако обнаруживает признаки практически сплошной поверхностной фито- и зоотурбации.



Рис. 8. Погребенная почва с ветровальными нарушениями под толщей агроделювия VIII в днище ложбины: а) общий вид расчистки CN1 на южной стенке траншеи; б) приближенный вид древнего глубокого ветровального нарушения; в) то же, с восточной стороны; г) схема положения расчистки в траншее.

В отдельном ветровальном нарушении средней мощности (около 1 м) были зафиксированы признаки локального, но интенсивного поверхностного оглеения, распространяющиеся также на вмещающую толщу (приложение Г6).

Текстурная толща отчетливо распадается на два основных горизонта, прослеживающихся как на борте, так и в днище ложбины. Граница горизонтов примерно совпадает с границей слоев VI и V. Горизонт BT(y), развитый в слое VI, характеризуется облегченным гранулометрическим составом (легкий суглинок), ореховато-призматической структурной организацией, высокой плотностью трещинной сети, пониженной плотностью упаковки педов, общей рыхлостью. В МТМ на гранях педов и в порах-трубках широко распространены тонкие илистые и пылеватые кутаны. ВПМ сравнительно однородная по цвету и составу, на более тонком срезе существенно светлее, чем на более грубом, «замазывающим» более темный материал илистых кутан. Горизонт BT2, развитый в слое V, существенно более плотный, иловатый,

характеризуется многопорядковой призматической структурной организацией. При этом на мезоуровне прослеживается горизонтальная плитовидная делимость, связанная с линзовидной постшлировой расслоенностью. ВПМ плитовидных педов толщиной 3–10 мм анизотропна по цвету и составу: центральную часть составляет более светлая и пылеватая, а периферию – более темная и иловатая фазы. Тонкие илистые и редкие пылеватые кутаны сосредоточены на гранях призм и в порах-трубках.

Ряд признаков текстурной толщи (призматическая структурная организация, поры-трубки и плоскости с илистыми и очень редко пылеватыми покровами) проникают в нижележащий слой IV, однако быстро теряют выраженность. Эти признаки имеют наложенный характер по отношению к самостоятельному набору признаков слоя IV: оглеению ОМ и крайне широко распространенными охристыми сегрегациями, подчеркивающими исходную литологическую слоистость и следы пластических деформаций породы. В кровле слоя IV развит погребенный горизонт крупных трубчатых темно-бурых с охристой каймой сегрегаций, не встречающихся в вышележащих отложениях. Контакт слоев IV и V также часто подчеркивается мощными охристыми полосами. Состав слоя IV постепенно утяжеляется книзу, образуя постепенный переход к слою голубовато-светло-серого тяжелого суглинка III. В слое III контрастная слоистость, подчеркнутая охристыми полосками, отсутствует, как и явные следы пластических деформаций. В то же время вся масса породы пронизана большим количеством средних и крупных трубчатых охристых сегрегаций. Форма сегрегаций в толще слоя III и в кровле слоя IV указывает на то, что они сформировались по ходам корней.

Текстурные горизонты разбиты магистральными трещинами, закономерно изменяющими свою морфологию с глубиной. Верхняя часть магистральных трещин в слое VI характеризуется общей вертикальной ориентировкой, сложной ветвящейся конфигурацией пор-плоскостей в ВТМ, мощными светло-серыми пылеватыми кутанами и практически полным отсутствием илистых покровов. При переходе в слой V трещины сужаются,

приобретают многослойные покровы, состоящие из пылеватых и илистых темно-бурых кутан. Книзу слоя V илистые кутаны становятся более мощными и начинают преобладать над пылевыми, а вокруг трещин появляются осветленные зоны. На контакте слоев V и IV магистральные трещины проникают в толщу IV через мелкие клиновидные разрывы и приобретают существенный наклон. Такие глубокие (>2 м) части трещин практически лишены пылеватых кутан и оканчиваются индивидуальными (неразветвленными) порами-плоскостями с мощными темно-бурыми илистыми кутанами.

Горизонтальное залегание литологических слоев и почвенных горизонтов регулярно нарушается тремя ярусами крупных вертикальных структур, прослеживающихся на стенках и горизонтальных расчистках днищ траншей на значительных расстояниях. Эти структуры в значительной степени видоизменяют строение элювиальной и текстурной толщ.

Верхний ярус (структуры А) приурочен к кровли слоя VI, т.е. к доагрогенной дневной поверхности (приложение Г7). Характерными чертами этих структур является сложная, часто расширяющаяся книзу форма, отчетливо выраженная крупная вертикальная слоистость и специфические фазы алевритистого заполнения: голубовато-светло-серая и темно-бурая, иногда ярко-красно-бурая гумусированная, а также рассеянные в заполнении мелкие угольки. Гумусированная фаза преобладает в верхней части структур, встречаясь в виде отдельных темно-бурых линз и прокрашивая ОМ. Признаки элювиальной толщи и ВГГ имеют наложенный характер по отношению к заполнению структур: элювиальный горизонт с морфонами ВГГ «переходит» из кровли слоя VI в межструктурных зонах в заполнения структур А. В то же время за счет гумусированной фазы заполнения структур А элювиальная и верхняя части текстурной толщи приобретают существенно более темный оттенок. Наложный характер реликтовых гумусовых морфонов ВГГ по отношению к гумусированной фазе в МТМ заполнения структур А подчеркивается разделяющими их светло-серыми морфонами нижней части

элювиального и ВТМ субэлювиального горизонтов. Модификация текстурной толщи в заполнениях структур А проявляется изменениях морфологии трещинной сети и «заносе» вертикально ориентированных гумусированных линз и мелкого дисперсного углистого материала, ассимилированных ВПМ. Трещинная сеть в зонах структур уплотняется, магистральные трещины имеют тенденцию к параллельной ориентировке, наследующей линейное простирание структуры. В кутанном комплексе зафиксирован аналогичный текстурным горизонтам слоев VI (BT) и V (BT2) набор покровов.

Структуры среднего яруса (В) распространяются с кровли слоя V (приложение Г8). Полигональная сеть клиньев В, по всей видимости, более плотная по сравнению с сетью структур А. В южной стенке траншеи CS они были встречены через 15–25 м. По меньшей мере в двух случаях клинья В нарушались структурами А, проникающими в их осевые части. Нижними частями структуры В внедряются в клинья С, распространяющиеся с кровли слоя IV, наследуя таким образом пространственную конфигурацию более древней полигональной сети. Во всех изученных клиньях В прослеживаются следы двухэтапного растрескивания: более широкие первичные клиновидные структуры (В') разбиты более узкими вторичными клиньями (В''). Вторичные клинья приурочены в основном к осевым частям первичных структур. Наиболее характерными чертами заполнений клиньев В являются облегченный по сравнению с вмещающей толщей состав, особенно материала вторичных структур, пронизанного тонкими линзами светлого алевроита. Материал заполнения в целом обнаруживает сродство к материалу слоя VI. В заполнениях клиньев В отмечается уплотнение трещинной сети и глубокое (до 2, реже до 3 м) проникновение магистральных трещин. В комплексе покровов порового пространства преобладают пылеватые кутаны. Охристые полосы, сформированные на контакте слоев V и IV продолжают в клиньях В, имея, таким образом, наложенный характер по отношению к заполнению структур (приложение Г9).

Нижний ярус структур (С) приурочен к кровле слоя IV. Материал заполнения клиньев С контрастирует со вмещающей толщей IV-III более легким составом (легкий – средний суглинок) и существенно меньшей выраженностью морфохроматических признаков оглеения. Постшлировая текстура с участием линзочек светлого желтовато-бурого пылеватого материала сближает заполнения клиньев С с материалом слоя V. Клинья С разрывают горизонт сегрегаций по корням, приуроченный к кровле слоя IV. Внедряясь в толщу слоев IV-III система клиньев В-С регулярно нарушает сплошность глеевой толщи. Степень деформации вмещающих отложений может при этом различаться: от незначительной (практически ненарушенное горизонтальное залегание слоев) (приложение Г8) до достаточной существенной (формирование ассиметричных складок с перепадами кровли слоев между бортов структур до 50 см) (приложение Г9).

4.2.3. Аналитическое исследование

Гранулометрический состав. Для определения гранулометрического состава методом лазерной дифракции в опорной расчистке CS6 (приложение Г8) была отобрана колонка образцов вмещающих отложений (за исключением слоя VI) и образцы материала заполнения клина В (материал В' и В'') (всего 16 образцов).

Образцы относятся к трем классам гранулометрического состава по (Blum et al., 2018): суглинок, пылеватый суглинок и пылеватый тяжелый суглинок (приложение Г12). Образец из ледникового цоколя I соответствует классу суглинка и резко отличается по составу от всей послеледниковой толщи. Последняя характеризуется высоким содержанием пыли (67–79%), доля которой в целом увеличивается от слоя III к слою V.

Будучи достаточно близким по составу, материал послеледниковых слоев и заполнений существенно различается по характеру распределения размера частиц (приложение Г13). Выделяются три основных пика: во фракциях <1 мкм, 25–32 мкм и 2.5–3.2 мкм. Пик фракции <1 мкм является общим для вмещающих слоев, в то время как наличие и выраженность пиков

пылеватых фракций в них отличается. Пылевато-суглинистый слой V демонстрирует однородный состав по глубине с выраженным пиком частиц размером 25–32 мкм и менее выраженным пиком на 2.5–3.2 мкм. Пылевато-тяжелосуглинистый материал слоя III по распределению частиц контрастно отличается от материала слоя V: в нем отсутствует пик на 25–32 мкм, а пик на 2.5–3.2 мкм наиболее выражен. Слой IV является переходным и внутренне неоднороден. В образцах из слоя IV в различной степени выражены оба пика пылеватых фракций, причем выраженность пиков не обнаруживает связи с глубиной. На фоне вмещающих слоев выделяется заполнение клина B, характеризующееся наиболее выраженным пиком частиц 25–32 мкм, отсутствием пика на 2.5–3.2 мкм, наименее выраженным пиком частиц <1 мкм, а также в целом наименьшей долей ила в составе (12–16%). Заметных отличий между материалами заполнения первичной (B') и вторичной (B'') клиновидной форм не обнаружено.

Магнитная восприимчивость. *k* была измерена *in situ* на вертикальных срезах опорных расчисток, а также на срезах монолитных образцов. В основной части текстурной толщи (слой V) значения составляют около 0.220 и варьируют относительно слабо. После перехода в погребенную глеевую толщу *k* слабо, но направленно снижается до минимального значения в слое III (0.159) (приложение Г14). Измеренные в монолитах значения слоя VI близки к средним значениям слоя V, однако данных для характеристики вертикального распределения *k* в верхнем 1 м недостаточно. Отдельно была измерена *k* заполнения глубокого ветровального нарушения, в котором преобладал материал горизонта EL[hh] (приложение Г16). Для него по серии из 6 измерений получены наиболее низкие значения в выборке (0.058–0.101, в среднем 0.079), близкие к ранее полученным на ключевом участке «Вершинная поверхность Поклонского холма» для непереотложенного горизонта EL[hh].

Достаточно плавное профильное изменение *k* во вмещающей толще осложняется заполнениями клиньев B, формирующими зоны повышенных

значений (до 0.368), особенно сильно контрастирующие с слоями IV–III (приложение Г15). Эти зоны распространяются не только на заполнения клиньев В, но и контактирующие слои и заполнения клиньев С.

Абсолютный возраст. Датированию по ^{14}C был подвергнут ТОС двух образцов, отобранных из монолитов текстурной толщи и линзы глубокого ветровального нарушения, вскрытых опорной расчисткой CS3 (приложение Г16). Образец IGAN-10885 был составлен из материала 2–10 мм рыхлых черных вкрапленников во ВПМ горизонта BT2 (слой V) на глубине ~140 см под резкой границей с серой линзой, заполненной перемешанным материалом почвенных горизонтов. В образец IGAN-10889 была отобрана наиболее темная после просыхания монолита часть алевролитистого заполнения нижней части ветровального нарушения (глубина ~120 см). Возраст вкрапленников составил 6072 ± 68 кал. л. н., а темноцветного заполнения – 8217 ± 76 кал. л. н.

4.3. Формирование неоднородности почвенного покрова

Актуальный почвенный покров развит на послеледниковой толще отложений, мощность которой на исследованных участках составляет от 3 до 6 м, а в наиболее глубоких частях палеоозерных котловин может достигать 20 м (Garankina et al., 2023). При этом наиболее глубоко проникающие морфологические признаки актуального педогенного преобразования толщи (магистральные трещины и поры-трубки) крайне редко достигают глубин свыше 3 м. Таким образом, вне зоны активного педогенеза оказываются отложения ледникового ряда и наиболее мощные линзы озерно-болотных заполнений котловин, функционировавших в субаквальном режиме до времени LGM (Shishkina et al., 2019; Garankina et al., 2019, 2023). Особенности морфолитогенеза элементов дневного и погребенного мезорельефа обуславливают различия в наборе и возрасте признаков актуальных почвенных тел, общую неравновесность памяти их твердой фазы, в которой в различной степени сочетаются элементы книгоподобного и палимпсестового типов записи.

Погребенный педолитокомплекс MIS 3 – начала MIS 2. Важным литологическим «рубежом» на участках исследований служит слой IV, занимающий среднюю часть толщи. При общем высоком фациальном разнообразии слой обнаруживает сродство как с подстилающими озерно-болотными осадками и (или) отложениями ледникового ряда, так и с перекрывающими слоями V–VII. Общим свойством с первыми выступает полимодальный тип распределения гранулометрических фракций, а со вторыми – близость механического состава и появление выраженной моды на 25–32 мкм. Выраженное увеличение содержания крупнопылеватой фракции на переходе от слоя IV к слою V сопровождается появлением пластических и структурных криогенных деформаций, включая крупные клинья С. Эти деформации маркируют наиболее ранний в изученной толще криогенный импульс, связанный с началом позднего валдая и отвечающий владимирскому КГ (Garankina et al., 2022, 2023; Velichko et al., 2006). Данный КГ нарушает

погребенный почвенный уровень, сформированный в толще слоя IV, либо III-IV. Общим признаком педогенного преобразования этой толщи является в различной степени выраженное пятнистое оглеение основной массы. По крайней мере основная часть признаков окислительного оглеения в нижних частях актуальных автоморфных почв сформировались не позже позднего валдая. Об этом свидетельствует преимущественное распространение этих признаков в заполнениях клиньев С и в целом ниже кровли слоя IV. При этом они полностью отсутствуют в заполнениях следующего яруса клиньев В, разбивающих как неоглеенный слой V, так и оглеенный слой IV (приложение В13а, Г8). Наибольшей выраженности признаки пятнистого оглеения приобретают в палеоозерной котловине, где слой IV представляет собой результат криогенной турбации и переотложения кровли озерных отложений III на небольшом плече сноса (приложение Г4, Г8) (Garankina et al., 2022). Непереотложенный слой III отличается наибольшей долей сизого тона в окраске, в то время как охристые пятна и полосы доминируют в слое IV. Исходя из этого можно предположить, что такая контрастная окраска связана с переходом котловины из субаквального в субаэральный режим и связанного с этим педогенным и криогенным преобразованием отложений. В слоях III-IV палеоозерной котловины фиксируются также многочисленные трубчатые сегрегации по ходам корней, не встречающиеся выше границы со слоем V. Ранее погребенные педолитокомплексы, датированные по ^{14}C MIS 3 и включающие серии торфяных и глеевых горизонтов, часто с железистыми ризоконкрециями, были описаны на Овинищенской и Вологодской возвышенностях, а также в исследованном районе (Русаков, 2012; Rusakov et al., 2012, 2015). Данные по первому ключевому участку свидетельствуют о распространении погребенного почвенного уровня MIS 3 на вершинные поверхности холмов. Практически полное отсутствие признаков органогенных или гумусовых горизонтов (в котловине единично была отмечена гумусированная линза, приложение Г9б), вероятно, свидетельствует о синлитогенном характере почвообразования, отсутствии длительных

периодов стабилизации поверхности. Имеющаяся на данный момент совокупность данных не позволяет выявить отдельные педогенные этапы погребенной пятнисто-глеевой толще, в связи с чем ее следует рассматривать как педолитокомплекс, соотносимый со всем интервалом MIS 3 и началом MIS 2 (до начала накопления слоя V).

Морфолитогенез и почвообразование MIS 2. Покровный характер залегания, отсутствие заметной слоистости и относительно однородный состав с достаточно высоким содержанием крупной пыли (~25%) и тонкого песка (6–10%) являются характерными признаками слоя V и отражают условия седиментации в криоаридных условиях середины – конца времени LGM с ведущей ролью эолового агента. Завершение этого этапа осадконакопления наиболее четко маркируется горизонтом крупных структурных палеокриогенных деформаций В, соотносимых с ранним дриасом и фазой «а» ярославского КГ (Garankina et al., 2022, 2023; Velichko et al., 2006). Эти полигональные криогенные структуры унаследовали конфигурацию более древней полигональной сети владимирского КГ, что связано с небольшой глубиной ее погребения (1–1.5 м). Заполнения клиньев В выделяются практически мономодальным распределением гранулометрических фракций с сильным пиком на 25–32 мкм. Содержание крупной пыли в них достигает 33–36%. Вещественный состав и особенности строения клиньев В (резкие боковые контакты и большая глубина проникновения) отражают крайне суровые криоаридные условия раннего дриаса (Борисова, 2021).

Кровля слоя V, разбитая полигональной сетью клиньев В, непосредственно выходит на дневную поверхность на вершинах холмов. В строении клиньев В прослеживаются характерные черты структурных деформаций ярославского КГ – двухъярусность и наличие в осевых частях вторичных трещинных образований (Величко и др., 1996). Структуры ярославского КГ служат непосредственной основой РКМ, различные типы которой фиксируются в микрорельефе и неоднородности фототона

возвышенных равнин региона (Алифанов, 1995; Величко и др., 1996; Макеев, 2012). В то же время экспонированная палеокриогенная сеть клиньев В четко не проявлена ни в микрорельефе изученной вершинной поверхности, ни в фототоне спутниковых изображений. Неоднородность фототона связана с чередованием неупорядоченных слабоамплитудных повышений и понижений, горизонтальные размеры которых намного превосходят элементы полигонально-упорядоченных форм палеокриогенного микрорельефа. В районе исследований этот микрорельеф, вероятно, может быть связан неровностью кровли ледниковых и водно-ледниковых отложений (Garankina et al., 2023). Можно предполагать, что полигональный микрорельеф на вершинной поверхности изначально был слабо выражен, а затем полностью нивелирован эрозионно-аккумулятивными процессами. Об активности последних свидетельствует то, что в котловине слой V с системой клиньев В перекрывается слоем VI. Время накопления слоя предшествовало последнему криогенному импульсу (криодеформации А). На вершинной поверхности эти структуры разбивают толщу с кровли слоя V, а в котловине – с кровли слоя VI. На основании аллередского возраста ТОС гумусированных и кластических заполнений структур А этот криогенный этап можно уверенно связать с поздним дриасом, в который произошло сильное криогенное нарушение почвенного покрова аллереда. Таким образом, слой VI был накоплен в первую половину позднеледникового интерстадиала, вероятнее всего в результате склонового переотложения материала слоя V. Еще одним источником для формирования слоя VI мог служить эоловый крупнопылеватый материал, присутствующий в заполнениях клиньев В, однако не сформировавший достаточно мощного покровного слоя.

Наиболее ярким признаком интерстадиального педогенеза MIS 2 выступают гумусовые фрагменты заполнений структур А, в отдельных случаях весьма мощные (приложение В13). Ранее темноцветные заполнения с позднеледниковыми датировками были изучены в районе исследования А.А. Александровским (Александровский, 1983, 2011). Погребенные

позднеледниковые гумусовые горизонты были обнаружены также в разрезах аллювиальных отложений пойм р. Москвы (Александровский, 2008). Интенсивная аккумуляция гумуса в аллереде, по всей видимости, стала возможной благодаря стабилизации поверхности и развитию редколесных ландшафтов на фоне умеренного климата (Борисова, 2021; Самусь и др., 2023).

Аллередский гумусовый материал выделяется бурыми тонами окраски, повышенным содержанием железа несиликатных соединений, включением мелких угольков. Схожий характер окраски и высокое содержание валового железа также было отмечено в работе (Александровский, 1983). Общее повышенное содержание Fe и его ферримагнитных минералов в тонкодисперсной фракции <0.05 мкм обуславливает сильно повышенную положительную МВ. Значения МВ в отдельных заполнениях кратно превосходят максимумы, фиксируемые в почвах на слабомагнитных суглинистых породах ВЕР, что позволяет исключить распространенный в степной зоне педогенный механизм приращения МВ в верхних горизонтах как основной (Алексеев, 2010). Вероятной причиной приобретения высокой МВ является пирогенное преобразование (Le Borgne, 1960; Dearing, 1999; Till et al., 2021), что согласуется с распространением углистого материала в гумусированных заполнениях. Эта гипотеза предполагает существенно большее воздействие пожаров на почвы в аллереде по сравнению с голоценом, поскольку голоценовые гумусовые горизонты в районе исследований, наоборот, выделяются пониженной МВ (приложение В25, В26). Стоит отметить, что следы высокой пожарной активности в виде углистого материала и различных минеральных продуктов высокотемпературного воздействия широко распространены в погребенных аллередских почвах дюнных архивов Песчаного пояса Европы, где они датируются транзитом от аллереда к позднему дриасу (van der Hammen and van Geel, 2008; Kaiser et al., 2009; van Hoesel et al., 2012; Moska et al., 2023). Причиной высокой пожарной активности в этом интервале могла стать резкая смена ландшафтно-

климатических условий. Это привело к гибели древесной растительности, что послужило топливом для пожаров (van der Hammen and van Geel, 2008).

Относительно повышенная МВ в клиньях В не находит объяснения в показателях содержания железа несиликатных соединений (по вытяжкам Тамма и Мера-Джексона) и тонкодисперсных ферромагнетиков <0.005 мкм (по косвенному показателю частотно-зависимой МВ). Оба показателя находятся на уровне вмещающих слоев V-IV. Учитывая отсутствие значимых изменений МВ в клиньях в вертикальном и латеральном направлениях, превышения над вмещающей толщей можно объяснить только заполнением достаточно однородным материалом с исходно повышенной (относительно слоев V-IV) МВ.

В ходе изучения морфологических особенностей текстурных горизонтов была выявлена их тесная связь с палеокриогенными признаками, в частности унаследованная от крупных структурных деформаций и отдельных палеокриогенных жилкок конфигурация трещинной сети. Также зафиксированы случаи несогласного наложения ряда признаков, связанных с дневной поверхностью, на более ранние, утратившие эту связь. К последним относятся: деформированные системы пор-плоскостей, илливиальные новообразования, ассимилированные МТМ норные морфоны. Совокупность данных свидетельствует о том, что начало формирования ансамбля педогенных признаков текстурной толщи началось в MIS 2. Активизация таких процессов, как лессиваж, вертикальное растрескивания с образованием ореховато-призматической структуры и зоогенная педотурбация, могла происходить в периоды потеплений на фоне деградации многолетней мерзлоты и установления периодически-промывного режима. Ландшафтно-климатическая реконструкция, приведенная в работе (Борисова, 2021), фиксирует два основных интервала, в которые могли формироваться подобные условия: поздний пленигляциал и позднеледниковый интерстадиал (беллинг/аллеред). Во время этапов агградации многолетней мерзлоты педогенные признаки могли деформироваться и лишаться связи с

поверхностью. Этот механизм объясняет нахождение в средней части текстурной толщи рассеянных илистых папул с раннедриасовым возрастом ТОС, соседствующих с голоценовыми иллювиальными новообразованиями (приложение В29). Особую роль сыграли сформированные в результате криогенного растрескивания крупные структурные деформации и индивидуальные трещины, концентрирующиеся по их контактам. После окончательной деградации многолетней мерзлоты на переходе к голоцену они послужили преимущественными каналами миграции влаги и были унаследованы системами трещин усыхания. В результате в актуальном почвенном покрове по полигональным структурам сформированы зоны уплотнения и более глубокого проникновения трещинной сети, по которым происходят более интенсивные процессы миграции материала. Вероятно, преимущественное развитие лессиважа в зонах структурных деформаций могло иметь место и до голоцена. Об этом свидетельствует деформированная система вертикальных пор-плоскостей с нетипичными для данного разреза черными кутанами, обнаруженная в заполнении клина В одного из межблочий (приложение В12). По этой же структуре концентрируются крупные норные морфоны, турбирующие заполнение и реликтовую систему плоскостей и нарушаемые связанной с поверхностью системой трещин. Полная ассимиляция этих морфонов МТМ, а также отсутствие в заполнениях материала верхних горизонтов свидетельствует о достаточно древнем возрасте. Учитывая размер нор, сильно превосходящий более поздние морфоны, можно предположить, что они принадлежат крупным землероям, обитавшим в редколесных ландшафтах позднеледникового (например, сусликам).

Лито- и педогенез в голоцене. Транзит от позднеледникового к голоцену сопровождался усилением активности эрозионно-аккумулятивных процессов, что коррелирует с региональной динамикой развития МЭФ (Панин и др., 2024). Результатом этого послужило уничтожение верхних горизонтов почв аллереда, затронувшее даже наиболее стабильную плосковершинную

поверхность крупнейшего холма верхнего яруса междуречий. Еще более глубокая эрозия происходила на склонах холма, результатом чего послужило формирование делювиального шлейфа. Отложения делювиального шлейфа демонстрируют признаки ритмичного накопления: разнопорядковую слоистость и погребенные уровни развития трещин усыхания. Ритмичное накопление делювиальных отложений обусловило полициклическую, аккумулятивно-осадочную модель почвообразования. Цикл состоял из последовательных фаз: накопление осадка → стабилизация поверхности и педогенез *in situ* → событийная эрозия и уничтожение верхней части, а возможно и всего новообразованного профиля. От каждого цикла в твердой фазе сохранились, в основном, системы трещин усыхания с самостоятельными элементами кутанного комплекса. В нижней части разрезов делювиального шлейфа встречаются оглеенные линзы, с эрозионными границами перекрываемые неоглеенными. Можно предположить, что реликтовое оглеение в линзах связано с существовавшими в первые этапы накопления шлейфа эрозионными понижениями, концентрировавшими поверхностные воды. Существенная стабилизация делювиальных шлейфов произошла не позже 6–7 тыс л.н., о чем свидетельствуют датировки реликтовых гумусовых морфонов ВГГ (приложение В15).

Период голоцена на участках отмечен развитием текстурно-дифференцированного профиля (ТДП). Также на участках обнаруживается реликтовый ВГГ, вмещенный в элювиальную толщу в виде отдельных морфонов либо в виде протяженного горизонта. Для материала ВГГ получены три даты: 4788 ± 187 кал. л. (*in situ* морфоны в горизонте EL[hh] на делювиальном шлейфе), 6524 ± 153 кал. л. (материал в норных морфонах в верхней части текстурной толщи там же) и 8217 ± 76 кал. л. (материал в нижней части глубокого ветровального нарушения в Козловской котловине). Датировки укладываются в интервал типичных возрастов ВГГ в лесной зоне и близки к ранее полученным в районе исследований (Александровский, 2011; Александровский и др., 2022). Весьма важное свидетельство о связи ВГГ с

элювиальной толщей представляют ветровальные нарушения. Во всех обнаруженных ветровальных нарушениях мощностью >0.5 м переотложенный материал элювиальной толщи встречается совместно со ВГГ. При этом более материал более позднего серогумусового горизонта был зафиксирован только в поверхностных ветровальных нарушениях (в среднем 20–30 см от поверхности).

Особо информативным является ветровальное нарушение, вскрытое разрезом CN1 на участке «Козловская котловина» (рис. 8). В результате погребения под толщей агроделювия хорошо сохранился ареал доагрогенного почвенного покрова, характеризующийся полным набором почвенных горизонтов, включая ВГГ. Заметно, что на ненарушенном участке развита последовательность АУ-EL[hh]-BEL-ВТ. В линзе нарушения материал EL[hh] выстилает нижнюю поверхность исходной вывальной западины и перекрывается отсыпкой с преобладанием материала ВТ. В отсыпке развиты горизонты АУ-EL-BEL, а ВГГ отсутствует. Далее на перпендикулярной стенке траншеи линза нарушения выклинивается и в профиле вновь появляется ВГГ. Такое строение свидетельствует о том, что нарушение произошло по механизму провернутого вывала (Бобровский, 2010) в момент, когда ВГГ являлся дневным горизонтом. Траншеями была вскрыта задняя часть отсыпки, состоящая преимущественно из материала срединного горизонта. В интервал времени между ветровальным событием и агрогенным освоением на участке сформировался горизонт АУ, развитый как по ненарушенной толще, так и по задней части отсыпки. В этот же интервал в верхней части отсыпки сформировался горизонт EL мощностью 10–15 см без признаков реликтовых гумусовых морфонов. Менее выраженные признаки образования элювиальной толщи обнаруживаются и в верхней части заполнения ветровальных нарушений с преобладанием материала EL[hh] (приложение Г6).

Характеризующийся схожими свойствами ВГГ был обнаружен в разных позициях микрорельефа как в котловине, так и на вершинной поверхности и склонах холма. Учитывая это, тенденция к увеличению мощности и

выраженности ВГГ в понижениях в значительной степени может быть объяснена эрозионно-аккумулятивными процессами. Нахождение ВГГ в почвах мезо- и микроповышений позволяет не согласиться с гипотезой о его изначальной геоморфологической приуроченности только к понижениям различного ранга (Керзум и др., 1989; Величко и др., 1996; Макеев, 2012).

В контексте концепций о позднеледниковом возрасте ВГГ (Алифанов, 1995; Макеев, 2012) фактический материал вместе с результатами по второму району исследований дополнительно рассмотрен в главе 6.

Как было указано выше, развитие текстурной толщи в течение голоцена во многом контролировалось микрофациальностью почвообразующих пород, связанной со структурными палеокриогенными деформациями. Результатом этого служат как специфические особенности (появление в почвенной структуре клиновидных отдельностей, параллельная ориентировка вертикальных пор-плоскостей), так и общее увеличение выраженности и глубины проникновения «фоновых» набора признаков текстурной толщи. Так, зонам структур, как правило, достигается наибольший размер и мощность воронковидных расширений магистральных трещин (признак языковатости), а сами трещины достигают глубины 2–3 м. Отдельно стоит выделить влияние полигональной сети клиньев В на состав кутанного комплекса межблочий. В почвах блоков пылеватые кутаны преобладают в верхней части текстурной толще, особенно на вертикальных порах-плоскостях. Ниже, в основной части текстурной толщи резко преобладают илистые покровы порового пространства. В заполнениях клиньев В пылеватые покровы доминируют над илистыми на всю мощность магистральных трещин. Вероятно, это связано с повышенной рыхлостью и особенностью состава заполнений: в них содержится в ~1.7 раза меньше ила, в ~1.4 раза больше крупной пыли и в ~1.7 раза больше тонкого песка по сравнению с вмещающим слоем V.

Процесс формирования иллювиальных новообразований, вероятно, продолжался в течение всего периода голоцена. О том, что илистый материал продолжает поступать в глубокие части текстурной толщи, свидетельствует

позднеголоценовая (1669 ± 33 кал. л. н.) дата для материала илистой кутаны глубокой части магистральной трещины. При этом в частях порового пространства с замедленной скоростью поступления и выноса материала возрастает удельная доля более древнего ТОС, о чем свидетельствует среднеголоценовая дата для материала инфиллинга крупной поры-камеры (5164 ± 77 кал. л. н.). Ранее в районе исследований были получены еще более древние датировки материала кутан в связанных с поверхностью магистральных трещинах. В работе (Русаков, 2012) было проведено параллельное датирование гуминовых и фульвокислот материала одной и той же кутаны, в результате чего были получены ранне- и среднеголоценовая датировки соответственно.

На формирования почвенных тел большое влияние оказали фитогенные и зоогенные педотурбации, в разной степени трансформирующие различные части ТДП. Зоогенному перемешиванию особенно сильно подвергнуты гумусовая и элювиальная толщи. В верхней части текстурной толщи мелкие норные морфоны концентрируются по более рыхлой ВТМ, в особенности узловым сочленениям трещин. Крупные голоценовые норные морфоны встречаются единично и заполнены, в основном, материалом элювиальной толщи.

Начало процесса активного ветровального перемешивания, очевидно, было положено в раннем голоцене, когда в районе исследований распространились сомкнутые леса (Самусь и др. 2023). Основная часть ветровальных педотурбаций сосредоточена в гумусовой и элювиальной толщах, в результате чего верхние горизонты часто перемешаны, а их границы не выдержаны. Более глубокие нарушения встречаются значительно реже, но очень сильно трансформируют строение почвенных тел в локальном масштабе. Наиболее выражены результаты переотложения и перемешивания гумусовой, элювиальной и текстурной толщ. Часто перемешанный материал включает угольки. По всей видимости, рыхлые черные вкрапленники в МТМ нарушенного ветровалом участка, для которых получена дата 6072 ± 68 кал. л.

н. являются сильно разложившимися угольками. Это объясняет инверсию возраста (выше залегает линза с материалом EL[hh], 8217 ± 76 кал. л. н.) (приложение Г16). Возраст угольков, предположительно, близок к возрасту ветровального события (хотя не исключено переотложение более древних угольков). Возраст глубоко переотложенного материала EL[hh] отражает среднее время пребывания органического углерода в исходном горизонте или, что более вероятно, в какой-то из его частей.

В одном из нарушенных ветровалом участков были отмечены хорошо выраженные морфохроматические признаки пятнистого оглеения (приложение Г6). Вероятно, оглеение было вызвано застоем поверхностных вод до нивелирования западины. Можно полагать, что границы более рыхлых заполнений ветровальных западин с более плотной текстурной толщей также могут служить водоупорами, однако в большинстве изученных заполнений оглеение не выражено.

Наличие достаточно древних ветровальных нарушений позволяет предположить, что ветровальная педотурбация сопровождала формирование ВГГ в раннем – среднем голоцене. В работе (Бобровский и Лойко, 2019) было проведено массовое ^{14}C датирование ареала темногумусовых почв с ветровальными нарушениями в южной части исследуемого региона (Калужские засеки). Показано, что формирование темногумусовой толщи шло непрерывно в течение по меньшей мере последних 8 тыс. л., на протяжении которых происходили ветровальные турбации. В то же время признаков турбации почв степными землероями не зафиксировано (Бобровский и Лойко, 2019). Если формирование темногумусовой толщи возможно в лесных условиях, то климатически обусловленная трансформация верхней части реликтового темноцветного горизонта в серогумусовый не обязательно предполагает коренную смену ландшафтов в позднем голоцене с лесных на лесостепные (Александровский, 2011). Явное превалирование признаков ветровальных нарушений над признаками зоотурбации в районе исследований отражает лесные условия почвообразования, что соответствует ландшафтным

реконструкциям (Алешинская и Гунова, 1997; Wohlfarth et al., 2006; Самусь и др., 2023). Наконец, факт находок дневных почв с контрастно различающейся степенью трансформации ВГГ (приложение В7, В10) может указывать на существенную роль локальных факторов. Пример разреза в микропонижении вершинной поверхности Рі10 свидетельствует об интенсивной аккумуляции гумуса и весьма слабом развитии элювиальной толщи при общих автоморфных условиях почвообразования. Большая мощность гумусовой толщи (30–35 см), по всей видимости, препятствует замешиванию подгумусового материала в ходе ветровалов и способствует сохранению темной окраски. Вероятно, в локальном масштабе здесь сыграла роль и сукцессионная динамика растительности, включая отсутствие глубоких вывалов, которые активизируют элювиально-иллювиальные процессы (Бобровский, 2010; Васенев и Таргульян, 1995).

Влияние агрогенного этапа освоения территории. 600–800 л.н. в овражно-балочной системе района исследований активизируется накопление материала, что связывается со всплеском эрозионной активности в результате агрогенного освоения (Belyaev et al., 2020). Максимальный возраст начала распашки позволяет оценить дата для материала плужной подошвы, погребенной под агроделювием (1368 ± 56 кал. л. н., приложение В15). В другой части региона антропогенное влияние на эрозионную активность было прослежено с XI в. н.э. (Panin et al., 2009). Вероятно, с первичной распашкой было связана формирование агроделювиальных отложений, перекрывших ареалы доантропогенного почвенного покрова в отдельных понижениях микрорельефа (рис. 8). Особо глубокое усечение почвенных тел распашкой наблюдается на выпуклой части вершинной поверхности (приложение В5, В6). На основании сравнения с максимально приближенным по геоморфологической позиции и строению почвенного тела разрезом без признаков распашки в лесу (приложение В7), можно оценить величину денудации на пашне в 30–40 см. В современный период продолжается

активное срезание пахотной толщей верхней части горизонта ВТ, о чем свидетельствует большое количество его припашек.

4.4. Модели микрокомбинаций почвенного покрова

Для выпуклой плосковершинной поверхности на ключевом участке «Поклонский холм» и борта палеоозерной котловины на ключевом участке «Козловская котловина», обеспеченных наиболее детальными данными о пространственной организации почвенно-осадочной толщи в масштабе микрокомбинаций, были построены схематические профили, иллюстрирующие организацию почвенного покрова в масштабе микрокомбинаций.

Выпуклый участок плосковершинной поверхности (ключевой участок «Поклонский холм»). Микрокомбинация почвенного покрова обусловлена полигональной системой, образованной тремя ярусами (горизонтами) последовательно вложенных друг в друга криоструктур и определяется закономерным чередованием почв блочных и межблочных позиций нивелированного посткриогенного микрорельефа (рис. 9). Фон почвенного покрова создают участки блочных позиций, занимающие ~60% площади. Под лесом на этих участках развиты дерново-подзолистые останцовые почвы со ВГГ, а на пашне – агроземы текстурно-дифференцированные. В этот фон врезана полигональная сеть межблочий, по которым под лесом развиты дерново-подзолистые останцовые языковатые почвы со ВГГ, а на пашне – агроземы текстурно-дифференцированные языковатые со ВГГ. Глубокие ветровальные нарушения формируют ПСЭ. В этих чашеобразных углублениях на пашне сохраняются материалы элювиальных, субэлювиальных и гумусовых горизонтов, полностью уничтоженных вследствие эрозии и гомогенизации. Доагрогенные различия в характере голоценового почвообразования внутри микрокомбинации обусловлены изначально слабовыраженным и, вероятно, достаточно рано нивелированным полигональными микрорельефом, а также микрофациальностью почвообразующих пород (главным образом, более

легким гранулометрическим составом заполнений системы клиновидных структур В). В межблочьях несколько более активно протекали процессы формирования элювиальной толщи, партлювация и лессиваж, что отразилось в большей густоте и глубине проникновения магистральных трещин. В финале агрогенного этапа освоения произошла резкая дифференциация почвенного покрова в результате глубокой механизированной вспашки, приведшей к частичной денудации верхних горизонтов и гомогенизации гумусовой, элювиальной и верха текстурной толщи с образованием агрогумусового горизонта. Свойства основной части срединных горизонтов в лесу и на пашне остались идентичными.

Рассмотрение различий в возрасте реликтовых темноцветных гумусовых морфонов и горизонтов позволяет проследить двухэтапность в формировании эволюционного признака «второй гумусовый горизонт» в межблочьях. Более ранний материал сформировался в позднеледниковый интерстадиал и сохранился в структурах криогенных нарушений позднего дриаса. Более поздний материал сформировался во второй половине раннего – среднем голоцене. Для блоков характерно присутствие только голоценового ВГГ. Наличие или отсутствие этих разновозрастных образований связано с этапами естественной и антропогенной денудации.

На глубинах ниже 1.2 м развит погребенный педолитокомплекс, характеризующийся реликтовым сплошным пятнистым глеем. В нем прослежены зоны преобладания реликтового восстановительного глея, приуроченные к заполнениям системы клиньев С. Глеевые признаки на основании относительной стратиграфии отнесены к среднему валдаю. Для учета реликтовых глеевых признаков при диагностике почв использована дополнительная характеристика *«глубоко палеоглеевые»*.

Доагрогенную контрастность микрокомбинации можно определить как слабую, обусловленную в основном слабоамплитудным полигональным микрорельефом и слабыми вариациями гранулометрического состава литоматрицы, повлиявших на голоценовое развитие ТДП. Генетическая связь

между почвами блоков и межблочий тесная. Исходя из этого, микрокомбинацию можно отнести к пятнистостям. Учитывая резкие отличия в строении верхней части профиля, участки под лесом и на пашне целесообразно рассматривать в рамках различных ЭПА. Вместе с тем, основные закономерности пространственной организации почвенного покрова под лесом и на пашне общие и позволяют определить ЭПА как регулярно-циклические (по реликтовому полигональному микрорельефу) и спорадически-пятнистые (по голоценовым ветровальным нарушениям).

Борт палеоозерной котловины (ключевой участок «Козловская котловина». Микрокомбинация почвенного покрова обусловлена ложбинным микрорельефом и микрофациальностью почвообразующих пород, связанной с тремя горизонтами криоструктур (рис. 10). Систематического проявления полигонального микрорельефа в дневной и погребенных поверхностях не обнаружено. Агрогенное освоение обусловило существенную дифференциацию почвенного покрова эрозионно-аккумулятивными процессами, в связи с чем зону сноса материала (склон основной ложбины) и зону аккумуляции (днище основной ложбины) целесообразно рассмотреть отдельно.

В пределах зоны сноса фон почвенного покрова образуют межструктурные участки агроземов текстурно-дифференцированных. В этот фон врезаны участки, приуроченные к зонам палеокриогенных структур. В этих зонах развиты агроземы текстурно-дифференцированные языковатые, иногда – со вторым гумусовым горизонтом. В большом количестве отмечены ПСЭ глубоких ветровальных нарушений, в которых сохранились материалы элювиальных, субэлювиальных и гумусовых горизонтов, полностью уничтоженных здесь вследствие эрозии и гомогенизации.

В пределах зоны аккумуляции фон почвенного покрова образуют агростратоземы гумусовые, погребавшие сохранившиеся участки доагрогенного почвенного покрова. В этих участках фиксируются погребенные дерново-подзолистые почвы со вторым гумусовым горизонтом,

составляющие фон и врезанные в них участки языковатого подтипа, приуроченные к зонам клиновидных палеокриоструктур. В отдельном ПСЭ глубокого ветровального нарушения отмечены признаки поверхностного оглеения в горизонте ВТ на контакте с заполнением ветровальной воронки.

Как и на плосковершинной поверхности, выявлены разновозрастные реликтовые темноцветные гумусовые морфоны и горизонты, относящиеся к двум этапам почвообразования. Позднеледниковый материал сохранился локально в структурах криогенных нарушений позднего дриаса. Формирование голоценовой темногумусовой толщи происходило как в днище, так и на склоне ложбины. Наличие или отсутствие этих разновозрастных образований связано с этапами естественной и антропогенной денудации.

Погребенный на глубинах ниже ~1.5 м средневалдайский педолитокомплекс состоит из двух основных окисленно-глеевых горизонтов. В верхнем горизонте распространены следы криотурбаций. Для учета этих признаков при диагностике почв использованы дополнительные характеристики *«глубоко палеоглеевые»* и *«глубоко криотурбированные»*.

Доагрогенную контрастность микрокомбинации можно определить как слабую, обусловленную в основном слабыми вариациями гранулометрического состава литоматрицы, повлиявшими на голоценовое развитие ТДП. Генетическая связь структурных и межструктурных зон, почв склонов и днищ ложбин была тесная. Исходя из этого, возможно реконструировать доагрогенную пятнистость дерново-подзолистых почв со вторым гумусовым горизонтом, различающихся по признаку языковатости. На этапе агрогенного освоения почвенный покров был резко дифференцирован: на склонах почвы были трансформированы в агроземы текстурно-дифференцированные, а интенсивная аккумуляция в днищах ложбин вызвала формирование агростратоземов гумусовых, которые погребли участки доагрогенных почв. Таким образом, принадлежность дневных почв к различным ЭПА, приуроченным к элементам ложбинного микрорельефа, обусловлена антропогенно обусловленным сносом материала со склонов в

днища ложбин. От доагрогенного почвенного покрова сохранился регулярно-циклический (по сети реликтовых полигональных криоструктур) и спорадически-пятнистый (по голоценовым ветровальным нарушениям) характер.

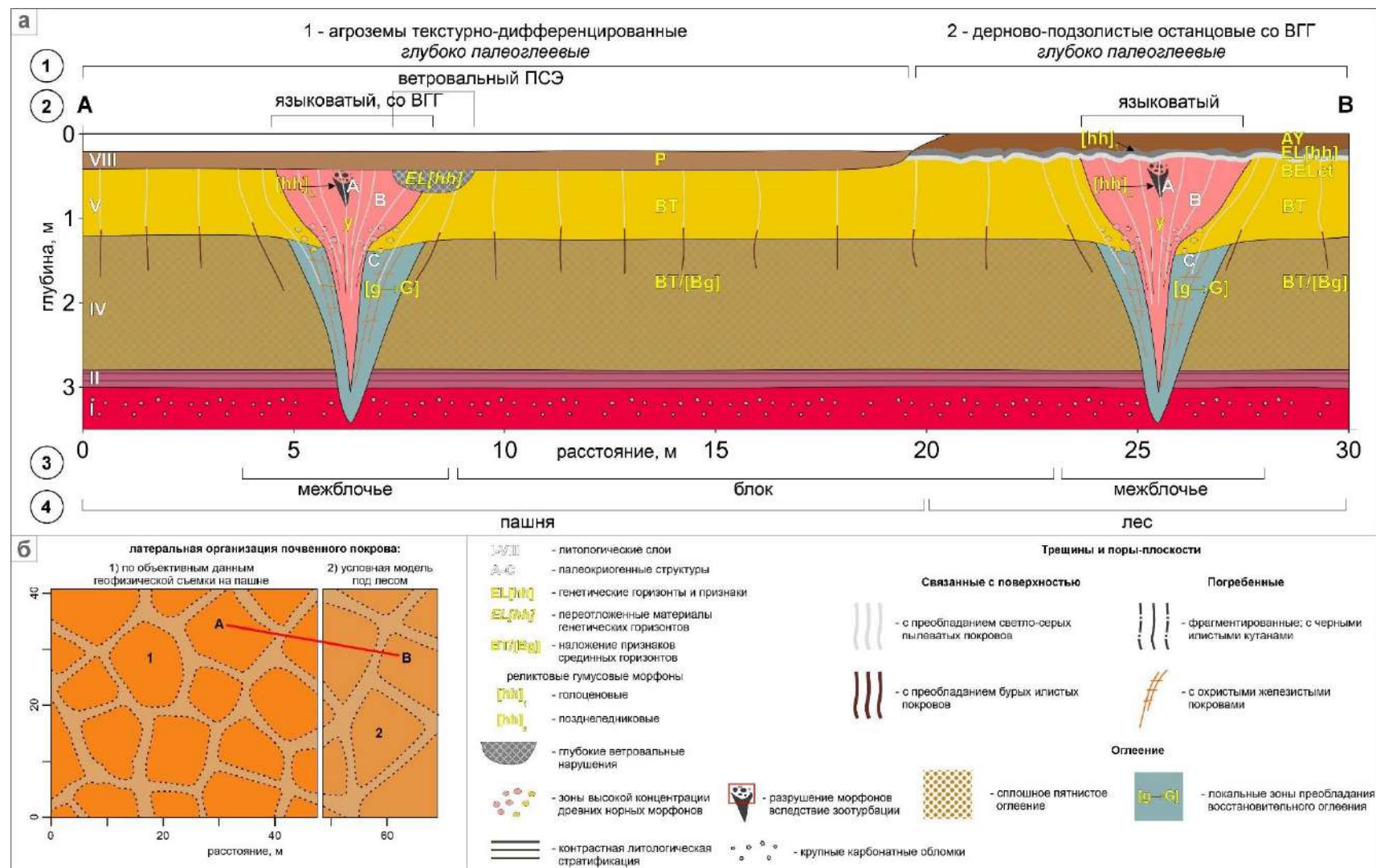


Рис. 9. Модель микрокомбинации почвенного покрова слабовыпуклой плосковершинной поверхности холма верхнего яруса междуречий: а) обобщенный почвенно-геологический профиль; б) латеральная организация почвенного покрова. Условные обозначения: 1 – фоновые почвы; 2 – подтиповое разнообразие и ПСЭ; 3 – элементы нивелированной РКМ; 4 – тип земель.

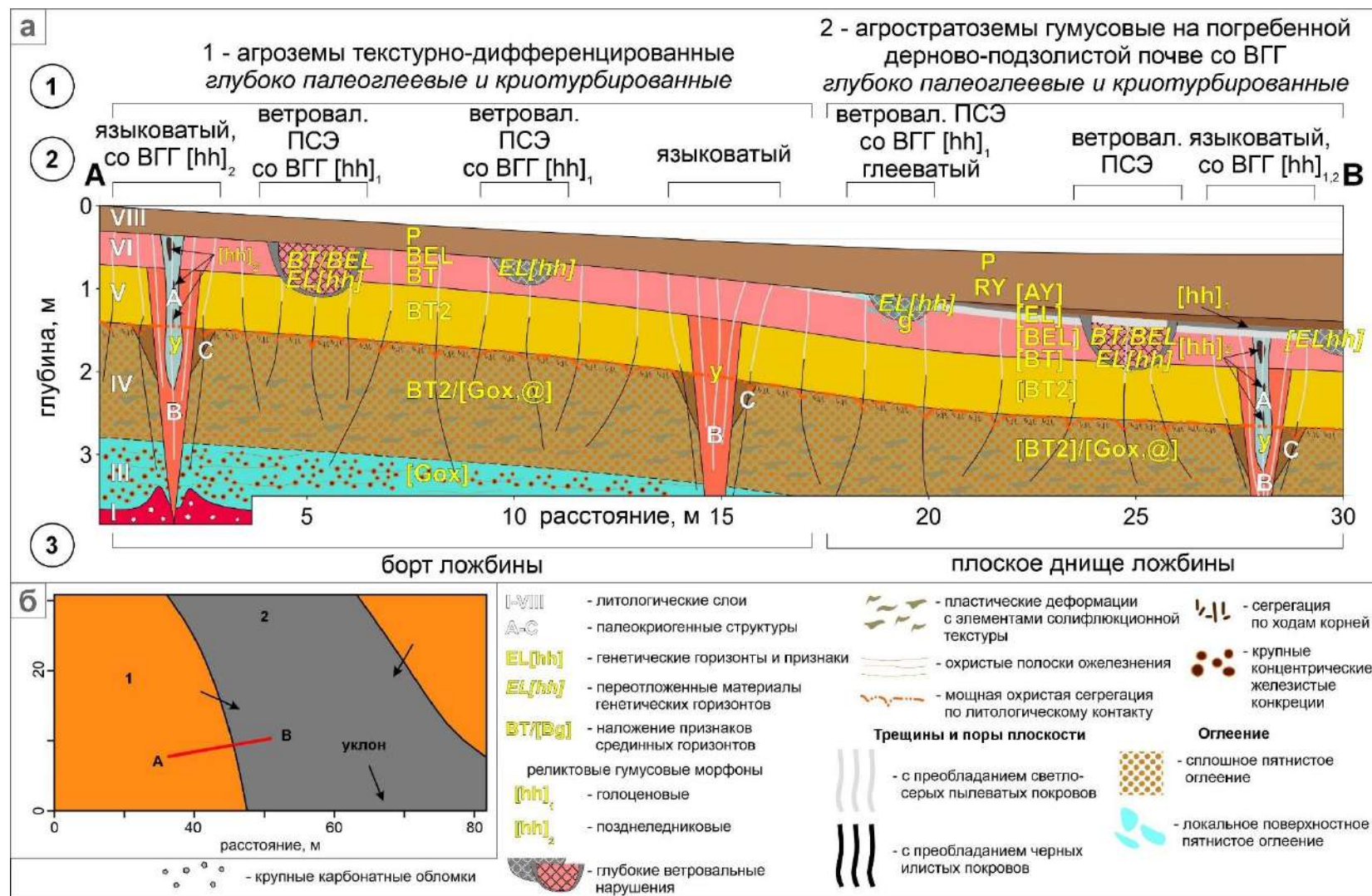


Рис. 10. Модель микрокомбинации почвенного покрова борта палеоозерной котловины: а) обобщенный почвенно-геологический профиль через ложбину; б) латеральная организация почвенного покрова. Условные обозначения: 1 – фонные почвы; 2 – подтиповое разнообразие и ПСЭ; 3 – элементы ложбинного микрорельефа.

ГЛАВА 5. ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННАЯ ОРГАНИЗАЦИЯ ПОЧВЕННОГО ПОКРОВА СУЗДАЛЬСКОГО ПЛАТО

5.1 Ключевой участок «Дубовая роща»

5.1.1. Дистанционное и геофизическое исследование

Для характеристики неоднородности фототона и микрорельефа были проанализированы спутниковые изображения участка весенних и летних периодов. Более детально микрорельеф был изучен по материалам БПЛА-аэрофотосъемки. Пространственная неоднородность поверхностных отложений была изучена с помощью магнитометрической съемки.

Неоднородность фототона субгоризонтальной дневной поверхности на спутниковых изображениях характеризуется регулярным пятнистым рисунком (рис. 11а). Рисунок сформирован изометричными светлыми пятнами диаметром 15–25 м, окруженными темными полосами шириной 5–10 м. Сочетание пятен и полос образует слабо оформленную полигональную сеть с четырехугольной ячейкой. В местах пересечения темных полос формируются темные округлые расширения до 15 м в диаметре. На ЦММ явных высотных амплитуд между элементами описанными элементами не фиксируется (рис. 11б). Анализ при помощи ТРІ с радиусом 30 м позволил выявить слабо выраженные микропонижения и микроповышения с перепадом высот не более 30 см, вытянутые с ЮЗ на СВ в соответствии с направлением распашки (рис. 11в). Какой-либо связи с неоднородностью фототона при этом не наблюдается.

Аномальное магнитное поле участка в основном характеризуется крайне слабыми перепадами (± 5 нТл относительно среднего) с некоторым положительным градиентом в СВ направлении (рис. 11г). На пониженном фоне ЮЗ части планшета проступают узкие (1.5–2 м) линейные положительные аномалии, формирующие сетку с четырехугольной ячейкой (сторона 8–20 м). В узловых сочленениях сетки сформированы более крупные (до 3 м диаметром) и интенсивные (до 8 нТл) аномалии. В неоднородности

аномального магнитного поля не наблюдается связи с агрогенным микрорельефом. Сетка аномалий соотносится с неоднородностью фототона дневной поверхности, отражая при этом существенно более мелкие четырехугольники, ориентированные в соответствии с общим полигональным паттерном.

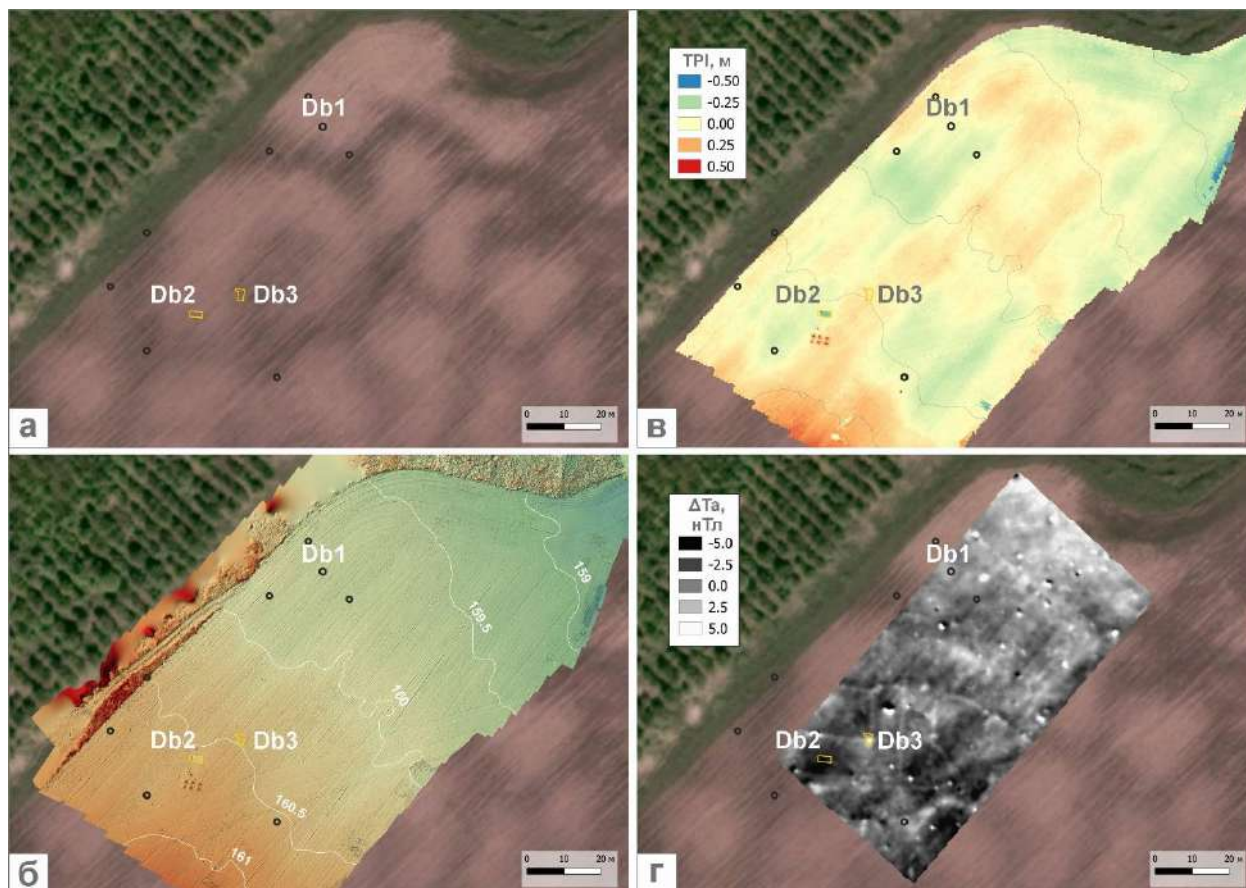


Рис. 11. Материалы дистанционного зондирования участка «Дубовая роща»: а) спутниковое изображение от 09.06.2017 г.; б) ЦММ по результатам БПЛА-аэрофотосъемки; в) карта ТРІ; г) аномальное магнитное поле участка. Полигонами отмечены шурфы, кружками – скважины ручного бурения..

5.1.2. Морфологическое исследование

Послеледниковая толща вскрыта 8 разведочными (до 0.9 м), одной опорной скважиной ручного бурения **Db1** и двумя опорными разрезами **Db2** и **Db3**. Скважина **Db1** заложена в пределах светлого пятна фототона в СВ части. Разрезы заложены в характерных элементах полигональной сети в ЮЗ части, выявленным по геофизическим данным (рис. 11г). Разрез **Db2** заложен в центре четырехугольной ячейки (блока), обособленной линейными

положительными аномалиями. Разрез **Db3** заложен в центре узлового сочленения полигональной сети с наиболее интенсивной аномалией.

Кровля ледниковых отложений на участке не была вскрыта, однако в скважине **Db1** на глубинах 3.4–3.8 был обнаружен серовато-бурый легкосуглинистый опесчаненный слой с большим количеством включений дресвы, соотнесенный с флювиальными дериватами моренных отложений. На глубине 3.2 м на конец августа 2023 г. был зафиксирован уровень верховодки.

Серия вмещающих отложений наиболее представительно была вскрыта в пределах центральной части блока разрезом **Db2** (приложение Д1). В нем подпахотная толща распадается на три основных слоя неравной мощности: желтовато-светло-бурый средний суглинок V (~1 м), средний к тяжелому суглинок IV, книзу постепенно утяжеляющийся и изменяющий цвет с тусклого светло-бурого до тусклого буровато-светло-серого (~1.5 м), контрастно слоистая пачка светло-серого и буровато-светло-серого среднего к тяжелому суглинка с редкими включениями дресвы и гравия (>0.7 м). В подошве слоя IV сформирован криотурбированный горизонт, несогласно залегающий поверх педогенного уровня, развитого в слое III. Переход между слоями IV и V характеризуется резкой сменой литологии, а также набора наложенных педогенных и криогенных признаков.

Глубина границы слоев IV и V выдержана по участку. В узловом сочленении полигональной сети (**Db3**) была вскрыта погребенная западина мощностью до 1 м, локально срезающая слой V (приложение Д2). Легкосуглинистое заполнение западины распадется на светло-бурую (VI) и красновато-светло-бурую (VII) линзы. Западины сформированы в месте пересечения двух ярусов палеокриогенных структур, деформирующих толщу вмещающих отложений. Структуры нижнего яруса С представляют собой клинья ~1 м поверху, разбивают толщу с погребенной кровли слоя IV. Структуры следующего яруса В более мелкие (<30 см в ширину), сложной формы, с многочисленными жилками, пронизывающими заполнения клиньев С. Структуры В распространяются с эродированной кровли линзы VI. С

кровли линзы VII в толщу углубляется воронковидная с клиновидными выступами грунтовая жила А (диаметр поверху ~70 см), заполненная гумусированным материалом.

Общая литологическая структура участка сведена в приложении Д8.

По кровле слоя V участок можно условно подразделить на два основных палеогеоморфологических элемента: микроповышения (включают блоки и ограничивающие их узкие линейные межблочья) и микропонижения – небольшие западины диаметром ~7 м, сформированные в узловых сочленениях полигональной сети. Строение почв центров микроповышений и микропонижений контрастно различается (приложение Д9).

Почвенные тела на повышениях в значительной степени усечены агрогенной эрозией. Агрогумусовый горизонт повышенных участков несколько более светлый за счет припахивания материала слоя V. Непосредственно под горизонтом Р залегает текстурный горизонт ВТ, характерным признаком которого служит сочетание бурых и черных илистых кутан (приложение Д3). Бурые кутаны перекрывают в основном поверхности педов, в то время как черные кутаны распространены в порах-трубках и фрагментарной полигональной системе узких вертикальных пор-плоскостей. Горизонт нарушен большим количеством мелких норных морфонов с гумусированным заполнением, сильно нарушающих вертикальные плоскости.

С кровли слоя IV развита пятнисто-глеевая карбонатная толща, в которой с глубиной увеличивается выраженность морфохроматических признаков оглеения (приложение Д4). При переходе в этот слой резко ослабляется многопорядковая ореховато-призматическая организация текстурной толщи. Система пор-плоскостей с черными кутанами теряется в верхней части толщи, при этом илистые кутаны прослеживаются в порах-трубках на всю мощность слоя IV. Карбонатные нодулы приурочены преимущественно к верхней части толщи. В нижней части толщи обособляется криотурбированный горизонт, лишенный нодулярных конкреций и вмещающий большое количество тусклых бурых пятен,

напоминающие фрагменты деформированных норных морфонов. Ярким признаком слоя IV является хорошо выраженная ооидная микроагрегированность (приложение Д8). Округлые микроагрегаты имеют четыре характерных диаметра: 20–30, 35(40)–50(60), 70–120 и 120–250 мкм. Микроагрегаты лишены ребер и граней, имеют плотную упаковку ориентированных частиц глинистых минералов с редкими тонкими микронными и субмикронными порами на поверхности. Слой вмещает множество частиц размерности крупной, средней и тонкой пыли со сплошными или островными глинистыми пленками. Округлые микроагрегаты всех порядков, силикатные и алюмосиликатные пылеватые частицы формируют общее гнездово-сетчатое и/или струйчато-сетчатое микростроение внутрипедной массы.

С кровли слоя III развит ярко выраженный погребенный почвенный уровень, характеризующийся наиболее холодной окраской ОМ, включениями мелких угольков и нарушением крупными норными морфонами (приложение Д5). Горизонт рассечен неупорядоченными плоскостями различной ориентировки (от вертикальных до горизонтальных), покрытыми черными илистыми кутанами. На эти признаки накладывается крупная постшлировая текстура, подчеркиваемая охристыми и черными сегрегациями.

В центре понижения под агрогумусовым горизонтом развит прерывистый горизонт AEL[hh], сильно турбированный почвенной фауной. В скважинах ручного бурения этот горизонт прослеживается по темным пятнам фототона на спутниковых изображениях и выклинивается при переходе к светлым пятнам (рис. 11а). Под ним залегает маломощный горизонт BEL, переходящий в текстурный горизонт BT, развитый в легкосуглинистых линзовидных заполнениях западин VII-VI. Горизонт BT характеризуется сочетанием бурых илистых и светло-серых пылеватых покровов педов, а также доминированием пылеватых покровов на вертикальных плоскостях (приложение Д6). Горизонт нарушен большим количеством норных морфонов с буровато-темно-серым заполнением. Отличительной его чертой также

являются серии темных полос – ламеллей, сформированных ярусами резкого увеличения мощности бурых илистых покровов и снижения мощности светлых пылеватых покровов. Этот горизонт с резкой границей срезает кровлю горизонта BT2, развитого в слое V и по набору признаков схожего с подпахотным текстурным горизонтом повышений. Резкое изменение морфологии при переходе между BT и BT2 включает увеличение размера призматических отдельностей, практически полное исчезновение светлых пылеватых покровов и появление не встречающихся в BT черных илистых кутан, выстилающих погребенную систему вертикальных пор-плоскостей. Ниже, в слое IV фиксируются аналогичные повышению признаки пятнистого оглеения при значительном увеличении глубины карбонатного горизонта (отдельные нодулы встречаются только с 2 м глубины). По сравнению с повышением сеть вертикальных пор-плоскостей с черными кутанами более развита и прослеживается в толще V-IV до глубины >2 м.

Морфологию текстурной, карбонатной и пятнисто-глеевой толщ существенно видоизменяют структурные палеокриогенные деформации.

Заполнение воронковидной структуры А представляет собой локальную гумусированную зону в МТМ текстурной толщ (приложение Д2б). Ореховатые педы заполнения в верхней части перерыты тонкими светлыми пылеватыми кутанами. Основная часть структуры крайне сильно турбирована почвенной фауной, в результате чего вмещает большое количество пятен светло-бурого материала из вмещающей массы. Одновременно темноцветный материал из структуры по червороинам и норным морфонам распространяется в смежные участки МТМ. В заполнениях норных морфонов материал из структуры контрастирует с гумусированным материалом из AEL[hh] выраженным красноватым оттенком.

В зонах вложенных клиньев В-С отмечается модификация структурной организации текстурной толщ: появление клиновидных вершин и общего наклона призматических отдельностей к осям структур (приложение Д6б). Вертикальные поры-плоскости в этих зонах имеют тенденцию к параллельной

ориентировке с формированием преимущественно четырехугольных полигональных сетей. В целом трещинная сеть в клиновидных заполнениях гораздо более плотная и мощная, покрыта существенно более мощными пылеватыми и илистыми кутанами. Вдоль контакта с клиньями С в слое IV вытягиваются узкие трещины, участки которых подчеркиваются охристыми и черными сегрегациями (приложение Д7а). В глубоких частях заполнений клиньев С также фиксируется узловатая трещинная сеть, сформированная голубовато-светло-серыми жилками из нижних клиновидных частей структур В. На эту сеть накладываются отдельные глубокие поры-плоскости с черными кутанами (приложение Д7б). Описанный комплекс трещин полностью отсутствует на схожих глубинах на участке повышения. Само заполнение клиньев С по сравнению со вмещающим слоем IV характеризуется более теплой и яркой окраской ОМ, а также обилием равномерно распределенных мелких охристых пятен.

5.1.3. Аналитическое исследование

Содержание углерода органических соединений и карбонатов.

Вертикальное распределение содержания углерода органических соединений ($C_{орг}$) и карбонатов ($C_{карб}$) обнаруживает достаточно тесную связь с морфологическим строением (приложение Д10а). Для горизонта слоя V характерен аккумулятивный тип распределения $C_{орг}$ с максимумом (0.43%) при переходе от горизонта ВТ к пахотной толще. В верхней части пятнисто-глеевой толщи в слое IV значения содержания $C_{орг}$ стабильно пониженные (0.2–0.3%). На глубине 2–2.2 м наблюдается слабовыраженный пик $C_{орг}$ (до 0.33%), приуроченный к границе горизонтов [Bg] и [Bg,@]. При переходе в слой III содержание $C_{орг}$ начинает направленно увеличиваться с глубиной, достигая максимума на глубине ~3 м (0.47%). Зона наибольшего содержания $C_{карб}$ (до 0.5%) приурочена к верхней части слоя IV, где наблюдается повышенная концентрация признаков карбонатной сегрегации. Переход к бескарбонатной зоне в слое V очень резкий. В нижнем горизонте пятнисто-глеевой толщи содержание $C_{карб}$ заметно снижается, что сопровождается

исчезновением карбонатных нодулей. В слоистой пачке III на фоне наименее выраженных признаков карбонатной сегрегации и неравномерного распределения литогенных карбонатов между слоями содержание $S_{\text{карб}}$ в целом снижается и начинает сильно варьировать.

Содержание несиликатных форм железа. До глубины около 1.7 м наблюдается направленное снижение содержания $Fe_{\text{Тамм}}$ и $Fe_{\text{М-Дж}}$, осложненное незначительными флуктуациями (приложение Д10б). Глубже значения растут, достигая локального максимума на 2.1 м в кровле нижнего горизонта пятнисто-глеевой толщи слоя IV. Ниже содержание $Fe_{\text{Тамм}}$ стабильно, в то время как содержание $Fe_{\text{М-Дж}}$, колеблется в достаточно широких пределах.

Магнитная восприимчивость. Объемная МВ (k) была измерена *in situ* на вертикальных и серии горизонтальных срезов почвенно-осадочной толщи (приложение Д11а-б, Д12). Профильное распределение k в центре блока до глубины 2.2 м носит аккумулятивный характер с максимумом в горизонте Р (0.524 ± 0.100). Ниже фиксируется зона слабого повышения значений (0.222 ± 0.023), приуроченная к горизонту [Bg,@] в нижней части слоя IV. Ее сменяет зона пониженных значений в верхней части горизонта [Gi,ca] в слое III, выделяющаяся наиболее холодным тоном окраски. Книзу горизонта значения значительно увеличиваются, достигая нижнего максимума (0.283 ± 0.025). В латеральном распределении выделяются два интервала с более неоднородными значениями (на 0.2–0.8 м и 2.6–3 м), разделенные относительно однородным интервалом в средней части разреза, соответствующей горизонту [Bg] в слое IV.

Вертикальное и латеральное распределение k в узловом сочленении очень близко к таковому в центре блока, однако приповерхностный пик более выражен (0.670 ± 0.066) и четко ассоциирован с горизонтом AEL[hh]. Заполнения клиньев В и С не выделяются на фоне вмещающей толщи. С фоновыми значениями сильно контрастирует зона повышения в заполнении воронковидной структуры А. Внутри структуры значения варьируют в

широких пределах с максимумами, приуроченными к красно-бурым участкам. По мере уменьшения степени турбированности заполнения с глубиной максимальные значения увеличиваются, достигая в окончании структуры 5.030, что в 20 раз превышает показатель фона.

Для определения удельной (χ_{LF} , ед. $10^{-6} \text{ м}^3/\text{кг}$) и частотно-зависимой (χ_{FD} , %) МВ была отобрана колонка из центральной части блока. Вертикальное распределение χ_{LF} повторяет распределение к. Изменение величины χ_{LF} в толще очень тесно связано с содержанием тонкодисперсных ферромагнетиков, фиксируемых χ_{FD} (приложение Д11б). Внутри зоны пониженных значений МВ (1–2.9 м) их содержание минимально ($\chi_{FD} < 3\%$), в то время как в зонах повышения МВ χ_{FD} возрастает (до 5.2% в приповерхностной зоне; до 4.2% в нижней зоне).

5.2. Ключевой участок «Гнездилово-12»

5.2.1. Дистанционное и геофизическое исследование

Для характеристики неоднородности фототона и микрорельефа были проанализированы спутниковые изображения участка весенних и летних периодов. Более детально микрорельеф был изучен по материалам БПЛА-аэрофотосъемок. Пространственная неоднородность поверхностных отложений была проанализирована по материалам геофизических съемок, ранее выполненных коллективом геофизиков и археологов в ходе работ по изучению раннесредневекового некрополя «Гнездилово-12» (Макаров и др., 2021; Модин и др., 2022, 2023).

На спутниковых изображениях участка выражены пятна и полосы различной ширины и контрастности, образующие общий полигональный рисунок неоднородности фототона (приложение Е1а). Темные контрастные полосы шириной 4–6 м, ориентированные в меридиональном направлении, постепенно загибаются к северо-востоку, спускаясь по пологому (до 4°) склону. Обособленные этими полосами широкие (22–30 м) светлые участки разделяются менее четкими и широкими субширотными полосами, расстояние между которыми достигает 40 м. Вокруг пересечений широких и узких полос

(узловых сочленений полигональной сети) сформированы более или менее изометричные темные пятна диаметром до 12 м.

На ЦММ явных высотных амплитуд между элементами описанными элементами не фиксируется. Анализ при помощи ТРІ с радиусом 30 м позволил выявить микропонижения и микроповышения размерами от 10–15 м до нескольких десятков м и относительными перепадами высот до 60 см (приложение Е1b). По сравнению с дифференциацией фототона дневной поверхности, пространственный «рисунок» микротопографии обнаруживает значительно меньшую упорядоченность и бóльшие характерные размеры, не позволяя однозначно соотнести им формы, выявленные на ЦММ и спутниковых изображениях.

Геофизические съемки зафиксировали полигонально упорядоченную структуру линейных аномалий магнитного поля (ΔT) и УЭС с характерными размерами тетрагональных блоков 15–25 м и менее четко выраженную систему полигонов с характерным диаметром 5–10 м (приложение Е1с). Эти аномалии хорошо соотносятся с полосами и пятнами на спутниковых изображениях, однако гораздо более четко оформлены. Наибольших значений параметры УЭС и ΔT достигают в узловых сочленениях полигонального рисунка и линейных элементах, вытянутых по склону. Интенсивность аномалий в элементах поперечных склону существенно ниже. Фон для положительных аномалий создают внутренние части обособленных полигональной сетью блоков с наименьшим УЭС и ΔT .

По вертикальному распределению УЭС разрез внутриблочных частей распадается на три слоя: 1) 0–0.5 м – слой с относительно повышенными значениями (25–40 Ом*м), постепенно уменьшающимися с глубиной; 2) 0.5–2.5 м – низкоомный однородный слой (10–20 Ом*м); 3) >2.5 м – нижний слой с относительно повышенными значениями (30–60 Ом*м), постепенно возрастающими с глубиной. На эту картину накладываются приповерхностные линзовидные зоны резкого повышения значений (>100 Ом*м) шириной до 8 м и глубиной до 0.5 м. Именно эти зоны образуют в плане

более выраженные линейные аномалии, вытянутые по склону. Менее выраженные аномалии образованы существенно более узкими (1–3 м) вертикально ориентированными зонами слабого повышения значений УЭС, образующими в плане непрерывную полигональную сеть. Тем не менее, в этой сети также прослеживается тенденция к увеличению ширины и значений УЭС в элементах, вытянутых по склону.

5.2.2. Морфологическое исследование

Послеледниковая толща, мощность которой по данным ручного бурения составляет около 3 м, вскрыта тремя опорными разрезами. Разрезы заложены в характерных элементах полигональной сети, выявленным по геофизическим данным, и ориентированы строго поперек оси простирания предполагаемых палеокриогенных структур (рис. 12). Разрез **Gn01** заложен по узкой субширотной геофизической аномалии слабой интенсивности. Разрезы **Gn02** и **Gn02** заложены по широким субмеридиональным аномалиям высокой интенсивности. Серия из 12 скважин ручного бурения охватывает различные элементы, включая центральные и периферийные части блоков. Дополнительно были обследованы расчистки в археологическом раскопе, примыкающем к детально изученному участку с юга. С поверхности раскопа также был заложен небольшой шурф **Gn26**, вскрывший крупное ветровальное нарушение.

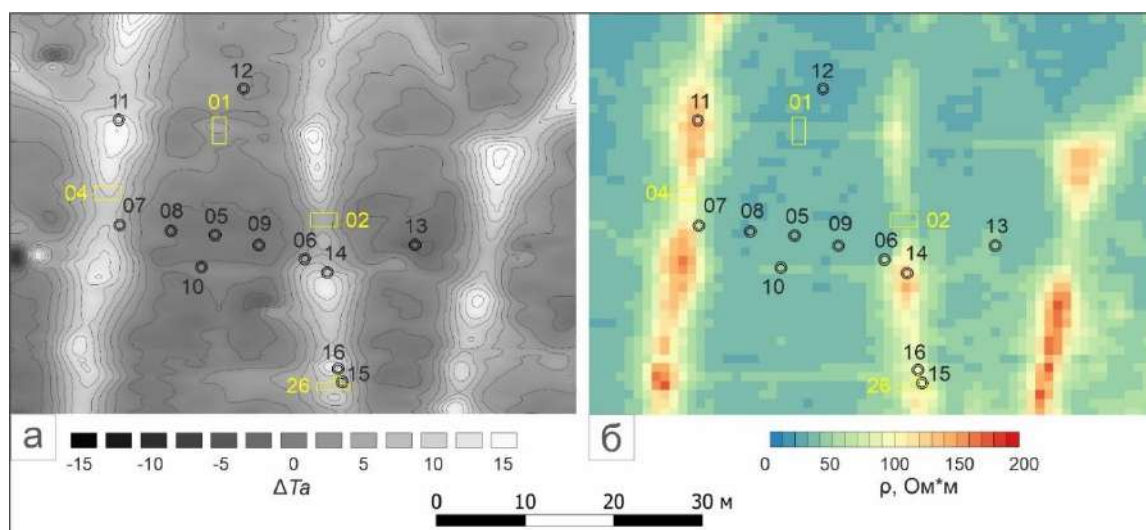


Рис. 12. Схема фактического материала на картах интерполяции геофизических параметров: а) аномальное магнитное поле; б) срез УЭС на 30 см. Желтым подписаны опорные разрезы, черным – скважины ручного бурения.

В пределах центральной части блока (**Gn05**) послеледниковая суглинистая толща распадается на два основных слоя неравной мощности: желтовато-светло-бурый средний суглинок V (~1 м), тусклый красновато-светло-серый средний к тяжелому суглинок IV (~1.5 м), подстилаемых на 2.5–3 м пестрой пачкой флювиальных дериватов моренных отложений II. Глубина самого ледникового цоколя I составляет ~3.5 м. В основании слоя IV встречаются линзы светло-серого тяжелого суглинка III. Переход от слоя IV к линзам III достаточно постепенный, проявляется прежде всего в появлении хорошо выраженной горизонтальной слоистости. В то же время переход между слоями IV и V характеризуется резкой сменой литологии, а также набора наложенных педогенных и криогенных признаков.

От центра блока к осевым частям вытянутых по склону широких межблочий (**Gn02, Gn04**) граница слоев V и IV падает до 1.5 глубины. В межблочьях и периферических частях блоков по кровле слоя V с эрозионной границей развиты погребенные U-образные линейные понижения шириной до 10 м и глубиной до 1 м. Простираение понижений четко соответствует простиранию широких межблочий. Линейные понижения соединяют серии погребенных западин схожей глубины в узловых сочленениях полигональной сети (**Gn11, Gn14, Gn26**). Оба типа погребенных понижений заполнены линзами светло-бурого легкого суглинка VI и несогласно перекрывающими их линзами красновато-светло-бурого легкого суглинка VII.

По направлению от центра блока к осевым частям узких межблочий, вытянутых поперек склона (**Gn01, Gn10**), глубина залегания границы слоев V и IV остается стабильной, а погребенные понижения с линзами VII-VI в таких межблочьях полностью отсутствуют.

Таким образом, по кровле слоя V участок можно условно подразделить на два основных палеогеоморфологических элемента: параллельно вытянутые по склону линейные «повышения» и «понижения». Параметры погребенных линейных понижений позволяют отнести их к деллям – безрусовым

ложбинам стока (Тарбеева и др., 2021). Повышения и понижения занимают примерно по половине элементарной прямоугольной ячейки полигональной сети.

Происхождение полигональной сети связано с двумя ярусами палеокриогенных клиновидных структур, прослеженных в межблочных участках. Нижний ярус распространяется с погребенной кровли слоя IV и представлен более крупными клиньями С. Схожие по размеру (1.2–1.4 м поверху) клинья С были обнаружены в двух перпендикулярно пересекающихся межблочьях (приложение E2). В межблочье на повышении вскрытый поперек клин пересекается с еще одним клином, вероятно, третьей генерации (приложение E2a). Конфигурация полигональной сети клиньев С частично унаследована следующим ярусом структур В. Более крупный клин В (~1 м поверху) разбивает вмещающую толщу и клин С с кровли линзы VI на участке делля (приложение E2б). Более мелкая (20–30 см) жильная структура со схожим заполнением разбивает вмещающую толщу и клин С с кровли слоя V в поперечном склону межблочье (приложение E2a). В скважине Gn11 также была вскрыта локальная грунтовая жила с гумусированным заполнением мощностью ~1 м (ярус А). Вывод о ее палеокриогенном происхождении был сделан на основании сравнения свойств с более детально изученной структурой на ключевом участке «Дубовая роща».

Общая литологическая структура участка сведена в приложении E6.

Строение почв нивелированных повышений и понижений достаточно контрастно различается (приложение E7, рис. 13). Почвенные тела на повышениях в значительной степени усечены агрогенной эрозией. Агрогумусовый горизонт повышенных участков несколько более светлый за счет припахивания материала слоя V. Непосредственно под горизонтом Р залегает текстурный горизонт ВТ, характерным признаком которой служит полигональная система узких вертикальных пор-плоскостей с черными илистыми кутанами. С кровли слоя IV развит горизонт с признаками пятнистого оглеения, пластическими деформациями и карбонатными

новообразованиями. При переходе в этот слой резко ослабляется многопорядковая ореховато-призматическая организация текстурной толщи и разрезается сеть магистральных пор-плоскостей, однако черные кутаны прослеживаются в поровом пространстве на всю мощность слоя IV и линз III в его основании. Признаки текстурной и глееватой карбонатной толщи в слое IV сложно сочетаются: вертикальные плоскости с черными кутанами несогласно пронизывают вихревой рисунок охристых пятен и полос, в то время как карбонатные нодулы концентрируются в притрещинной ОМ. Книзу слоя IV и особенно в линзах III холодные тона окраски начинают преобладать. В слоистом материале линз III полностью отсутствуют карбонатные новообразования, при этом фиксируется присутствие литогенных карбонатов, концентрирующихся в отдельных слоях.

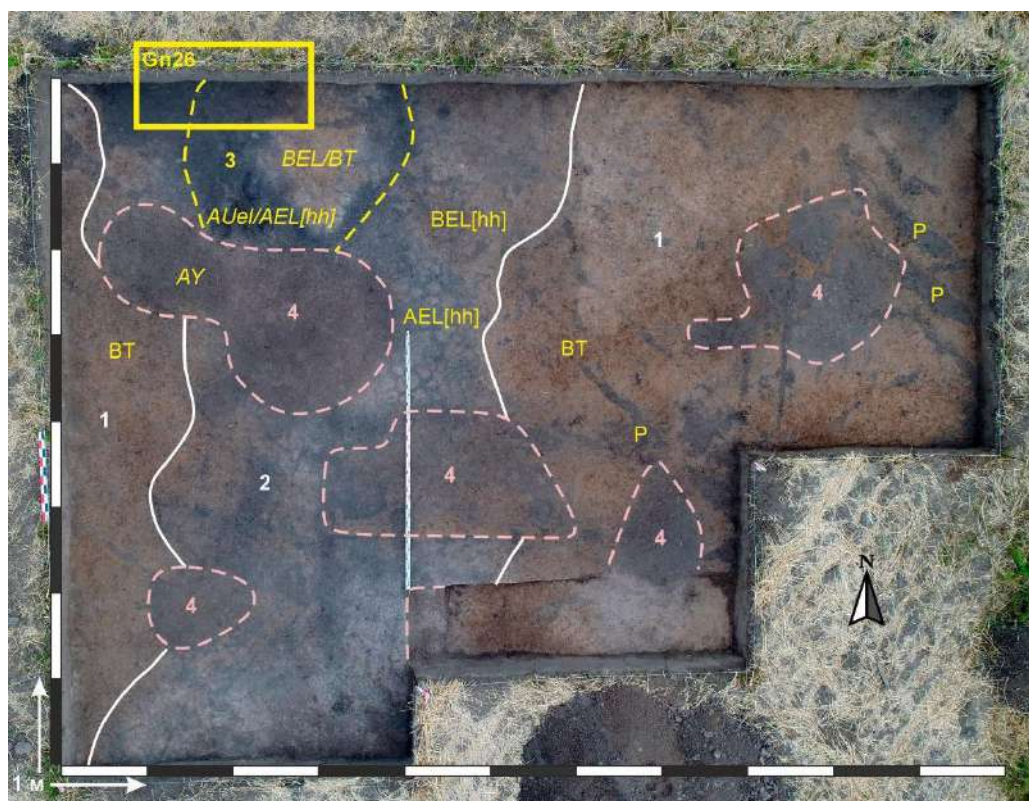


Рис. 13. Горизонтальная подпахотная микронеоднородность почвенного покрова: 1 – линейно вытянутые нивелированные повышения с выходом под пашню эродированной текстурной толщи; 2 – линейно вытянутое нивелированное понижение (делль) с менее эродированной гумусово-элювиальной толщей, развитой по линзам VI-VII; 3 – крупное ветровальное нарушение; 4 – антропогенные объекты (погребальные ямы и т.п.).

Курсивом отмечены переотложенные материалы генетических горизонтов.

В центрах понижений горизонт Р несколько более темный, что обусловлено припахиванием нижележащей гумусово-элювиальной толщи,

развитой по линзам VII. Верхняя часть горизонта AEL[hh] выделяется темной, во влажном состоянии почти черной окраской, сильно светлеющей книзу за счет увеличения мощности пылеватых покровов плитчатых педов и общего осветления ВПМ. В нижней части гумусово-элювиальной толщи прослеживается многопорядковая полигональная латеральная организация, в которой широкие трещины заполнены более темным материалом и обособляют ячейки с более светлым материалом (рис. 14). Темно-серые морфоны ВГГ прослеживаются также в воронковидных расширениях ВТМ нижележащего горизонта BEL.



Рис. 14. Латеральная и вертикальная организация гумусово-элювиальной толщи

Линзовидные выполнения деллей проработаны единой, связанной с поверхностью, трещинной сетью, для которой характерно резкое преобладание светло-серых пылеватых покровов над бурыми илистыми. Отличительным признаком текстурной толщи этих выполнений являются также серии волнистых темных прослоек-ламеллей, встречающихся с шагом 7–15 см (рис. 15). Ламелли сформированы ярусами резкого увеличения мощности темно-бурых илистых кутан на поверхностях педов при локальном практически полном исчезновении пылеватых покровов. По сравнению с повышениями текстурная толщина линзовидных выполнений отличается более легким составом и рыхлым сложением, большим количеством мелких норных морфонов с заполнением материалом AEL[hh]. При общем наборе признаков горизонт ВТ понижений можно подразделить на два подгоризонта, граница которых четко совпадает с литологической границей линз VII и VI. По

сравнению с подгоризонтом в линзах VI подгоризонт в линзах VII выделяется несколько более рыхлым сложением, а также существенно бóльшей мощностью пылеватых покровов педов и бóльшей заметностью темных ламеллей.



Рис. 15. Серия иловатых ламеллей в линзе VII.

Под линзовидными выполнениями с кровли слоя V развита аналогичная повышению система вертикальных плоских пор с черными илистыми кутанами, срезаемая подошвой линз VI (приложение E3b). Не встречающиеся выше этой границы черные кутаны также начинают абсолютно доминировать в трубчатых порах слоев V-IV. При переходе к слою V резко разрежается связанная с поверхностью трещинная сеть, ниже проникают магистральные трещины, соединяющиеся с отдельными частями погребенной системы пор-плоскостей.

Кровля горизонта с признаками пятнистого оглеения и пластических деформаций по направлению от центров повышений к центрам понижений углубляется синхронно с кровлей слоя IV. Так, выраженные морфохрометрические признаки оглеения на повышении (приложение E2a) отмечаются уже с глубины 90 см, в то время как в понижении (приложение E2б) – только со 150 см. В этом же направлении происходит понижение границы вскипания карбонатов вплоть до их полного исчезновения в толще III-IV в центрах понижений, где обломки литогенных карбонатов начинают

встречаться только в пачке II на глубине >2.5 м. Таким образом, в почвенном профиле центров понижений полностью выклинивается карбонатный горизонт, а признаки пятнистого оглеения и пластических деформаций распространяются строго ниже кровли слоя IV.

Верхний 1 м почвенно-осадочной толщи локально деформирован глубокими ветровальными нарушениями (рис. 13, 16, приложение E4). Были идентифицированы две вывальные западины диаметрами 1.5 и 2.5 м. В обоих случаях нарушения были сформированы по механизму провернутого вывала, в результате чего материал верхних и срединных горизонтов был преимущественно отсыпан в переднюю и заднюю часть западин соответственно. До отсыпки материалом срединных горизонтов на поверхности западин также был переотложен материал, схожий с *in situ* материалом горизонта AEL[hh] в виде вогнутых линз различной мощности (рис. 16). Отдельные части темноцветных отсыпок, особенно в передней части бóльшей западины, сформированы слабоэлювируемым темногумусовым материалом (приложение E4). Это позволяет реконструировать дневной гумусовый горизонт, существовавший во время ветровальных событий как AUel.

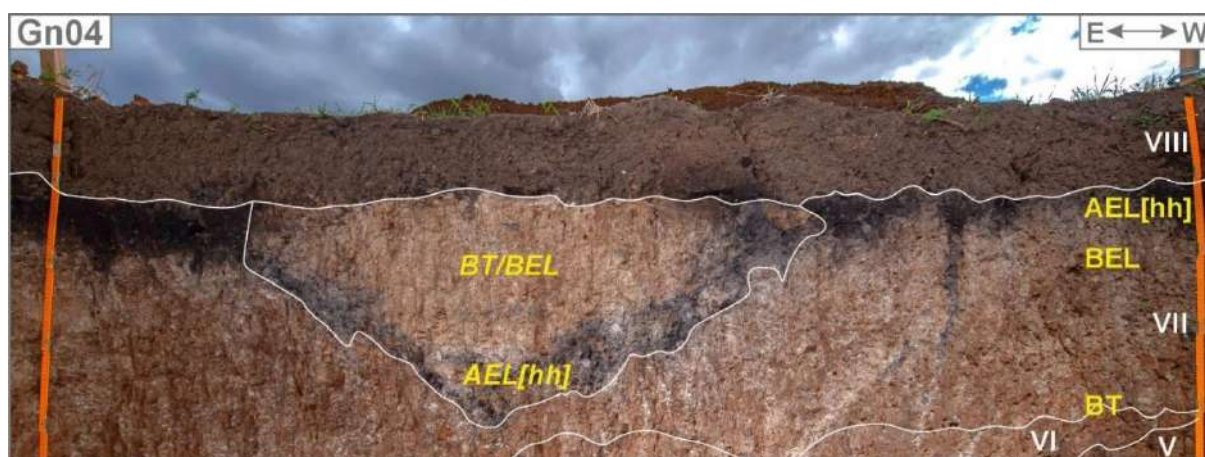


Рис. 16. Вертикальный срез через заполнение задней части вывальной западины.

Заполнение меньшей из вывальных западин срезается актуальным пахотным горизонтом (рис. 16). По отсыпке из срединного горизонта бóльшей западины сформирован горизонт EL (приложение E4). Заполнение погребальной ямы, несогласно нарушающей край этой западины, позволяет

реконструировать полностью уничтоженный распашкой доагрогенный серогумусовый горизонт. По всей видимости, горизонт АУ был развит по элювиированной темногумусовой толще и отличался от нее более светлой, серовато-темно-бурой окраской.

Морфологию текстурной, карбонатной и пятнисто-глеевой толщ существенно видоизменяют структурные палеокриогенные деформации. Для вскрытой в скважине грунтовой жилы А можно зафиксировать только гумусированность текстурной толщи вплоть до глубины 1.75 м, в то время как влияние изученных в вертикальных и сериях горизонтальных срезов клинья В и С прослежено детально. Общими свойствами зон клиньев является повышенная зоотурбированность, модификация структуры, организации трещинной сети и кутанного комплекса текстурной толщи. Повышенное количество зоогенных пор обусловлено более рыхлым сложением по сравнению с вмещающей толщей. Модификация структуры выражается в появлении клиновидных вершин у призматических отдельностей и появления у них общего наклона к осям структур (рис. 17). Модификация организации трещинной сети проявляется ее уплотнении, более глубоком проникновении и появлении параллельной ориентировки у вертикальных пор-плоскостей. При этом оси более мощных плоскостей сонаправлены осям структур, в то время как более тонкие плоскости разбивают зоны структур под углом 90° , в результате чего формируются полигональные сети с преобладанием прямоугольных ячеек. В ряде случаев мощные плоскости наследуют плоскости боковых контактов клиньев. На вертикальных плоскостях сформированы существенно более мощные покровы по сравнению с покровами плоскостей межструктурных зон. Для заполнений клиньев С и их контактных зон характерна отчетливо выраженная крупная постшлировая текстура, подчеркнутая охристыми полосками (приложение Е5е).

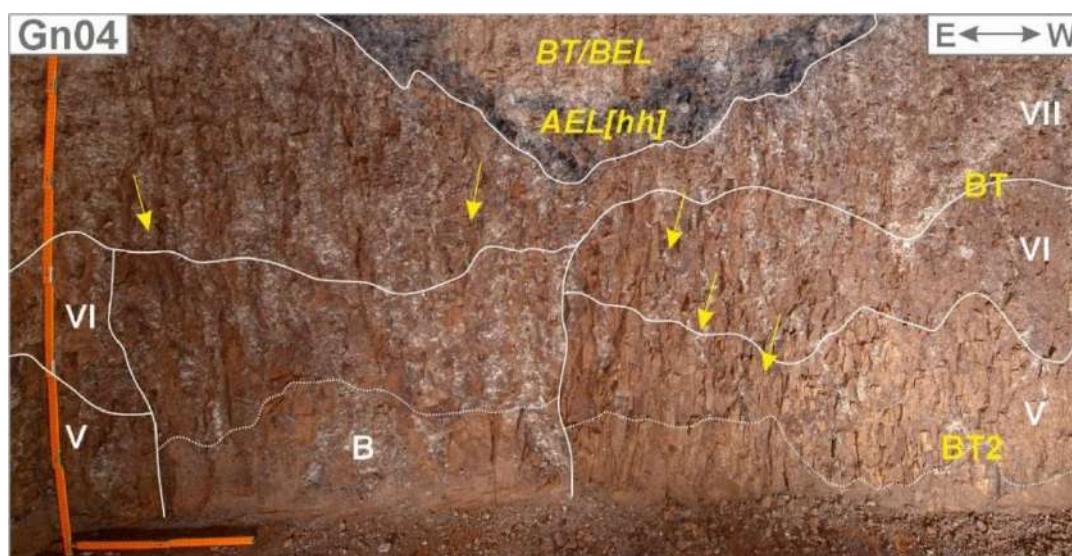


Рис. 17. Структурная организация текстурной толщи в контактной зоне клина В. Желтыми стрелками показан участок появления наклона граней призм к оси клина.

Помимо модификаций, клинья также нарушают ряд педогенных признаков. Заполнение клина С с крайне слабо выраженными признаками оглеения на участке понижения разбивает пятнисто-глеевую толщу, сформированную с кровли слоя IV. По этому заполнению на глубину свыше 2 м проникают вертикальные поры-плоскости и многочисленные поры-трубки с черными кутанами. На участке повышения, напротив, в заполнении клина С наблюдается достаточно выраженные морфохроматические признаки оглеения. При этом заполнение клина полностью бескарбонатно, в результате чего граница вскипания резко углубляется. По боковым контактам бескарбонатной зоны клина заметна концентрация нодулярных конкреций. Клинья В нарушают части погребенной системы пор-плоскостей с черными кутанами, развитыми в заполнениях клиньев С. Более крупный клин В (приложение E2б) полностью срезает своим заполнением ряд плоскостей, одновременно деформируя одну из плоскостей своим боковым контактом (приложение E5c-d).

5.2.3. Аналитическое исследование

Гранулометрический состав. Для определения гранулометрического состава методом лазерной дифракции была отобрана колонка из 20 образцов вмещающих отложений в скважине **Gn09** в центре блока полигональной сети (приложение E8). На основе анализа распределения частиц в толще можно

выделить четыре литологических слоя. За исключением базального ледникового слоя I всей послеледниковой толще свойственно сходство типов гранулометрического распределения с устойчивыми модами во фракциях тонкой (3.2–2.5 мкм) и крупной (32–25 мкм) пыли с постепенным возрастанием вклада последней.

Слой 1 (3.45–3.65 м): несортированный суглинок, близкий к опесчаненному, с мелкими карбонатными обломками, отвечает базальной пачке I московских ледниковых осадков.

Слой 2 (2.82–3.44 м): пылеватый и пылевато-тяжелый суглинок (особенно обогащенный тонкопылевыми зернами) коррелирует с контрастно-слоистой пачкой II.

Слой 3 (1.74–2.82 м): в пылеватом и пылевато-тяжелом суглинке заметно возрастает доля пыли (особенно крупной) и ила. Содержание песчаной фракции сокращается, причем преобладает размерность 320–100 мкм. На фоне практического отсутствия более крупных зерен отдельные прослои вблизи кровли и подошвы пачки (1.84–1.92 и 2.76–2.82 м) слабо обогащены средним и мелким песком (630–100 мкм), напоминая гранулометрическое распределение в подстилающих слоях. Таким образом, слой 3 охватывает текстурно неоднородные слабоконтрастно расслоенные пачки III и IV.

Слой 4 (0.17–1.74 м): однородный пылеватый суглинок с отсутствием песчаной фракции (>80 мкм) и тенденцией к обогащению (до 1.5 раз) крупной пылью снизу вверх по слою соответствует пачке V, распространяясь на кровлю IV. Неоднородность слоя обусловлена вариациями соотношения тонко- и крупнодисперсной составляющих (пыли и ила к песку) со смещением главных модальных фракций от крупной (32–25 мкм) к тонкой (3.2–2.5 мкм) пыли на глубинах 0.82–1.09(1.16) и 1.26(1.45)–1.74(1.84) м.

Магнитная восприимчивость. Объемная МВ (κ) была измерена *in situ* на вертикальных и серии горизонтальных срезов почвенно-осадочной толщи. Вертикальное распределение значений объемной магнитной восприимчивости (κ) (здесь и далее в ед. $\times 10^{-3}$ СИ) латерально дифференцировано для

нивелированных повышений и понижений (приложение E11). Общий аккумулятивный тип распределения локально осложнен ветровальными нарушениями и полигональными сетями палеокриогенных структур.

На повышении (**Gn01**) максимум k (0.404 ± 0.044) зафиксирован в агрогумусовом горизонте (слой VIII). В текстурной толще значения быстро убывают с глубиной до 0.234 ± 0.047 (верхняя часть слоя V), затем слабее в нижней части слоя V – в средней части слоя IV. Минимальные значения (~ 0.2) присущи линзе III с наиболее отчетливо выраженными морфохроматическими признаками оглеения.

Относительно повышения в понижениях (**Gn02**, **Gn04**, **Gn26**) k повышена. Второй (после приповерхностного) максимум (0.704 ± 0.094) приурочен к горизонту AEL[hh]. Ниже этого резкого пика тренд на убывание значений практически идентичен повышению без заметной привязки как к литологическим границам, так и почвенным горизонтам. Переотложенный материал темноцветной гумусово-элювиальной толщи в отсыпках вывальных западин в целом близок по k к горизонту AEL[hh]. Однако, в отсыпке передней части западины слабоэлювирированным темнотемновым материалом значения повышаются до диапазона 0.8–1.2 (рис.18). Это свидетельствует, что до срезания толщи AUel-AEL[hh] распашкой максимум был приурочен к горизонту AUel.

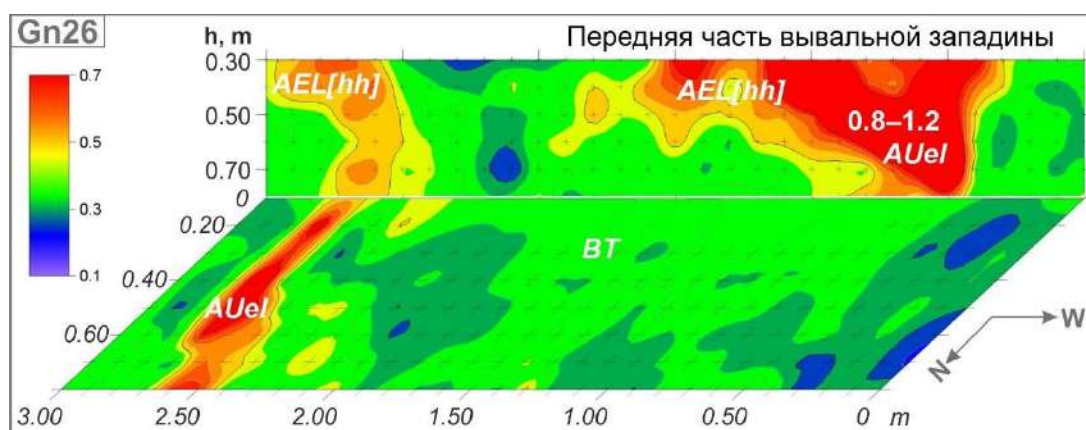


Рис. 18. Распределение k (в ед. $\times 10^{-3}$ СИ) на вертикальном и горизонтальном срезах заполнения вывальной западины (рис. 13, приложение E4).

Клинья В–С образуют в толще срединных горизонтов зоны относительно повышенной k , охватывающие заполнения самих структур и

контактные зоны во вмещающих слоях (приложение Е9). Превышения над межструктурными зонами достигают 1.5–3 раз, абсолютные значения находятся в диапазоне 0.3–0.5.

Для определения удельной (χ_{LF} , ед. $10^{-6} \text{ м}^3/\text{кг}$) и частотно-зависимой (χ_{FD} , %) МВ из разрезов и скважин ручного бурения были отобраны образцы выделенных слоев и заполнений. Вертикальные закономерности распределения χ_{LF} на нивелированных повышениях и понижениях целом повторяют закономерности распределения κ . Увеличение χ_{LF} в толще достаточно тесно связано с увеличением содержания тонкодисперсных ферромагнетиков, фиксируемых χ_{FD} . По соотношению этих параметров основная часть образцов распадается на две группы. Первая группа ($\chi_{LF} < 0.5$, $\chi_{FD} < 1.1$ –6.6%) преимущественно составлена образцами из срединных горизонтов, развитых в толще III–VII. В рамках этой группы также выделяется неоднородная пачка дериватов ледниковых отложений II, не несущая признаков *in situ* почвообразования, однако выделяющаяся на фоне перекрывающей толщи относительно повышенными значениями обоих параметров. В то же время относительное повышение χ_{LF} в заполнениях клиньев (более выраженное в клиньях В и менее выраженное в клиньях С) не сопровождается сопоставимым ростом χ_{FD} . Вторая группа ($\chi_{LF} > 0.55$, $\chi_{FD} 7.4$ –10.3%) состоит из образцов горизонта AEL[hh] и развитого поверх него горизонта Р. Параллельный рост значений параметров в обеих группах соответствует единому тренду (приложение Е10).

Общей закономерности слабо подчиняется группа образцов из реликтовых гумусовых морфонов в субэлювиальной и текстурной толщах. Эти образцы демонстрируют крайне неоднородные значения χ_{LF} при слабом разбросе значений χ_{FD} (~8%). Экстремальное повышение χ_{LF} (до 1.93) происходит в глубокой (140–175 см) части гумусированной линзы, вскрытой в скв. Gn11.

Абсолютный возраст. Датированию по ^{14}C был подвергнут ТОС темногогумусового слабозэлювиированного материала (AUel) из нижней части

темноцветной отсыпки вывальной западины (приложение E4б) и материал черных илистых кутан в погребенной системе пор-плоскостей в разрезе **Gn02**. Возраст переотложенного и погребенного на глубине 60–70 см материала AUel составил 7632 ± 27 кал. л. н. (IGAN-10886). Возраст черных кутан на поверхностях педов непосредственно под эрозионной границей делля (приложение E3b) составил 6599 ± 48 кал. л. н. (IGAN-10887). Для черных покровов вертикальных пор-плоскостей, нарушаемых клином В (приложение E5d), была получена несколько более древняя датировка – 7595 ± 35 кал. л. н. (IGAN-10888).

5.3 Формирование неоднородности почвенного покрова

Актуальный почвенный покров развит на послеледниковой толще отложений, мощность которой на исследованных участках составляет от 3.4 до >4 м. Глубина проникновения связанных с поверхностью признаков педогенного преобразования в виде магистральных трещин и пор-трубок в основном находится в пределах 2–2.5 м. Таким образом, вне потенциальной зоны актуального педогенеза находятся ледниковые отложения и нижняя часть перекрывающей их валдайской толщи. Это означает, что из рассмотрения неоднородности актуального почвенного покрова можно исключить признаки последнего межледникового и раннего интерстадиального почвообразования (MIS5–4), сосредоточенные в мезинском педолитокомплексе в основании послеледникового стратотипа (Величко и др., 1996). Предварительно с ранним валдаем можно связать глубоко погребенный педогенный уровень в слое III, обнаруженный в разрезе вершинной поверхности плато (приложение Д1).

Общее вертикальное строение почвенно-осадочной толщи изученных участков вершинной поверхности и макросклона близко сопоставимо. Основные различия в пространственной организации почвенного покрова связаны с особенностями развития различных типов РКМ, обусловленных характером мезорельефа.

Погребенный педолитокомплекс MIS 3 – начала MIS 2. Среднюю часть послеледникового стратотипа в районе занимает слой IV, через который происходит транзит от генетически близкого к ледниковым отложениям подстилания к эолово-делювиальной «покровной» толще. В основной части слоя характер распределения гранулометрических фракций полимодальный, пылеватый – пылевато-тяжелый материал слабо обогащен средним и мелким песком, включает рассеянную дресву. При переходе к перекрывающему эоловому слою V исчезают песчаные зерна >80 мкм и фиксируется тенденция к обогащению крупнопылеватой фракцией с появлением моды на 25–32 мкм.

Особенностью слоя являются пластические деформации, следы которых более заметны книзу. Кровлю слоя разбивают крупные структурные деформации (клинья С), маркирующие криогенный импульс начала позднего валдая и отвечающие владимирскому КГ (Garankina et al., 2022, 2023; Velichko et al., 2006). Криотурбированный слой IV, как правило, слабо стратифицирован по набору педогенных признаков. Тем не менее, в более представительном разрезе понижения платообразной поверхности прослеживаются интервалы более интенсивного преобразования, сосредоточенные в подошве слоя: слабый, но устойчивый интервал повышения $S_{орг}$ и залегающий ниже интервал с обильными бурыми пятнами, напоминающими фрагментированные остатки норных морфонов. Общим признаком педогенного преобразования является в различной степени выраженное пятнистое оглеение основной массы на фоне наиболее низких значений магнитной восприимчивости. Доля холодных тонов в окраске закономерно возрастает с глубиной параллельно с увеличением отношения $Fe_{Тамм}$ к $Fe_{М-Дж}$. Этот признак появляется с кровли слоя в независимости от глубины погребения (от 0.9 до 1.7 м), положения в мезорельефе (как в слабовыраженном понижении платообразной поверхности, так и на склоне до 4°) и в системе палеогеоморфологических элементов РКМ. Вероятно, оглеение произошло преимущественно до основной части поздневалдайского времени, о чем свидетельствуют клинья владимирского КГ, обычно контрастирующие

с вмещающей толщей более теплыми тонами окраски. Окраска также могла быть унаследована при переотложении голубовато-светло-серого материала подстилающих слоистых пачек III, обнаруженных в виде слоев и линз небольшой мощности.

Ранее приуроченность основного интервала пятнистого оглеения к допоздневалдайской части разреза была отмечена в различных участках Владимирского плато (Величко и др., 1996). Наиболее холодные тона окраски при этом обычно приурочены к погребенной толще «брянской» палеопочвы (шире – к педолитокомплексу MIS 3) сильно нарушенной пластическими деформациями (Величко и др., 1996; Alifanov et al., 2000).

Выявленная ооидная микроагрегированность материала слоя IV является диагностической для брянской палеопочвы и рассматривается как результат криогенной коагуляции в деятельном слое (Sycheva et al., 2016). Подобная микроагрегированность также характерна для криометаморфических почв современной криолитозоны (Шматова, Лобков, 2024). Исследование с помощью растровой (сканирующей) электронной микроскопии показало, что почти весь ил слоя IV находится в составе округлых микроагрегатов и пленок на поверхностях пылеватых кварцевых и алюмосиликатных частиц (приложение Д8). Это может свидетельствовать о длительном функционировании горизонта в деятельном слое и контрастных условиях криогенного структурообразования.

С пятнисто-глеевой толщей слоя IV пересекается горизонт карбонатной сегрегации, выделяющийся повышенным содержанием $S_{\text{карб}}$ в основной массе и наличием карбонатных новообразований. Как и признаки пятнистого оглеения, признаки карбонатной сегрегации распространены строго ниже кровли слоя IV, достигая максимальной выраженности в диапазоне глубин 1–2.2 м. В подстилающих отложениях содержание $S_{\text{карб}}$ и количество новообразований уменьшается и одновременно появляются литогенные карбонатные обломки. Глубина кровли карбонатного горизонта существенно понижается от нивелированных повышений к погребенным понижениям, что

повсеместно отмечается в районе исследований (Макеев, 2012). При этом для межблочных позиций РКМ, изначально не сформировавших достаточно выраженные понижения, бескарбонатная зона ограничена только заполнением палеокриогенных клиновидных структур. Нарушение карбонатного горизонта структурными деформациями характерно для брянской палеопочвы внеледниковой зоны (Морозова, 1969; Сычева, 2012). Тенденция к концентрации нодулей по субвертикально ориентированным плоскостям боковых контактов клиньев и трещинной сети указывает на относительно поздний этап сегрегации. Этот этап мог иметь место в голоцене, на что указывают среднеголоценовые ^{14}C датировки материала нодулей в регионе (Милановский, 2009; Русаков, 2012). Вместе с тем, углерод карбонатных новообразований дневных или неглубоко погребенных почв представляет собой достаточно сложный материал для датирования, поскольку находится в динамическом равновесии с другими пулами поступающего углерода (Чичагова и др., 2008). Отсутствие или увеличения глубины карбонатного горизонта объясняется глубоким выщелачиванием в понижениях РКМ на фоне более влажного режима, имевшего место в голоцене (Милановский, 2009) или во время накопления вмещающей новообразования толщи в плейстоцене (Макеев, 2012). Если связывать глубину выщелачивания с микрорельефом, то наибольший потенциал для выщелачивания мог иметь место на ранних этапах посткриогенной эволюции РКМ, когда понижения были наиболее глубокими, что способствовало концентрированию и фильтрации поверхностных вод на фоне полной или частичной деградации многолетней мерзлоты и установления более промывного режима.

Таким образом, слой IV можно рассматривать как погребенный педолитокомплекс, соотносимый с интервалом MIS 3 – начало MIS 2. Этому педолитокомплексу принадлежат признаки пятнистого оглеения, фиксирующиеся в дневных автоморфных почвах. Формирование развитого в слое карбонатного горизонта не может быть однозначно отнесено к конкретному временному интервалу; вероятно, перераспределение и

сегрегация карбонатов происходила в несколько стадий, потенциально охватывающих длительный интервал MIS 3 – MIS 1.

Морфолитогенез и почвообразование MIS 2. Как и верхний ярус междуречий первого района исследований, верхний ярус Суздальского плато перекрыт покровным слоем однородного пылеватого суглинка V, лишенного текстурной слоистости и крупнообломочных включений. К кровле слоя максимально увеличивается содержание крупнопылевой фракции, а в гранулометрическом распределении формируется устойчивая главная модальная фракция на 25–32 мкм. Слой соотносится с этапом седиментации в криоаридных условиях середины – конца времени LGM с ведущей ролью эолового агента.

В кровле слоя V фиксируются погребенные углубления, пространственная конфигурация которых явно связана с конфигурацией полигональной сети структурных палеокриогенных деформаций В, отнесенных к криогенному импульсу раннего дриаса – фазе «а» ярославского КГ (Garankina et al., 2022, 2023; Velichko et al., 2006). На участке склона эти углубления унаследованы от более раннего посткриогенного микрорельефа, сформированного по кровле слоя IV. Формирование системы клиньев В, вероятно, происходило в несколько этапов, чем объясняется их распространение в погребенных понижениях не строго с кровли слоя V, а из средней части слоистых линзовидных заполнений. Вероятно, верхние части структур были сильно разрушены во время деградации многолетней мерзлоты в позднеледниковый интерстадиал. Небольшой размер структур вкупе с малой реконструируемой льдистостью мерзлоты (Величко и др., 1996) исключают возможность формирования амплитудного полигонального микрорельефа. На плоских участках образовавшийся посткриогенный микрорельеф был сформирован в основном небольшими (диаметр 5–7 м) термокарстовыми западинами по более льдистым узловым сочленениям полигональной сети. На склонах под воздействием плоскостного смыва сформировался

специфический, более крупный микрорельеф, соединивший серии западин в параллельно ориентированные делли.

Свидетельством раннего ритма педогенеза в слое V является система вертикальных пор-плоскостей с черными илистыми кутанами. Эта система отчетливо срезается линзовидными заполнениями микропонижений (приложение Д6, E3b); в отдельных случаях заметно также нарушение клиньями В (приложение E5d). С кровли линз деллей распространяются палеокриогенные структуры, гумусированный материал заполнения которых аналогичен датированным реликтам интерстадиальной почвы Борисоглебской возвышенности (см. раздел 4.1) (Александровский, 2011) и Суздальского плато (Милановский, 2009). Таким образом, относительная стратиграфия относит образование этого признака ко времени до формирования деллей и криогенного импульса, создавшего поверхностную полигональную систему клиньев. В противоречие с этим входят среднеголоценовые ^{14}C датировки ТОС кутан (6599 ± 48 , 7595 ± 35 кал. л. н.). Вероятно, даже в погребенном виде кутаны подверглись существенному омоложению за счет поступления материала из частично наследующей поверхностной трещинной сети. Тем не менее, полное отсутствие схожих кутан в поровом пространстве перекрывающих линз VI-VII позволяет рассматривать этот признак как погребенный и унаследованный от раннего этапа педогенеза MIS 2.

Основная нивелировка западинного и деллевого микрорельефа связана с накоплением линз VI-VII, существенно выполнивших микропонижения. Ярким признаком этих линз является специфическая ламеллярная структура (рис. 15), обычно обнаруживаемая в песчаных почвах (Prusinkiewicz et al., 1998; Rawling, 2000). Присутствие этого признака в погребенных понижениях при полном отсутствии на повышениях можно связать со слоистостью литоматрицы, создавшей условия для аккумуляции ила на контактах прослоев разного состава. Накопление линз VI-VII произошло еще до заключающих этапов позднеледниковья, поскольку в их кровле сформировалась гумусовая

толща интерстадиальной почвы. Гумусированный материал впоследствии заполнил воронкообразные палеокриогенные структуры позднего дриаса.

Ряд характеристик материала гумусированных структур (сильная нарушенность зоогенной турбацией, особенно в верхней части, выраженный красноватый оттенок, а также резко повышенные значения МВ) аналогичен более мелким полигональным грунтовым жилам, обнаруженным в первом районе исследования (приложение В9а,г). Перпендикулярно ориентированные клиновидные выступы исследованной воронки свидетельствуют о ее формировании в месте пересечения грунтовых жил. Основная часть жил, по всей видимости, была слишком мелкой и малольдистой и не образовывала достаточно крупных полостей, в которые мог проникать гумусированный материал. В местах пересечений, приуроченных к центрам более ранних посткриогенных понижений, структуры были более крупными и льдистыми.

Лито- и педогенез в голоцене. Организация гумусово-элювиальной толщи принципиально сопоставима с описанной в первом районе исследования. Развитие темногомусового горизонта раннего – среднего голоцена происходило по элювиальной толще, о чем свидетельствует вложение *in situ* морфонов ВГГ в трещины ВТМ. Ранее сочетание этих признаков было идентифицировано в заполнениях нарушений (трактуемых как палеокриогенные) в других районах Владимирского плато (Алифанов, 1995).

Выделяющимся свойством ВГГ служит высокая МВ, что ранее также было показано в работе (Коснырева, 2007). Из-за выраженного максимума МВ в гумусовой толще и особенно – во ВГГ магнитный профиль почв района приобретает регрессивно-аккумулятивный характер (Лобков и др., 2025), свойственный почвам степной и лесостепной зоны (Алексеев, 2010; Фаттахова, 2019; Малышев и Алексеев, 2023). Как и в последних, это обусловлено высоким содержанием тонкодисперсных ферримагнетиков, фиксируемых по показателю частотно-зависимой МВ, достигающей >10%.

Примечательно, что сильный прирост МВ фиксируется в части ТДП, относительно обедненной илом, который преимущественно и содержит высокомагнитные частицы. Нетипичные для почв с развитым ТДП магнитные свойства могут быть унаследованы от гумусовой толщи позднеледниковой интерстадиальной почвы. Ее реликты в криоструктурах демонстрируют еще более высокую МВ (приложение Д11б, Е10, Е11). Если это так, то участие позднеледникового гумусового материала в дневной гумусовой толще должно быть весьма высоким; иными словами, гумусовая толща в голоцене развивалась по более древней, позднеледниковой. В процессе голоценового почвообразования произошла частичная трансформация железистой минеральной фазы, в результате которой содержание ее высокомагнитной части снизилось. Тем не менее, в достаточно значительном количестве сохранились тонкодисперсные ферримангнетики. Данные измерений МВ органоминеральной отсыпки древней ветровальной западины о сохранении магнитных свойств темноцветного материала при резком изменении положения в профиле, т.е. признак повышенной МВ можно считать достаточно консервативным. Общий тип вертикального распределения МВ в толщах бывших понижений и повышений микрорельефа говорит о том, что наследование магнитных свойств происходило в независимости от микрогеоморфологической позиции, что ставит под сомнение исходную комплексность доголоценового почвенного покрова, предполагаемую в концепции А.О. Макеева (Макеев, 2012). Высокие МВ и содержание тонкодисперсных ферримангнетиков во ВГГ также находятся в противоречии с гипотезами о гидроморфных условиях его образования (Алифанов, 1995; Макеев, 2012; Величко и др., 1996). Альтернативное объяснение наложения ТДП, горизонированной гумусовой толщи и регрессивно-аккумулятивного магнитного профиля и может заключаться в непрерывном развитии почв без значимых денудационных событий по крайней мере с аллередского периода. Опосредованно о наличии в прошлом темногумусовой толщи на повышениях свидетельствуют норные морфоны с темноцветным органоминеральным

заполнением, обнаруженные в центральной части изученного блока полигональной сети (приложение Д1, Д3а).

Пространственная неоднородность развития элювиальной толщи четко соответствует литолого-(палео)геоморфологическому строению посткриогенного комплекса. Максимальная выраженность процессов элювиирования, а также партлювации пылеватого материала в поровое пространство текстурной толщи наблюдается линзовидных заполнениях погребенных понижений VI-VII. В то же время подпахотная текстурная толща повышений, развитая в слое V, может вообще не содержать пылеватых покровов. Настолько контрастная пространственная дифференциации по этой группе признаков, вероятно, обусловлена сочетанием трех основных факторов: 1) изначально несколько более легким составом почвообразующих пород в понижениях; 2) перераспределением твердого материала и поверхностных вод от повышений к понижениям; 3) различием в эволюционной модели педогенеза. Последний фактор тесно связан со вторым: слабый, но направленный аккумулятивный тренд в микропонижениях способствовал более «прогрессивному» педогенезу, т.е. большей сохранности признаков в твердой фазе. Направленный снос материала с микроповышений обуславливал постепенное «вдвигание» элювиальной толщи в породу одновременно со стиранием более ранних твердофазных признаков.

Усилению микродифференциации почвенного покрова способствовал латеральный внутрипочвенный сток влаги в понижения. Актуальные латеральные потоки влаги по «внутрипочвенному микрорельефу» (границе раздела гумусово-элювиальной и субэлювиально-текстурной толщи) фиксируются в том числе в условиях полной нивелировки посткриогенной морфоскульптуры на дневной поверхности (Архангельская и др., 2007; Умарова, 2008). Сконцентрированная влага разгружается по преимущественным потокам дренирующих зон понижений (Буева, 2005; Умарова, 2008; Гончаров, 2010). Повышение пористости и уменьшение плотности в почвенных телах служат основной причиной значительного

понижения электропроводности в этих зонах, чем и объясняется линейно-полигональный рисунок горизонтального распределения УЭС (рис. 12) (Модин и др., 2020, 2023). Ведущая роль этого фактора подчеркивается его превалированием над факторами повышенной влажности и содержания $C_{орг}$ (Будева, 2005; Милановский, 2009; Шеин и др., 2017), при прочих равных способствующих увеличению электропроводности (Поздняков, 2001; Поздняков и др., 2015).

Влияние на актуальное функционирование особенностей гидрологического и температурного режимов, связанных с микронеоднородностью физических свойств, рассматривается как фактор сохранения реликтовой комплексности почвенного покрова после исчезновения микрорельефа (Архангельская и др., 2007; Умарова, 2008). Однако, обратные связи в этом контексте могут быть прослежены не только с микрофациальностью почвообразующих пород и существовавшим в прошлом микрорельефом, но и с различиями в эволюционных моделях педогенеза, обусловленными голоценовой моделировкой микрорельефа эрозионно-аккумулятивными процессами (Глазовская, 2000).

На формирования почвенных тел большое влияние оказали фитогенные и зоогенные педотурбации, в разной степени трансформирующие различные части ТДП. Зоогенному перемешиванию особенно сильно подвергнута гумусово-элювиальная толща погребенных понижений, а также реликтовые гумусированные структуры. Глубокие ветровальные западины заполнены переотложенным материалом гумусовой, элювиальной и текстурной толщ. По минеральной части отсыпки одной западин в центральной части погребенного микропонижения сформирована локальная, но достаточно мощная элювиальная толща практически без признаков наложенной гумусовой аккумуляции (приложение Е4в). В то же время в органоминеральной части отсыпки представлен темноцветный материал с признаками существенного элювиирования и интенсивной аккумуляции гумуса. Это свидетельствует о том, что ветровальное событие произошло после завершения, по крайней мере,

основного этапа формирования темногумусовой толщи, после чего последовал этап формирования элювиальной толщи по «свежему» минеральному материалу, оказавшемуся на поверхности. Учитывая возможность существенного участия позднеледникового гумусового материала в органоминеральной части отсыпки, средний возраст пребывания ее общего органического углерода (7632 ± 27 кал. л. н.) трудно однозначно связать с конкретным временным интервалом. В то же время отсутствие признаков интенсивной аккумуляции гумуса в новообразованном элювиальном горизонте поверх минеральной отсыпки позволяет предположить, что его образование происходило после голоценового этапа формирования темногумусовых горизонтов, верхний предел которого на основании материалов радиоуглеродного датирования оценивается в ~ 4 тыс. л.н. (Александровский, 2011; Александровский и др., 2022).

Влияние агрогенного этапа освоения территории. Отсутствие отличий в мощности пахотного горизонта и типе магнитного профиля между бывшими микроповышениями и микропонижениями, как на плоском, так и на пологонаклонном участке, позволяет предположить, что к началу агрогенного освоения около IX–X вв. н.э. (Алешинская и др., 2008) РКМ уже была преимущественно нивелирована. Ранее отсутствие существенной роли распашки в сглаживании микрорельефа была обоснована хорошо выраженной связью между содержанием общего органического углерода в пахотном и подпахотном слоях (Дмитриев и др., 2000). Таким образом, роль распашки преимущественно сводится к относительно равномерной гомогенизации естественных гумусовых и гумусово-элювиальных горизонтов со значительным сохранением их исходных свойств. В погребенных микропонижениях, где изначальная мощность этих горизонтов была выше глубины вспашки, сохранены их *in situ* части.

5.4 Модели микрокомбинаций почвенного покрова

Плоская поверхность плато (ключевой участок «Дубовая роща»). Микрокомбинация почвенного покрова обусловлена нивелированным

западинным микрорельефом, связанным с полигональной системой трех горизонтов палеокриоструктур, и определяется закономерным вкраплением участков погребенных микропонижений в окружающие их участки повышений (рис. 19). Понижения были сформированы только по узловым сочленениям полигональной сети. Нивелированные повышения занимают ~90% площади и заняты агроземами текстурно-дифференцированными. Их внутренняя неоднородность связана с локальными бескарбонатными зонами в заполнениях полигональных криоструктур В и С. В погребенных микропонижениях сформированы агросерые почвы со вторым гумусовым горизонтом.

Доагрогенные различия в характере голоценового почвообразования внутри микрокомбинации обусловлены изначально слабовыраженным и, вероятно, достаточно рано нивелированным западинным микрорельефом, а также микрофациальностью почвообразующих пород (главным образом, более легким гранулометрическим составом заполняющих погребенные понижения линз). В западинах существенно более активно протекали процессы формирования элювиальной толщи, партлювация и лессиваж, что отразилось в большей густоте и глубине проникновения магистральных трещин. Вероятно, концентрирование и дренирование через западины поверхностных вод обусловило выщелачивание реликтовых карбонатных новообразований. В финале агрогенного этапа освоения произошла резкая дифференциация почвенного покрова в результате глубокой механизированной вспашки, приведшей к частичной денудации верхних горизонтов и гомогенизации гумусовой, элювиальной и верха текстурной толщи с образованием агрогумусового горизонта. Нижняя часть более мощной гумусово-элювиальной толщи погребенных микропонижений сохранилась.

В формировании голоценовой гумусовой и гумусово-элювиальной толщи большую роль сыграл темногумусовый горизонт позднеледникового возраста. В связи с этим темногумусовая толща, развитая как сплошной горизонт в AEL[hh] и отдельными морфонами в BEL[hh], а также в структурах

криогенных нарушений позднего дриаса А рассматривается как полигенетичное образование позднеледниково-голоценового возраста.

В формировании текстурной толщи погребенных понижений прослеживаются две стадии. Более ранняя система пор-плоскостей с черными илистыми кутанами в слое V была подвергнута срезанию и погребению под материалом линз слоев VI-VII в позднеледниковье. В заполняющих микропонижения линзах в голоцене сформировался самостоятельный текстурный горизонт и актуальная система магистральных трещин, частично наследующая более ранние плоскости. На нивелированных микроповышениях в отсутствие эпизодов аккумуляции в позднеледниковье – голоцене трещинная сеть развивалась с единой, периодически слабо денудированной поверхностью. Для учета составного характера текстурной толщи погребенных микропонижений при диагностике почв использована дополнительная характеристика *«с погребенным палеотекстурным горизонтом»*.

Погребенный на глубинах ниже ~1 м средневалдайский педолитокомплекс характеризуется реликтовыми признаками пятнистого глея, карбонатной пропитки и сегрегаций. Пятнистый глей сформировался не позже рубежа среднего и позднего валдая. Для учета этого свойства при диагностике почв использована дополнительная характеристика *«глубоко палеоглеевые»*. Основная стадия образования педогенных карбонатов в форме пропитки основной массы имела место в среднем валдае, после чего карбонатные новообразования подверглись частичному выщелачиванию и перекристаллизации. Микрокристаллические инкрустации тонких внутрипедных пор-трубок и нодулярные конкреции явились следствием процессов перекристаллизации карбонатной плазмы в конце позднего плениглияла, позднеледниковье и голоцене. Для учета этого свойства при диагностике почв использована дополнительная характеристика *«палеокарбонатные»*.

Доагрогенную контрастность микрокомбинации была достаточно выражена и обусловлена в основном слабоамплитудным западным

микрорельефом и слабыми вариациями гранулометрического состава литоматрицы, повлиявших на голоценовое развитие ТДП и перераспределение карбонатов. Генетическая связь между почвами нивелированных микроповышений и погребенных западин тесная. Микрокомбинация одновременно обнаруживает черты пятнистости (по неоднородности развития ТДП) и комплекса (по распределению карбонатов). На этапе агрогенного освоения почвенный покров дифференциация почвенного покрова была усилена за счет полной гомогенизации горизонтов серых почв на микроповышениях с их частичным сохранением в микропонижениях. ЭПА можно охарактеризовать как регулярно-дырчатый и регулярно-циклический (по реликтовому полигонально-западинному микрорельефу).

Пологий склон плато (ключевой участок «Гнездилово-12»). Микрокомбинация почвенного покрова обусловлена нивелированным полигональным и деллевым микрорельефом, связанным с полигональной системой трех горизонтов палеокриоструктур и процессами эрозионно-аккумулятивной моделировки палеокриогенных понижений на склоне (рис. 20). На участке закономерно чередуются вытянутые вдоль склона нивелированные микроповышения и погребенные микропонижения. Нивелированные повышения занимают ~60% площади и заняты агроземами текстурно-дифференцированными *палеокарбонатными* *глубоко палеоглеевыми*, образующими фон. Внутренняя неоднородность почв повышений связана с локальными бескарбонатными зонами в заполнениях полигональных криоструктур В и С. В погребенных микропонижениях сформированы агросерые почвы со вторым гумусовым горизонтом *глубоко палеоглеевые*.

Доагрогенные различия в характере голоценового почвообразования внутри микрокомбинации обусловлены изначально слабовыраженным и, вероятно, достаточно рано нивелированным полигонально-деллевым микрорельефом, а также микрофациальностью почвообразующих пород (главным образом, более легким гранулометрическим составом заполняющих

погребенные понижения линз). В микропонижениях существенно более активно протекали процессы формирования элювиальной толщи, партлюация и лессиваж, что отразилось в большей густоте и глубине проникновения магистральных трещин. Вероятно, концентрирование и дренирование через микропонижения поверхностных вод обусловило выщелачивание реликтовых карбонатных новообразований. В финале агрогенного этапа освоения произошла резкая дифференциация почвенного покрова в результате глубокой механизированной вспашки, приведшей к частичной денудации верхних горизонтов и гомогенизации гумусовой, элювиальной и верха текстурной толщи с образованием агрогумусового горизонта. Нижняя часть более мощной гумусово-элювиальной толщи погребенных микропонижений сохранилась.

На участке отмечены ПСЭ глубоких ветровальных нарушений. Ветровальные западины заполнены материалом элювиальных, субэлювиальных и гумусовых горизонтов

В формировании голоценовой гумусовой и гумусово-элювиальной толщи большую роль сыграл темногумусовый горизонт позднеледникового возраста. В связи с этим темногумусовая толща, развитая как сплошной горизонт в AEL[hh] и отдельными морфонами в BEL[hh], а также в структурах криогенных нарушений позднего дриаса А рассматривается как полигенетичное образование позднеледниково-голоценового возраста.

В формировании текстурной толщи погребенных понижений прослеживаются две стадии. Более ранняя система пор-плоскостей с черными илистыми кутанами в слое V была подвергнута срезанию и погребению под материалом линз слоев VI-VII в позднеледниковье. В заполняющих микропонижения линзах в голоцене сформировался самостоятельный текстурный горизонт и актуальная система магистральных трещин, частично наследующая более ранние плоскости. На нивелированных микроповышениях в отсутствие эпизодов аккумуляции в позднеледниковье – голоцене трещинная сеть развивалась с единой, периодически слабо денудированной поверхности.

Для учета составного характера текстурной толщи погребенных микропонижений при диагностике почв использована дополнительная характеристика *«с погребенным палеотекстурным горизонтом»*.

Погребенный на глубинах ниже ~0.9–1.5 м средневалдайский педолитокомплекс характеризуется реликтовыми признаками пятнистого глея, карбонатной пропитки и сегрегаций. Пятнистый глей сформировался не позже рубежа среднего и позднего валдая. Для учета этого свойства при диагностике почв использована дополнительная характеристика *«глубоко палеоглеевые»*. Основная стадия образования педогенных карбонатов в форме пропитки основной массы имела место в среднем валдае, после чего карбонатные новообразования подверглись частичному выщелачиванию и перекристаллизации. Микрокристаллические инкрустации тонких внутрипедных пор-трубок и нодулярные конкреции явились следствием процессов перекристаллизации карбонатной плазмы в конце позднего плениглияла, позднеледниковье и голоцене. Для учета этого свойства при диагностике почв использована дополнительная характеристика *«палеокарбонатные»*.

Доагрогенную контрастность микрокомбинации была достаточно выражена и обусловлена в основном слабоамплитудным западинным микрорельефом и слабыми вариациями гранулометрического состава литоматрицы, повлиявших на голоценовое развитие ТДП и перераспределение карбонатов. Генетическая связь между почвами нивелированных микроповышений и погребенных западин тесная. Микрокомбинация одновременно обнаруживает черты пятнистости (по неоднородности развития ТДП) и комплекса (по распределению карбонатов). На этапе агрогенного освоения почвенный покров дифференциация почвенного покрова была усилена за счет полной гомогенизации горизонтов серых почв на микроповышениях с их частичным сохранением в микропонижениях. ЭПА можно охарактеризовать как регулярно-циклический (по реликтовому

полигонально-делловому микрорельефу) и спорадически-пятнистый (по голоценовым ветровальным нарушениям).

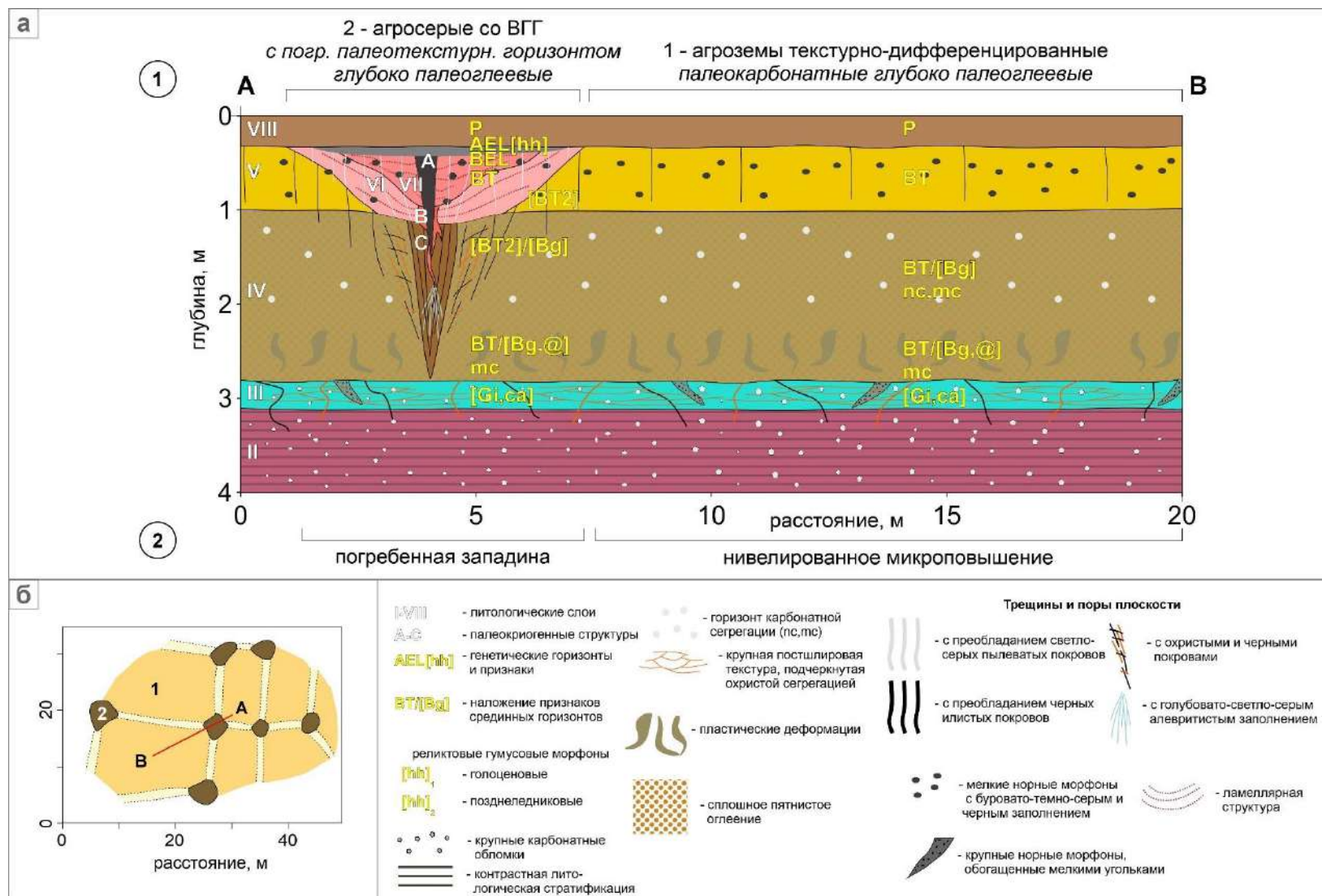


Рис. 19. Модель микрокомбинации почвенного покрова плоской вершинной поверхности Суздальского плато: а) обобщенный почвенно-геологический профиль; б) латеральная организация почвенного покрова. Условные обозначения: 1 – фоновые почвы; 2 – элементы нивелированной РКМ.

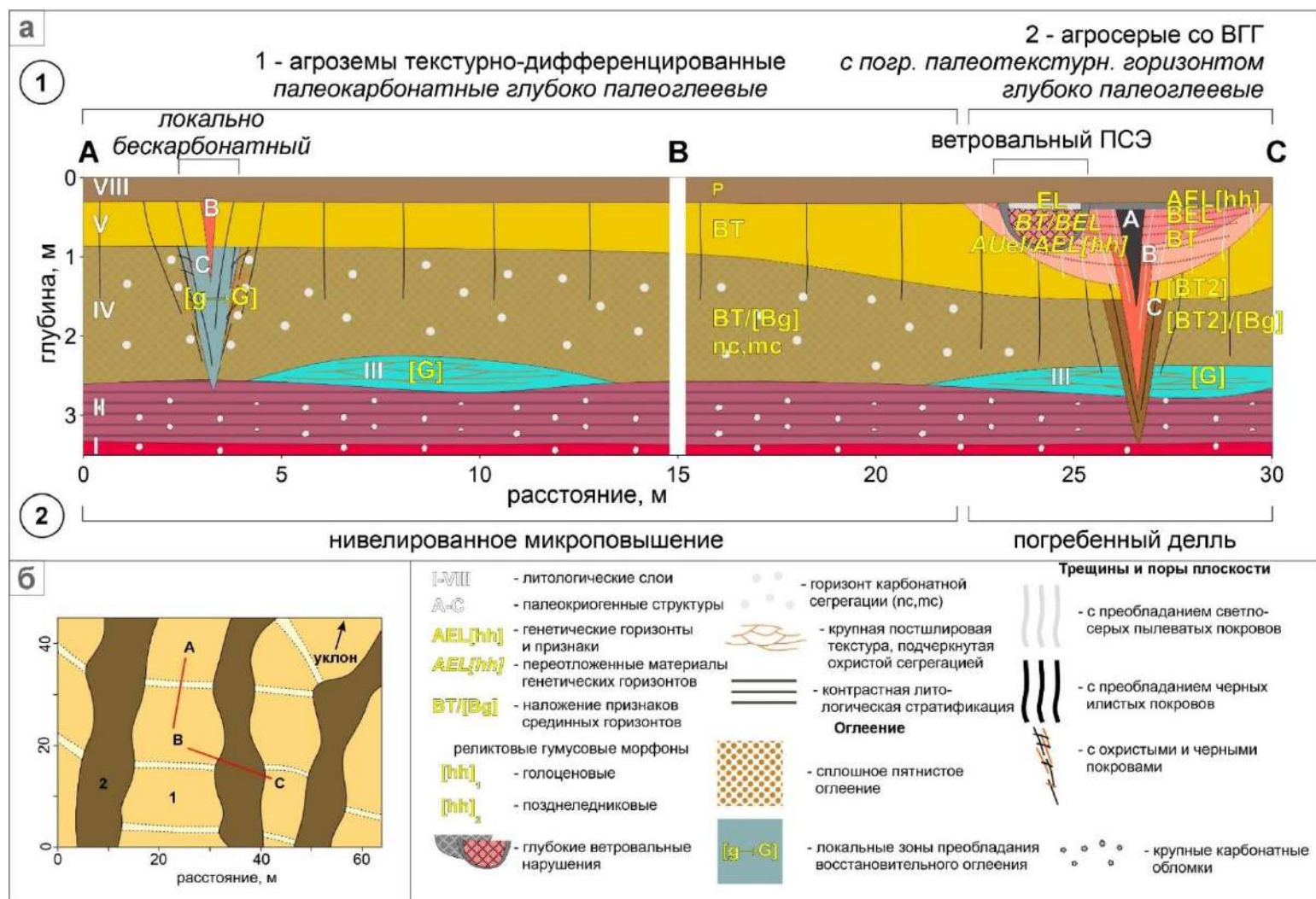


Рис. 20. Модель микрокомбинации почвенного покрова пологого склона Суздальского плато: а) обобщенный почвенно-геологический профиль; б) латеральная организация почвенного покрова. Условные обозначения: 1 – фоновые почвы; 2 – элементы нивелированной РКМ.

ГЛАВА 6. ИСТОРИЯ И ПРОЦЕССЫ ФОРМИРОВАНИЯ ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННОЙ НЕОДНОРОДНОСТИ ПОЧВЕННОГО ПОКРОВА ВОЗВЫШЕННОСТЕЙ СЕВЕРНОЙ ПЕРИГЛЯЦИАЛЬНОЙ ЗОНЫ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ РАВНИНЫ

Дневные почвы обоих районов развиты в сложно организованной неоднородной толще суглинистых послеледниковых отложений (т.н. покровных суглинков), обладающих, тем не менее, выявленной регулярной и воспроизводящейся в пространстве стратиграфической последовательностью отложений – слоев почвообразующей породы. Анализ мод диаметров частиц и их фракционного распределения в гранулометрическом составе позволил объединить слои II–VIII в три характерные группы. Слой IV в срединной части профиля выделен как переходный от слоев II и III – продуктов флювиальной, мелководно-озерной и склоновой трансформации исходных (водно-) ледниковых отложений (слой I) в водной среде – к слоям V–VIII с существенно более однородным фракционным составом и доминирующей модой 25–32 мкм, что позволяет рассматривать их в качестве лессоидов (приложение В22, Е8). Это обуславливает литологическую неоднородность почвообразующих пород, в частности различие в содержании минерального ила в текстурных горизонтах дневных почв, развитых в слоях V–VII и IV.

В толще послеледниковых отложений выявлены три основных горизонта палеокриогенных деформаций структурного типа. Стратиграфическая схема позднего плейстоцена группы А.А. Величко рассматривает в качестве криогенных маркеров времени LGM владимирский КГ, представленный деформациями пластического типа в теле брянской палеопочвы (табл. 1). В настоящем исследовании выявлено, что этапу LGM, наряду с пластическими деформациями, отвечает горизонт полигональных клиновидных структур С, нарушающий кровлю брянской ископаемой почвы. Этот горизонт впервые создал полигональную неоднородность,

унаследованную более поздними наложенными горизонтами структурных деформаций раннего и позднего дриаса, приуроченными к лессоидной части толщи. Финальному позднедриасовому криогенному этапу сопоставлены структуры А с темногумусовым заполнением материалом позднеледниковой интерстадиальной почвы, которые ранее не рассматривались в качестве самостоятельного палеокриогенного горизонта.

Взаимоотношение (временная последовательность) и локализация в почвенном теле наблюдаемых педогенных признаков позволили объединить их в 4 группы по стадийности появления (рис. 21). Строгое соответствие повсеместно развитых признаков пятнистого оглеения и ооидной микроагрегированности, а также карбонатной сегрегации (для Суздальского плато) кровле слоя IV позволяет отнести их формирование к наиболее раннему этапу педогенеза, предшествующему развитию палеокриогенных клиновидных структур С. Соотнесение нижнего погребенного криогенного горизонта со временем LGM позволяет сопоставить предшествовавший ранний этап педогенеза со средневалдайским мегаинтерстадиалом (MIS 3) и связать первую группу реликтовых признаков со стратиграфическим уровнем брянской ископаемой почвы. Вторую группу реликтовых признаков составляют глубоко проникающие трещины с комплексом темноцветных глинистых кутан, строго ограниченные кровлей лессоидного слоя V. Факт нарушения трещин и кутан клиновидными структурами В второго погребенного криогенного горизонта, развитого также с поверхности слоя V, позволяет ограничить педогенный интервалом от конца времени LGM до раннего дриаса и соотнести его с финалом позднего пленигляциала – ранним позднеледниковьем. Третья группа признаков объединяет темноцветные заполнения структурных деформаций А верхнего криогенного горизонта. Время образования темногумусового материала, вовлеченного и законсервированного в нижних частях структур А, оценивается по возрасту общего углерода органических соединений 13245 ± 47 кал. л. н. (IGAN-7903)

аллередом. Четвертая группа объединяет наиболее богатый набор признаков голоценового педогенеза.

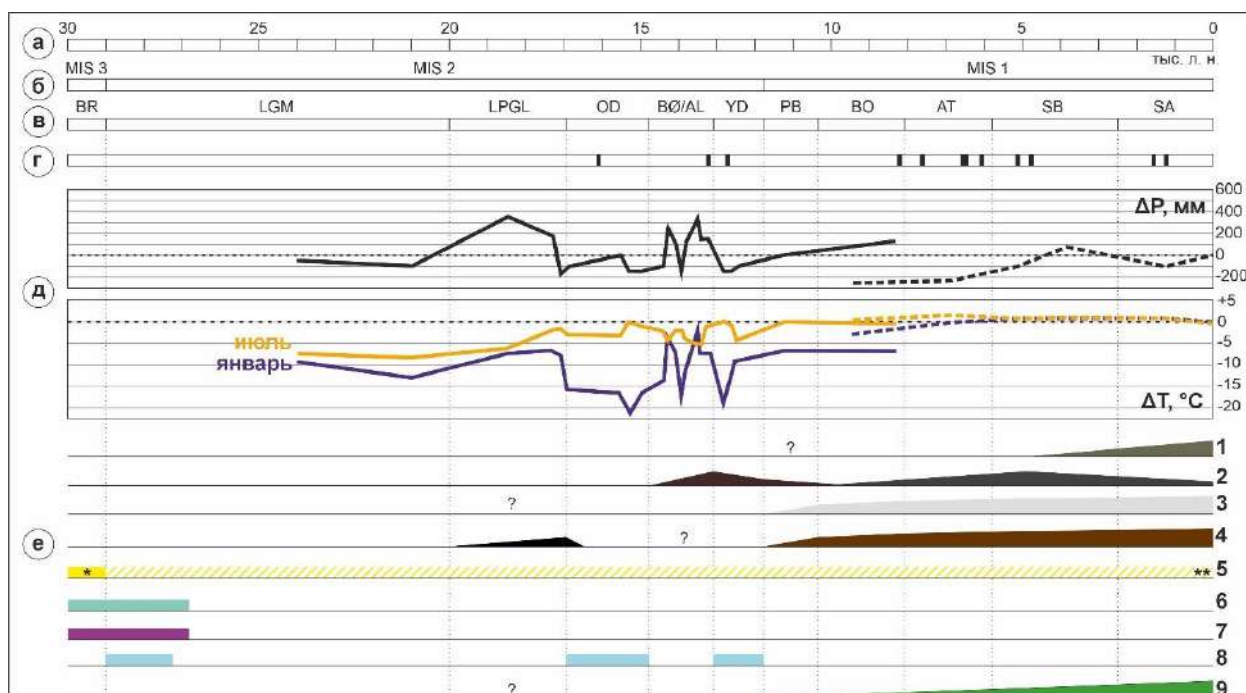


Рис. 21. Эволюционная модель педогенеза – развитие признаков во времени: а) шкала времени; б) морские изотопные стадии; в) климатические периоды; г) калиброванные радиоуглеродные даты по общему органическому углероду почв; д) реконструкция климатических параметров (отклонения от современных) по (Сидорчук и др., 2018) (пунктир), по (Борисова, 2021) (сплошная линия); е) признаки почвообразовательных процессов и процессов микродифференциации почвенного покрова (1 – серогумусовые горизонты; 2 – темnogумусовые горизонты; 3 – элювиальная толща; 4 – иллювиальные новообразования; 5 – карбонатные новообразования (* – карбонатная пропитка; ** – карбонатная пропитка, инкрустации и нодулярные конкреции); 6 – надмерзлотный окислительный и восстановительный глей; 7 – признаки пластических криодеформаций; 8 – горизонты полигональных структурных криогенных деформаций; 9 – ветровальные нарушения).

Отсутствие существенной эоловой аккумуляции на междуречьях в позднеледниковье обусловило длительную моделировку поверхности криогенными, склоновыми и флювиальными процессами в сильно изменяющихся ландшафтных условиях. Результатом трансформации полигонального микрорельефа, сформированного криоструктурами раннего дриаса, являются наиболее широко распространенные полигонально-упорядоченные типы РКМ. Посткриогенный микрорельеф рассматривается как один из ведущих факторов неоднородности актуального почвенного покрова, однако оценки возраста и представления о стадийности формирования почвенных микрокомбинаций сильно разнятся. Так, имеются

представления о практически полном унаследовании актуальным почвенным покровом пространственной доголоценовой неоднородности (Макеев, 2012), о ее значительной трансформации эрозионно-аккумулятивными процессами и процессами метаморфизма органического вещества (Алифанов, 1995; Алифанов и др., 2010), о преимущественном прогрессивном развитии пространственной почвенной неоднородности в голоцене (Величко и др., 1996). Морфометрический анализ микрорельефа ключевых участков свидетельствует об отсутствии выраженности РКМ в современной топографии. Нивелирование РКМ является закономерным результатом саморазвития микрорельефа, заключавшегося в направленном сносе материала с повышений и его аккумуляции в понижениях в течение позднеледникового интерстадиала и голоцена. Вместе с тем, погребенные понижения продолжают оказывать влияние на гидрологический и температурный режим почв (Архангельская и др., 2007; Умарова, 2008; Шеин и др., 2017). Направленность процесса нивелирования РКМ обусловила устойчивый прогрессивный тренд педогенеза в понижениях и регрессивный – на повышениях микрорельефа, что выразилось в неравномерности записи признаков в твердой фазе. Общая мощность толщи, перемещенной в пределах РКМ, толщи оценивается в 0.30–0.35 м. Наложение этих трендов на такой фактор, как микронеоднородность по гидрологическому режиму, вызвало усиление дифференциации между элементами почвенного покрова.

Проведенное исследование позволило в целом согласиться с концептуальными идеями предшественников и коллег о феномене покровных суглинков северной перигляциальной зоны. Наблюдаемая профильная неоднородность разнородных и полихронных признаков вскрывает регулярную и воспроизводимую последовательность слоев почвообразующих пород, реликтовых крио- и педогенных горизонтов и генетических горизонтов дневных почв. Такой подход наиболее близок концепции морфолитопедогенеза Л.А. Гугалинской, рассматривающей лессовидные покровные суглинки в качестве последовательно накапливающейся толщи

преимущественно эолового осадка, где педогенные этапы, продуцирующие слабо развитые погребенные палеопочвы – «элементарные почвенные образования» (ЭПО), отчетливо разделены слоями осадка и/или криогенными горизонтами. Выявленная профильная неоднородность подтверждается, главным образом, последовательностью из трех вложенных криогенных горизонтов, отчетливо разделяющих осадки и в самом общем виде соответствующих концепции группы А.А. Величко. Выявленная «лессоидность» верхней половины толщи послеледниковых отложений концептуально не противоречит идее И.А. Соколова, развитой А.О. Макеевым, о финальном этапе эоловой седиментации в позднем пленигляциале/позднеледниковье.

Различия и концептуальные несогласия связаны с принципиальными взглядами на физический образ, возраст, стратиграфическое положение и характер простираения объекта в пространстве. Так, в почвах обоих районов выявляется максимум три этапа доголоценового палеопедогенеза (один для MIS 3 и два для MIS 2) в отличие от схемы Л.А. Гугалинской с 8 ЭПО, охватывающих поздневалдайскую эпоху и развитых поверх погребенной брянской палеопочвы.

Несмотря на общее сходство с идеей о заключительном эоловом этапе осадконакопления, представленные в настоящей работе результаты значительно расходятся с гипотезой Соколова-Макеева в представлении физического образа слоя эолового седимента, времени его формирования и характера пространственного простираения (Соколов и др., 1983; Макеев, 2012). Направленный рост доли крупнопылеватой (доминантная мода 25–32 μm) и тонкопесчаной фракций и тренд стабилизации фракционного состава зафиксирован в толще слоя IV. Таким образом, существенная эоловая седиментация началась не позже конца средневалдайского мегаинтерстадиала и, в частности, обусловила синлитогенный характер почвообразования заключительных этапов интервала MIS 3. Основному этапу эоловой седиментации отвечает покровный слой V, время завершения накопления

которого не позднее рубежа позднего плейстоцена и позднеледниковья позволяет ограничить горизонт палеокриогенных клиновидных структур раннего дриаса В. Перекрывающие линзы VI и VII ограничены локальными микропонижениями, не имеют покровного простираения и являются дериватами слоя V, наследуя крупнопылеватый гранулометрический состав. Таким образом, твердофазный результат эолового этапа осадконакопления на междуречьях районов исследования составляет основную материнскую породу для дневных серых и дерново-подзолистых почв и представлен бескарбонатным пылеватым суглинком однородного гранулометрического состава. Предлагаемая гипотеза не вступает в конфликт с теорией элювиального происхождения светлых горизонтов с относительно более легким гранулометрическим составом в кровлях слоев V, VI и VII, а также имеет большую вариативность в прослеживании фациальной неоднородности эоловых седиментов.

Происхождение реликтовых темногумусовых морфонов и горизонтов, занимающее центральное место в дискуссии об эволюции почв региона, связано с двумя основными временными интервалами: аллередом и второй половиной раннего – концом среднего голоцена. Выявлено, что одним из отличительных свойств темногумусового материала позднеледниковья являются значительно повышенные относительно срединных текстурных горизонтов значения магнитной восприимчивости. В дневных почвах Суздальского плато этот показатель выше, чем в почвах междуречий Борисоглебской возвышенности. Больше здесь и мощность темногумусовой толщи, которая в погребенных микропонижениях локально достигает 1.75 м за счет заполнений палеокриогенных структур раннего дриаса. В дневных почвах Борисоглебской возвышенности позднеледниковые гумусовые морфоны с пиковыми значениями магнитной восприимчивости сохранились в основном лишь в усеченных заполнениях криоструктур. Все это может указывать на более значительную денудацию почв позднеледниковья в пределах Борисоглебской возвышенности.

Сочетание в дневных почвах темногогумусового материала позднеледниковья и голоцена, по всей видимости, является гораздо более широко распространенным явлением, чем считалось до этого. Степень участия разновозрастного темногогумусового материала в гумусовых и гумусово-элювиальных горизонтах в каждом конкретном случае определяется локальной историей денудации, аккумуляции, криогенеза и находится в тесной связи с позицией в мезо- и микрорельефе. На частичное наследование голоценовым почвообразованием позднеледниковых темногогумусовых горизонтов указывают и другие исследования (Александровский, 2008; Kabala et al., 2019).

Дифференциация почвенного покрова в голоцене была тесно связана с биотическими факторами, наиболее заметными из которых послужили ветровалы. Наиболее древние из изученных глубоких ветровальных нарушений включают органоминеральные заполнения со средним возрастом пребывания общего органического углерода до ~8 тыс. л.н. Данные работы хорошо соотносятся с результатами других исследований в зоне южной тайги и широколиственных лесов, прослеживающими непрерывное воздействие ветровалов на почвы на протяжении всего голоцена (Васенев и Таргульян, 1995; Бобровский, 2010; Бобровский и Лойко, 2019). Признаки существенного элювиирования в материале отсыпок наиболее древних ветровальных западин свидетельствуют о том, что значительная по мощности элювиальная толща сформировалась еще в раннем голоцене и формирование голоценового темногогумусового горизонта происходило уже в легкой части ТДП.

Несмотря на, несомненно, большую роль ветровальных нарушений, можно уверенно судить о том, что сплошной турбации почвенного покрова на глубину 40–90 см за сотни – первые тысячи лет, как это предполагается в работе (Бобровский, 2010), не происходит. На это указывает сохранение как реликтового голоценового ВГГ, так и еще более древних палеокриогенных признаков позднеледниковья. Большинство глубоких нарушений ниже 20–30 см представляют «записи» индивидуальных ветровальных событий.

ГЛАВА 7. ПОТЕНЦИАЛ ДИСТАНЦИОННЫХ И ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ИЗУЧЕНИЯ МИКРОКОМБИНАЦИЙ ПОЧВЕННОГО ПОКРОВА И РЕЛИКТОВОЙ КРИОГЕННОЙ МОРФОСКУЛЬПТУРЫ

Применение комплекса дистанционных и геофизических методов на ключевых участках исследования позволяют оценить эффективность отдельных методов в изучении пространственной неоднородности почвенного покрова в масштабе микрокомбинаций.

Анализ материалов субметровой оптической космо- и аэрофотосъемки является одним из наиболее распространенных методов изучения пространственной неоднородности почвенного покрова и микрорельефа. Наличие у посткриогенных форм микрорельефа и связанных с ними почвенных ареалов характерных дешифровочных признаков традиционно используется для их картографирования и типизации на возделываемых полях (Величко и др., 1996; Andrieux et al. 2016; Ewertowski et al., 2017). В условиях региона метод позволяет проследивать изменение геометрии РКМ, например, переход от преимущественно полигональной организации на субгоризонтальных поверхностях к линейно-полигональной на пологих склонах, связанной с посткриогенным деллевым микрорельефом (приложение Е1). Вариации фототона пашни отражают участие в составе агрогумусового горизонта материалов доагрогенной гумусовой, элювиальной, реже – текстурной толщи, что позволяет проводить качественную оценку их исходной мощности и распространения, денудации и аккумуляции. Вместе с тем, при анализе разновременных изображений замечено, что пространственный рисунок неоднородности фототона зачастую воспроизводится нечетко, а выраженность дешифровочных признаков для разных форм может сильно варьировать. Переходы между зонами с разными цветовыми характеристиками чаще всего достаточно постепенные, в результате чего пространственный рисунок неоднородности фототона размыт. Закономерно бóльшую выраженность имеют более крупные формы, например, межблочья по первой генерации полигональной сети криоструктур,

в то время как межблочья по второй генерации выражены намного хуже. Все это вкупе с ошибкой геопространственной привязки используемых изображений (первые метры) сильно затрудняет их использование для почвенно-геоморфологического картографирования в масштабе смежных форм с характерными размерами ($n \cdot 10^0 - n \cdot 10^1$ м) и точного позиционирования разрезов.

Анализ материалов БПЛА-аэрофотосъемок позволил провести детальный морфологический анализ микрорельефа. Для всех изученных площадок как на субгоризонтальных, так и на пологонаклонных поверхностях было выявлено отсутствие проявления полигонально-упорядоченных типов РКМ в актуальной микротопографии пашни на ключевых участках. Таким образом, ЦММ по результатам БПЛА-аэрофотосъемки не могли быть использованы для почвенно-геоморфологического картографирования. В то же время, опубликованные в литературе детальные топографические планы свидетельствуют о сохранении выраженности РКМ в актуальном микрорельефе междуречий различных частей региона (Алифанов, 1995; Алифанов и др., 2010; Величко и др., 1996; Макеев, 2012). В случае сохранения относительных превышений от первых десятков см РКМ ее элементы фиксируются БПЛА-аэрофотосъемкой, что показано в работах по участку северо-восточной оконечности Клинско-Дмитровской гряды (Минаев и др., 2019). На этом же участке выявленный микрорельеф достаточно точно «предсказал» конфигурацию ареалов почв по критерию наличия ВГГ (Минаев, 2020). БПЛА-ортофотопланы дневной поверхности оказались менее информативными по сравнению с наиболее оптимальными субметровыми спутниковыми изображениями. Однако, ортофотопланы археологических раскопов и днищ строительных траншей позволили четко выявить горизонтальную почвенно-литологическую неоднородность, связанную с нивелированным микрорельефом (рис. 13) и сетью полигональных криоструктур (приложение Г2). Таким образом, детальные ортофотопланы представляют собой ценный материал для визуализации неоднородности на

глубинных срезах большой площади и могут быть использованы для позиционирования разрезов и сопоставления данных.

Анализ материалов площадной магниторазведки позволил с наибольшей детальностью выявить полигональную организацию почвенного покрова, косвенно отражающую до трех генераций криоструктур. Материалы полевой и лабораторной каппаметрии подтвердили приуроченность положительных аномалий магнитного поля к зонам межблочий. Ранее схожие результаты были получены в ряде работ (Алифанов и др., 2012; Вагапов и др., 2013; Вагапов и Алексеев, 2015). Положительные аномалии интенсивностью до 10–20 нТл на детально изученном участке Борисоглебской возвышенности связаны с двумя основными типами объектов в межблочьях: системой крупных клиновидных криоструктур В (ярославский КГ, фаза «а») и вложенной в них системой мелких структур А (ярославский КГ, фаза «б»). Сравнение распределения МВ в заполнениях криоструктур и во вмещающих отложениях показало, что оба типа структур заполнялись материалом с исходно повышенной МВ, т.е. ее превышение над фоном нельзя связать с процессами *in situ*. По показателю частотно-зависимой МВ выявлено, что относительное повышение МВ в структурах В не связано с увеличением содержания тонкодисперсных ферримagnetитов (<0.05 мкм). Напротив, в материале структур А (переотложенный гумусовый материал позднеледниковой интерстадиальной почвы) показатель фиксирует значительное присутствие тонкодисперсных ферримagnetитов. Кроме того, для него выявлено повышенное содержание железа несиликатных соединений.

На участках Суздальского плато для горизонта структур А выявлены аналогичные магнитные свойства. В то же время относительные превышения для структур В были менее выраженными либо полностью отсутствовали. Наиболее контрастно между двумя районами исследования отличаются магнитные свойства реликтовых темногумусовых морфонов и горизонтов вне заполнений криоструктур А (горизонты EL[hh]-BEL[hh] в первом районе и

AEL[hh]-BEL[hh] во втором районе). На верхнем ярусе Суздальского плато приповерхностный пик МВ явно связан с ВГГ и коррелирует с увеличением частотно-зависимой МВ. Учитывая мощность реликтовой темногумусовой толщи и площадь соответствующих ареалов можно заключить, что именно ей сформированы наиболее крупные и интенсивные положительные аномалии. Ранее это было показано в работе по нижнему ярусу плато (Коснырева, 2007).

На исследованных участках Борисоглебской возвышенности ВГГ входит в зону с наиболее пониженными значениями МВ. Учитывая отсутствие значимых климатических различий, которые могли бы обусловить столь резкий контраст между ВГГ автоморфных почв двух районов, можно предположить, что в пределах Суздальского плато регрессивно-аккумулятивный магнитный профиль сохранился от позднеледникового интерстадиала. По корреляции удельной и частотно-зависимой МВ магнитный профиль почв Суздальского плато в целом близок к профилю почв на слабомагнитных суглинистых породах в степной зоне, для которых обоснован педогенный механизм увеличения МВ в верхних горизонтах за счет накопления тонкодисперсных ферримagnetитов (магнетита и маггемита) (Maher, 1998; Алексеев, 2010). Однако, пиковые значения МВ позднеледникового темногумусового материала в криоструктурах существенно превышают известные значения как для голоценовых, так и для плейстоценовых почв степной зоны ВЕР. Возможным дополнительным механизмом увеличения МВ может служить накопление материалов, испытавших высокотемпературное воздействие в ходе естественных пожаров, продукты которых часто обнаруживаются в погребенных почвах завершающих этапов позднеледникового (van der Hammen and van Geel, 2008; Kaiser et al., 2009; van Hoesel et al., 2012; Moska et al., 2023). При этом в пирогенно-преобразованных материалах рост удельной МВ может не сопровождаться сопоставимым увеличением частотно-зависимой МВ (Jordanova et al., 2006; Peters et al., 2002; Till et al., 2021).

Таким образом, магнитные прокси-параметры оказались весьма чувствительными к пространственной неоднородности почв и почвенного покрова региона, обусловленной РКМ и ее непосредственной геологической основой – системой полигональных клиновидных структур. Однако, в силу интегрального характера получаемых данных двумерные карты аномального магнитного поля не могут напрямую быть использованы для изучения глубинного строения. Это требует разработки методики решения обратной задачи для моделирования трехмерных тел применительно к исследуемому типу объектов.

Анализ материалов площадной электротомографии позволяет заключить, что этот метод предоставляет сопоставимую по пространственной детальности с магниторазведкой картину латеральной неоднородности почвенного покрова. Для всех исследованных площадок, а также опубликованных в литературе материалов (Ерохин и др., 2011; Модин и др., 2020), «знак» и конфигурация положительных полигонально упорядоченных аномалий УЭС совпадает с аномалиями магнитного поля. Примечательно, что высокий геофизический контраст по УЭС фиксируется внутри отличающихся по гранулометрическому составу пылевато-суглинистых отложений. Общий характер вертикального распределения УЭС в почвенно-осадочной толще сопоставим с выявленным ранее А.И. Поздняковым (2001): максимум в легкой части ТДП – минимум в тяжелой части ТДП – второй максимум в подстилающих (водно-) ледниковых отложениях более легкого состава (при их наличии). Более контрастная картина неоднородности наблюдается в межблочьях и вообще в погребенных понижениях РКМ. Согласно опубликованным исследованиям протяженных траншей на нижнем ярусе Суздальского плато для этих зон характерно понижение плотности (с минимумами в незапаханных участках гумусово-элювиальной толщи) и повышение водопроницаемости (Шеин и др., 2009; Гончаров, 2010). По всей видимости, именно фактор низкой плотности и высокой порозности обуславливает повышение УЭС в почвах погребенных микропонижений,

превалируя над факторами повышенной влажности и содержания общего органического углерода (Будева, 2005; Милановский, 2009; Шеин и др., 2017), которые обычно понижают этот параметр (Поздняков, 2001; Поздняков и др., 2015). Ниже глубины 1 м зоны повышения УЭС сужаются до размеров структур В, что согласуется с морфологическими наблюдениями, зафиксировавшими в них повышенную плотность трещинной сети.

Таким образом, метод площадной электротомографии оказался чувствителен как к приповерхностной, так и к глубинной латеральной и вертикальной неоднородности почвенно-осадочной толщи. Преимуществом метода относительно площадной магниторазведки послужила возможность анализа вертикальной и латеральной неоднородности на разных глубинах. Учитывая схожую детальность, метод имеет недостаток перед магниторазведкой – более высокую трудоемкость и более низкую производительность. Кроме того, параметр УЭС можно оценить как более сложный для интерпретации, поскольку на него оказывает влияние сразу множество факторов.

Применение методов площадной магниторазведки и электротомографии в комплексном подходе позволило получить максимум информации о пространственной организации почвенно-осадочной толщи. Полученные пространственные рисунки геофизических аномалий показывают существенно более четкую и упорядоченную организацию полигональных типов РКМ по сравнению с материалами спутниковой и аэрофотосъемки, на которой изначально была построена ее типизация. Например, по спутниковому изображению тип РКМ по (Величко и др., 1996) на участке «Гнездилово-12» может быть идентифицирован как слитный (т.е. сильно трансформированный) полигональный. По геофизическим данным нивелированный микрорельеф можно отнести к блочно-западинному, в котором отражаются до трех генераций формирующих криоструктур. Кроме того, происхождение элементов веерной бороздчатости, изначально связанное с криогенной сортировкой и десерпцией (Величко и др., 1996), на основании

сопоставления данных геофизики, стратиграфии почвообразующих пород и морфологической организации почв в разрезах было точнее атрибутировано перигляциальным деллям. Таким образом, комплексное применение геофизических методов позволяет точнее определить, какие именно геологические тела и элементы палеомикрорельефа сформировали РКМ на том или ином участке. Результаты геофизических съемок эффективно визуализировали неоднородность почвенно-осадочной толщи, что было впервые использовано для точного позиционирования разрезов в различных элементах РКМ при отсутствии ее выраженности в актуальной микротопографии.

ВЫВОДЫ

1. Наиболее ранние педогенные признаки – пятнистое оглеение, ооидная микроагрегированность и карбонатные новообразования, включенные в дневные педолитокомплексы исследованных возвышенностей, были сформированы в течение средневалдайского мегаинтерстадиала и погребены поздневалдайскими отложениями.

2. Наиболее ранние признаки лессиважа представлены комплексом темных илистых кутан, покрывающих поверхности трещин до глубин 2.5 м и глинистыми папулами в составе криоструктур позднего дриаса. Срезание трещин перигляциальными деллями и погребение осадком со следами финального этапа криогенеза (поздний дриас) позволяет ограничить их формирование рубежом позднего пленигляциала и позднеледниковья. Среднеголоценовый возраст общего органического углерода темных илистых кутан может быть связан с их функционированием в качестве преимущественных потоков вертикальной миграции вещества в голоцене. Общий органический углерод глинистых папул, изолированных на больших глубинах от вертикальных потоков вещества, подвергся значительно меньшему омоложению и имеет средний возраст пребывания 16107 ± 79 (1 σ , 68.2%) кал.л.н.

3. Низкие темпы аккумуляции на междуречьях не располагали к глубокому погребению, изолирующему горизонты палеокриогенных структурных деформаций и палеопочв осадками, способствовали последовательному наложению педогенных и криогенных признаков. Это позволяет рассматривать дневные почвы региона в качестве послеледниковых педолитокомплексов.

4. Выявлены три горизонта палеокриогенных структурных деформаций, где более молодые последовательно наследуют более древние. Геометрия РКМ и связанная с ней дифференциация почвенно-осадочной толщи регулярно воспроизводилась, начиная с владимирской эпохи криогенеза на рубеже средне- и поздневалдайской эпохи.

5. Циклическое развитие реликтовой криогенной морфоскульптуры и перераспределение твердого материала с микроповышений в микропонижения способствовало формированию в зонах палеокриогенных структурных деформаций более отчетливого взаимоналожения педо- и криогенных признаков. Это позволяет рассматривать межблочья как зоны с повышенной информационной емкостью при построении эволюционно-генетических моделей педогенеза.

6. Генетически сопряженные почвы блоков обладают более упорядоченной профилльно-горизонтной организацией, отражающей наиболее устойчивые признаки почвообразовательных процессов, действовавших во второй половине позднего плейстоцена и в голоцене: пятнистый глей, железисто-марганцевые сегрегации, карбонатные новообразования, структурная организация, илистые и пылеватые кутаны.

7. Формирование регулярно-циклических микрокомбинаций почвенного покрова обусловлено микрофациальностью почвообразующих пород и ныне нивелированным микрорельефом. Повсеместные ветровальные нарушения обусловили развитие спорадическо-пятнистого рисунка почвенного покрова в ходе его голоценовой эволюции.

8. Эффективность дистанционных методов изучения пространственной неоднородности почвенного покрова для исследованных ключевых участков можно расположить в следующем порядке (от наименее к наиболее эффективным): анализ цифровых моделей местности → анализ материалов разновременной субметровой космосъемки → анализ материалов площадных геофизических съемок. Последние позволяют получить наиболее детальную картину неоднородности почвенного покрова.

СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ

БПЛА	– беспилотный летательный аппарат
ВГГ	– второй гумусовый горизонт
ВЕР	– Восточно-Европейская равнина
ВПМ	– внутripедная масса
ГГК-1000	– государственная геологическая карта масштаба 1 : 1 000 000
ГГК-200	– государственная геологическая карта масштаба 1 : 200 000
КГ	– криогенный горизонт
ЛПК	– лессово-почвенный комплекс
МВ	– магнитная восприимчивость
МТМ	– межтрещинная масса
МЭФ	– малая эрозиянная форма
ОМ	– общая масса
ПЖЛ	– повторно-жильный лед
ПСЭ	– предельный структурный элемент
РКМ	– реликтовая криогенная морфоскульптура
СПП	– структура почвенного покрова
ТДП	– текстурно-дифференцированный профиль
УЭС	– удельное электрическое сопротивление
ЦММ	– цифровая модель местности
ЦМР	– цифровая модель рельефа
ЭПА	– элементарный почвенный ареал
ЭПО	– элементарное почвенное образование
LGM	– Last Glacial Maximum, максимум последнего оледенения
MIS	– Marine Isotope Stage, морская изотопная стадия
TOC	– Total Organic Carbon, общий органический углерод
TPI	– Topographic Position Index, индекс топографического положения

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Александровский А.Л. Запись природной среды в почвах голоцена // Память почв: Почва как память биосферно-геосферно-антропосферных взаимодействий. – М.: Издательство ЛКИ, 2008. – С. 75–127.
2. Александровский А.Л. Эволюция почв Восточно-Европейской равнины в голоцене. – М.: Наука, 1983. – 150 с.
3. Александровский А.Л. Эволюция почв низких террас озера Неро // Почвоведение. – 2011. – №. 10. – С. 1155–1167.
4. 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.
5. Александровский, А. Л., Ершова, Е. Г., Пономаренко, Е. В., Кренке, Н. А., Скрипкин, В. В. Природно-антропогенные изменения почв и среды в пойме Москвы-реки в голоцене: педогенные, пыльцевые и антракологические маркеры // Почвоведение. – 2018. – №. 6. – С. 659-673.
6. Алексеев А.О. Оксидогенез железа в почвах степной зоны: автореф. дис. ... д-ра биол. наук. М., 2010. – 48 с.
7. Алехин С.В., Квятковская Г.Н. Объяснительная записка к геологической карте СССР масштаба 1:200 000. Лист О-37-XXXV. Министерство геологии СССР: Москва, 1970.
8. 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.
9. Алешинская З.В., Гунова В.С. Новейшие отложения и палеогеография озера Неро // Вестник Моск. ун-та. Серия 5. География. – 1997. – №. 1. – С. 49-52.

- 10.Алифанов В. М., Вагапов И. М., Гугалинская Л. А. Формирование почвообразующих пород голоценовых почв // Известия Самарского научного центра Российской академии наук. – 2013. – Т. 15. – №. 3. – С. 958-965.
- 11.Алифанов В.М. Палеокриогенез и современное почвообразование. – Пушино, 1995. – 318 с.
- 12.Алифанов В.М., Вагапов 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.
- 13.Алифанов В.М., Гугалинская Л.А., Овчинников А.Ю. Палеокриогенез и разнообразие почв центра Восточно-Европейской равнины. – М.: ГЕОС, 2010. – 160 с.
- 14.Антонов С. И., Болысов С. И., Мысливец В. И. Криогенные реликты в рельефе и рыхлых отложениях бассейна Средней Протвы // Геоморфология. – 1992. – № 1. – С. 41–49.
- 15.Архангельская Т. А., Бутылкина М. А., Мазиров М. А., Прохоров М. В. Свойства и функционирование пахотных почв палеокриогенного комплекса Владимирского ополья // Почвоведение. – 2007. – № 3. – С. 261–271.
- 16.Астахов В.И., Пестова Л.Е., Шкатова В.К. Лёссоиды Российской Федерации: распространение и возраст // Региональная геология и металлогения. – 2021. – №. 87. – С. 42-60.
- 17.Бердников В.В. Палеокриогенный микрорельеф центра Русской равнины. – М.: Наука, 1976. – 126 с.
- 18.Бобровский М.В. Лесные почвы Европейской России: биотические и антропогенные факторы формирования. – М.: КМК, 2010. – 359 с.
- 19.Бобровский М.В., Лойко С.В. Возраст и особенности генезиса темногумусовых почв «Калужских засек» // Вестник Московского университета. Серия 5. География. – 2019. – №. 5. – С. 108-117.

- 20.Борисова О. К. Ландшафтно-климатические условия в центральной части Восточно-Европейской равнины в последние 22 тысячи лет (реконструкция по палеоботаническим данным) // Водные ресурсы. – 2021. – Т. 48. – №. 6. – С. 664-675.
- 21.Борисова О.К., Нарышкина Н.Н. Морская кислородно-изотопная стадия 3 – несостоявшееся межледниковье // LXXVI Герценовские чтения. География: развитие науки и образования. – 2023. – С. 314-319.
- 22.Буева Ю.Н. Пространственная вариабельность физических свойств комплекса серых лесных почв Владимирского ополья: автореф. дис. ... к.б.н. – М., 2005. – 24 с.
- 23.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.
- 24.Вагапов И.М., Гугалинская Л.А., Алифанов В.М. Закономерности варьирования магнитной восприимчивости в профилях палеокриоморфных почв // Почвоведение. – 2013. – №. 3. – С. 322-322.
- 25.Васенев И.И., Таргульян В.О. Ветровал и таежное почвообразование. Режимы, процессы, морфогенез почвенных сукцессий. – М.: Наука, 1995. – 247 с.
- 26.Величко А.А., Морозова Т.Д., Нечаев В.П., Порожнякова О.М. Палеокриогенез, почвенный покров и земледелие. – М.: Наука, 1996. – 150 с.
- 27.Величко А.А., Бердников В.В., Нечаев В.П. Реконструкция зоны многолетней мерзлоты и этапов ее развития // Палеогеография Европы за последние сто тысяч лет (Атлас-монография). – М.: Наука, 1982. – С. 74–81.
- 28.Глазовская М. А. Денудационно-аккумулятивные структуры почвенного покрова как формы проявления педолитогенеза // Почвоведение. – 2000. – №. 2. – С. 134-147.

- 29.Глушанкова Н. И. Палеорекострукции почвенного покрова в ландшафтах микулинского межледниковья на Русской равнине // Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода. – 2012. – №. 72. – С. 122-135.
- 30.Гончаров В.М. Агрофизическая характеристика почв в комплексном почвенном покрове: автореф. дис. ... д.б.н. – Москва, 2010. – 45 с.
- 31.Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000 000 (третье поколение). Лист О-37 (Ярославль). Объяснительная записка. СПб.: 2015. 356 с.
- 32.Гугалинская Л. А., Алифанов В. М. Позднеплейстоценовый морфолитогенез голоценовых почв центра восточноевропейской равнины // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. – 2005. – №. 66. – С. 33-41.
- 33.Гугалинская Л. А., Алифанов В. М., Овчинников А. Ю. Педостратиграфия поздневалдайских покровных лёссовидных суглинков в качестве почвообразующих пород голоценовых почв в центре Восточно-Европейской равнины // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. – 2015. – №. 74. – С. 105-110.
- 34.Гугалинская, Л.А. Морфолитопедогенез центра Русской равнины: автореф. дис. ... д-ра биол. наук. – Пущино, 1997. – 44 с.
- 35.Динамика ландшафтных компонентов и внутренних морских бассейнов Северной Евразии за последние 130 000 лет. Атлас-монография «Развитие ландшафтов и климата Северной Евразии. Поздний плейстоцен – голоцен – элементы прогноза». Выпуск II. Общая палеогеография. – М.: ГЕОС, 2002. – 232 с.
- 36.Дмитриев Е.А., Липатов Д.Н., Милановский Е.Ю. Содержание гумуса и проблема вторых гумусовых горизонтов в серых лесных почвах Владимирского ополья // Почвоведение. – 2000. - №. 7. – С. 6-15.
- 37.Еременко Е.А., Каревская И.А., Панин А.В. Послеледниковая трансформация флювиогляциальных ложбин в краевой зоне

- московского оледенения // Известия Российской академии наук. Серия географическая. – 2010. – №. 2. – С. 56-70.
38. Еременко Е.А., Панин А.В. Ложбинный мезорельеф Восточно-Европейской равнины. – М.: МИРОС, 2010. – 192 с.
39. 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.
40. Карпачевский Л.О. Пестрота почвенного покрова в лесном биогеоценозе. – М.: Изд-во Моск. Ун-та, 1977. – 312 с.
41. Керзум П.П., Русаков А.В., Матинян Н.Н. Геоморфологическое положение палеопочв и некоторые аспекты эволюции почвенного покрова центра Русской равнины в голоцене // Почвоведение. – 1989. – №11. – С. 28-35.
42. Кирюшин В.И. Методика разработки адаптивно – ландшафтных систем земледелия и технологий возделывания сельскохозяйственных культур. – М., 1995. – 81 с.
43. Классификация и диагностика почв СССР. – М.: Колос, 1977. – 224 с.
44. Козловский Ф.И. Почвенный индивидуум и методы его определения // Закономерности пространственного варьирования свойств почв и информационно-статистические методы их изучения. – М.: Наука, 1970. – С. 42-59.
45. Коснырева М.В. Разработка комплекса геофизических методов для решения прикладных задач почвенного картирования: автореферат дис. ... канд. геол.-мин. наук. – М.: 2007. – 22 с.
46. Кузнецов М.С., Демидов В.В., Абдулханова Д.Р. Закономерности распространения смытых и намытых дерново-подзолистых почв на склонах // Вестник Московского университета. Серия 17. Почвоведение. – 2009. – №. 1. – С. 34-37.

47. Лобков В.А., Шоркунов И.Г., Гаранкина Е.В., Шевченко В.А. Пространственное распределение магнитных параметров в дневных и погребенных почвах Суздальского ополья // Почвоведение. – 2025. – №. 1. – С. 102–119.
48. 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.
49. Макеев А.О. Поверхностные палеопочвы лёссовых водоразделов Русской равнины. М.: Молнет, 2012. – 300 с.
50. Малышев В.В., Алексеев А.О. Сравнение площадных и профильных показателей магнитной восприимчивости степных почв Восточно-Европейской равнины // Почвоведение. – 2023. – № 7. – С. 843–852.
51. Методическое пособие по составлению мелкомасштабных карт четвертичных образований к Госгеолкарте-1000/3 / под ред. Е. А. Мининой, В. В. Старченко. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2005. – 190 с.
52. Милановский Е.Ю. Гумусовые вещества почв как природные гидрофобно-гидрофильные соединения. – М.: ГЕОС, 2009. – 186 с.
53. Минаев Н.В. Цифровая модель почвенно-ландшафтных связей Владимирского ополья: автореф. дис. ... канд. биол. наук. – М.: 2020. – 23 с.
54. Минаев, Н.В., Никитин А.А., Козлов Д.Н. Идентификация масштабных уровней организации рельефа поля на основе съемки с БПЛА // Бюллетень Почвенного института имени В.В. Докучаева. – 2019. – №. 96. – С. 3-21.
55. 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.

- 56.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.
- 57.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.
- 58.Морозова Т.Д. Верхнеплейстоценовые ископаемые почвы // Лёсс, перигляциал, палеолит Средней и Восточной Европы. – М.: Инст. геогр. АН СССР, 1969.
- 59.Национальный атлас почв Российской Федерации. – М.: Астрель. 2011. – 632 с.
- 60.Новенко. Е.Ю. Изменения растительности и климата Центральной и Восточной Европы в позднем плейстоцене и голоцене в межледниковые и переходные этапы климатических макроциклов. – М.: ГЕОС, 2016. – 228 с.
- 61.Новский В.А. Плейстоцен Ярославского Поволжья. – М.: Наука, 1975. – 236 с.
- 62.Овчинников А. Ю., Алифанов В. М., Худяков О. И. Влияние палеокриогенеза на формирование серых лесных почв Центральной России // Почвоведение. – 2020. – №. 10. – С. 1170-1181.
- 63.Окорков В.В., Фенова О.А., Окоркова Л.А. Серые лесные почвы Владимирского ополья и эффективность использования их ресурсного потенциала. – Иваново: ПресСто, 2021. – 188 с.
- 64.Панин А. В. Хроноструктура эрозии в центре Восточно-Европейской равнины за последние 5000 лет // Доклады Академии наук., 2008. – Т. 423. – №. 2. – С. 251-256.
- 65.Панин А.В., Сидорчук А.Ю., Борисова О.К., Беляев В.Р., Беляев Ю.Р., Власов М.В., Еременко Е.А., Фузеина Ю.Н., Шеремецкая Е.Д. Эволюция

- верхних звеньев эрозионных систем Русской равнины в области московского оледенения // Эрозия почв и русловые процессы. – 2024. – №. 1. – С. 35-58.
66. Поздняков А.И. Полевая электрофизика почв. – М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. – 187 с.
67. Поздняков А.И., Елисеев П.И., Поздняков Л.А. Электрофизический подход к оценке некоторых элементов окультуренности и плодородия легких почв гумидной зоны // Почвоведение. – 2015. – № 7. – С. 832-842.
68. Полевой определитель почв. – М.: Почвенный ин-т им. В.В. Докучаева, 2008. – 182 с.
69. Развитие ландшафтов и климата Северной Евразии. Поздний плейстоцен – голоцен; элементы прогноза. М.: Наука, 1993. – 102 с.
70. Растительность европейской части СССР. – Л.: Наука, 1980. – 429 с.
71. Романовский Н.Н. Формирование полигонально-жильных структур. – Новосибирск: Наука, 1977. – 216 с.
72. Русаков А.В. Генезис карбонатных лессовидных суглинков западно-заволжской озерно-ледниковой равнины, условия седиментации, свойства развитых на них почв // Грунтоведение. – 2016. – №. 1. – С. 16-33.
73. Русаков А.В. Закономерности формирования почвенного покрова центра Ярославского Поволжья: дис. ... канд. биол. н. – СПб., 1993. – 300 с.
74. Русаков А.В. Формирование озерно-ледниковых отложений и почв в перигляциальной зоне центра Русской равнины в позднем неоплейстоцене и голоцене. Автореф. дисс. д. г. н. СПб.: СПбГУ. 2012. – 38 с.
75. Савастру Н. Г. Агрохимическая оценка почвенного покрова Владимирского ополья для проектирования адаптивно-ландшафтных систем земледелия: автореф. дис. канд. с.-х. н. – М., МСХА. 1999. – 21 с.

76. Семенов А.А., Цукурова А.М., Квятковская Г.Н., Кузнецов В.К. Объяснительная записка к геологической карте СССР масштаба 1:200 000. Лист О-37-XXVIII. Министерство геологии СССР: Москва, 1972.
77. Симакова М. С. Отражение древних криогенных процессов в структуре почвенного покрова озерно-ледниковых равнин запада Ярославской области // Структура почвенного покрова и организация территории: Сб. научных статей. М., 1983. – С. 157–165.
78. Соколов И.А. Теоретические проблемы генетического почвоведения. Изд. 2-е. – Новосибирск: Гуманитарные технологии, 2004. – 288 с.
79. Соколов И.А., Макеев А.О., Турсина Т.В., Вербя М.П., Ковалев Н.Г., Кулинская Е.В. К проблеме генезиса почв с текстурно-дифференцированным профилем // Почвоведение. – 1983. – №. 5. – С. 129-143.
80. Сычева С.А., Пушкина П.Р., Хохлова О.С., Украинский П.А. Трансформация Брянской палеопочвы в западинах центральной лесостепи Восточно-Европейской равнины в максимум валдайского оледенения и в голоцене // Почвоведение. – 2020. – №. 11. – С. 1297-1315.
81. 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.
82. Сычева С.А., Хохлова О.С., Пушкина П.Р. Структура позднеплейстоценового климатического ритма на основе изучения детального почвенно-седиментационного архива внеледниковой области Восточно-Европейской равнины (Александровский карьер) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2021. – Т. 29. – №. 3. – С. 93-114.
83. Тарбеева А.М., Трегубов О.Д., Лебедева Л.С. Структура склоновой ложбинной сети криолитозоны в окрестностях г. Анадыря // Геоморфология и палеогеография. – 2021. – Т. 52. – №. 1. – С. 109-120.

84. Таргульян В.О. Теория педогенеза и эволюции почв. – М.: ГЕОС, 2019. – 296 с.
85. Таргульян В.О., Соколов И.А. Структурный и функциональный подход к почве: почва-память и почва-момент // Математическое моделирование в экологии. – М.: Наука, 1978. – С. 17–33.
86. Таргульян В.О., Соколова Т.А., Бирин А.Г., Куликов А.В., Целищева Л.К. Организация, состав и генезис дерново-палево-подзолистого почв на покровных суглинках. Ч. I. Морфологическое исследование. Ч. II. Аналитическое исследование. – М.: X Междунар. конгр. почвоведов, 1974.
87. Тюрюканов А.Н., Быстрицкая Т.Л. Ополья центральной России и их почвы. – М.: Наука, 1971. – 240 с.
88. Умарова А.Б. Преимущественные потоки влаги в почвах: закономерности формирования и значение в функционировании почв: автореф. дис.... докт. биол. наук. – М., 2008. – 50 с.
89. Фаттахова Л.А. Распределение магнитных характеристик в профилях автоморфных зональных почв Волжско-Камской лесостепи: дисс. ... к.б.н. – Уфа, 2019. – 138 с.
90. Физико-географическое районирование Нечерноземного центра. – М.: Изд-во МГУ, 1963. – 452 с.
91. Фридланд В.М. Структура почвенного покрова. – М.: Мысль, 1972. – 234 с.
92. Фридланд В.М. Структуры почвенного покрова Мира. М.: Мысль, 1984. – 235 с.
93. Хотинский Н.А. Голоцен Северной Евразии. – М.: Наука, 1977. – 200 с.
94. Хохлова О.С. Педогенные карбонаты как носители памяти об условиях почвообразования (на примере степной зоны Русской равнины) // Память почв: Почва как память биосферно-геосферно-антропосферных взаимодействий. – М.: Издательство ЛКИ, 2008. С. 406–437.

95. Чеботарева Н.С., Макарычева И.А. Геохронология природных изменений ледниковой области Восточной Европы в валдайскую эпоху // Палеогеография Европы за последние сто тысяч лет (Атлас-монография). – М.: Наука, 1982. – С. 16-27.
96. Чичагова О.А. Радиоуглеродное датирование гумуса почв: Метод и его применение в почвоведении и палеогеографии. – М.: Наука, 1985. – 158 с.
97. Чичагова О.А., Хохлова О.С., Зазовская Э.П., Горячкин С.В. Радиоуглеродный анализ и проблемы памяти почв // Память почв: Почва как память биосферно-геосферно-антропосферных взаимодействий. – М.: Издательство ЛКИ, 2008. – С. 182-203.
98. Шеин Е.В., Кирюшин В.И., Корчагин А.А., Мазиров М.А., Дембовецкий А.В., Ильин Л.И. Оценка агрономической однородности и совместимости почвенного покрова Владимирского ополья // Почвоведение. – 2017. – № 10. – С. 1208-1215.
99. Шеремецкая Е. Д. Особенности покровно-склоновых отложений в окрестностях г. Боровска (бассейн Средней Протвы) // Геоморфология. – 2004. – №. 2. – С. 74-81.
100. Шеремецкая Е. Д., Борисова О. К., Панин А. В. Динамика послеледникового выравнивания рельефа междуречий в краевой зоне московского оледенения (на примере бассейна р. Протвы) // Геоморфология. – 2012. – №. 1. – С. 92-106.
101. Шеремецкая Е.Д., Каревская И.А., Самусь А.В., Гаранкина Е.В., Шоркунов И.Г. Новые данные о стратиграфической значимости разреза «Черемошник» (Ярославская область) // Вестник Московского университета. Серия 5: География. – 2022. – №. 4. – С. 88-100.
102. Шматова А.Г., Лобков В.А. Разнообразие почв острова Колгуев с криометаморфическими горизонтами // Бюллетень Почвенного института им. В.В. Докучаева. – 2024. – S1. – С. 5–36.

103. Шоркунов И.Г. Моно-и полигенез сложно организованных ископаемых педолитокомплексов (на примере Северо-Западного Предкавказья, Среднерусской возвышенности и Центральной Мексики): автореф. дис.... канд. геогр. наук. – М., 2013. – 28 с.
104. Alifanov, V.M., Bader, N.O., Gugalinskaya, L.A., Sulerzhitsky L.D. Paleosols on the Paleolithic campsite of Sungir // Paleosols and modern soils as stages of continuous soil formation. Abstracts and field excursion guide of V International Symposium on Paleopedology, Suzdal, July 10-16. – Moscow, 2000. – P. 48–56.
105. Andrieux E., Bertran P., Antoine P., Deschodt L., Lenoble A., Coutard S. Database of Pleistocene periglacial features in France: description of the online version // Quaternaire. Revue de l'Association française pour l'étude du Quaternaire. – 2016. – V. 27. – №. 4. – P. 329-339.
106. Belyaev Y.R., Panin A.V., Belyaev V.R. Climate-induced and local-scale erosion and sedimentation features in small catchments: Holocene history of two small valleys in Central Russia // IAHS Publ. – 2004. – T. 288. – C. 3.
107. Belyaev, V.R., Garankina, E.V., Shorkunov, I.G., Konstantinov, E.A., Rusakov, A.V., Shishkina, Y.V., Andreev, P.V., Verlova, T.A. Holocene erosion and deposition within a small catchment of the northeastern Borisoglebsk Upland (Central European Russia) // IOP Conference Series: Earth and Environmental Science. – IOP Publishing, 2020. – V. 438. – №. 1. – P. 012002.
108. Blum W.E.H., Schad P., Nortcliff S. Essentials of soil science. Soil formation, functions, use and classification (World Reference Base, WRB). – Stuttgart: Borntraeger Science Publishers, 2018. – 171 p.
109. Dearing J. Environmental Magnetic Susceptibility Using the Bartington MS2 System (Second Edition). – Chi Publishing, 1999. – 43 p.
110. Ewertowski M.W., Kijowski A., Szuman I., Tomczyk A.M., Kasprzak L. Low-altitude remote sensing and GIS-based analysis of cropmarks:

- classification of past thermal-contraction-crack polygons in central western Poland // *Geomorphology*. – 2017. – V. 293. – P. 418-432.
111. 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.
 112. Garankina E., Posazhennikova V., Lobkov V., Shorkunov I. Glacial inheritance vs postglacial metamorphoses of Borisoglebsk Upland interfluves // *Valdai Periglacial Field Symposium Guidebook*, 27–30 August 2023 [Electronic edition]. M., 2023. P. 37-63.
 113. Garankina E.V., Shorkunov I.G., Yurchenko A.P., Posazhennikova V.S., Lobkov V.A. Transformation of local kettle holes based on geological and geophysical evidence, Borisoglebsk Upland, Central European Russia // *Limnology and Freshwater Biology*. 2024. №. 4. P. 310–317.
 114. 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 // *Journal of the Geological Society*. 2022. V. 179. P. jgs2021-135.
 115. Gerasimova, M.I., Bronnikova, M.A., Khitrov, N.B., Shorkunov, I.G. 2016. Hierarchical morphogenetic analysis of Kursk chernozem // *Bulletin of Dokuchev Soil Science Institute*. – №. 86. – P. 64–76.
 116. Grunwald, S. What do we really know about the space-time continuum of soil-landscapes // *Environmental soil-landscape modeling: Geographic information technologies and pedometrics*. – Boca Raton: CRC Press, 2006. – P. 3-36.
 117. Hughes P. D., Gibbard P. L., Ehlers J. The «missing glaciations» of the Middle Pleistocene // *Quaternary Research*. – 2020. – V. 96. – P. 161-183.
 118. 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.

119. Kabała C., Przybył A., Krupski M., Łabaz B., Waroszewski J. Origin, age and transformation of Chernozems in northern Central Europe – New data from Neolithic earthen barrows in SW Poland // *Catena*. – 2019. – V. 180. – P. 83-102.
120. Kabała, C., Musztyfaga, E., Jary, Z., Waroszewski, J., Gałka, B., Kobierski, M. Glossic planosols in the postglacial landscape of central Europe: Modern polygenetic soils or subaerial palaeosols? // *Geoderma*. – 2022. – №. 426. – P. 116101.
121. Kaiser K., Hilgers A., Schlaak N., Jankowski M., Kühn P., Bussemer S., Przegietka K. Palaeopedological marker horizons in northern central Europe: characteristics of Lateglacial Usselo and Finow soils // *Boreas*. – 2009. – V. 38. – №. 3. – P. 591-609.
122. Kleber, A., Gusev, V.V., 1998. Soil parent materials in the Moshaysk district, Russia // *Catena*. – №. 34. – P. 61-74.
123. Kühn P. Micromorphology and Late Glacial/Holocene genesis of Luvisols in Mecklenburg-Vorpommern (NE-Germany) // *Catena*. – 2003. – V. 54. – №. 3. – P. 537-555.
124. 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.
125. Lehmkuhl, F., Nett, J., Pötter, S., Schulte, P., Sprafke, T., Jary, Z., Antoine, P., Wacha, L., Wolf, D., Zerboni, A., Hosek, J., Markovic, S.B., Obreht, I., Sümegi, P., Veres, D., Zeeden, C., Boemke, B., Schaubert, V., Viehweger, J., Hambach, U. Loess landscapes of Europe—Mapping, geomorphology, and zonal differentiation // *Earth-Science Reviews*. – 2021. – V. 215. – P. 103496.
126. Maher B.A. Magnetic properties of modern soils and Quaternary loessic paleosols: paleoclimatic implications // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. – 1998. – V. 137. – №. 1-2. – P. 25-54.

127. Makeev, A., Kust, P., Lebedeva, M., Rusakov, A., Terhorst, B., Yakusheva, T. Soils in the bipartite sediments within the Moscow glacial limits of the Russian Plain: Sedimentary environment, pedogenesis, paleolandscape implication // *Quaternary International*. – 2017. – №. 501. – P. 147-173.
128. Moska P. et al. The Role and Frequency of Wildfires in the Shaping of the Late Glacial Inland Dunes – A Case Study from the Korzeniew Site (Central Poland) // *Geochronometria*. – 2023. – V. 50. – №. 1. – P. 100-112.
129. Panin A. V., Fuzeina J. N., Belyaev V. R. Long-term development of Holocene and Pleistocene gullies in the Protva River basin, Central Russia // *Geomorphology*. – 2009. – V. 108. – №. 1-2. – P. 71-91.
130. Peters C., Thompson R., Harrison A., Church M. Low temperature magnetic characterisation of fire ash residues // *Phys. Chem. Earth*. – 2002. – V. 27. – № 31. P. 1355-1361.
131. Prusinkiewicz Z., Bednarek R., Kosko A., Szmyt M. Paleopedological studies of the age and properties of illuvial bands at an archaeological site // *Quaternary International*. – 1998. – №. 51. – P. 195-201.
132. Rawling 3rd J.E. A review of lamellae // *Geomorphology*. – 2000. – V. 35. – №. 1-2. – P. 1-9.
133. Reimer P. J., Austin W. E. N., Bard E., et al. The IntCal20 Northern Hemisphere Radiocarbon Age Calibration Curve (0–55 cal kBP) // *Radiocarbon*. – 2020. – V. 62. – № 4. – P. 725-757.
134. Rusakov A.V., Korkka M.A., Kerzum P.P., Simakova A.N. Paleosols in the moraine-mantle loam sequence of northeastern Europe: the memory of pedogenesis rates and evolution of the environment during OIS3 // *Catena*. – 2007. – V. 71. – P. 456-466.
135. Rusakov, A., Nikonov, A., Savelieva, L., Simakova, A., Sedov, S., Maksimov, F., Kuznetsov, V., Savenko, V., Starikova, A., Korkka, M., Titova, D. Landscape evolution in the periglacial zone of Eastern Europe since

- MIS5: proxies from paleosols and sediments of the Cheremoshnik key site (Upper Volga, Russia) // *Quat. Int.* – 2015. – №. 365. – P. 26-41.
136. Rusakov, A., Sedov, S., Sheinkman, V., Dobrynin, D., Zinovyev E., Trofimova, S., Maximov, F., Kuznetsov, V., Korkka, M., Levchenko, S. Late Pleistocene paleosols in the extra-glacial regions of Northwestern Eurasia: Pedogenesis, post-pedogenic transformation, paleoenvironmental inferences. *Quat. Int.* – 2019. – №. 501. – P. 174-192.
137. Sedov S., Rusakov A., Sheinkman V., Korkka M. MIS3 paleosols in the center-north of Eastern Europe and Western Siberia: Reductomorphic pedogenesis conditioned by permafrost? // *Catena.* – 2016. – V. 146. – C. 38-47.
138. Shishkina, Y., Garankina, E., Belyaev, V., Shorkunov, I., Andreev, P., Bondar, A., Potapova, V., Verlova, T. Postglacial incision-infill cycles at the Borisoglebsk Upland: Correlations between interfluve headwaters and fluvial network // *Int. Soil and Water Conserv. Res.* – №. 7 – 2019. – P. 184-195.
139. Sycheva S.A., Khokhlova O.S., Ershova E.G., Myakshina T.N., Ukrainskiy P.A. Cryogenic-Lateral Hypothesis of the Formation of the Parent Rock of Soddy-Podzolic Soils Using the Example of the Ryshkovo Paleosol (MIS 5e) in the Taneyev Quarry, Kursk Region // *Eurasian Soil Science.* – 2024. – 57. – №. 8. P. 1308-1320.
140. Sycheva S., Khokhlova O. Genesis, ¹⁴C age, and duration of development of the Bryansk paleosol on the Central Russian Upland based on dating of different materials // *Quaternary International.* – 2016. – V. 399. – P. 111-121.
141. Thiry M., van Oort F., Thiesson J., van Vliet-Lanoë B. Periglacial morphogenesis in the Paris basin: insight from geophysical survey and consequences for the fate of soil pollution // *Geomorphology.* – 2013. – №. 197. – P. 34-44.

142. Till J.L., Moskowitz 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.
143. Van der Hammen T., Van Geel B. Charcoal in soils of the Allerød-Younger Dryas transition were the result of natural fires and not necessarily the effect of an extra-terrestrial impact // *Netherlands Journal of Geosciences.* – 2008. – V. 87. – №. 4. – P. 359-361.
144. Van Hoesel A., Hoek W.Z., Braadbaart F., van der Plicht J., Pennock G.M., Drury M.R. Nanodiamonds and wildfire evidence in the Usselo horizon postdate the Allerød-Younger Dryas boundary // *Proceedings of the National Academy of Sciences U.S.A.* – 2012. – V. 109. – №. 20. – P. 7648-7653.
145. Velichko A.A., Dlussky C.G., Morozova T.D., Nechaev V.P., Semenov V.V., Rutter N., Little E. The Gololobovo section. Loess-soil-cryogenic formations on the Moskva-Oka plain // *Paleosols and modern soils as stages of continuous soil formation. Abstracts and field excursion guide of V International Symposium on Paleopedology, Suzdal, July 10-16.* – Moscow, 2000. – P. 67–87.
146. Velichko A.A., Morozova T.D., Nechaev V.P., Rutter N.W., Dlusskii K.G., Little E.C., Catto N.R., Semenov V.V., Evans M.E. Loess/paleosol/cryogenic formation and structure near the northern limit of loess deposition, East European Plain, Russia // *Quaternary International.* – 2006. – №. 152. – P. 14-30.
147. Velichko A. A., Morozova T. D. Nechaev V. P. The Bogolyubovo section. Loess-soil-cryogenic formation of the Vladimir Opolye // *Paleosols and modern soils as stages of continuous soil formation. Abstracts and field excursion guide of V International Symposium on Paleopedology, Suzdal, July 10-16.* – Moscow, 2000. – P. 48–56.
148. Wohlfarth B., Tarasov P., Bennike O., Lacourse T., Subetto D., Torssander P., Romanenko F. Late glacial and Holocene palaeoenvironmental

- changes in the Rostov-Yaroslavl area, West Central Russia // *Journal of Paleolimnology*. – 2006. – V. 35. – P. 543–569.
149. Woronko B., Karasiewicz T., Rychel J., Kupryjanowicz M., Fiłoc M., Moska P., Adamczyk A., Demitroff M. A palaeoenvironmental record of MIS 3 climate change in NE Poland – Sedimentary and geochemical evidence // *Quaternary International*. – 2021. – №. 617. – P. 80-100.
150. Zeeberg J. The European sand belt in eastern Europe-and comparison of Late Glacial dune orientation with GCM simulation results // *Boreas*. – 1998. – 27. – №2. – С. 127-139.

Интернет-источники

151. Агроэкологический атлас России и сопредельных стран: экономически значимые растения, их вредители, болезни и сорные растения [DVD-версия] – 2008. URL: <https://agroatlas.ru> (дата обращения 05.01.2025).
152. FABDEM V1-2. Neal J., Hawker L. – 2023. URL: <https://doi.org/10.5523/bris.s5hqmjcdj8yo2ibzi9b4ew3sn> (дата обращения 01.12.2024).

ПРИЛОЖЕНИЯ

Приложение А. Геолого-геоморфологическое строение и почвенный покров северо-востока Борисоглебской возвышенности

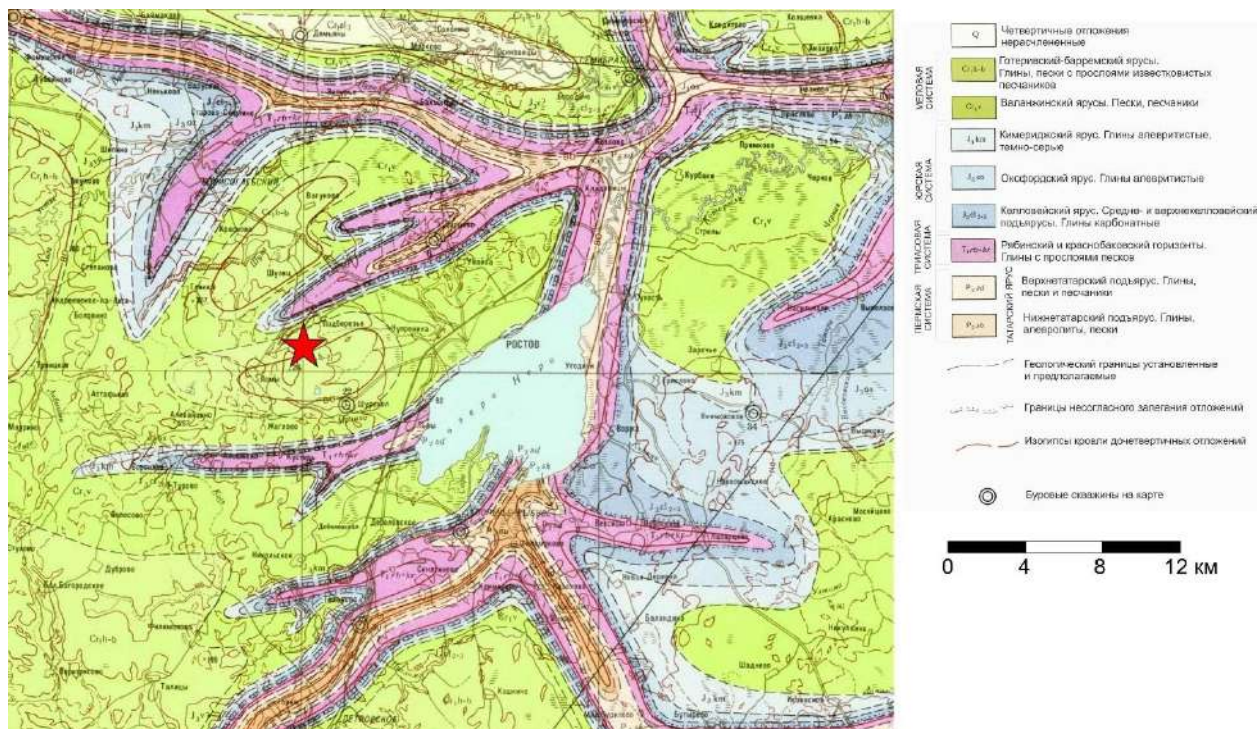


Рис. А1. Фрагмент геологической карты лист О-37-XXVIII, 1972. Красной звездой обозначено положение группы ключевых участков.

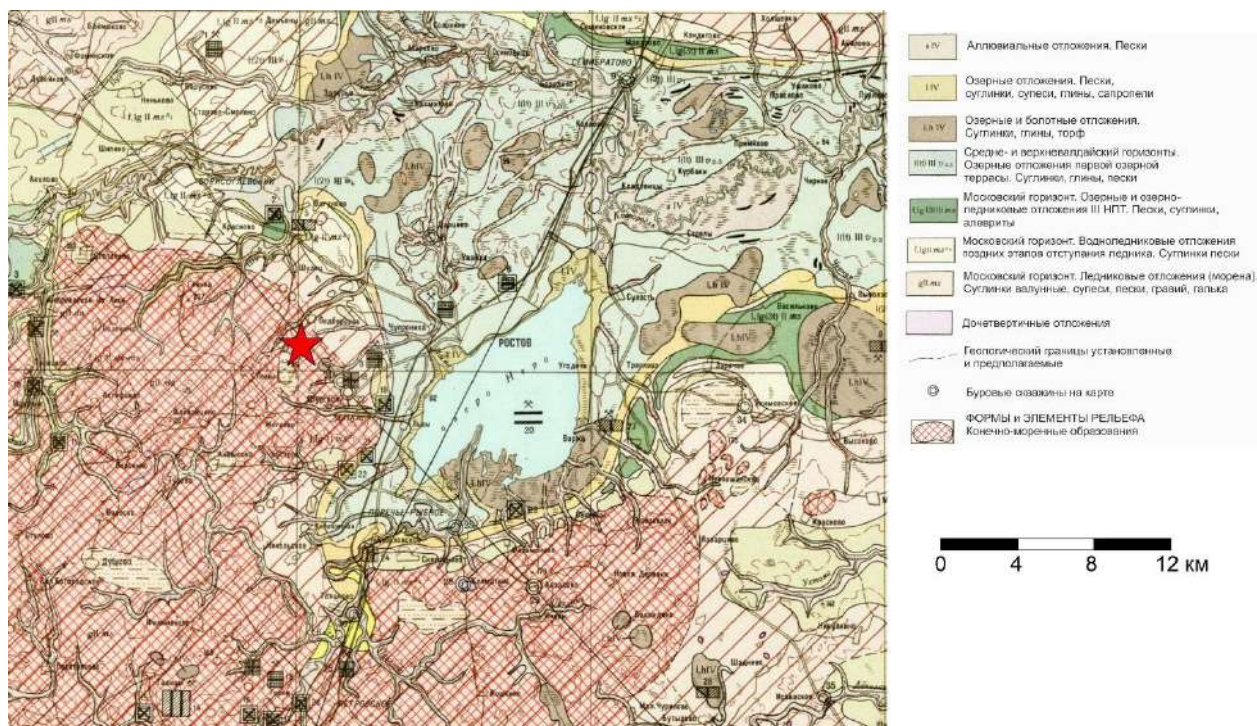


Рис. А2. Фрагмент карты четвертичных отложений, лист О-37-XXVIII, 1972. Красной звездой обозначено положение группы ключевых участков.

Таблица А5. Компонентный состав почвенного покрова северо-восточной части
Борисоглебской возвышенности (Русаков, 1993)

№	Индекс	Почвы
1	П ¹ 1	дерново-мелкоподзолистые
2	П ¹ 2	дерново-неглубокоподзолистые
3	П ¹ 3	дерново-глубокоподзолистые
4	П ^{дог}	дерново-подзолистые поверхностно-слабоглееватые (без степени подзолистости)
5	П ^{дэ} , П ^д	дерново-подзолистые эродированные, в том числе слабосмытые
6	П ^{дг} , П ^{дг}	дерново-подзолистые глееватые и глеевые (болотно-подзолистые)
7	Д ^г , Д ^г	дерново-глееватые и глеевые
8	Бн, Бп, Бв, Б ^{ип}	болотные низинные, переходные, верховые и иловато-глеевые
9	ОБ	овражно-балочный комплекс

Приложение Б. Геолого-геоморфологическое строение и почвенный покров Суздальского плато

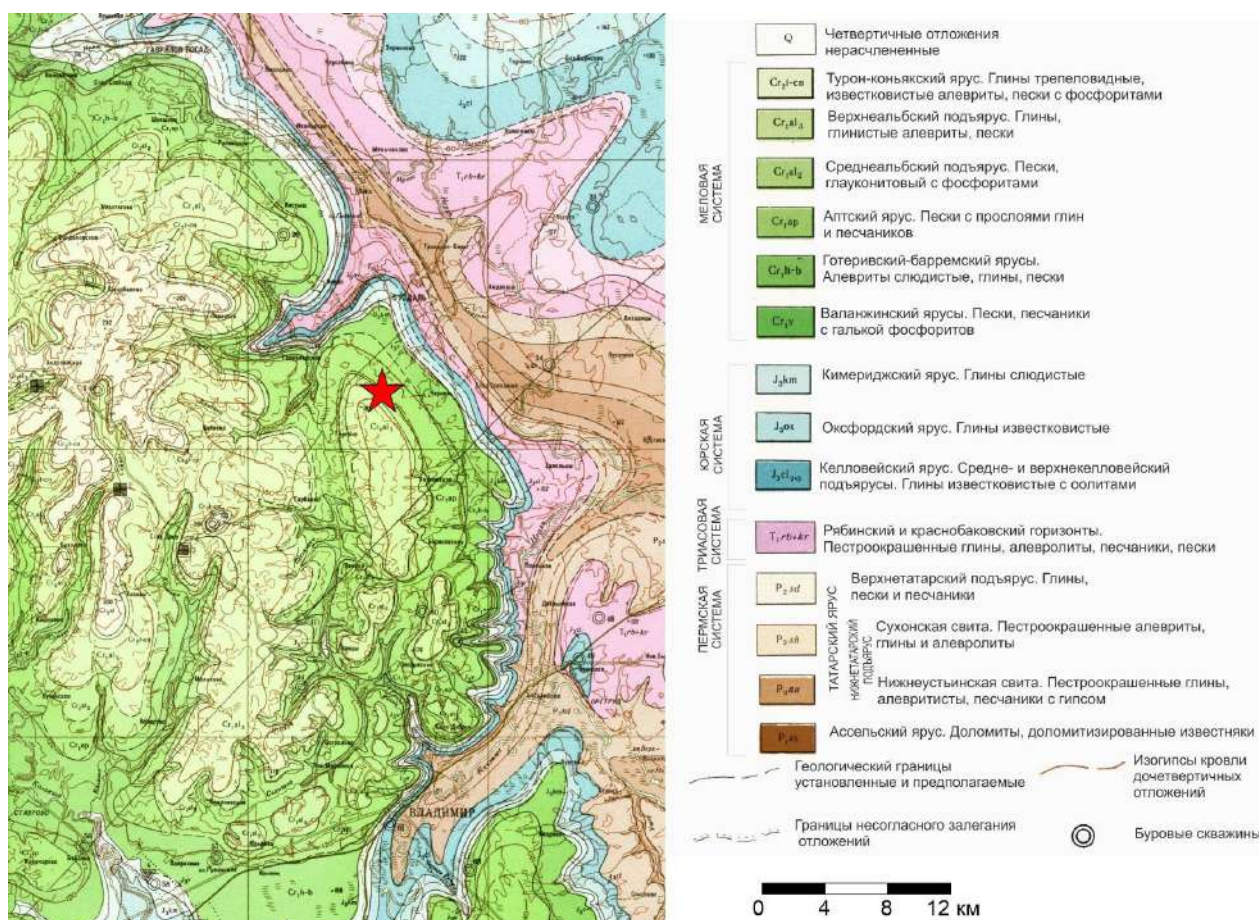


Рис. Б1. Фрагмент геологической карты масштаба 1: 200 000, лист О-37-XXXV, 1970 г.
Красной звездой обозначено положение группы ключевых участков.

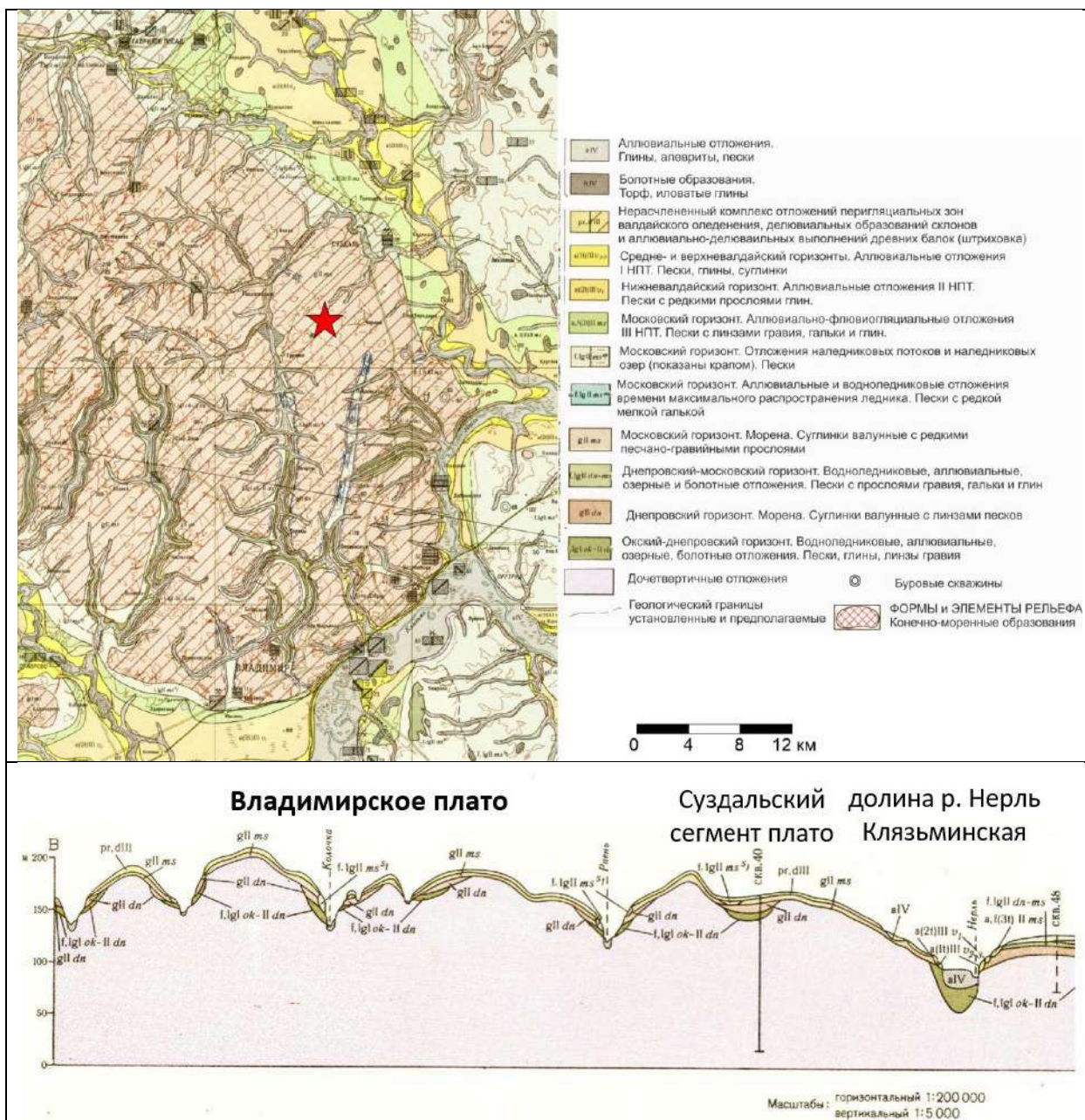


Рис. Б2. Фрагмент карты масштаба 1: 200 000 и разреза четвертичных отложений, лист О-37-XXXV, 1970 г. Красной звездой обозначено положение группы ключевых участков.

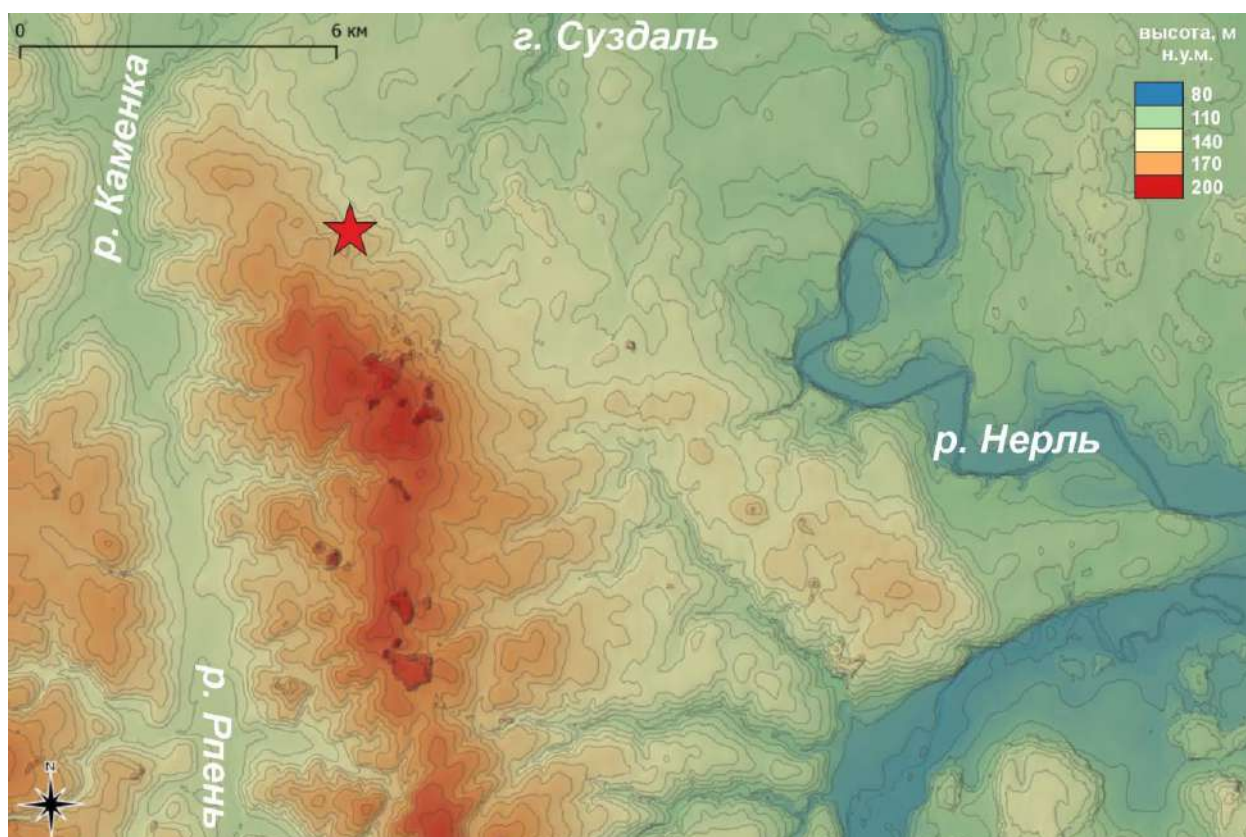


Рис. Б3. Рельеф Суздальского плато (ЦМР по данным FabDEM). Красной звездой обозначено положение группы ключевых участков. Горизонтالي через 5 м.

Таблица. Б4. Группы земель и микрокомбинации почвенного покрова междуречий Суздальского плато (по Савастру, 1999). Названия почв в соответствии с Классификацией и диагностикой почв СССР (1977)

Группы земель	Микрокомбинации почвенного покрова
Зональные автоморфные	1) Пятнистости серых лесных почв с разной мощностью гумусового горизонта и разной степенью оподзоленности; 2) Пятнистости серых лесных, серых лесных оподзоленных и серых лесных со вторым гумусовым горизонтом (со вторым гумусовым горизонтом оподзоленных); 3) Пятнистости-ташеты серых лесных и серых лесных остаточно-карбонатных; 4) Пятнистости-ташеты серых лесных, серых лесных со вторым гумусовым горизонтом, серых лесных карбонатных (остаточно-карбонатных); 5) Пятнистости дерново-подзолистых почв с разной степенью оподзоленности.
Полугидроморфно- зональные	1) Пятнистости серых лесных, серых лесных оподзоленных и серых лесных, серых лесных со вторым гумусовым горизонтом оподзоленных, серых лесных слабogleеватых (в том числе со вторым гумусовым горизонтом оподзоленных); 2) Пятнистости серых лесных почв, серых лесных слабogleеватых, серых лесных оподзоленных, серых лесных оподзоленных слабogleеватых и серых лесных со вторым гумусовым горизонтом оподзоленных (в том числе слабogleеватых); 3) Пятнистости дерново-подзолистых и дерново-подзолистых слабogleеватых почв.

Эрозионные	1) Пятнистости серых лесных, серых лесных эродированных и серых лесных оподзоленных почв; 2) Комплексы серых лесных слабо- и среднеэродированных и серых лесных почв; 3) Пятнистости-ташеты серых лесных, серых лесных карбонатных почв (в том числе эродированных).
Эрозионно-аккумулятивные	1) Комплексы серых лесных со вторым гумусовым горизонтом оподзоленных (серых лесных почв), серых лесных оподзоленных и серых лесных намытых (серых лесных со вторым гумусовым горизонтом оподзоленных намытых и серых лесных оподзоленных намытых), серых лесных эродированных.
Полугидроморфные	1) Пятнистости серых лесных слабogleеватых и серых лесных gleеватых; 2) Комплексы серых лесных, серых лесных оподзоленных, серых лесных (в том числе оподзоленных и со вторым гумусовым горизонтом оподзоленных) слабogleеватых и серых лесных (в том числе серых лесных оподзоленных и со вторым гумусовым горизонтом оподзоленных) gleеватых почв; 3) Пятнистости серых лесных (оподзоленных со вторым гумусовым горизонтом) слабogleеватых, серых лесных (в том числе со вторым гумусовым горизонтом оподзоленных) слабogleеватых намытых почв; 4) Пятнистости серых лесных gleеватых, серых лесных (в том числе со вторым гумусовым горизонтом оподзоленных) gleеватых намытых почв; 5) Пятнистости дерново-подзолистых слабogleеватых и дерново-подзолистых gleеватых почв; 6) Пятнистости дерново-подзолистых gleеватых и дерново-подзолистых gleевых почв.
Полугидроморфно-эрозионные	1) Комплексы серых лесных, серых лесных слабogleеватых, серых лесных со вторым гумусовым горизонтом оподзоленных, серых лесных эродированных почв; 2) Комплексы серых лесных, серых лесных оподзоленных (в том числе слабogleеватых, реже gleеватых), серых лесных со вторым гумусовым горизонтом (в том числе оглеенных) с серыми лесными эродированными (в том числе слабogleеватыми).

Приложение В. Материалы по ключевому участку «Поклонский холм»

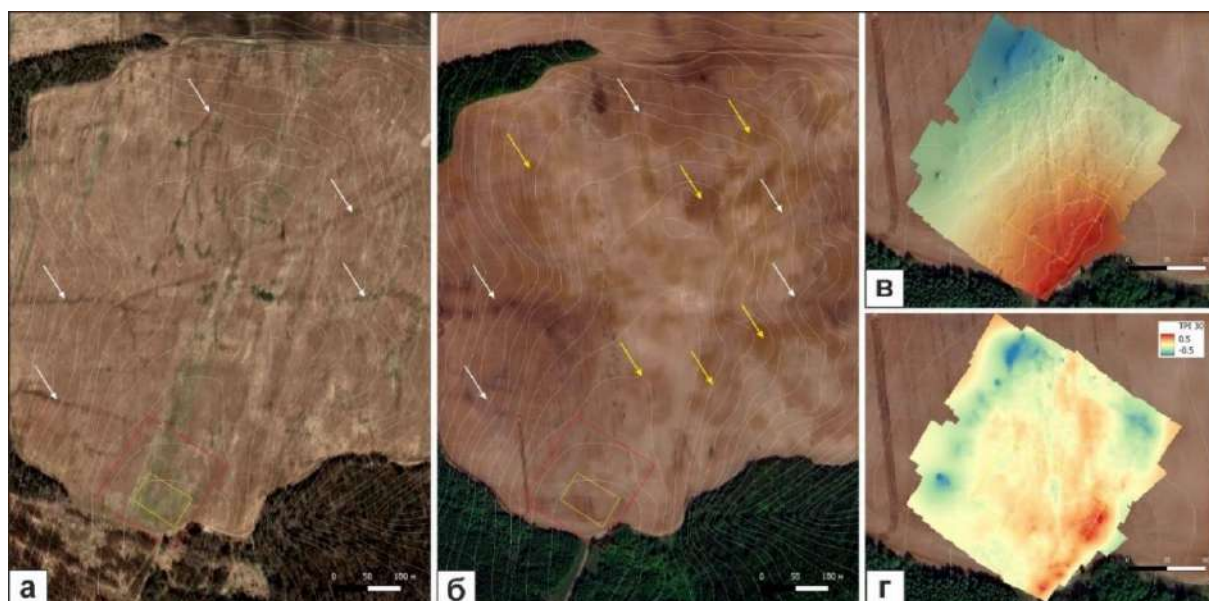


Рис. В1. Пятнистость и микрорельеф пашни плосковершинной поверхности холма: а) спутниковое изображение от 30.04.2017; б) спутниковое изображение от 15.05.2024; в) ЦММ детально изученного участка; г) интерполяция ТРІ на основе ЦММ. Стрелки: белые – линейные понижения, желтые – выпуклые повышения. Прямоугольники: красный – планшет БПЛА-аэрофотосъемки; желтый – планшет геофизической съемки. Источники данных: спутниковые изображения – Google Earth, БПЛА-аэрофотосъемка – В.Р. Беляев.

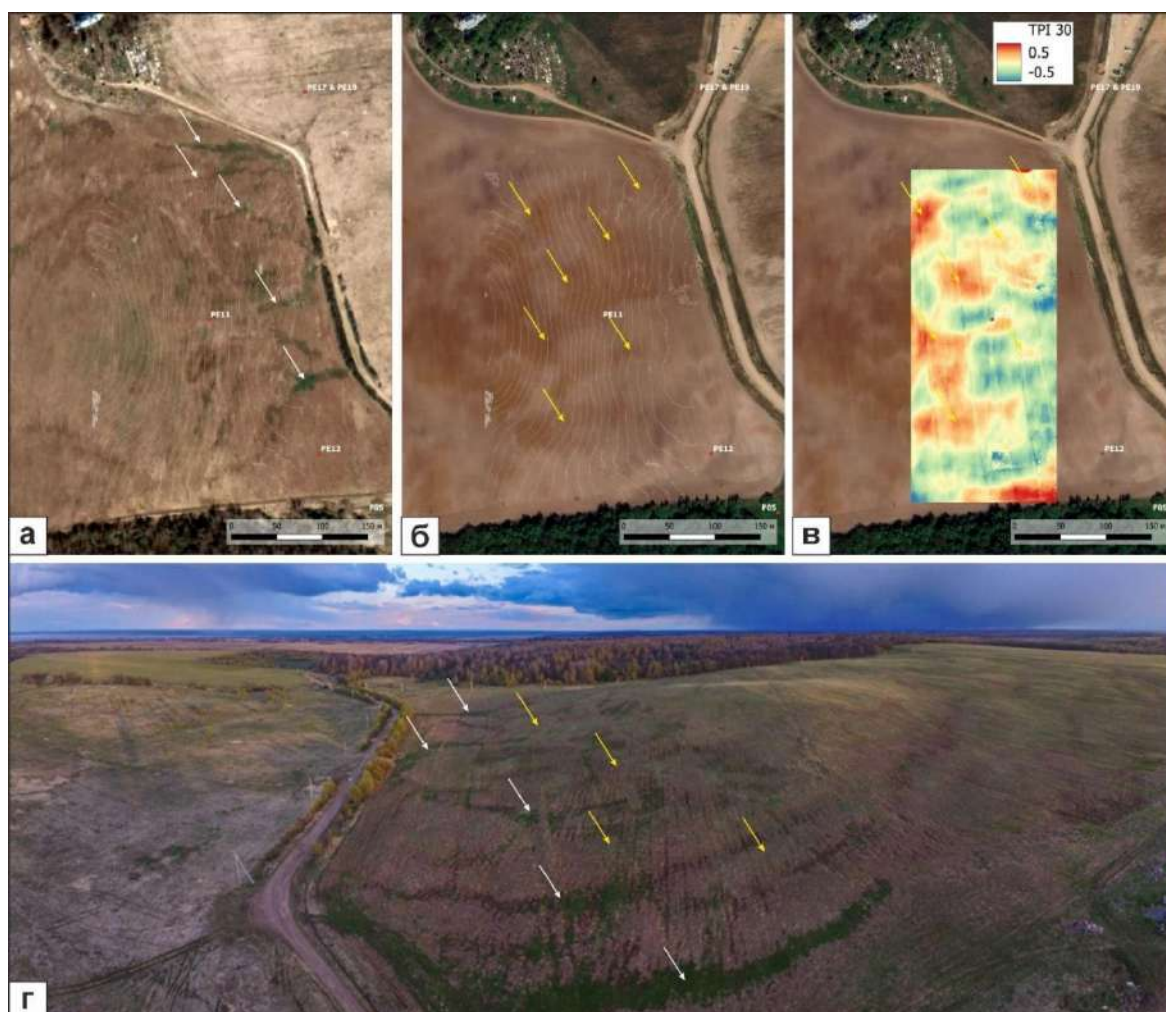


Рис В2. Пятнистость и микрорельеф пашни нижнего участка склона холма: а) спутниковое изображение от 30.04.2017; б) спутниковое изображение от 15.05.2024; в) интерполяция ТР1 на основе ЦММ; г) перспективное аэрофото с видом участка с севера. Стрелки: белые –линейные понижения, желтые – выпуклые повышения. Горизонтали через 1 м на основе ЦММ. Источники данных: спутниковые изображения – Google Earth, БПЛА-аэрофотосъемка – В.Р. Беляев.

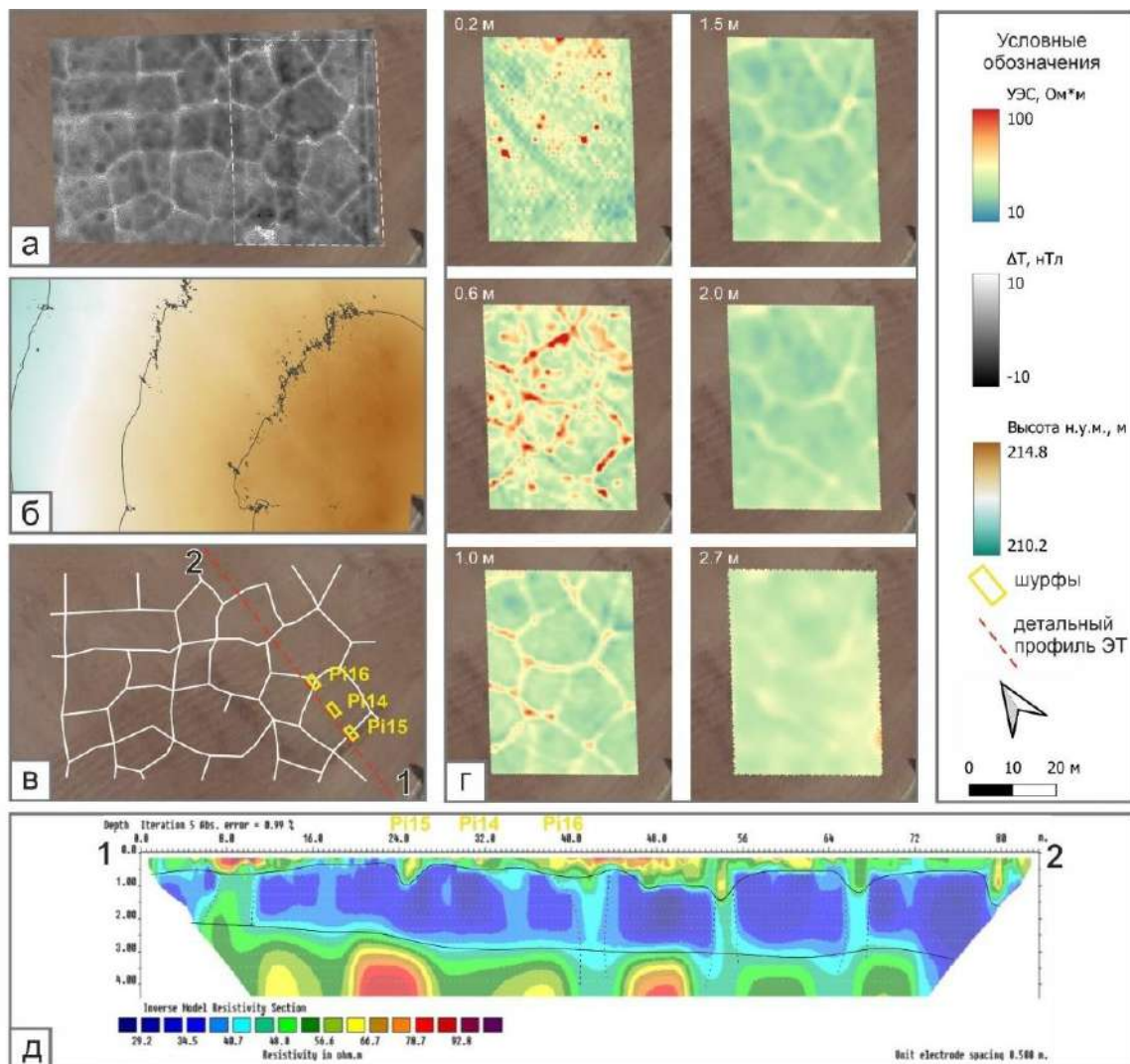


Рис. В3. Материалы дистанционного зондирования и геофизических съемок детально изученного участка плосковершинной поверхности: а) аномальное магнитное поле (белым пунктиром – планшет площадной ЭТ); б) ЦММ по данным БПЛА-аэрофотосъемки, горизонтали через 1 м; в) интерпретация конфигурации полигональной сети и положение детального ЭТ и разрезов; г) срезы УЭС по данным площадной электротомографии (ЭТ) на разных глубинах; д) детальный геоэлектрический разрез через элементы полигональной сети.



Рис. В4. Аномальное магнитное поле на контакте повышения и понижения микрорельефа вершинной поверхности.

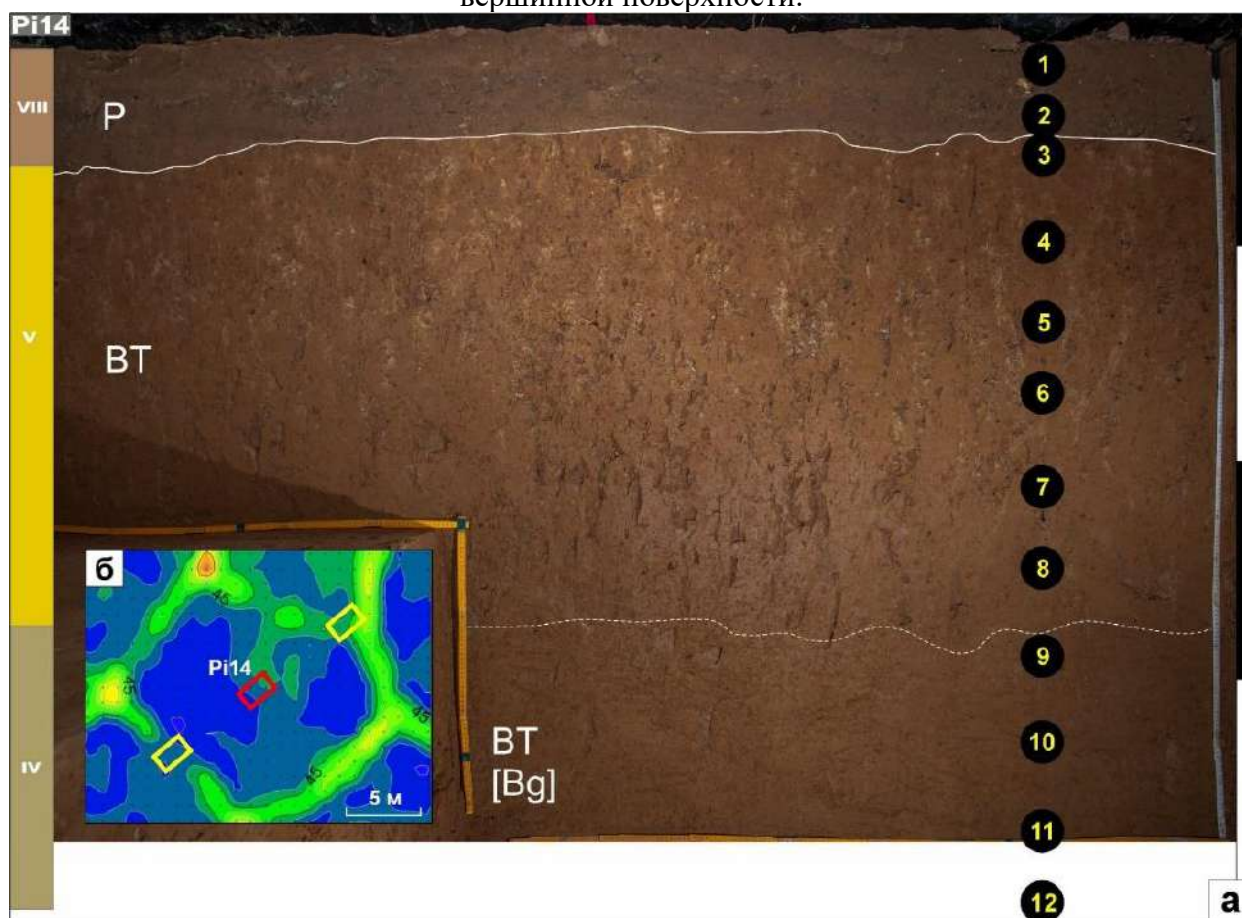


Рис. В5. Строение почвенно-осадочной толщи центра блока палеокриогенной сети на пашне, разрез Pi14: а) вертикальный срез западной стенки; б) глубинный срез УЭС (1 м) и положение разреза. Кружками отмечены места отбора образцов.

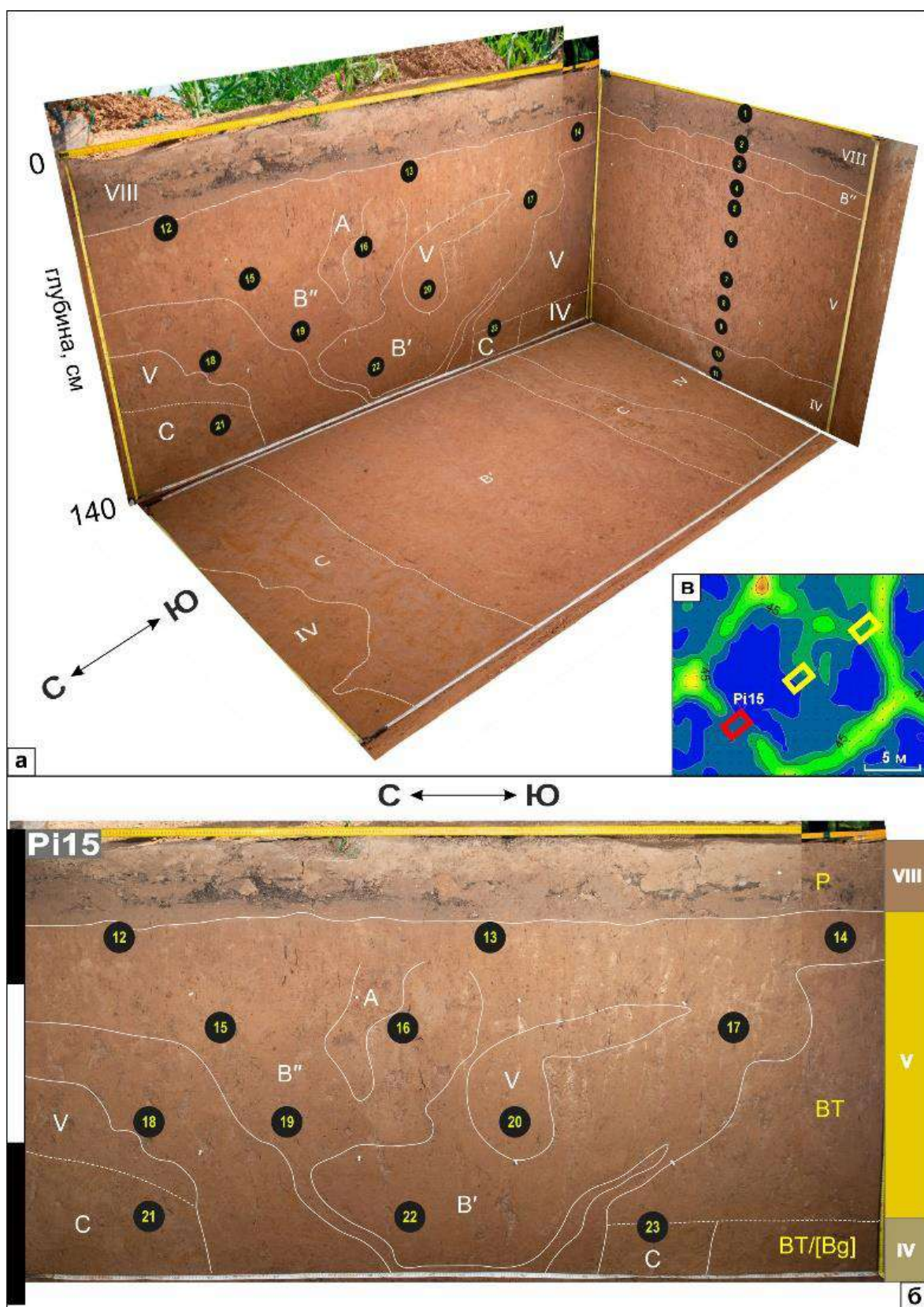


Рис. B6. Строение почвенно-осадочной толщи межблочья, разрез Pi15: а) трехмерный вид финальных вертикальных (западный, южный) и горизонтального (глубина 140 см) срезов; б) западный вертикальный срез поперек простираения системы унаследованных криоструктур; в) глубинный срез УЭС (1 м) и положение разреза. Кружками отмечены места отбора образцов.

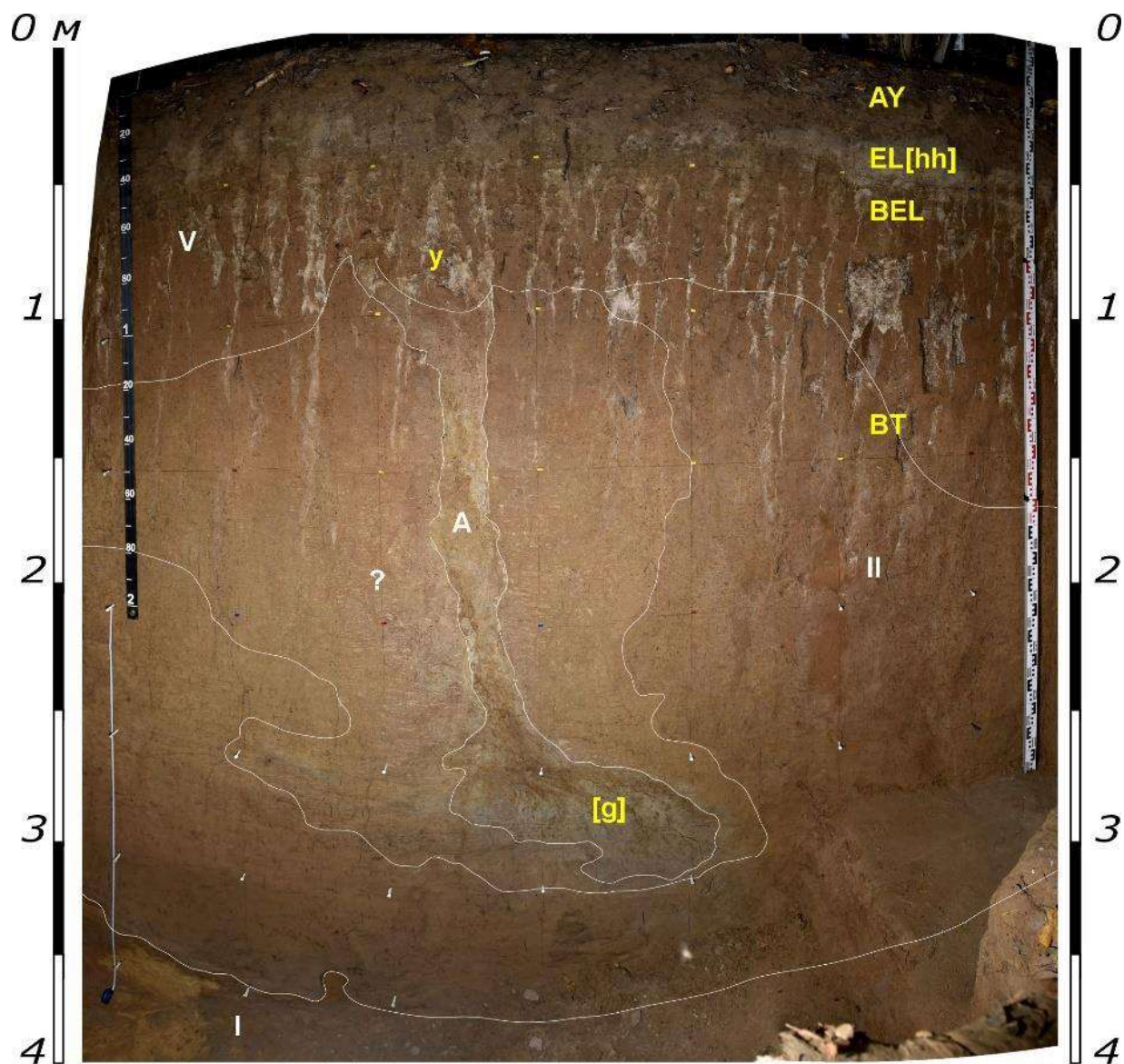


Рис. В7. Строение почвенно-осадочной толщи, деформированной структурой А, разрез п-
redone.

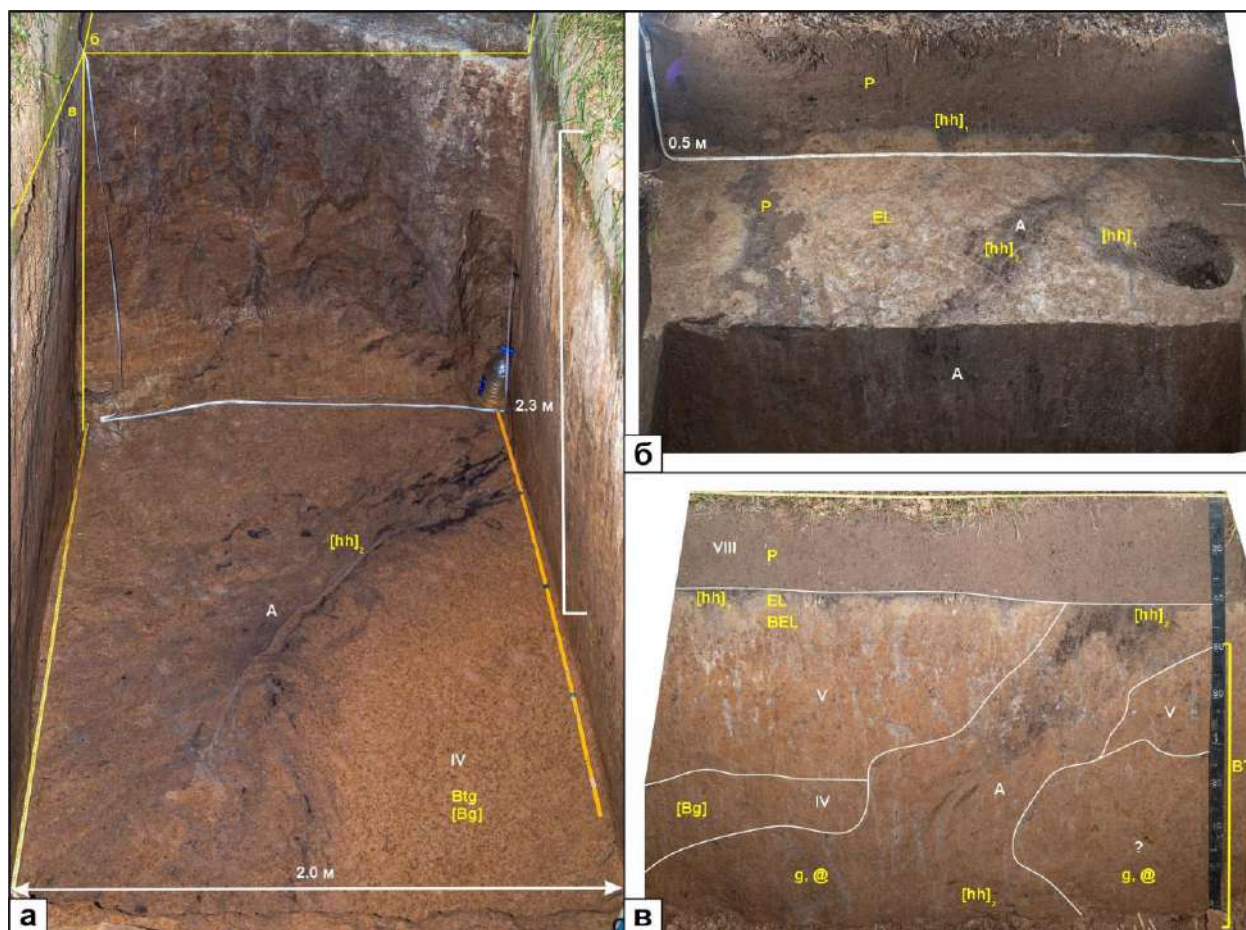


Рис. В8. Крупная деформация А с мощным темноцветным заполнением в разрезе изометричного понижения вершинной поверхности Рi5: а) общий вид на горизонтальную расчистку на 2.3 м; б) горизонтальная расчистка на 0.5 м через горизонт EL с двумя типами темноцветных морфонов (собственно ВГГ [hh]₁ и заполнением структуры А [hh]₂) и нарушающие его пахотную порозду и палеокриогенную жильную структуру А; в) строение толщи на вертикальном срезе.

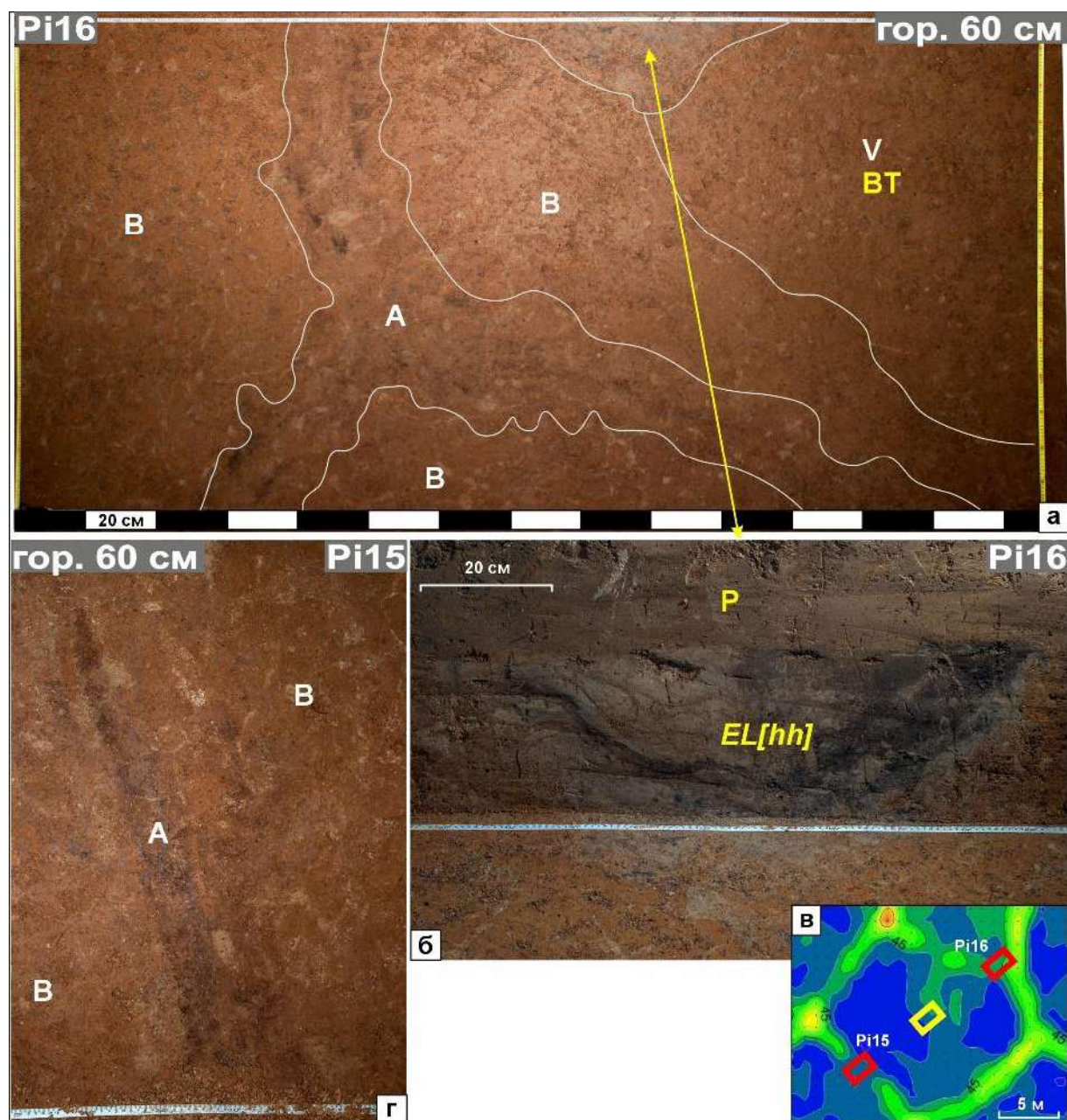


Рис. В9 Темноцветные образования в толщах межблочных позиций: а) узел полигональной сети с вложенными структурами А-В и ветровальным нарушением, горизонтальный срез на 60 см (Pi16); б) приближенное фото ветровального нарушения в двух сечениях (там же); в) глубинный срез УЭС и положение разрезов Pi16 и Pi15; г) горизонтальный срез на 60 см через слабонарушенную часть жилы А (Pi15).

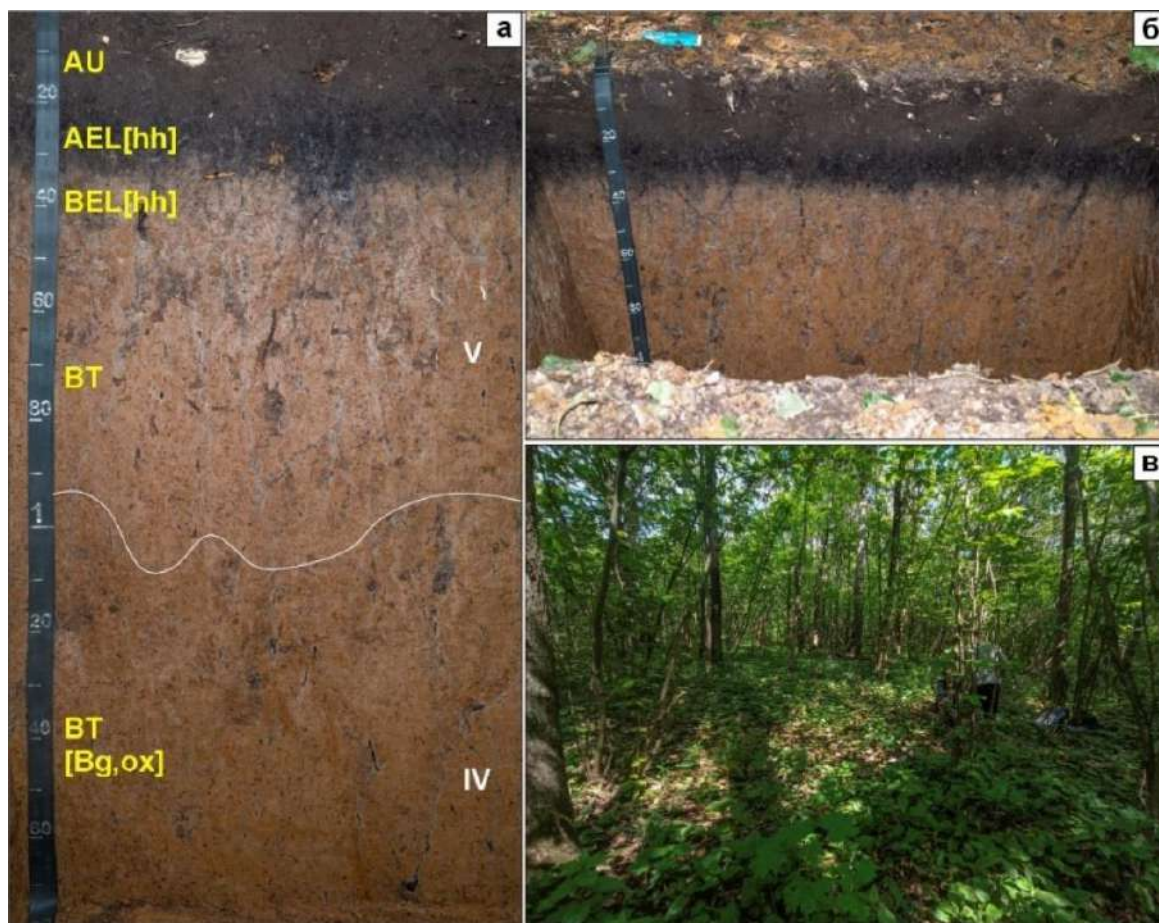


Рис. В10. Почвенно-осадочная толща плоскодонной ложбины в верхней части водосбора балки под лесом, разрез Рi10: а) строение толщи на переднем вертикальном срезе; б) вид бокового вертикального среза; в) вид лесной экосистемы.

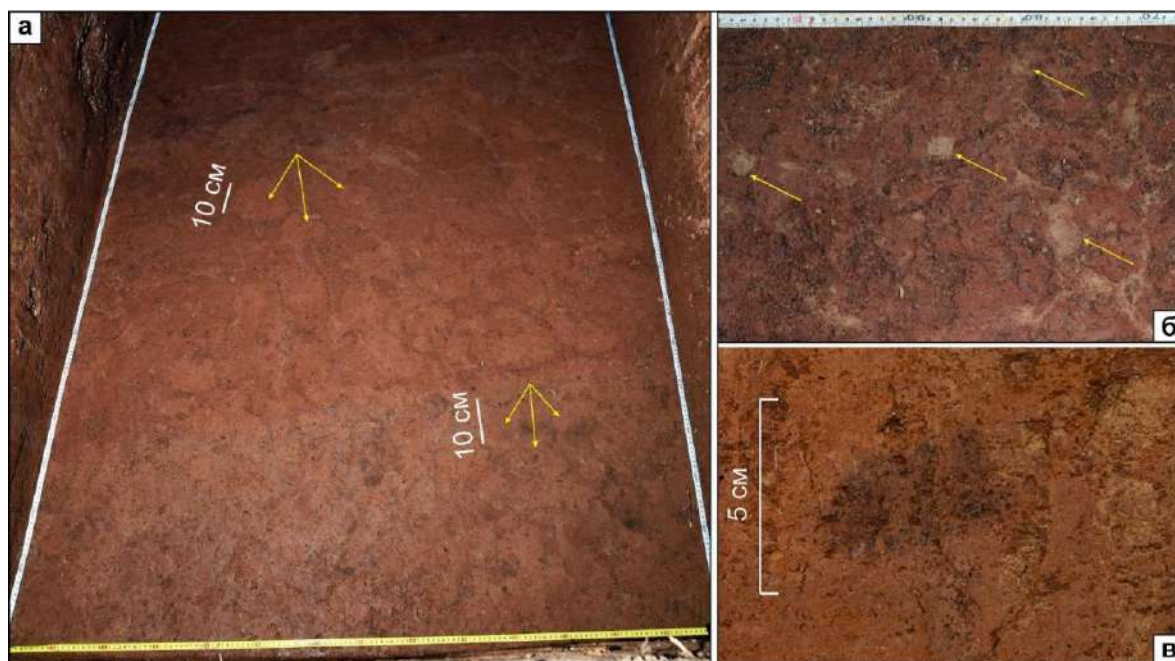


Рис. В11. Признаки зоогенных турбаций: а) концентрирование крупных норных морфонов в контактной зоне клина В (горизонтальный срез Рi15 на глубине 90 см); б) мелкие норные морфоны с рыхлым пылеватым заполнением в узловых сочленениях сети вертикальных пор-плоскостей (горизонтальный срез Рi16 на глубине 40 см); в) норный морфон с темноцветным материалом заполнения, переотложенным из грунтовой жилы А (вертикальный срез Рi15).



Рис. В12. Погребенная система вертикальных пор-плоскостей с черными кутанами в суженной части клина В, разрез Р15: а) вертикальный срез поперек клина с положением плоскости по боковому контакту; б) нарушения плоскости по боковому контакту на горизонтальном срезе на 100 см; в) нарушения фрагментов прямоугольной сети пор-плоскостей с черными кутанами внутри заполнения клина. Стрелки: черные – относительно ненарушенные черные кутаны; желтые – нарушение нодными морфонами; белые – несогласное наложение системы вертикальных пор-плоскостей с пылеватыми кутанами, связанное с кровлей текстурной толщи.

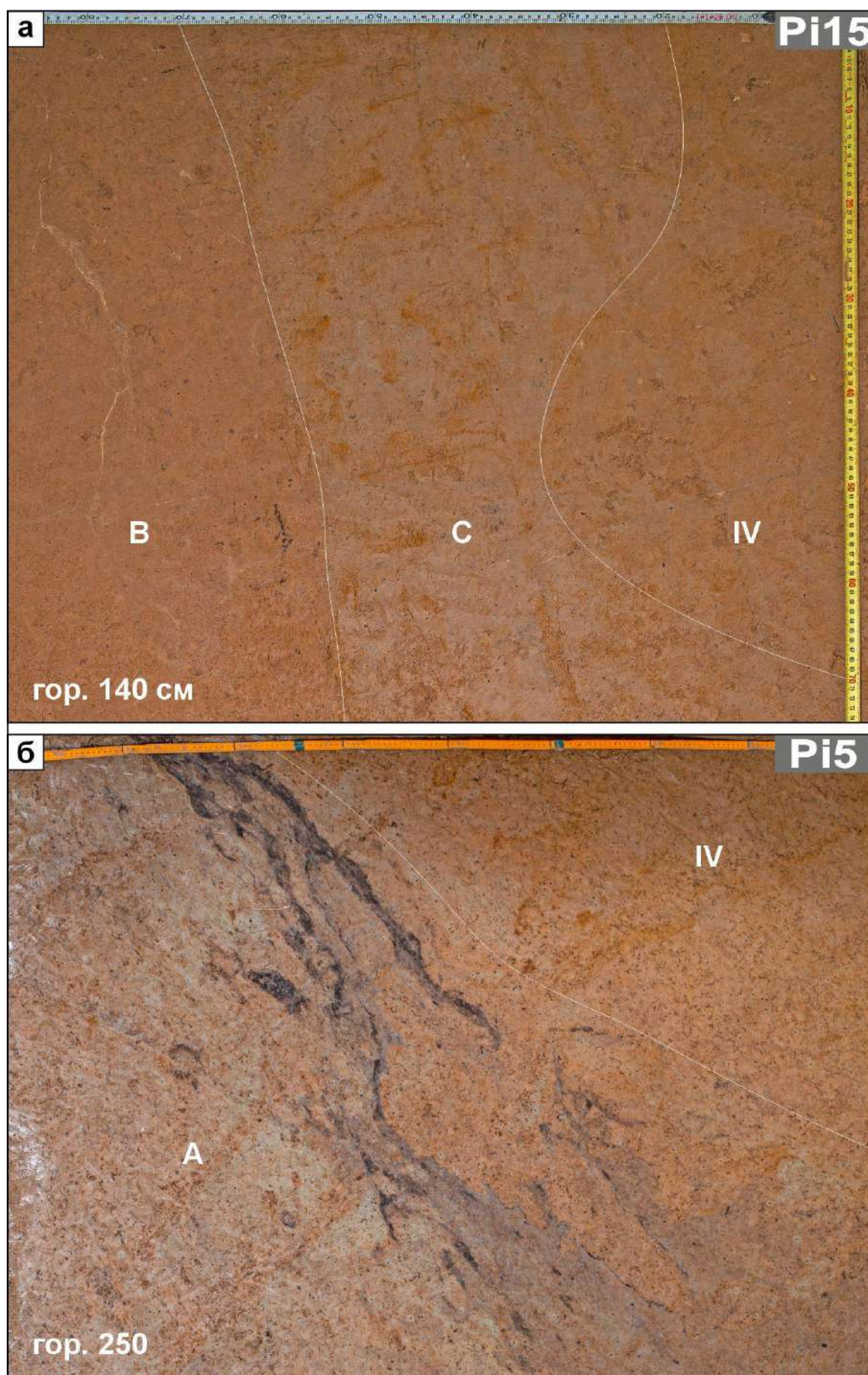


Рис. В13. Латеральные изменения морфологии пятнисто-глеевой толщи зон структурных деформаций: а) горизонтальный срез на 140 см, разрез Pi15; б) горизонтальный срез на 250 см, разрез Pi5.

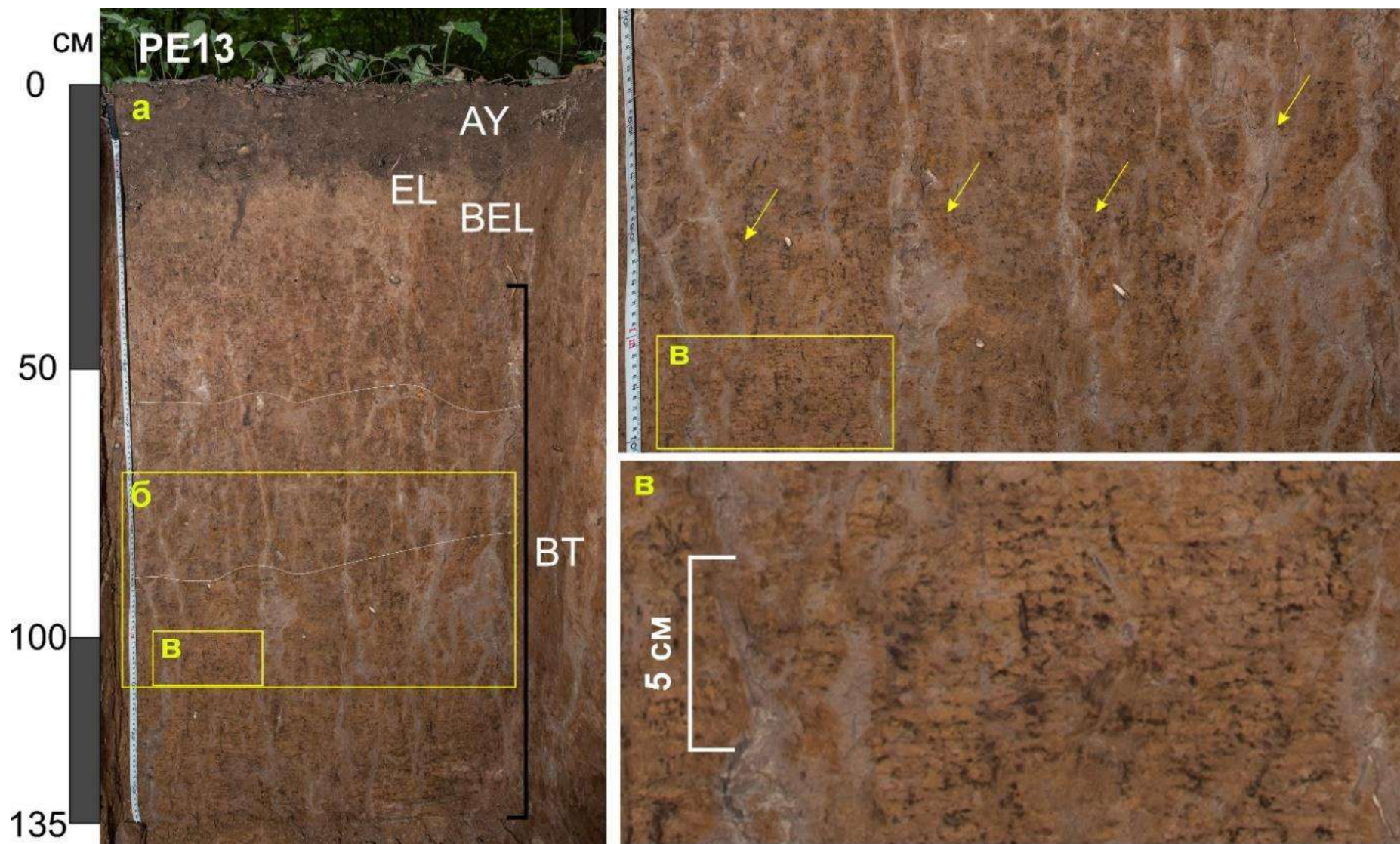
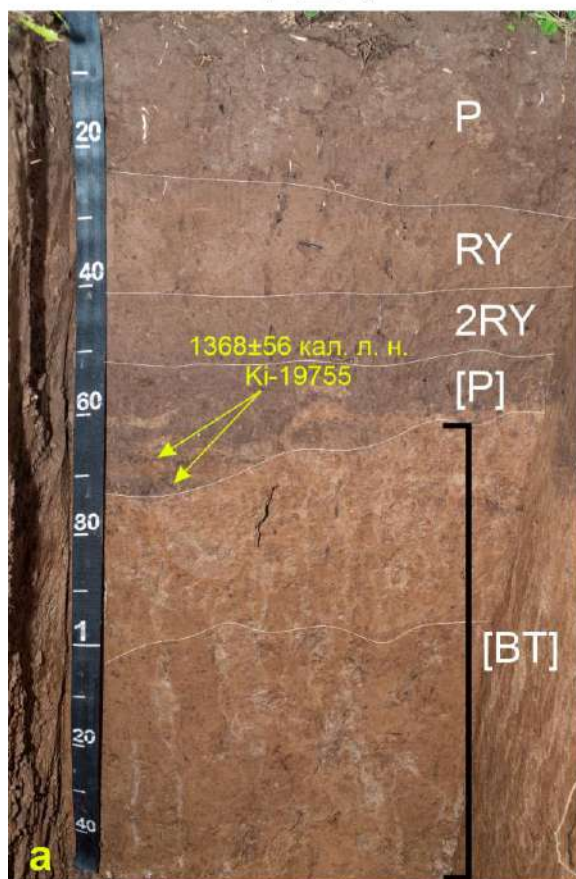
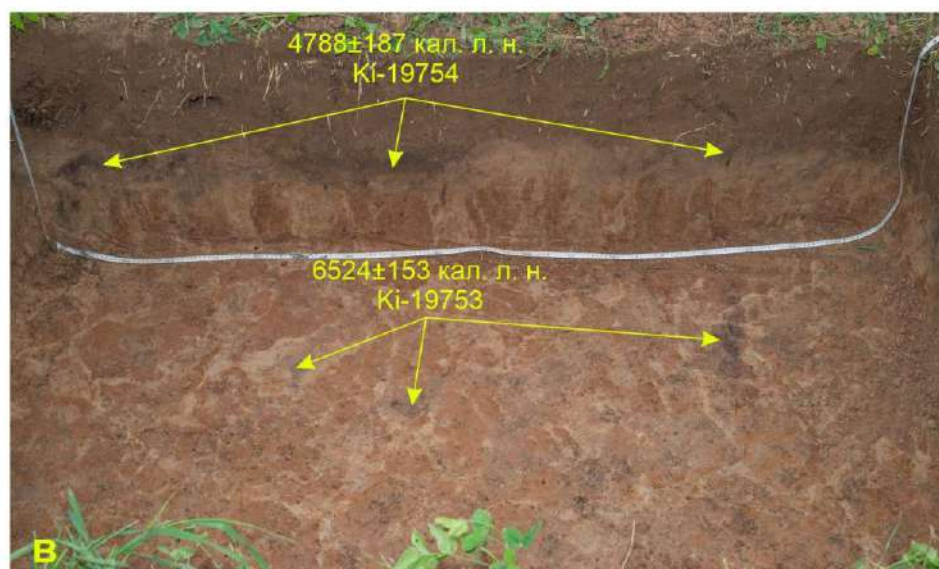
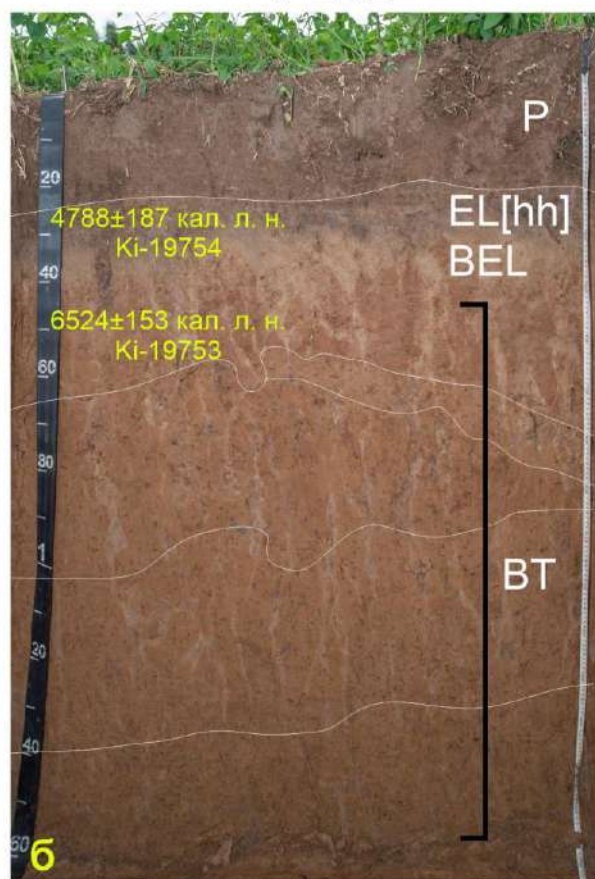


Рис. В14. Морфология почвенно-осадочной толщи делювиального шлейфа под лесом, разрез PE13: а) общий вид вертикального среза; б) резкое изменение морфологии магистральных трещин на литологическом контакте; в) субсантиметровая слоистость нижней из вскрытых делювиальных пачек.

PE11



PE12



PE12

Рис. В15. Морфология почвенно-осадочной толщи и возраст гумусовых морфонов нижней части склона и делювиального шлейфа Поклонского холма: а) агростратозем на погребенной текстурно-дифференцированной почве со следами раннесредневековой распашки; б) агродерново-подзолистая почва со ВГГ и норными морфонами, заполненными темноцветным материалом; в) то же, горизонтальный срез на 55 см.

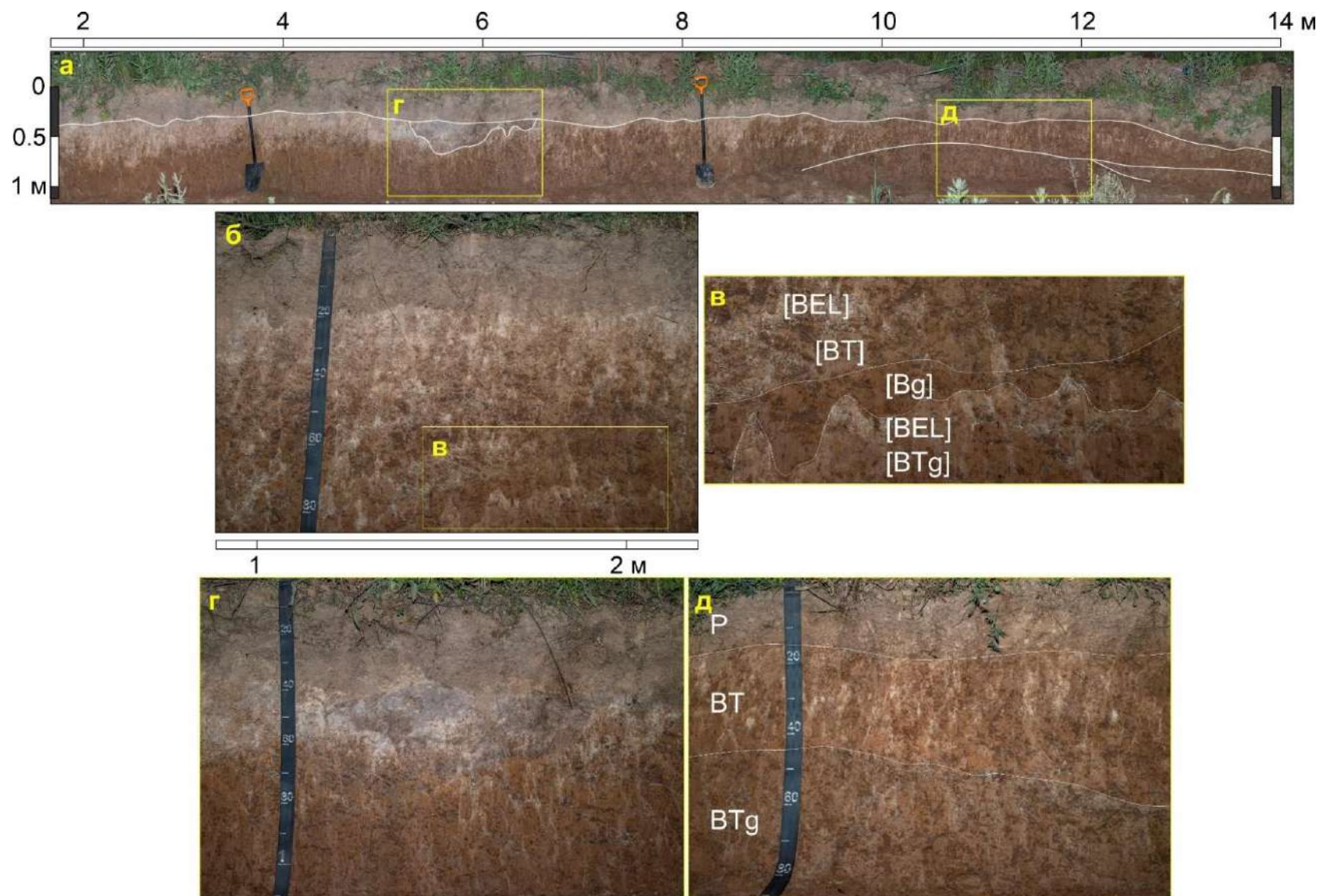


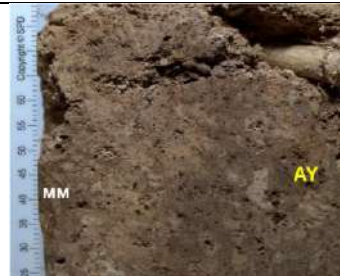
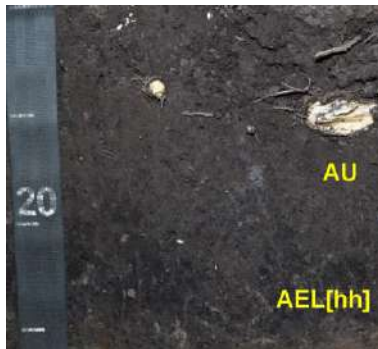
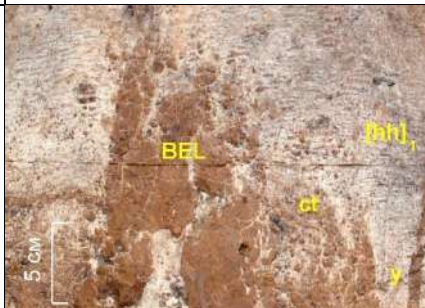
Рис. В16. Морфология почвенно-осадочной толщи делювиального шлейфа Поклонского холма, траншея PE19: а) общий вид траншеи; б-в) серии погребенных последовательностей горизонтов BEL-BT(g); г) ветровальное нарушение; д) эрозионный контакт оглеенного и неоглеенного слоев в линзовидном заполнении эрозионного вреза.

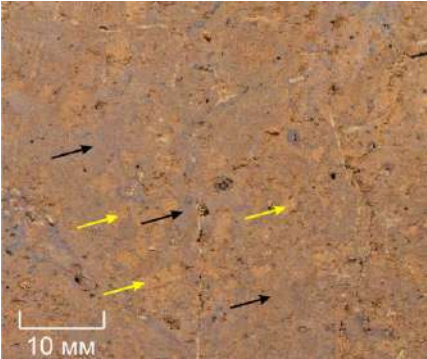
Таблица В17. Литологическая структура ключевого участка «Поклонский холм»

Сл ой	Форма залегания	Литология	Почвенная морфология		Вертикальные структуры		Форма залегания	Литология	Почвенная морфология
VI II	Слой мощностью 20–40 см на агрогенно-преобразованных участках.с несогласным нижним контактом	Серовато-бурый массивный легкий суглинок	P						
V	Слой покровного залегания мощностью 1–1.5 м с несогласным нижним контактом.	Желтовато-светло-бурый, в верхней части с красноватым оттенком линзовидно-пятнистый легкий к среднему суглинок.	AY	AU	Ветровальные нарушения		Изометричные линзы мощностью до 40 см и шириной до 1 м с несогласными контактами.	Перемешанный светло-серый, темно-серый, буровато-темно-серый алевроит.	Заполнены материалом гумусовой и элювиальной толщ.
			EL[hh]	AEL[hh I	Крио-деформа ции	A	Структуры различной формы. Полигональные грунтовые жилы шириной поверху до 50 см и мощностью до 70 см. Предположительно полигональные вертикальные линзы сложной формы мощностью до 3 м, расширяющиеся книзу от 50 см до 1.5 м и более.	Заполнение мелких полигональных грунтовых жил: неоднородный вертикально-слоистый легкий суглинок до алевроита темно-бурого и красновато-темно-бурого цвета. Заполнение крупных структур сложной формы: неоднородный вертикально-слоистый легкий суглинок до алевроита голубовато-светло-серого и темно-бурого цвета. Темно-бурый материал обогащен мелкими угольками.	Модифицируют элювиальную и текстурную толщу.
			BEL(ct,y,[hh]) BT(y)			B	Двухъярусные полигональные линзы с расширенным верхним ярусом (ширина поверху около 3 м) и суженным нижним (ширина поверху около 1 м) общей видимой	B' красновато-светло-бурый легкий суглинок с регулярной тонко- мелкопятнистой текстурой. B'' красновато- и красно-светло-бурый легкий суглинок до алевроита с нерегулярной пятнистой текстурой.	Модифицируют текстурную толщу. Нарушают пятнисто-глеевую толщу.

						мощностью >1.5 м. Верхний ярус имеет дугообразные боковые контакты, пробит вторичными грунтовыми жилами В'' и грунтовыми жилами А. Нижний ярус имеет крутонаклонные боковые контакты и внедряется в структуры С.		
IV	Слой близкого к покровному залеганию мощностью 1.2–1.5 м с несогласным нижним контактом. Местами отсутствует.	Тусклый желтовато-светло-бурый и желтовато-светло-серый пятнистый средний к тяжелому суглинок.	BT [Bg]		C	Клиновидные полигональные линзы шириной поверху ~2.5 м с крутонаклонными боковыми контактами видимой мощности >0.4 м.	Тусклый желтовато-светло-бурый и голубовато-светло-серый тяжелый суглинок с регулярной среднепятнистой текстурой и наложенной нерегулярной крупнополосчатой по охристым полоскам текстурой.	Модифицируют погребенную пятнисто-глеевую толщу.
II	Линзы мощностью до 1 м с постепенным переходом к нижележащему.	Тусклый светло-бурый до тусклого светло-красно-бурого слоистый опесчаненный легкий суглинок с включением дресвы и гравия некарбонатных пород.	-	-	-	-	-	-
I	Озерно-ледниковый цоколь – мощная контрастно-стратифицированная толща.	Переслаивание слоистых песков, суглинков и супесей различного цвета с включением крупных обломков карбонатных и некарбонатных пород различного размера.	-	-	-	-	-	-

Таблица В18. Морфология почвенных тел ключевого участка «Поклонский холм»

Слой	Почвенная морфология			
VIII	Р – пахотная толща мощностью 20–40 см легкосуглинистого состава с припашками нижележащих горизонтов.			
V	Дерново-подзолистый тип (pедone, Pi5)	Темно-серый тип (Pi10)		
	AУ – буровато-светло-серый, легкосуглинистый, комковатый, с большим количеством червороин. Признаки поверхностных фитотурбаций в виде фрагментов нижележащих горизонтов и карманов с резкими границами. Средняя мощность 20–25 см (в карманах до 40 см), граница волнисто-карманная, переход резкий.	AУ – буровато-темно-серый, легкосуглинистый, комковатый, пронизан большим количеством червороин. Признаки поверхностных фитотурбаций в виде переходного к нижележащему горизонта с большим количеством фрагментов AEL[hh] во вмещающей массе AU. Мощность 20–25 см, граница волнисто-карманная, переход ясный.	 Пятнистость серогумусовой толщи как результат интенсивной фито- и зоотурбации	 Переход от темногумусовой толщи к горизонту AEL[hh], осложненный фитотурбациями.
	EL[hh] – светло-серый, алевритистый, пластинчатый (толщина плиток 2–3 мм). Морфоны ВГГ [hh] ₁ приурочены к верхней части горизонта и воронковидным расширениям трещин, внедряющимся в горизонт BEL. Буровато-серый материал [hh] ₁ сосредоточен во внутренних частях плиток, разделенных светло-серыми тонкими прослойками. Горизонт включает тонкие черные конкреции с охристой периферией. Мощность 0–20 см, граница карманно-язычковатая, переход ясный.	AEL[hh] – темно-серый до черного, в нижней части более светлый с буроватым оттенком, легкосуглинистый, комковатый, пронизан большим количеством червороин. Более плотный по сравнению с AU. На поверхностях педов тонкие пылеватые покровы. Сильно нарушен фито- и зоотурбацией, в результате чего вмещает большое количество фрагментов AU и BEL. Мощность 10–15 см, граница волнисто-карманная, переход ясный.	 Линзовидно-сетчатая текстура среза элювиальных морфонов и вложенными морфонами ВГГ	
BELct,y.[hh] – МТМ красновато- и желтовато-светло-бурая, легкосуглинистая, ореховато-плитчатый, с тонкими светло-серыми пылеватыми и илистыми кутанами на поверхностях педов, цвет которых варьирует по участку (красновато-бурый, бурый, темно-бурый, буровато-темно-серый). ВТМ алевритисто-легкосуглинистая, сформирована крупными вертикальными трещинами и их воронковидными расширениями, заполненными светло-серым алевритом и часто заключающих округлые останцы МТМ различного размера. Многие воронковидные расширения вмещают морфоны ВГГ [hh] ₁ . Мощность 10–25 см, граница язычковатая, переход постепенный.		Морфологические особенности горизонта BEL: воронковидные расширения широких трещин, вмещающие морфоны ВГГ [hh] ₁ и округлые останцы МТМ.		

Модификация элювиальной толщи в заполнениях структур А: ВТМ имеет более темный оттенок, МТМ либо сохраняет исходный темно-бурый цвет ненарушенных фрагментов заполнений, либо более темная за счет прокраски дисперсным реликтовым органическим веществом [hh]₂.	 Сочетание в элювиальной толще реликтовых темноцветных морфонов двух типов: ВГГ [hh]₁ и линзы материала заполнения крупной криодеформации А [hh]₂.
ВТ(у) – МТМ желтовато-светло-бурая, среднесуглинистая, многопорядково-призматическая. Пронизана множеством тонких и мелких пор-трубок. Поры-трубки и поверхности педов выстланы преимущественно тонкими илистными кутанами, цвет которых варьирует по участку (красновато-бурые, бурые, темно-бурые, буровато-темно-серые). На эти кутаны в верхней части часто накладываются тонкие светло-серые пылеватые кутаны, более редкие с глубиной. Тонко-мелкопятнистая, реже пятнисто-линзовидная ВПМ отчетливо распадается на две фазы: более светлую и пылеватую и более темную и иловатую. В ВПМ распространены тонкие рыхлые черные конкреции. Верхняя часть горизонта имеет общий красноватый тон. В отдельных разрезах встречаются тонкие и мелкие угловатые плотные черные угольки с сегрегационной периферией. Контакты отдельных крупных норных морфонов с серовато-светло-бурым более легким заполнением, нарушающих МТМ, подчеркнуты охристыми окаймлениями. Магистральные трещины сформированы сплетениями тонких пор-плоскостей. В верхней части в ВТМ преобладает пылеватый материал, книзу в магистральных трещинах начинают преобладать илестые кутаны, особенно мощные в порах-камерах, осложняющих трещины. ВТМ в верхней части сильно нарушена мелкими норными морфонами, концентрирующимися в узловых сочленениях полигональной сети вертикальных трещин. Вокруг вертикальных пор-плоскостей на юге участка отмечаются осветленные зоны, более заметные в нижней части текстурной толщи. Осветленные зоны полностью отсутствуют на севере участка на всю мощность текстурной толщи.	 Структурное строение текстурной толщи в слое V  Мелкопятнистая текстура горизонтального среза слоя V, сформированная чередованием вкрапленников более светлой и легкой фазы (желтые стрелки) в более темную и тяжелую вмещающую массу.

	Модификация текстурной толщи в заполнениях структур А: уплотнение трещинной сети, наследующей ориентировку структур; более глубокое проникновение пылеватых кутан; потемнение морфонов МТМ и ВТМ за счет темноцветного гумусированного материала заполнения [hh]₂.	 Темноцветное заполнение структуры А [hh]₂, пронизанное более плотной трещинной сетью по сравнению с межструктурным участком текстурной толщи
	Модификация текстурной толщи в заполнениях структур В: формирование параллельной ориентировки вертикальных трещин, организованных в полигональную сеть с прямоугольной ячейкой; более глубокое проникновение пылеватых кутан; высокая степень перерывости древними крупными норными морфонами, ассимилированными МТМ. Единично отмечена погребенная система вертикальных пор-плоскостей с черными илистыми кутанами, нарушаемая древними норными морфонами и более поздней (связанной с поверхностью) системой вертикальных трещин.	
IV	[Bg] – тусклый желтовато-светло-бурый и желтовато-светло-серый, средне-тяжелосуглинистый, с охристыми пятнами различного размера, количество которых варьирует по участку. Вмещает большое количество тонких рыхлых черных конкреций. МТМ пронизана редкими ПТ. Тусклая красновато-бурая илистая кутана зафиксирована в ПТ. Светло-серые силтаны выстилают наиболее глубоко проникающие магистральные трещины. МТМ вмещает большое количество тонких рыхлых черных серегаций, тонких и мелких рыхлых красно-желтых сегрегаций.	ВТ – в слой IV проникает ряд признаков вышеописанного текстурного горизонта, имеющих наложенный характер по отношению к пятнисто-глеевой толще: трубчатые и вертикальные плоские поры, магистральные трещины с илистыми кутанами, достигающие глубины >2.5 м. С глубиной многопорядковая призматическая структура ослабляется, грани и ребра призм становятся плохо выражены.  Пятнисто-глеевая толща слоя IV, пронизанная порами-трубками с буровато-темно-серыми илистыми кутанами из слоя V (глубина ~175 см).

	Модификация текстурной и пятнисто-глеевой толщ в заполнениях структур А: гумусированный темноцветный материал заполнений [hh]₂, обогащенный мелкими угольками, проникает в пятнисто-глеевую толщу на глубину до 3 м; по заполнениям и контактным зонам во вмещающей толще достигается максимальная глубина проникновения вертикальных трещин и пор-трубок с илистыми кутанами; в заполнениях достигается максимальная выраженность морфохроматических признаков оглеения.	Чередование сизоватых и охристых участков в заполнении структуры А на горизонтальном срезе 250 см. Темноцветный материал [hh]₂ приурочен к охристым участкам. Охристые ответвления (красные стрелки) частично наследуются глубоко проникающими вертикальными порами-плоскостями с буровато-темно-серыми илистыми кутанами (черные стрелки).
	Модификация текстурной и пятнисто-глеевой толщ в заполнениях структур С: формирование параллельной ориентировки вертикальных трещин, организованных в полигональную сеть с прямоугольной ячейкой; более глубокое проникновение пылеватых кутан; более выраженные по сравнению с вмещающей толщей морфохроматические признаки оглеения.	

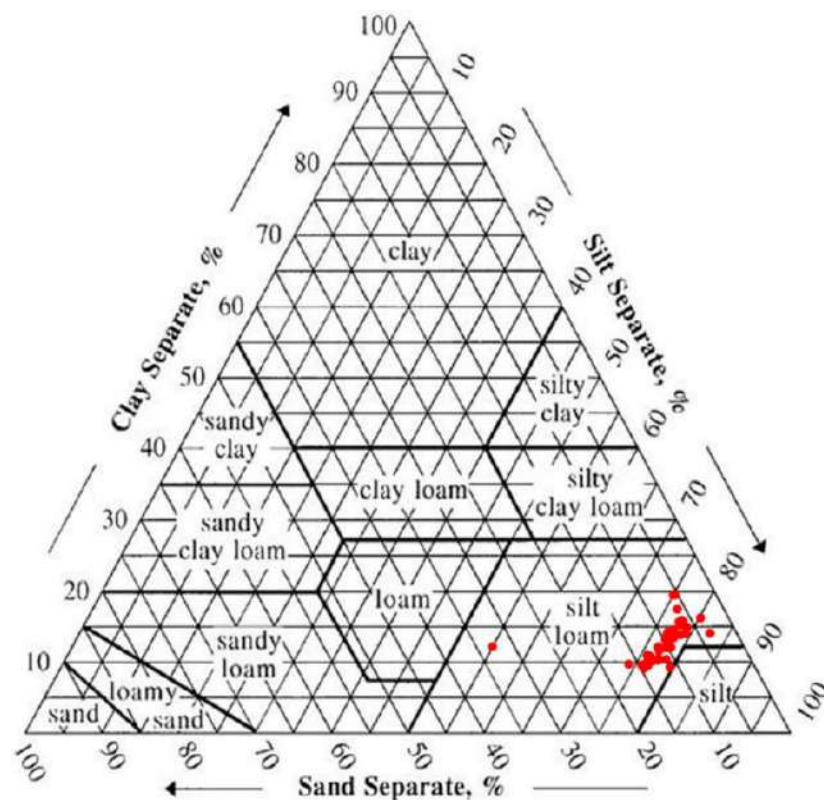


Рис. В19. Классы гранулометрического состава почвенно-осадочной толщи участка.

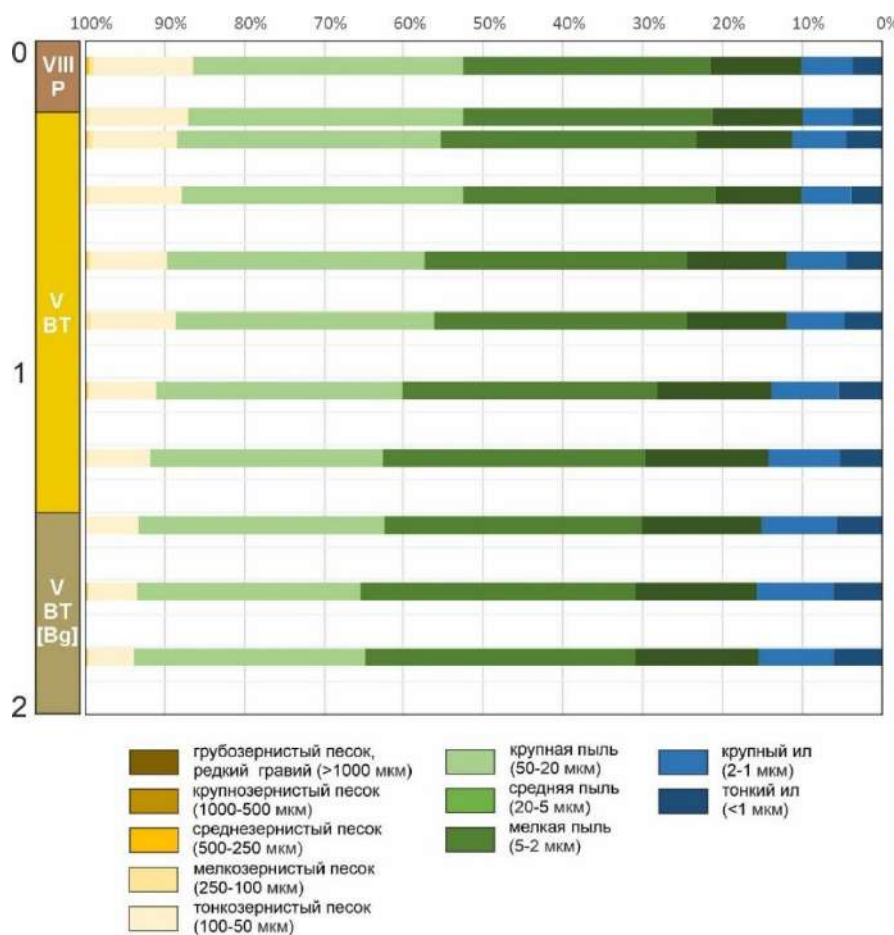


Рис. В20. Гранулометрический состав почвенно-осадочной толщи блока (разрез Р14)

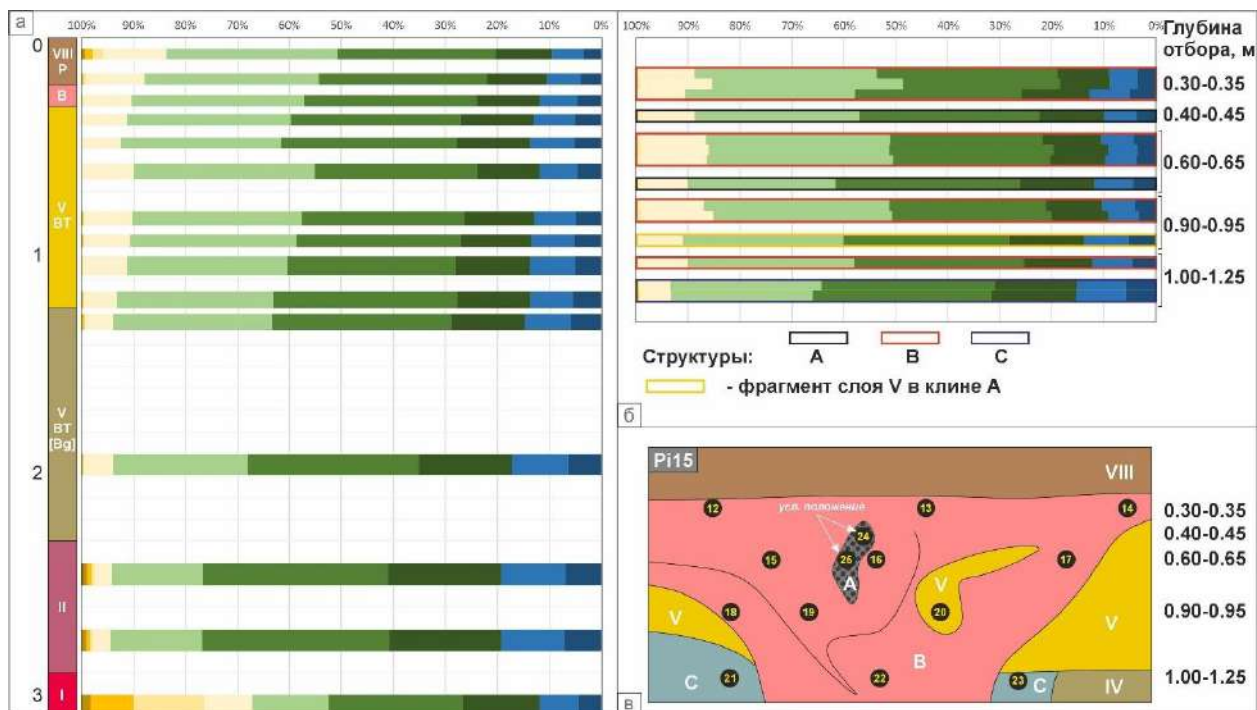


Рис. В21. Гранулометрический состав почвенно-осадочной толщи межблочья: а) колонка вмещающих отложений; б) заполнения палеокриогенных структур; в) схема отбора образцов из заполнений.

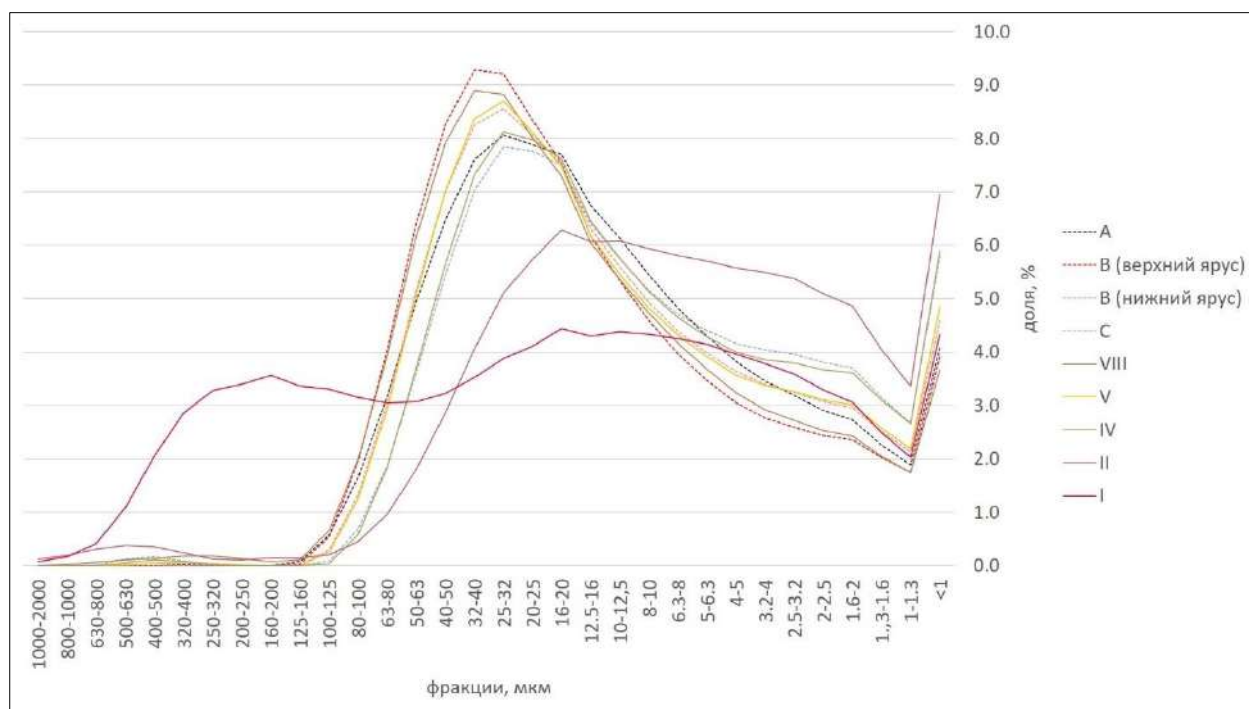


Рис. В22. Усредненные кривые распределения фракций в слоях и заполнениях (данные по нижнему ярусу клина В и слою I даны по одному образцу).

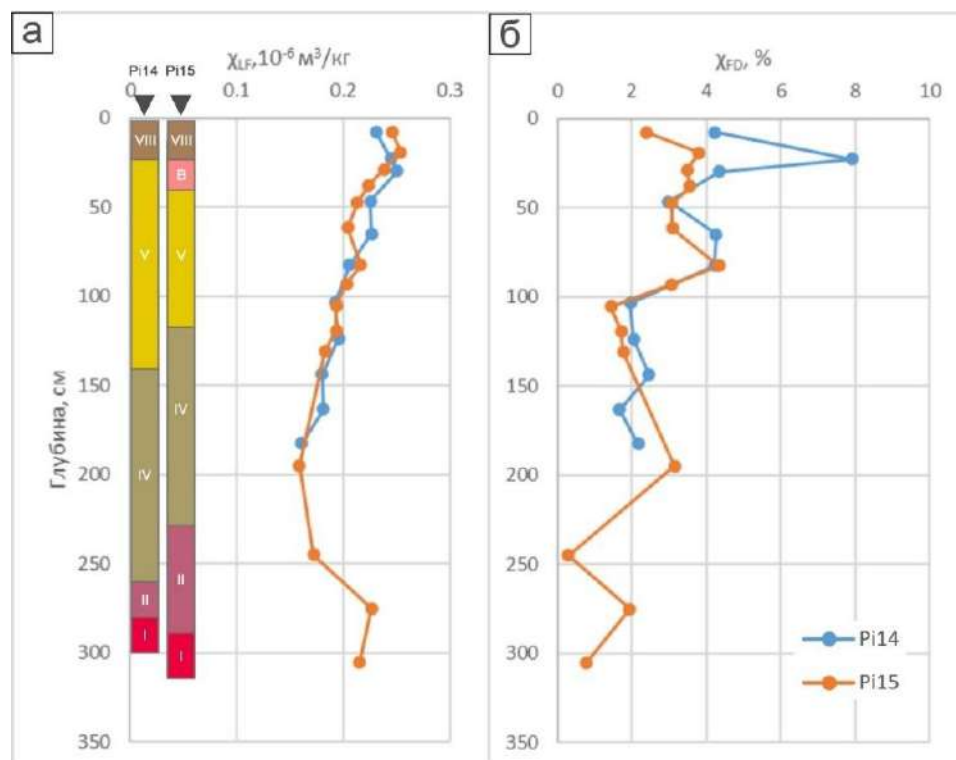


Рис. В23. Профильное распределение магнитных параметров во вмещающей толще блока (Pi14) и межблочья (Pi15): а) χ_{LF} ; б) χ_{FD} .

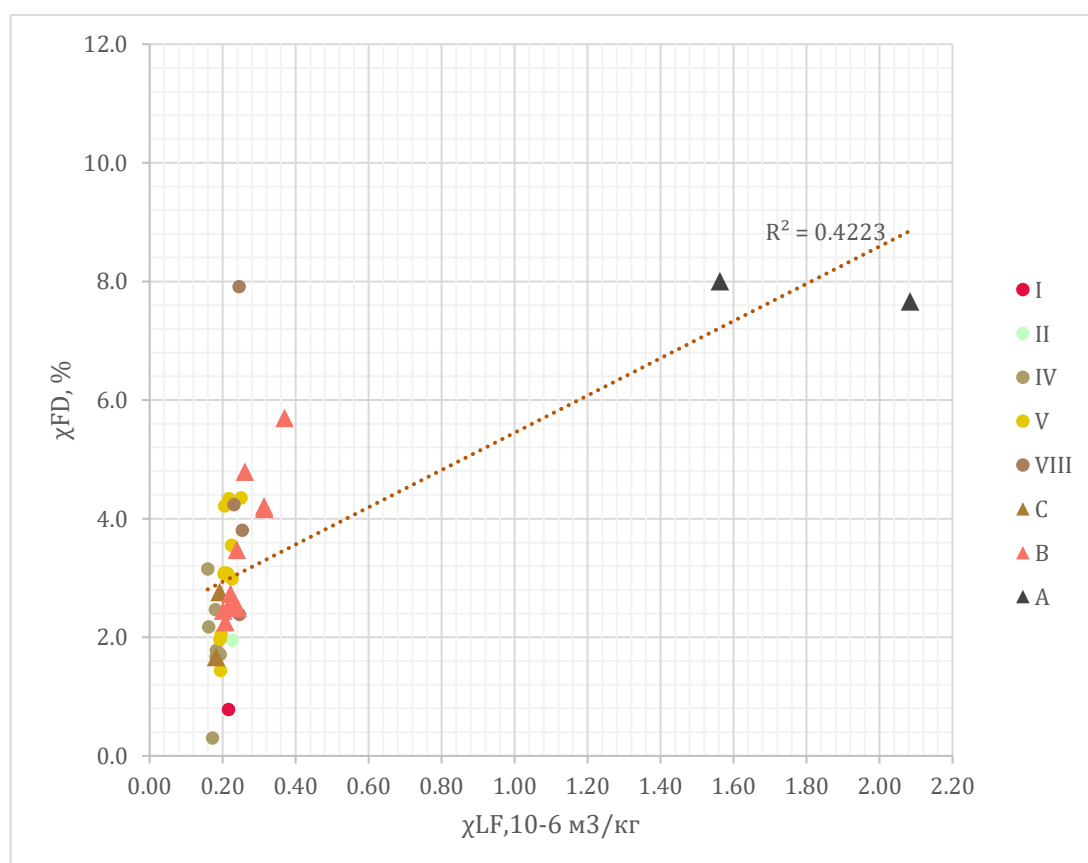


Рис. В24. Диаграмма рассеяния χ_{LF} vs χ_{FD} образцов почвенно-осадочной толщи слабовыпуклого повышения вершинной поверхности.

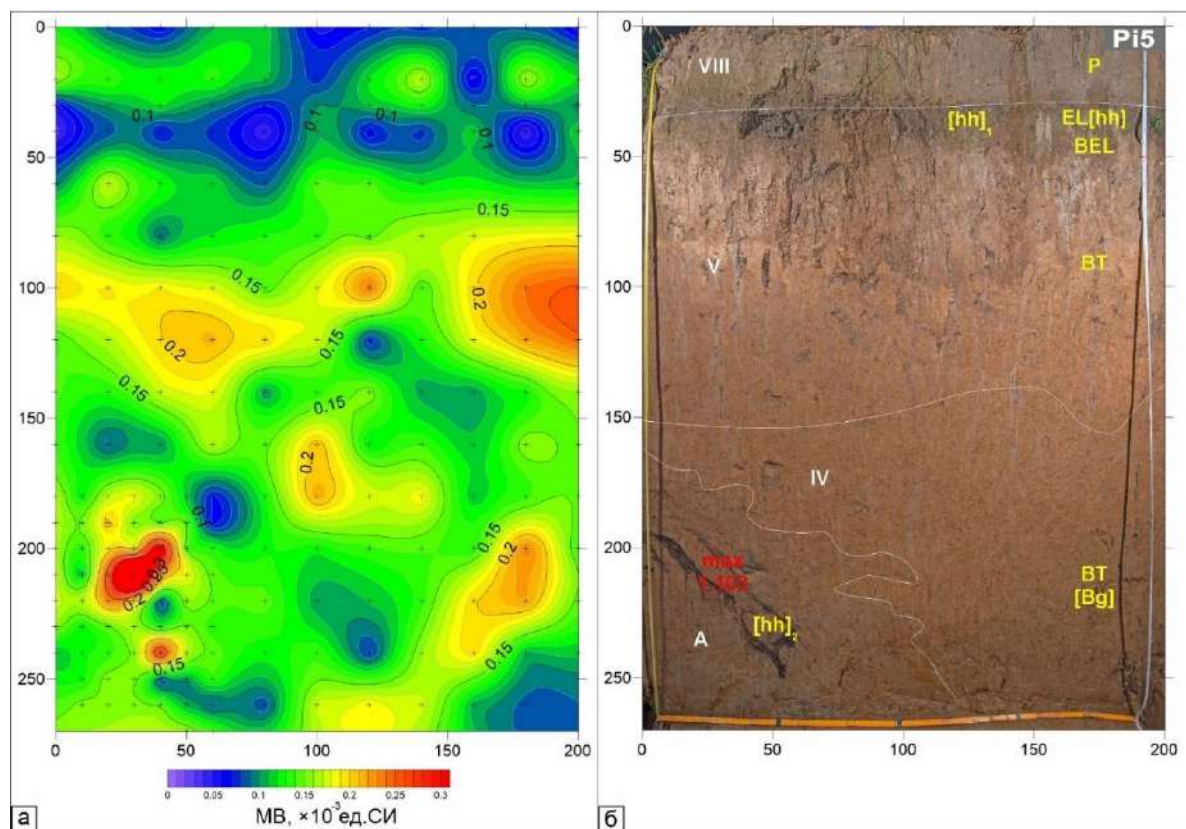


Рис. В25. Неоднородность МВ почвенно-осадочной толщи понижения вершинной поверхности, деформированной крупной структурой А (разрез Pi5) а) распределение к на вертикальном срезе; б) строение толщи.

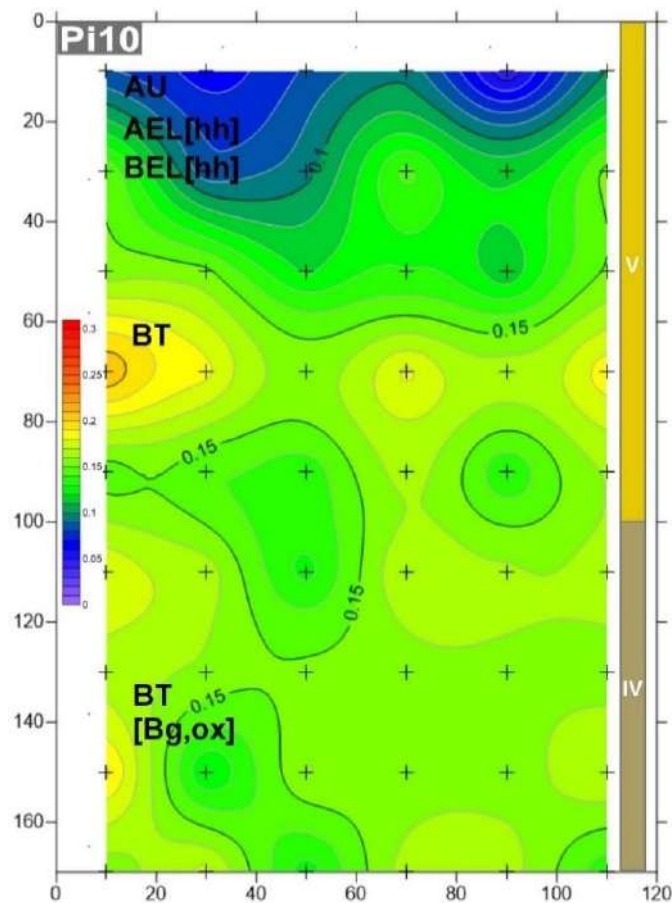


Рис. В26. Распределение k на вертикальном срезе Pi10.

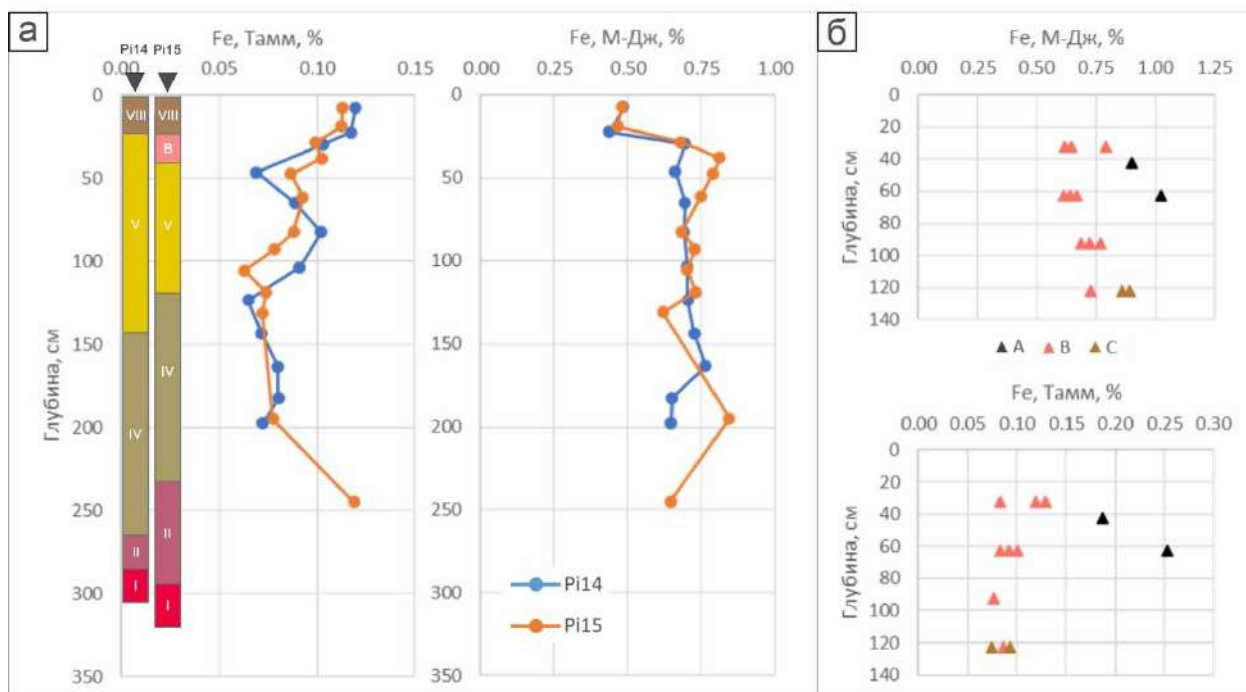


Рис. В27. Содержание несиликатных форм Fe в почвенно-осадочной толще слабовыпуклого повышения вершинной поверхности: а) профильные распределения во вмещающей толще блока (Pi14) и межблочья (Pi15); б) профильные распределения в заполнениях палеокриогенных структур межблочья (Pi15).

Таблица В28. Вариации к на участке «Поклонский холм».

Глубина, см	Вмещающие отложения						Вмешенные структуры						
	юнит	генетич. горизонт	<i>n</i>	$\bar{\kappa}$, ед. $\times 10^{-3}$ СИ	σ , ед. $\times 10^{-3}$ СИ	CV, %	Тип	<i>n</i>	$\bar{\kappa}$, ед. $\times 10^{-3}$ СИ	σ , ед. $\times 10^{-3}$ СИ	CV, %	max, ед. $\times 10^{-3}$ СИ	max/ $\bar{\kappa}$
Pi14 (блок)													
10	VIII	P	14	0.302	0.062	20.5	—	—	—	—	—	—	—
30	V	BT	14	0.378	0.049	12.9	—	—	—	—	—	—	—
50			14	0.313	0.045	14.3	—	—	—	—	—	—	—
70			14	0.276	0.036	13.1	—	—	—	—	—	—	—
90			14	0.260	0.031	12.0	—	—	—	—	—	—	—
110			14	0.283	0.030	10.6	—	—	—	—	—	—	—
130			9	0.246	0.056	22.9	—	—	—	—	—	—	—
150	IV	BT	9	0.235	0.034	14.4	—	—	—	—	—	—	—
170		[Bg]	9	0.242	0.017	6.9	—	—	—	—	—	—	—
Pi15 (межблочье)													
10	VIII	P	22	0.278	0.051	18.3	—	—	—	—	—	—	—
25	—	—	—	—	—	—	B	104	0.391	0.091	23.3	0.685	—
35	V	BT	16	0.240	0.127	52.9	A/B	127	0.457	0.195	42.7	2.115	8.8
50			9	0.311	0.019	6.1	A/B	16	0.371	0.119	32.2	0.790	2.5
60			16	0.276	0.039	14.0	A/B	139	0.439	0.344	78.4	2.572	9.3
70			10	0.312	0.024	7.6	A/B	15	0.342	0.055	16.1	0.450	1.4
90			39	0.280	0.046	16.4	A/B	131	0.353	0.149	42.1	1.209	4.3
110	IV	BT [Bg]	26	0.265	0.050	18.8	B/C	99	0.302	0.060	19.84	0.668	2.5
130			10	0.258	0.013	5.1	B/C	11	0.286	0.026	9.0	0.322	1.2
140			19	0.246	0.016	6.3	B/C	83	0.286	0.049	17.0	0.372	1.5
Pi16 (узловое сочленение)													
40	V	BT	24	0.316	0.035	11.2	Бывал (материал EL[hh])	13	0.288	0.089	30.9	0.478	1.5
							A/B	81	0.456	0.103	22.6	0.816	2.6

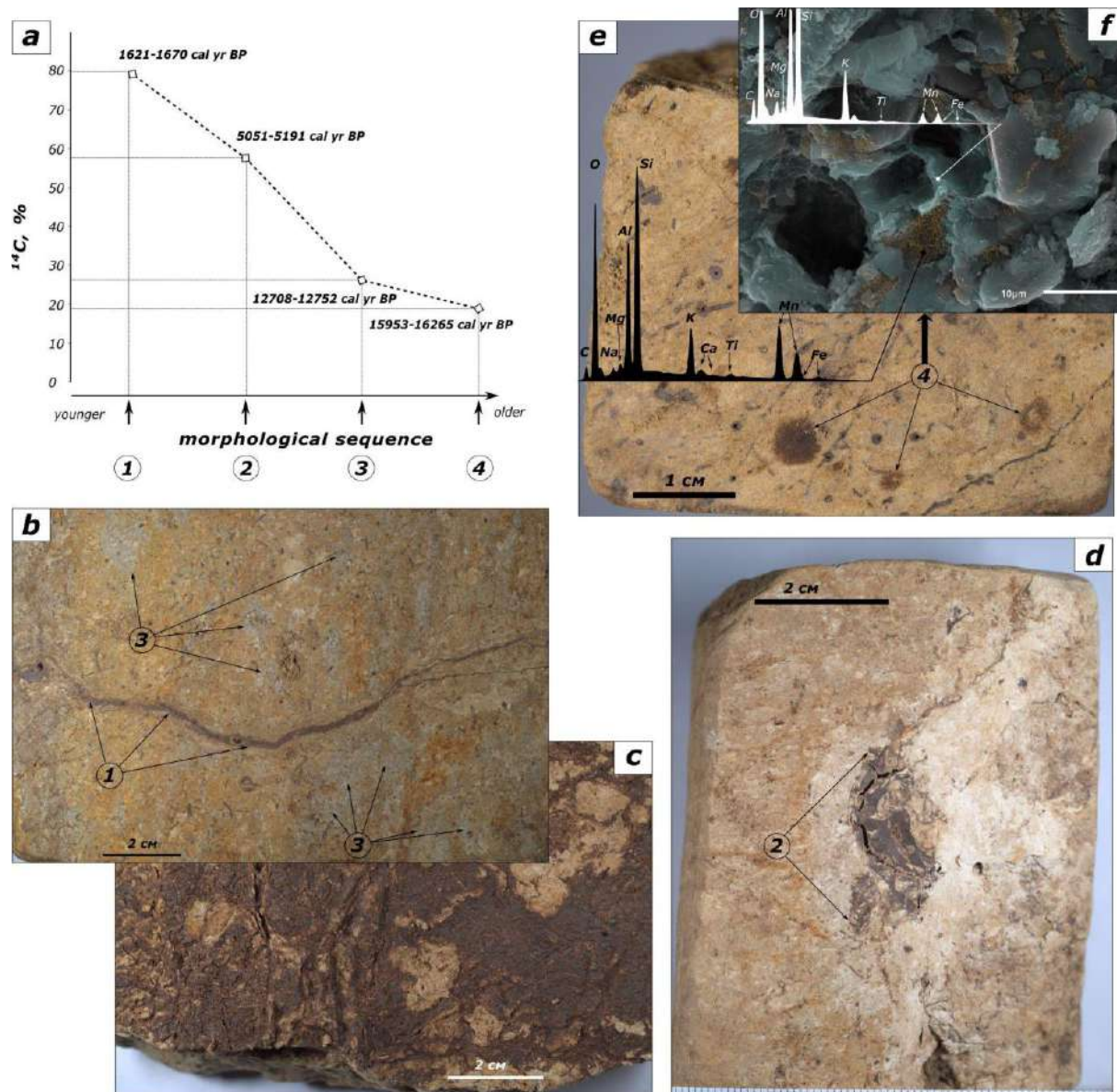


Рис. B29. Возраст различных морфонов текстурной толщи в зоне деформации структуры А: а) диаграмма ^{14}C AMS возрастов; б) горизонтальный срез через контактную зону криоструктуры, рассеченную вертикальной порой-плоскостью с иистой кутаной; в) естественная поверхность той же поры-плоскости; д) пора-камера и илистым инфилингом; е) илистые папулы, рассеянные в ОМ; ф) структура папул по данным электронной микроскопии (SEM). Цифрами обозначены датированные материалы (Shorkunov et al., 2023)

Приложение Г. Материалы по ключевому участку «Козловская котловина»

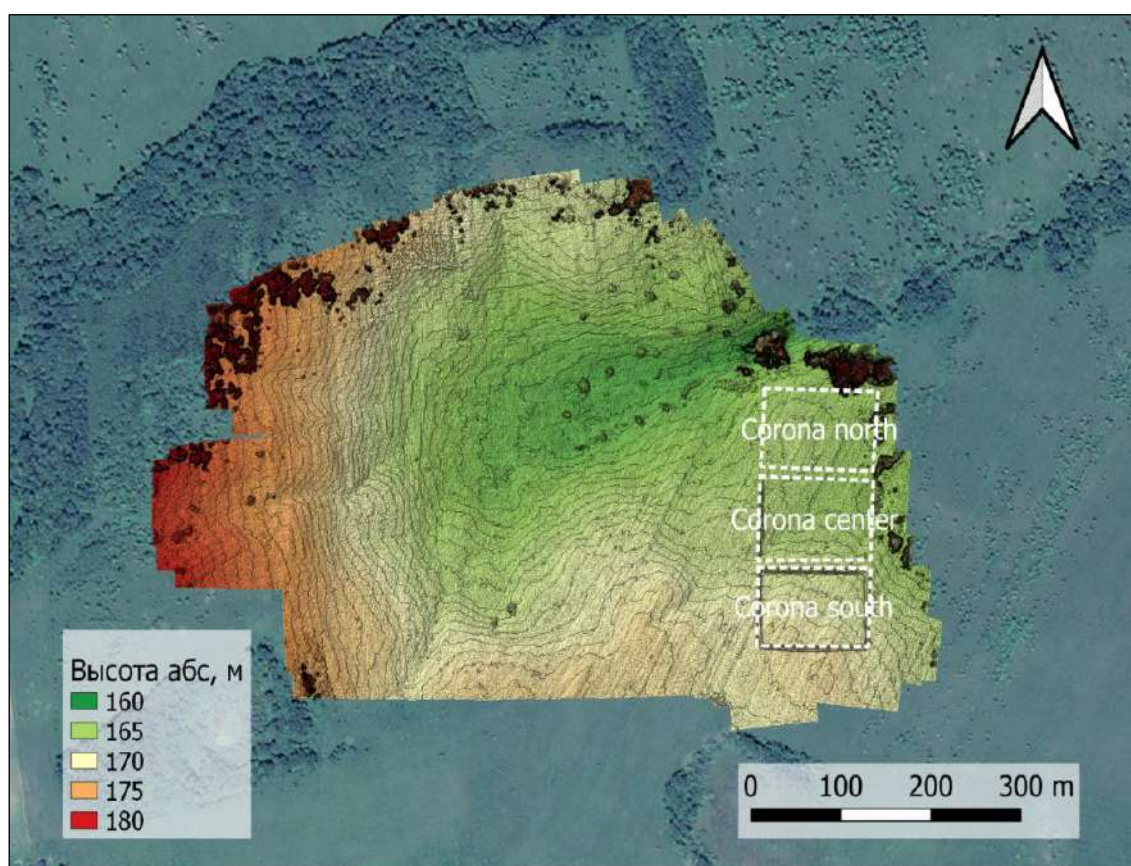


Рис. Г1. ЦММ Козловской котловины и расположение траншей.

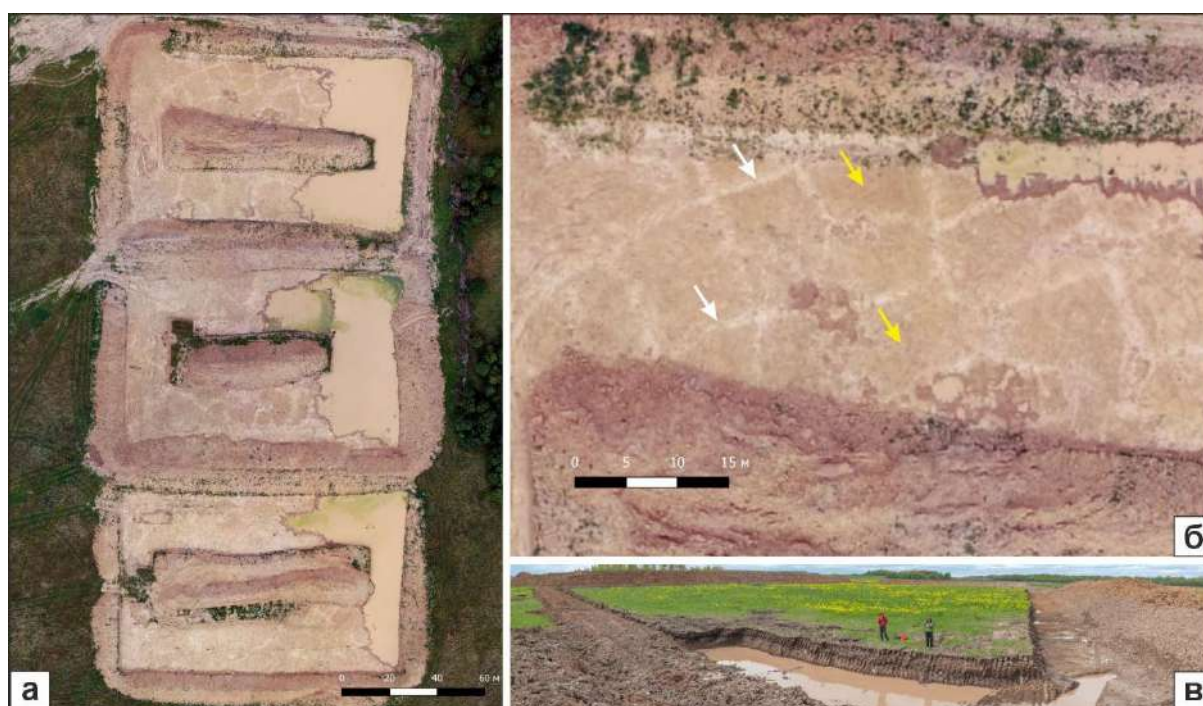


Рис. Г2. Латеральная неоднородность окраски на 1.5–2.5 м: а) предфинальное состояние траншей; б) полигональная сеть светлых полос (белые стрелки), наложенная на бурожелтый фон (желтые стрелки); в) вид на северную траншею с юго-востока.



Рис. Г3. Схема фактического материала ключевого участка «Козловская котловина» на изображениях, полученных по результатам БПЛА-аэрофотосъемки: а) ортофотоплан от 15 июня 2020 г.; б) ЦММ от 02 мая 2020 г. Условные обозначения: 1 – полигональный паттерн, вскрытый днищами траншей; 2 – сплошное или почти сплошное распространение реликтового гумусового горизонта (ВГГ) на стенках траншей; 3 – ветровальные нарушения; 4 – крупные клиновидные псевдоморфозы В-С; 5 – структуры А; 6 – местоположения опорных расчисток; 6 – внешние границы траншей; 7 – горизонталы через 0.25 м.

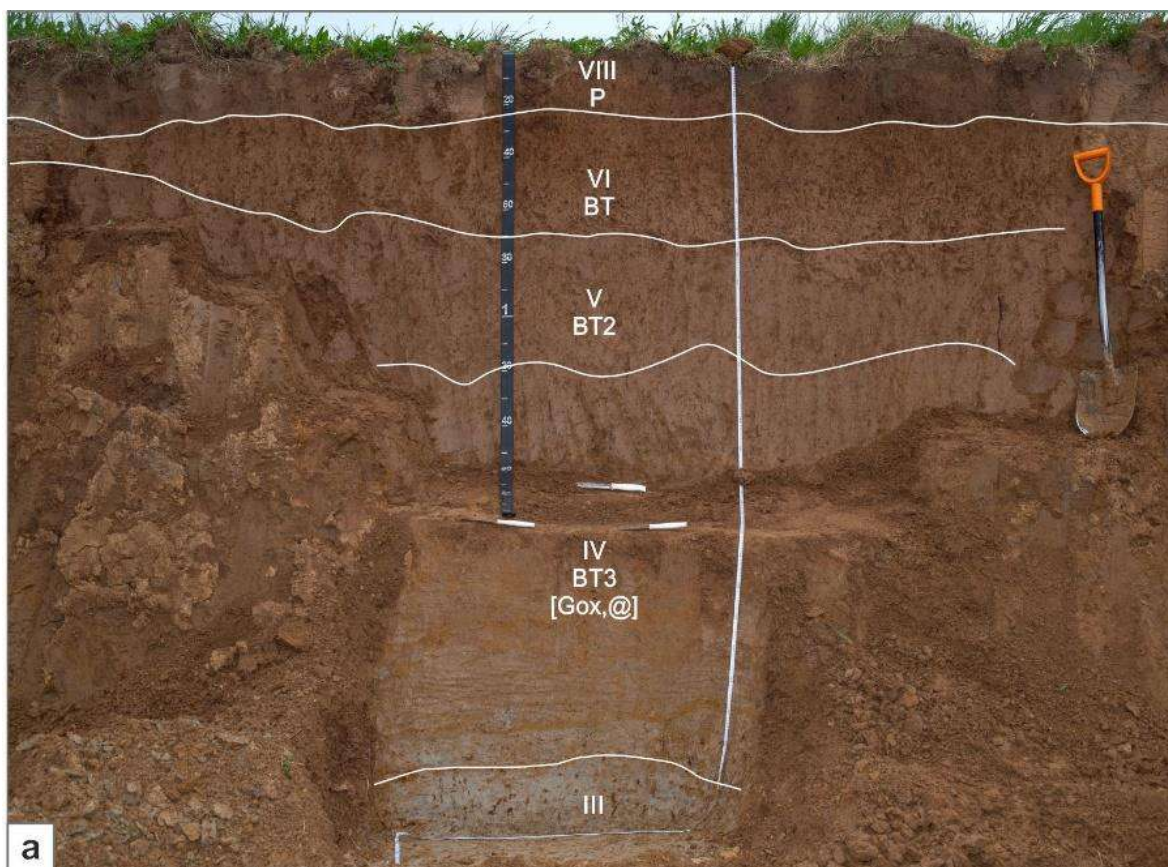


Рис. Г4. Морфология вмещающей почвенно-осадочной толщи эродированного участка борта ложбины, расчистка CS2.

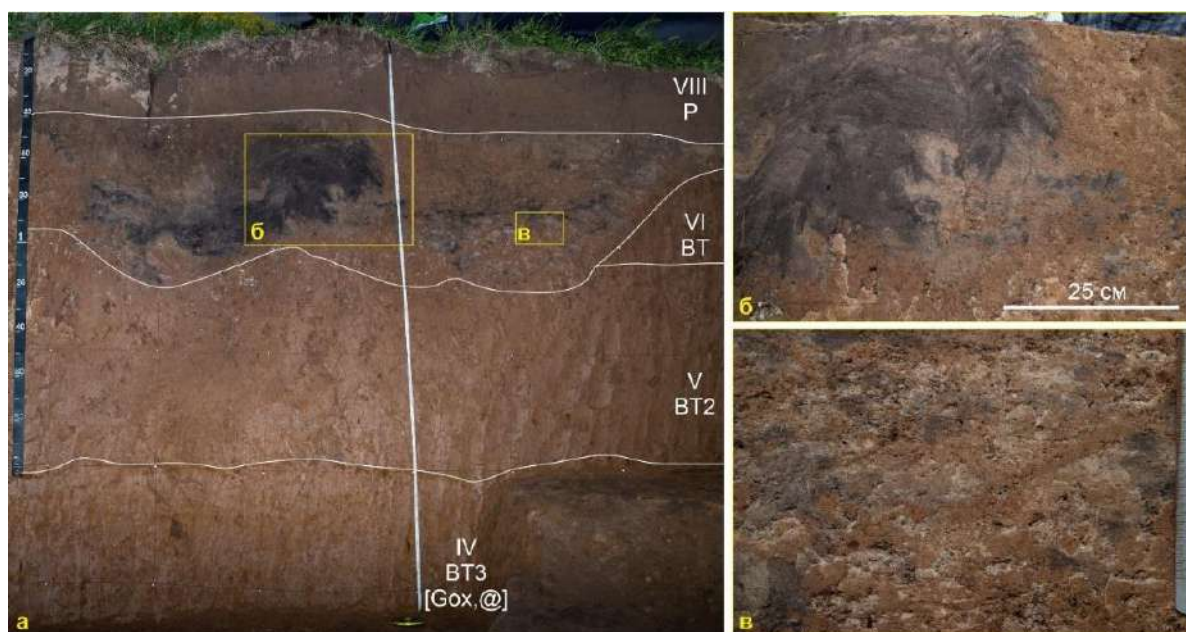


Рис. Г5. Ветровальное нарушение на эродированном участке борта ложбины, расчистка CS2: а) общий вид расчистки; б) темнокветное алевритистое заполнение вывала со слоистой текстурой; в) перемешанные алевритистые и легкосуглинистые фрагменты в заполнении вывала.



Рис. Г6. Боковой контакт ветровального нарушения с признаками интенсивного поверхностного оглеения (применена цветокоррекция).



Рис. Г7. Верхняя часть криоструктуры А, нарушающей толщ с кровли слоя VI, расчистка СС4.

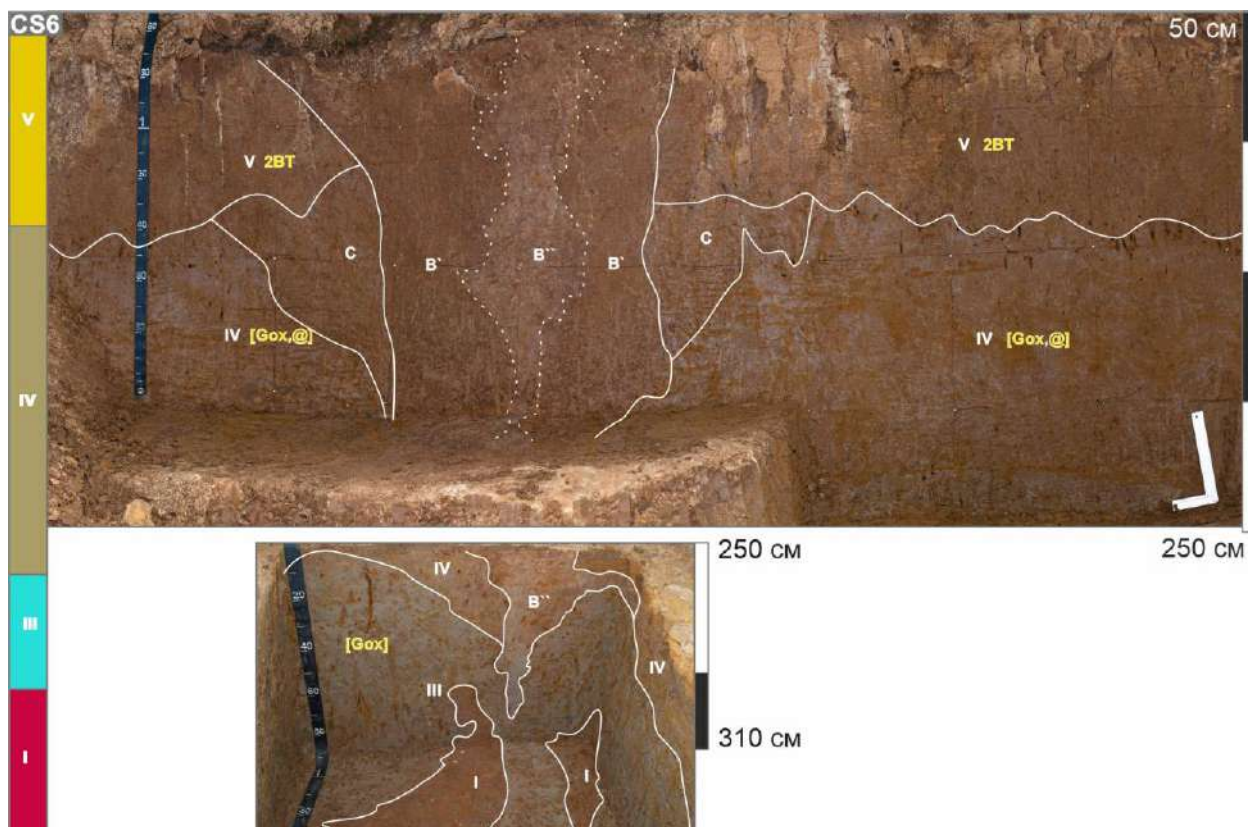


Рис. Г8. Деформация вмещающей толщи клиньями В-С, расчистка CS6.

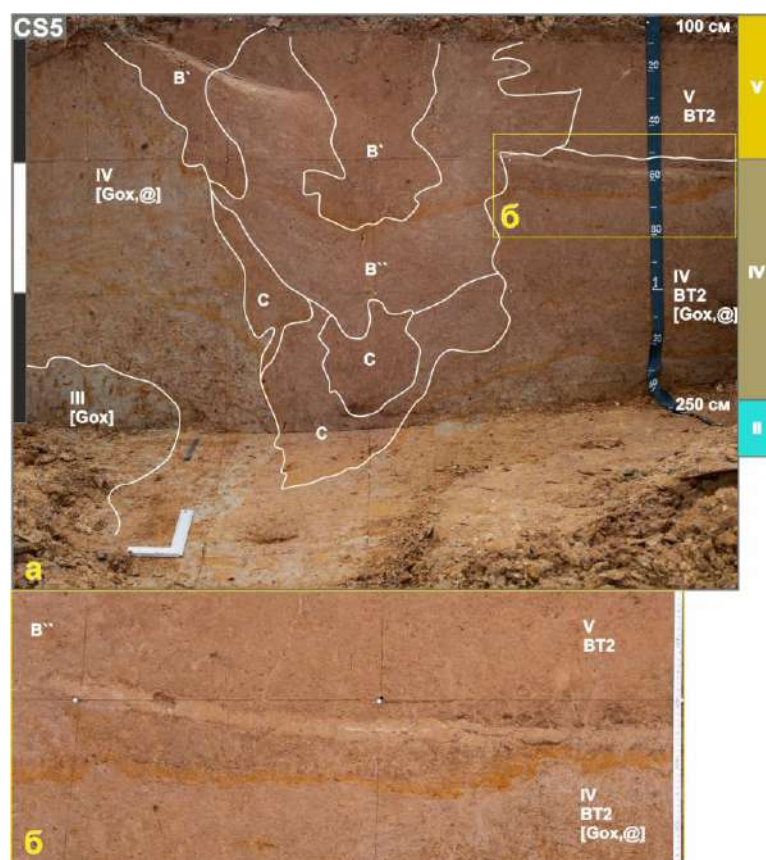


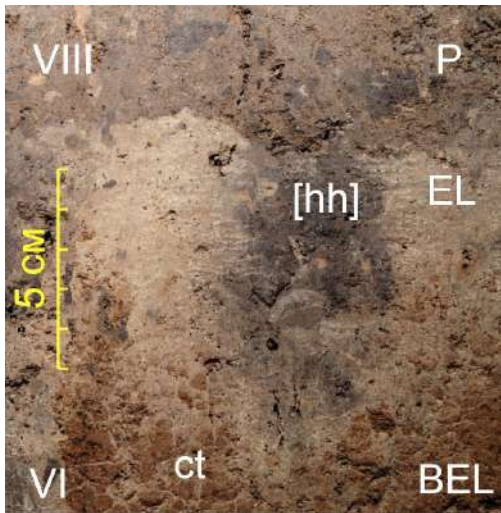
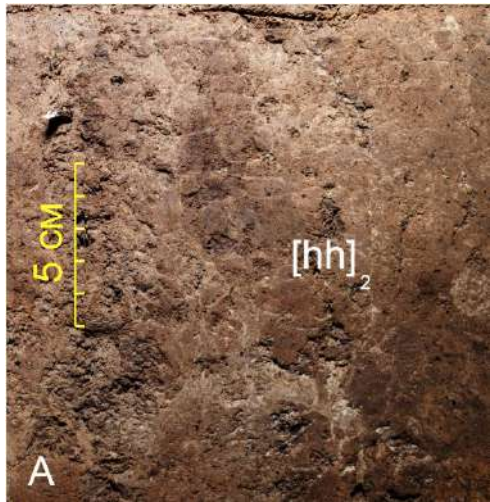
Рис. Г9. Особенности контакта клиньев В-С с нижней частью вмещающих отложений, расчистка CS5: а) общий вид расчистки; асимметрия вмещающей толщи вследствие деформации; б) гумусированная линза, нарушаемая клином В и кротовиной; охристая полоса по нижнему контакту линзы, переходящая в заполнение клина.

Таблица Г10. Литологическая структура ключевого участка «Козловская котловина»

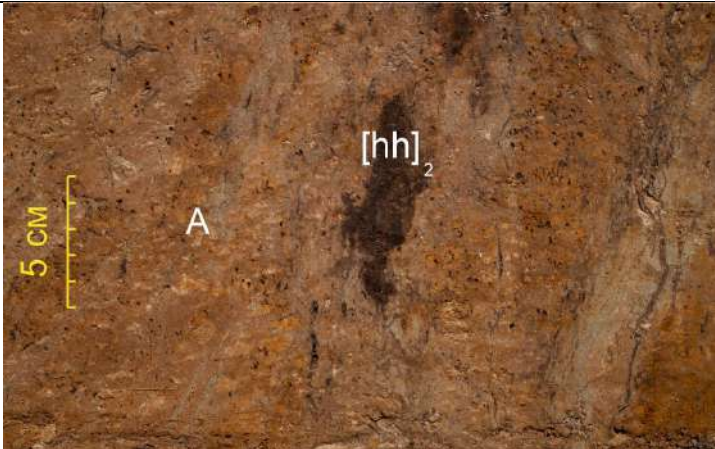
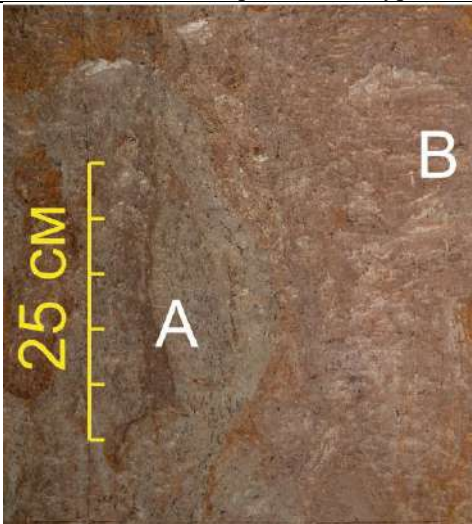
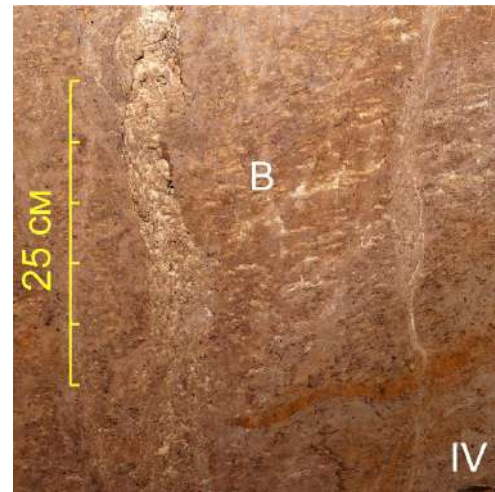
Сл ой	Форма залегания	Литология	Почвенная морфология	Вертикальные структуры		Форма залегания	Литология	Почвенная морфология
VI II	Слой мощностью 20–40 см на бортах ложбины (зона сноса) с эрозионным нижним контактом. Широкая линза мощностью до 90 см в днище ложбины (зона аккумуляции) с согласным нижним контактом.	Массивный или стратифицированный на дециметровые прослой серовато-бурый и бурый легкий суглинок	P RY	-		-	-	-
VI	Слой неравномерной мощности (0.5–1.2 м) с эрозионным нижним контактом.	Красновато-светло-бурый легкий суглинок	AY EL[hh] BEL(ct,y,[hh]) BT(y)	Ветровальные нарушения		U-образные линзы мощностью 30-70 см и шириной 0.4-2 м с несогласными контактами.		Заполнены материалом гумусовой, элювиальной и текстурной толщ.
				Крио- деформа- ции	A	Вертикальные линзы сложной формы глубиной >0.5-1.3 м и 0.05-2 м в ширину с волнистыми боковыми контактами.	Неоднородный по цвету алевроит до легкого суглинка с преобладанием вертикально-слоистой текстуры. В верхней части преобладает серовато-светло-бурый тон, а в нижней – голубовато-светло-серый. Вмещает вертикально ориентированные красновато-темно-бурые и редкие ярко-красно-бурые крупные линзочки, мелкие угольки, в нижней части – деформированные фрагменты слоя V с темно-бурыми до черных илистыми папулами.	Модифицируют элювиальную и текстурную толщу

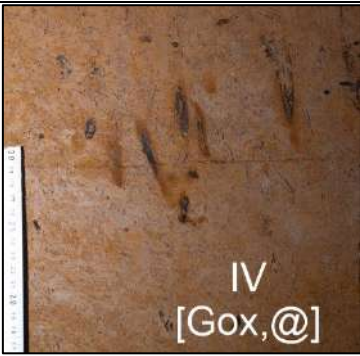
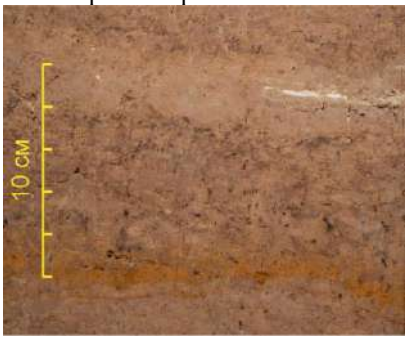
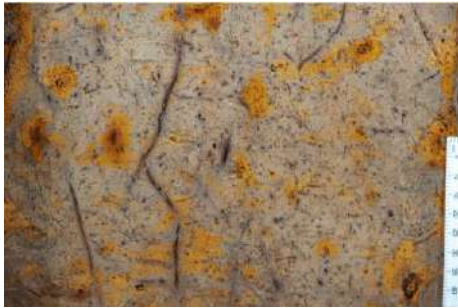
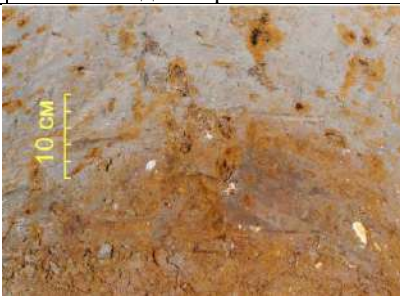
V	Слой неравномерной мощности (0.6–1 м) с эрозионным нижним контактом.	Желтовато-светло-бурый средний к легкому суглинок с тонкой до крупной линзовидно-сетчатой контрастной (постшлировой) текстурой	BT2																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																												
---	--	--	-----	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--

Таблица. Г11. Морфология почвенных тел ключевого участка «Козловская котловина»

Слой	Почвенная морфология		
VIII	P – пахотная толща мощностью 20–40 см, часто с припашками нижележащих горизонтов.		
	RY – стратифицированная толща мощностью до 50 см, в нижней части представляющая переотложенный в обратном порядке материал последовательности нижележащих горизонтов		
VI	AY – красновато-бурый, легкосуглинистый, комковатый, пронизан большим количеством червороин. Горизонт прослеживается над элювиальной толщей как в межструктурных зонах, так и над ветровальными нарушениями и криодеформациями. Мощность 0–10 см, граница волнистая, переход резкий. Ветровальные нарушения: неглубокие линзы заполнены преимущественно перемешанным материалом элювиальной толщи с высоким участием материала [hh]₁, более глубокие заполнены также материалом текстурной толщи. Над отдельными глубокими нарушениями сформирована гумусовая и элювиальная толщи AY-EL. В заполнениях и по периферии отдельных вывалов отмечаются признаки интенсивного поверхностного оглеения.	 Строение линзовидных заполнений ветровальных нарушений.	 Материал EL[hh] в ветровальном нарушении после высыхания.
	EL[hh]₁ – алевроит, в верхней части серый до черного (морфоны ВГГ), сильно светлеет при высыхании, в нижней части светло-серый до желтовато-светло-серого, пластинчатый (толщина плиток 1–2 мм, нижняя часть плиток подчеркнута темно-серой окантовкой). Мощность 0–10 см, граница языковатая, переход ясный.		
	BEL(ct,y,[hh]₁) – МТМ красновато-светло-бурая, легкосуглинистая, ореховатая, с тонкими бурыми до красно-бурых илистыми и светло-серыми пылеватыми покровами педов, создающими сетчатую текстуру среза. ВТМ алевроитистая, светло-серая до желтовато-светло-серой, иногда серая (морфоны ВГГ), часто с заключенными округлыми останцами МТМ различного размера. Средняя мощность в межструктурных зонах 10–20 см, в зонах вертикальных структур – до 30–40 см (языковатая модификация), граница нерегулярная, переход постепенный.	 Строение элювиальной толщи в межструктурной зоне с морфонами [hh]₁.	 Заполнение структуры А, включенное в элювиальную толщу и прокрашенное реликтовым органическим веществом [hh]₂.
	Модификация элювиальной толщи в заполнениях структур А: ВТМ имеет более темный оттенок, МТМ бурая до темно бурой за счет прокраски реликтовым органическим веществом [hh]₂.		

	BT(y) – МТМ красновато-светло-бурая, легкосуглинистая, многопорядково- ореховато-призматическая, с тонкими бурыми до красно-бурых илстыми и светло-серыми пылеватыми покровами педов, создающими сетчатую текстуру среза. ВТМ аналогична горизонту BEL, но занимает существенно меньшую площадь среза. Мощность 50–80 см, граница волнистая, переход постепенный.	 Строение текстурной толщи в слое VI в межструктурной зоне.	 Строение текстурной толщи в слое VI в приструктурной зоне A/B.
V	BT2 – МТМ желтовато-светло-бурая, среднесуглинистая, многопорядково-призматическая. Пронизана множеством тонких и мелких пор-трубок. Поры-трубки и тонкие вертикальные поры-плоскости выстланы серовато-темно-бурыми илстыми кутанами. В порах-плоскостях часто встречается второй, более тонкий слой светло-серых пылеватх кутан. Мелколинзовидно-сетчатая ВПМ отчетливо распадается на две фазы: более светлую и пылеватую и более темную и иловатую. В ВПМ широко распространены сгустки темно-бурых до черных тонких и мелких илстых папул. Часто линзочки светлой фазы яркий красно-желтый оттенок. ВТМ легкосуглинистая, магистральные трещины сформированы ветвящимися сплетениями тонких пор-плоскостей, выстланных более мощными темно-бурыми илстыми и более тонкими светло-серыми пылеватыми кутанами. На контакте магистральных трещин и МТМ, а также в заключенных останцах МТМ сформирована осветленная зона.	 Строение текстурной толщи в слое V в межструктурной зоне.	 ВТМ текстурной толщи в слое V в межструктурной зоне

Модификация текстурной толщи в заполнениях структур А: трещинная сеть более плотная, преимущественно наследующая ориентировку вертикальных структур, магистральные трещины разбивают преимущественно алевритистые вертикально ориентированные участки заполнений, в ВПМ распространены вертикально ориентированные гумусированные линзы и мелкие угольки.	 Строение текстурной толщи в заполнении структуры А.
Модификация текстурной толщи в заполнениях структур В: сверхглубокое (>3 м) проникновение магистральных трещин, преобладание пылеватых кутан, микронеоднородность МТМ по гранулометрическому составу, контрастные переходы по гранулометрическому составу на контактах со вмещающими отложениями.	 Строение нижней части текстурной толщи на контакте заполнений структур А и В.  Строение текстурной толщи в заполнении структуры В на глубине 3–3.4 м.

IV	[Gox,@] – неоднородный по цвету с преобладанием светло-серых участков, средне-тяжелосуглинистый, микроагрегированный, с большим количеством голубовато-светло-серых пятен различного размера, тонких изометричных рыхлых черных сегрегаций, ярких красно-желтых полос и окантовок, подчеркивающих слоистые и слоистые пластично деформированные текстуры. В верхней части на контакте с слоем V большое количество темно-бурых до черных трубчатых мелких и средних сегрегационных образований по ходам корней с яркими красно-желтыми окантовками. В кровле единично отмечена гумусированная буроватая линза.	BT2 – в слое IV-III проникает ряд признаков вышеописанного текстурного горизонта, имеющих наложенный характер по отношению к самостоятельному комплексу признаков слоев IV-III: трубчатые и плоские поры, магистральные трещины с темно-бурыми илистыми кутанами, в зонах вертикальных структур – редкими тонкими пылеватыми кутанами. При переходе в слой IV магистральные трещины формируют клиновидные разрывы в его кровле, а ниже часто приобретают выраженный наклон. С глубиной многопорядковая призматическая структура ослабляется, грани и ребра педов становятся плохо выражены.	 Строение текстурной – глеевой толщи в зоне контакта слоев IV и V.  Слоистая пластично деформированная текстура средней части слоя IV (применена цветокоррекция).	 Горизонт сегрегаций по ходам корней в кровле слоя IV.  Гумусированная локальная линза в кровле IV, нарушаемая более поздней кротовиной.
III	[Gox] – голубовато-светло-серый, тяжелосуглинистый, на всю мощность пронизан большим количеством средних и крупных трубчатых сегрегаций по ходам корней с темной красно-бурой внутренней частью и охристой периферией.		 Строение глеевой толщи в слое III	 Контакт слоя IV с ледниковым цоколем.

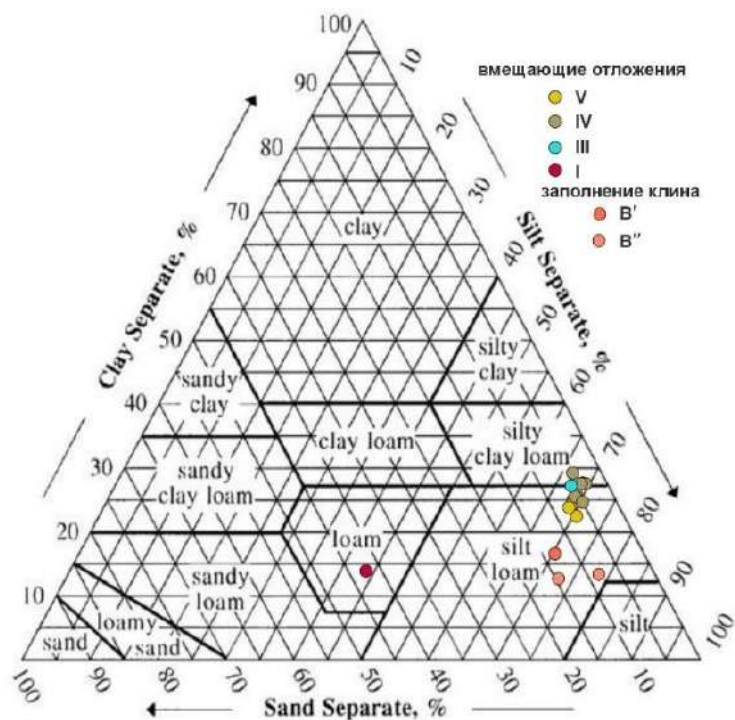


Рис. Г12. Классы гранулометрического состава вмещающих отложений и заполнения клина В

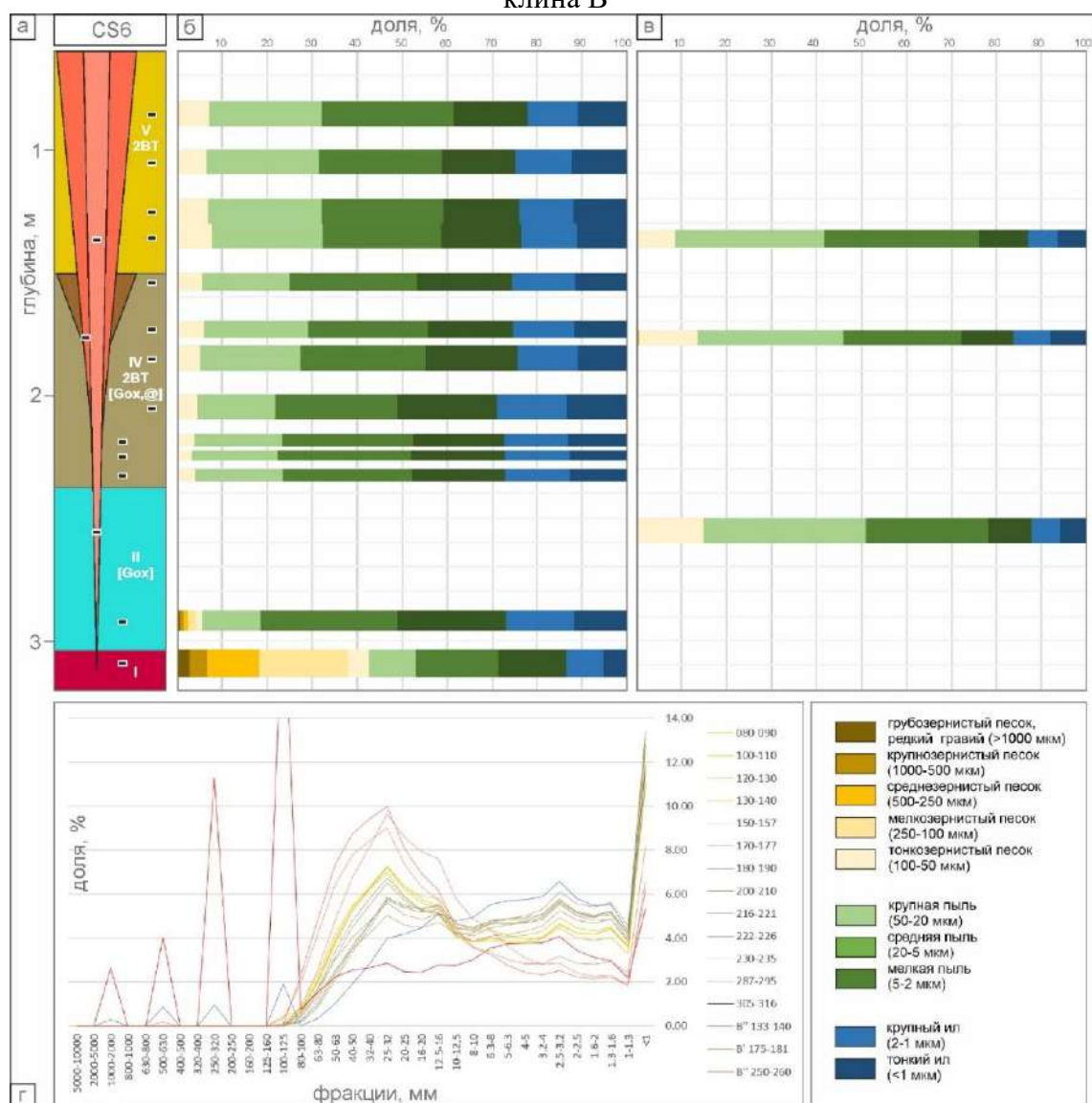


Рис. Г13. Гранулометрический состав вмещающих отложений и заполнения клина В: а) литологическая колонка со схемой отбора образцов; б) диаграмма распределения размерных фракций вмещающих отложений; в) диаграмма распределения размерных фракций заполнения клина В; г) графики распределения фракций по шкале Батурина (цвета соответствуют цветовой схеме литологической колонки).

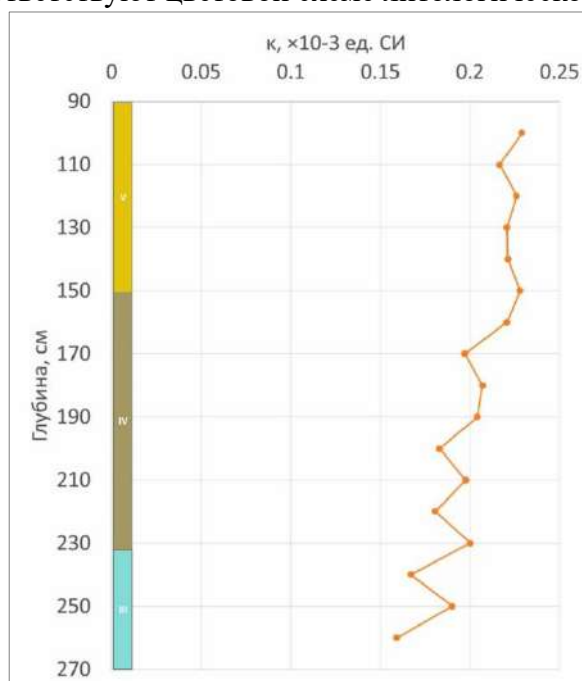


Рис. Г14. Профильное распределение k во вмещающей толще, расчистка CS6.

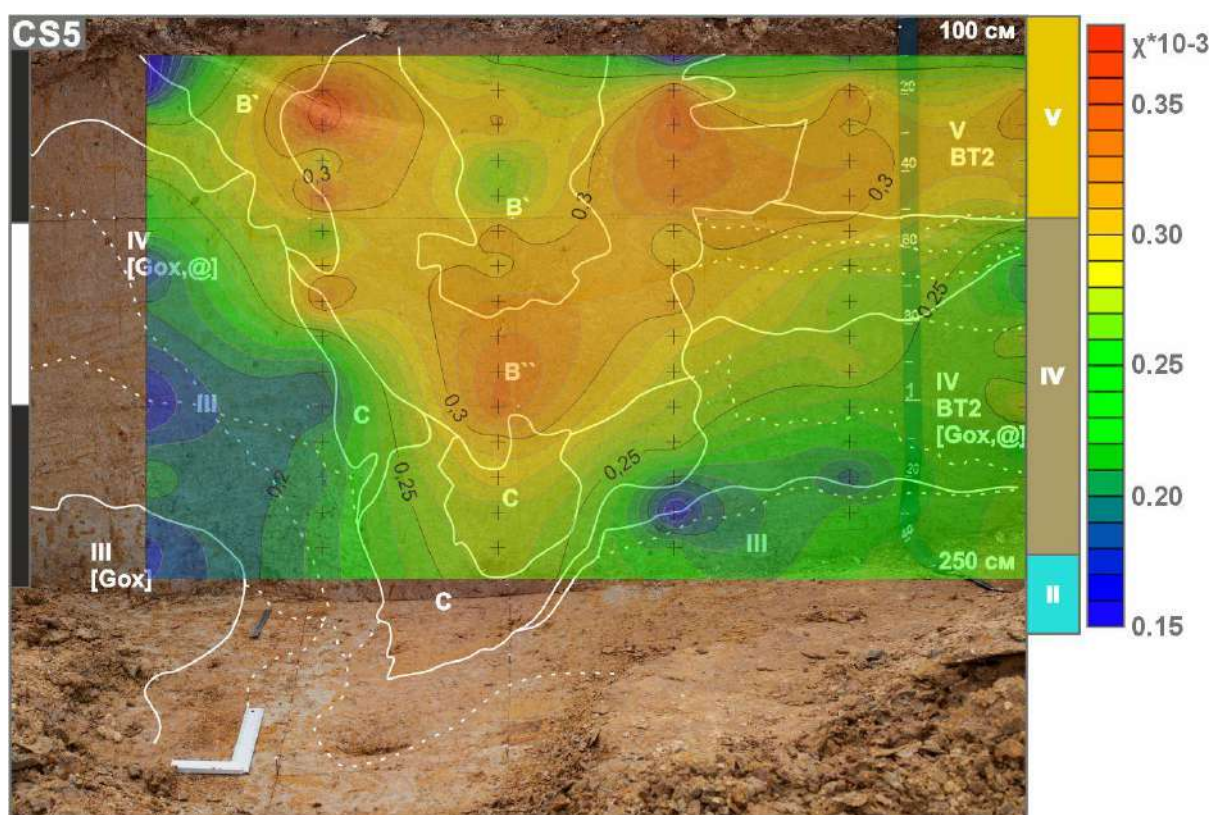


Рис. Г15. Пространственное распределение значений k на вертикальном срезе почвенно-осадочной толщи, деформированной палеокриогенными структурами, расчистка CS5.

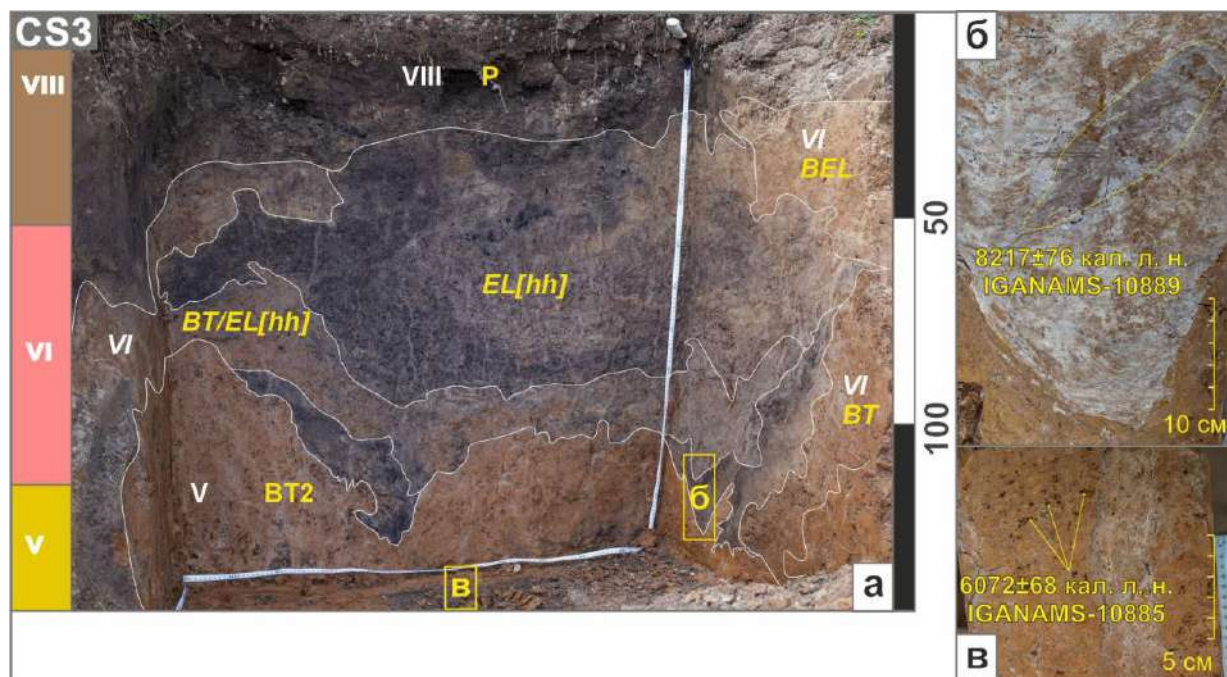


Рис. Г16. Строение глубокого ветровального нарушения и схема отбора образцов для ^{14}C датирования, расчистка CS3. Курсивом обозначены почвенные горизонты и отложения, подвергшиеся значительному переотложению в результате вывала.

Приложение Д. Материалы по ключевому участку «Дубовая роща»

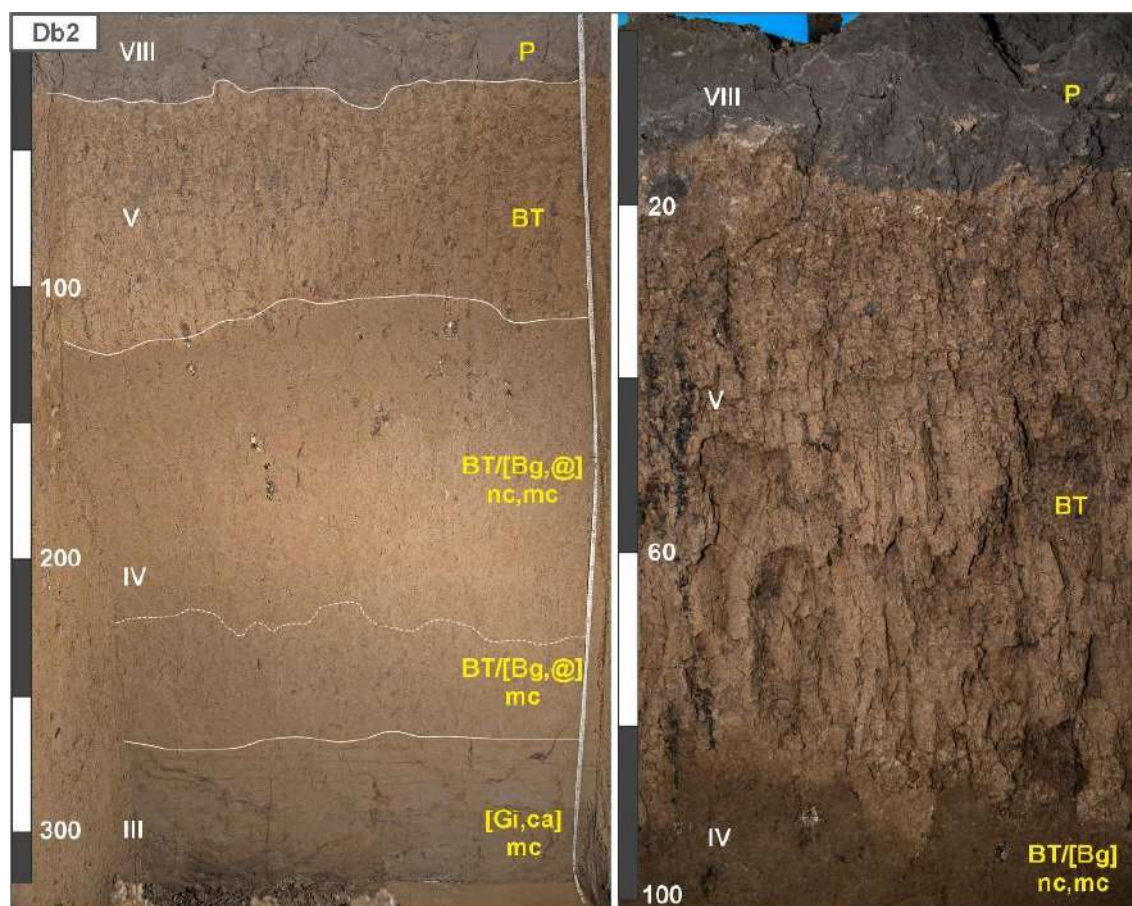


Рис. Д1. Строение почвенно-осадочной толщи центра блока, разрез Db2.

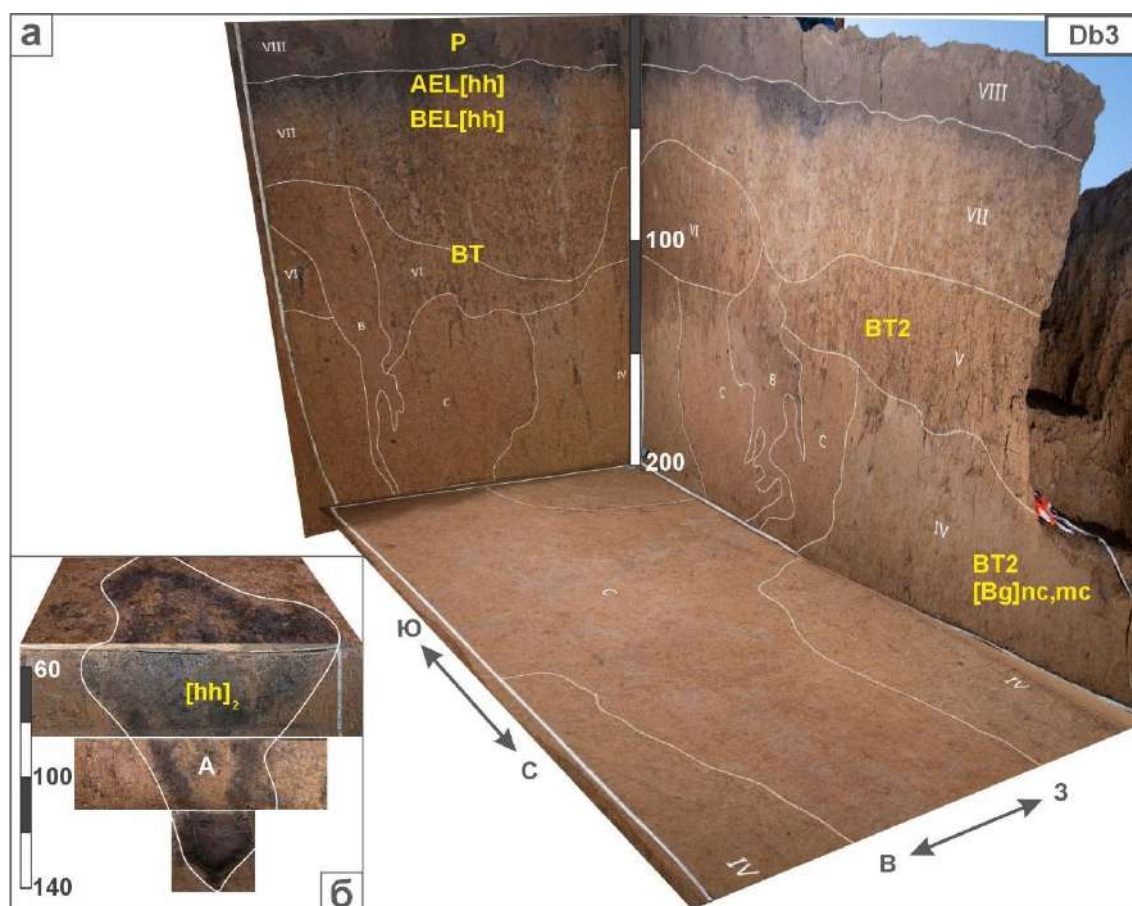


Рис. Д2. Строение почвенно-осадочной толщи узлового сочленения полигональной сети, разрез Db3: а) совмещенный вид финальных горизонтального (200 см) и вертикальных срезов (южного и западного); б) коллаж срезов через воронковидную структуру А в центре разреза.

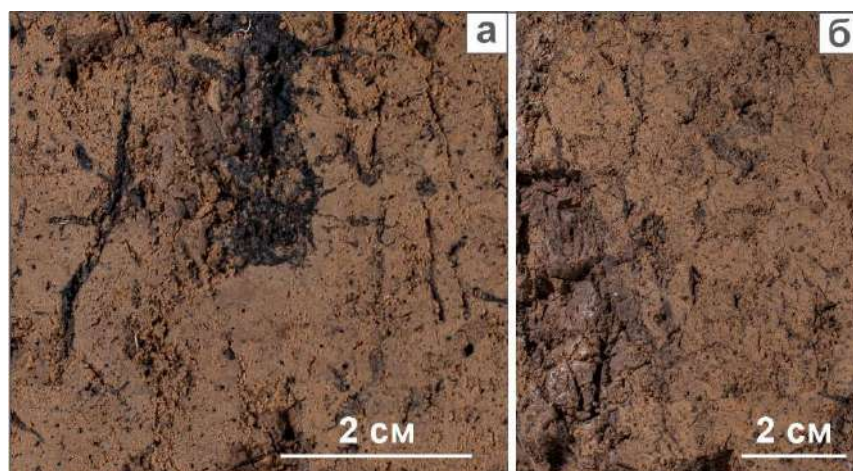


Рис. Д3. Морфология горизонта ВТ в слое V (вертикальные срезы): а) черные илистые заполнения пор-трубок и мелкого норного морфона; б) бурые илистые кутаны поверхностей педов.

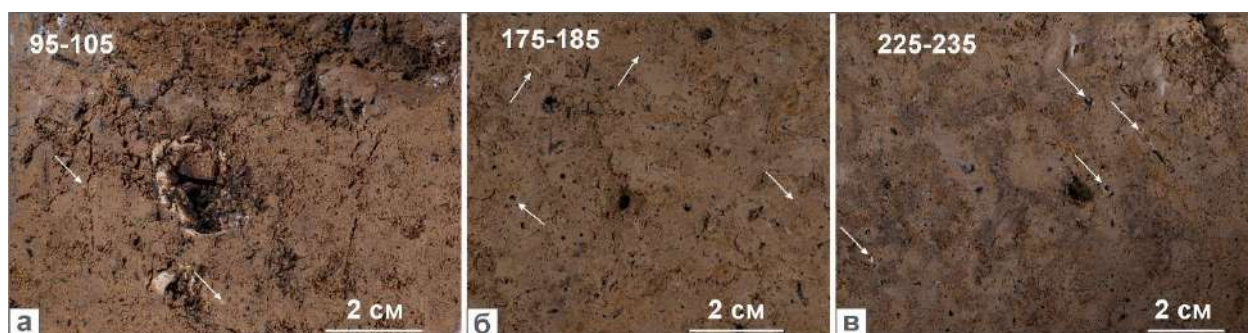


Рис. Д4. Морфология пятнисто-глеевой карбонатной толщи в слое IV (вертикальные срезы): а) верхняя часть горизонта [Bg]nc,mc с карбонатными нодулями; б) нижняя часть того же горизонта; в) участок горизонта [Bg,@]mc с концентрацией тусклых бурых пятен. Белыми стрелками отмечены карбонатные инкрустации пор-трубок.

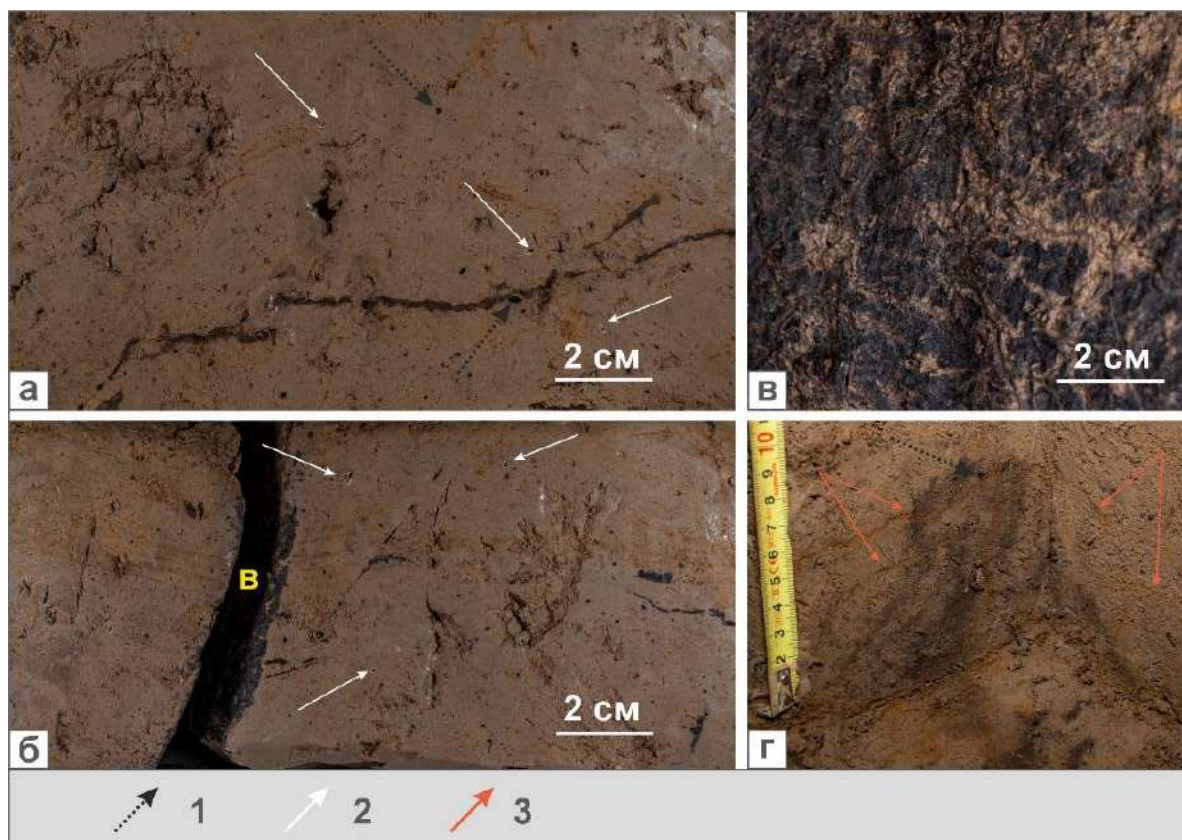


Рис. Д5. Морфология горизонта [Gi,sa]мс в слое III: а-б) вертикальные срезы через участки, рассеченные субвертикальными и субгоризонтальными плоскостями с черными илистыми кутанами; в) черная илистая кутана на естественной поверхности плоскости; г) бурое заполнение крупного норного морфона с угольками, рассеченное крупными шлирами. Условные обозначения: 1 – тонкие угольки; 2 – карбонатные инкрустации пор-трубок; 3 – крупная постшлировая текстура, подчеркнутая охристыми сегрегациями.

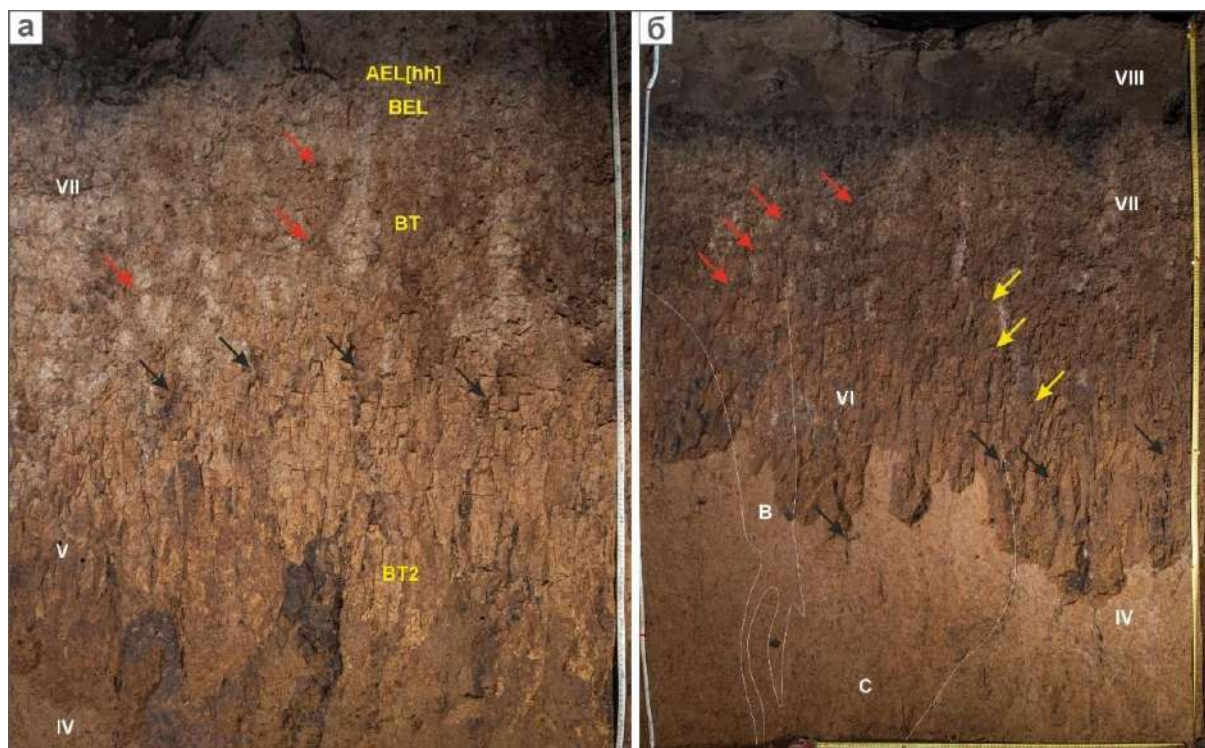


Рис. Д6. Морфологические особенности почвенно-осадочной толщи нивелированного понижения: а) вертикальный срез через вмещающую толщу; б) вертикальный срез через

участок, деформированный вложенными клиньями В-С. Условные обозначения: 1 – иловатые ламелли; 2 – погребенная система пор-плоскостей с черными илистыми кутанами, развитая с поверхности слоя V и заполнений клиньев С; 3 – область появления наклона призматических отдельностей к оси клина С.

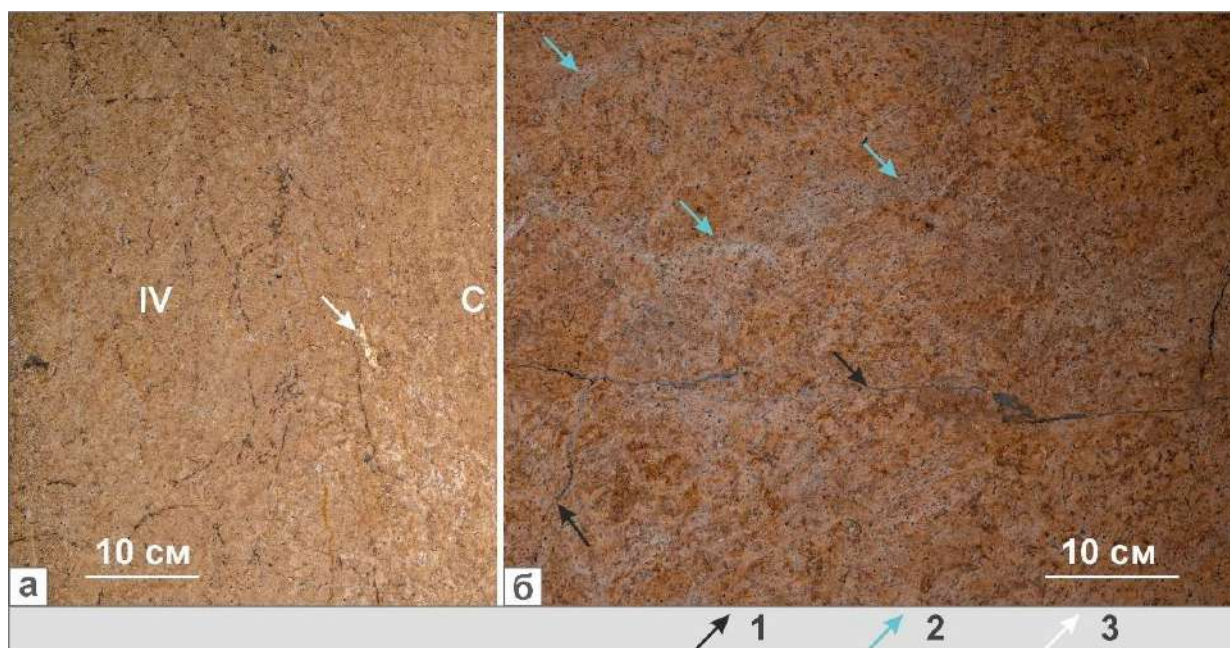


Рис. Д7. Морфологические особенности заполнений и контактных зон клиньев С (горизонтальные срезы на 200 см): а) вытянутые вдоль контакта трещины в слое IV, подчеркнутые охристыми и черными сегрегациями; б) наложение пор-плоскостей с черными кутанами на узловатую сеть голубовато-светло-серых жилок из клиньев В. Условные обозначения: 1 – поры-плоскости с черными кутанами; 2 – жилки из клиньев В; 3 – редкие карбонатные нодули.

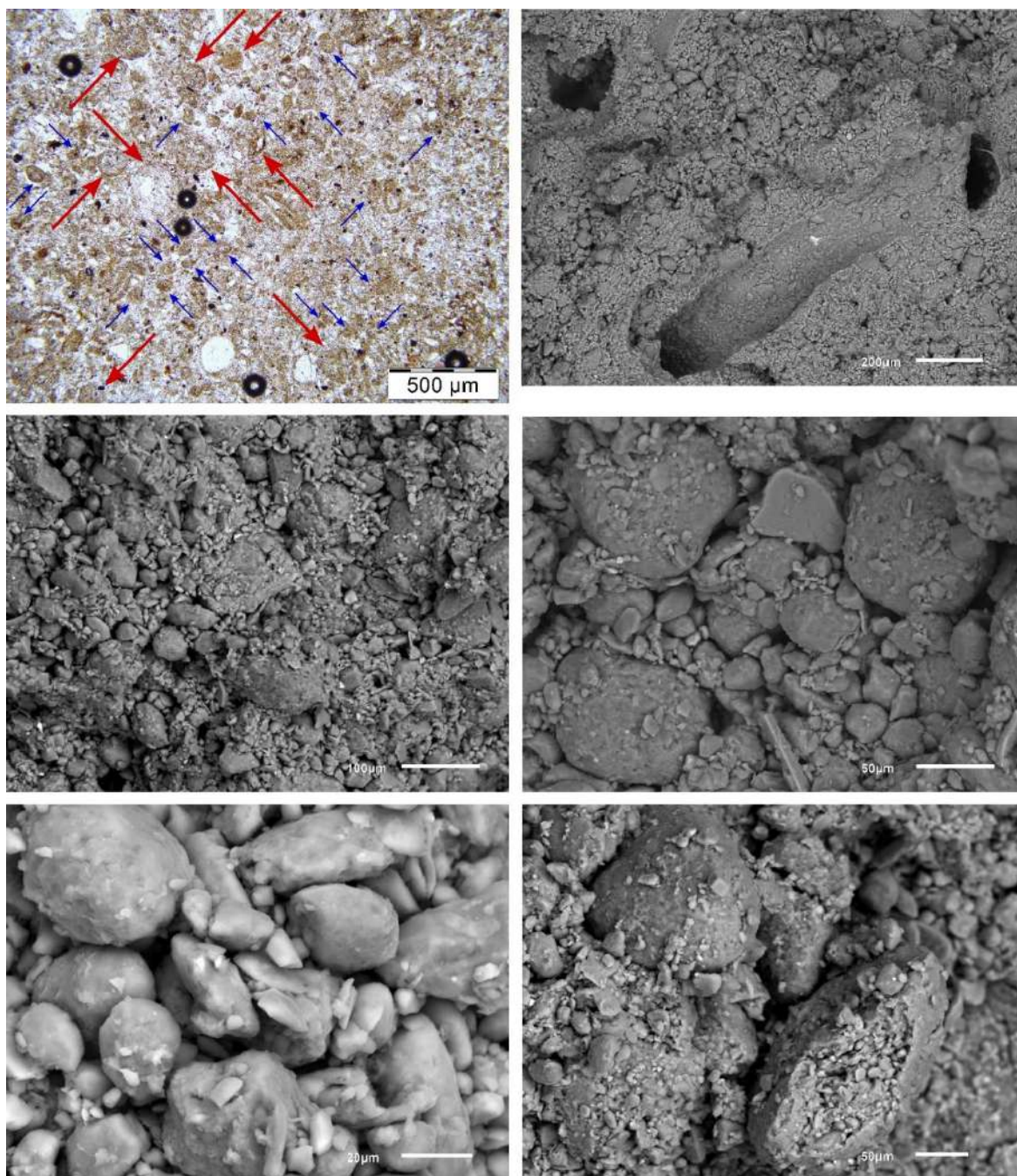


Рис. Д8. Микростроение горизонта ВТ/[Bg,@]nc,mc в интервале глубин 1.95–2.05 м: а) округлые микроагрегаты без выраженных ребер и граней, почвенный шлиф, вертикальная ориентировка, проходящий поляризованный свет, николи ||. Красными стрелками показаны крупные микроагрегаты сечением 120–250 μm , синими – скопления округлых микроагрегатов сечением 35(40)–50(60) μm и 70–120 μm ; б–е) микроструктурная организация, СЭМ, изображения в синтезе отраженных и вторичных электронов; б) тонкие внутрипедные поры-трубки с тонкой глинистой и карбонатно-глинистой кутаной; струйчато-сетчатое микростроение ВПМ; в) сетчато-гнездовое микростроение ВПМ; г) округлые микроагрегаты 35(40)–50(60) μm и 70–120 μm , окружающие их силикатные частицы размерности крупной, средней и тонкой пыли с глинистыми пленками; д) округлые микроагрегаты 35(40)–50(60) μm и силикатные частицы той же размерности с глинистыми пленками; е) крупные микроагрегаты 120–250 μm ; искусственно нарушенный микроагрегат (слоем): плотная упаковка частиц поверхностного слоя и струйчато-сетчатое микростроение внутренней части со слабо компактной упаковкой частиц.

Таблица. Д9. Литологическая структура ключевого участка «Дубовая роща»

Слой	Форма залегания	Литология	Почвенная морфология		Вертикальные структуры		Форма залегания	Литология	Почвенная морфология
VIII	Слой мощностью 20–30 см с эрозионным нижним контактом, срезающим VII-V.	Буровато-серый и серовато-бурый массивный легкий суглинок.	Р		-		-	-	-
VII	Изометричные линзы мощностью до 0.8 м и шириной до 5 м с волнистыми эрозионными нижними контактами. Сформированы в узловых сочленениях полигональной сети	Красновато-светло-бурый слоистый легкий суглинок.	AEL[hh] BEL BT		Палеокриогенные структуры	A	Воронковидные с клиновидными выступами грунтовые жилы мощностью до 130 см и диаметром поверху 70 см.	Красновато-темно-бурый и красновато-темно-серый слоистый гумусированный легкий суглинок.	Модифицируют гумусово-элювиальную и текстурную толщу.
VI	Изометричные линзы мощностью до 0.5 м и шириной до 7 м с волнистыми эрозионными нижними контактами. Сформированы в узловых сочленениях полигональной сети	Светло-бурый линзовидно-пятнистый легкий суглинок.				B	Линейные жильно-клиновидные структуры мощностью основной части до 90 см и большим количеством мелких жилок, проникающих на глубину >2 м. Боковые контакты крутые, волнистые и ассиметричные.	Основная часть: красно-светло-бурый легкий суглинок с линзовидно-пятнистой и наложенной линзовидно-сетчатой (постшлировой) текстурой. Мелкие жилки: голубовато-светло-серый легкий суглинок.	Модифицируют текстурную толщу. Нарушают погребенную пятнисто-глеевую толщу.
V	Слой мощностью ~1 м с волнистым нижним контактом, осложненным нерегулярными эрозионными рытвинами и клиновидными деформациями. Локально полностью срезается линзами VI-VII.	Желтовато-светло-бурый средний суглинок с мелко-линзовидной текстурой, в зонах палеокриогенных структур в нижней части линзовидно-сетчатой (постшлировой) текстурой.							
IV	Слой мощностью ~1.5 м с криотурбированной переходной к слою III зоной.	Тусклый светло-бурый до тусклого буровато-светло-серого в нижней части средний к тяжелому	[Bg] [Bg,@]	BT nc, mc		C	Линейные клиновидные структуры мощностью >1 м с размерами	Тусклый желтовато-светло-серый пятнистый легкий к среднему суглинок с	Модифицируют текстурную толщу. Модифицируют/

		суглинок с карбонатными конкрециями. Текстура нерегулярная пятнистая, в нижней части с остатками слоистой, нарушенной пластическими деформациями. В нижней части рассеянные включения дресвы.				поверху 1–1.5 м и асимметричными крутыми волнистыми боковыми контактами	наложенной линзовидно-сетчатой (постшлировой) текстурой. Бескарбонатный.	нарушают погребенную пятнисто-глеевую карбонатную толщу, развитую с кровли слоя IV.
III	Слой мощностью до ~1 м.	Светло-серый и желтовато-светло-серый средний к тяжелому слоистый карбонатный суглинок с рассеянными включениями дресвы.	[Gi,ca]					
II	Слой или линзы мощностью >40 см	Серовато-бурый легкий слоистый суглинок с большим количеством включений дресвы.	-					

Таблица. Д10. Морфология почвенных тел ключевого участка «Дубовая роща»

Слой	Нивелированное понижение (Db3)	Слой	Нивелированное повышение (Db2)	Нарушения и модификации вертикальных структур
VIII	P – буровато-серый, легкосуглинистый, комковатый, с припашками нижележащих горизонтов. Мощность 20–30 см, граница волнистая, переход резкий.	VIII	P – серовато-бурый, легкосуглинистый, комковатый, с припашками нижележащего горизонта. Мощность 20–30 см, граница волнистая, переход резкий.	-
VII-VI	AEL[hh] – буровато-темно-серый, легкосуглинистый, ореховато-плитчатый. При просыхании сильно светлеет. Поверхности педов перекрыты тонкими светло-серыми пылеватыми покровами, более мощными книзу. Вся масса горизонта турбирована почвенной фауной, большое количество червороин и мелких норных морфонов с заполнением вмещающим материалом или материалом нижележащих горизонтов. Распространен прерывисто, в виде морфонов мощностью 5–10 см. Мощность сильно варьирует: от фрагментарного присутствия, до сплошного горизонта максимальной мощностью 15 см. Граница языковатая, переход ясный.	V	BT – желтовато-светло-бурый, среднесуглинистый, многопорядково-ореховато-призматический. Мелкопятнистая ВПМ отчетливо распадается на две фазы: более светлую, яркую и пылеватую и более темную, тусклую и иловатую. В ВПМ множество тонких рыхлых черных конкреций. Поверхности педов покрыты тонкими бурыми илистыми кутанами. Горизонт разбит	Модификация текстурной толщи структурами А: локальная гумусированность МТМ до глубины 1.5 м, концентрация червороин и норных морфонов. Модификация текстурной толщи в слоях VII-VI структурами В: увеличение плотности и глубины проникновения сети магистральных трещин,

	BEL[hh] – МТМ красновато-светло-бурая, легкосуглинистая, ореховато-плитчатая. Поверхности педов перекрыты тонкими бурыми илистыми и светло-серыми пылеватыми кутанами. ВТМ представлена полигональной системой ветвящихся узких трещин с светло-серым пылевым заполнением. Воронковидные расширения редкие, с буровато-темно-серым алевритистым материалом (морфоны ВГГ). Большое количество норных морфонов, включая крупные (до 30 см), заполненные перемешанным красновато-светло-бурым и буровато-темно-серым материалом. Мощность ~10 см с отдельными языками до 20 см. Граница языковатая, переход постепенный. ВТ – красновато-светло-бурый до светло-бурого в нижней части, легкосуглинистый, многопорядково-ореховато-призматический. Поверхности педов перекрыты тонкими бурыми илистыми и светло-серыми пылевыми кутанами. Распространены 1–2 см волнистые темные полосы (ламелли), встречающиеся с шагом 7–15 см и сформированные горизонтами резкого увеличения мощности темно-бурых илистых кутан на поверхностях педов при практически полном исчезновении пылеватых покровов. При переходе из линз VII в VI заметно снижается мощность пылеватых покровов и выраженность ламеллей, увеличивается плотность сложения. Мощность до 90 см в центральных частях линз. Граница вогнуто-волнистая, совпадает с нижними контактами линз, переход резкий.		полигональной системой узких (до 3 мм) вертикальных плоских пор с тонкими буровато-темно-серыми до черных кутанами и редкими тонкими светло-серыми пылевыми кутанами. Черные кутаны перекрывают также поверхности многочисленных тонких и мелких пор-трубок. Горизонт вмещает большое количество норных морфонов с буровато-темно-серым материалом заполнения. Норные морфоны концентрируются и нарушают систему вертикальных плоских пор. Мощность 70–80 см, граница волнистая.	увеличение глубины проникновения пылеватых кутан. Модификация текстурной толщи структурами С: появление параллельной ориентировки вертикальных пор-плоскостей в ВТ и ВТ2, увеличение плотности и глубины проникновения погребенной системы пор-плоскостей и пор-трубок с черными илистыми кутанами, увеличение мощности кутан. Модификация/нарушение погребенной пятнисто-глеевой карбонатной толщи структурами С: формирование бескарбонатной зоны, уменьшение холодных и возрастание охристых тонов в окраске, контактная зона слоя IV рассечена вертикальными трещинами, подчеркнутыми черными и охристыми сегрегациями.
V	ВТ2 – общий характер аналогичен горизонту ВТ на повышениях с двумя основными отличиями: 1) горизонт разбит связанной с поверхностью системой плоских пор – нижними частями магистральных трещин с тонкими пылевыми кутанами; 2) характерная система вертикальных плоских пор с черными илистыми кутанами резко срезается контактом кровли слоя V и перекрывающих линз VI, т.е. является погребенной. Мощность 0 (полностью срезан) – 40 см, граница волнистая с кармановидными и языковатыми участками.			
IV	[Bg]nc,mc – тусклый светло-бурый средне-тяжелосуглинистый. На тусклом фоне ОМ охристые пятна, размер и количество которых увеличивается книзу, а также редкие тонкие сизые пятна. Большое количество тонких и мелких пор-трубок со слабовыраженной осветленной зоной в ОМ. Карбонатные новообразования: нодули 1-4 см, тонкие инкрустации пор-трубок, пропитка ОМ. Нодули полые, с черными натекми на внутренней поверхности. Мощность 100–110 см, граница волнистая, переход постепенный.			

	[Bg,@]mc – тусклый буровато-светло-серый с большим количеством тусклых бурых пятен, средне-тяжелосуглинистый с рассеянными включениями дресвы. На фоне холодных тонов окраски ОМ большое количество охристых пятен и полос различного размера, иногда подчеркивающих неясную слоистость. Скопления фрагментированных тусклых пятен образуют близкие к трубчатым формы диаметром до 3 см (норные морфоны). Большое количество тонких и мелких пор-трубок с отчетливой осветленной зоной в ОМ. Смят пластическими деформациями, создающими вихревой рисунок тусклых бурых и охристых пятен и полос. Карбонатные новообразования: тонкие инкрустации пор-трубок, пропитка ОМ. Мощность 40–50 см, граница слабоволнисто-субгоризонтальная, переход ясный. На участках нивелированных понижений карбонатные новообразования встречаются в слое IV с глубины >2 м. В пятнисто-глеевую толщу проникает признаки развитого в слое V горизонта ВТ, имеющие наложенный характер по отношению к самостоятельному комплексу признаков. Редкие поры-плоскости с черными илистыми кутанами проникают до 1.5 м, многочисленные поры-трубки с черными кутанами – вплоть до 2 м. При переходе в толщу резко ослабляется многопорядковая ореховато-призматическая структура, грани и ребра педов становятся плохо оформленными.	
III	[Gi,ca] – в верхней части светло-серый, в нижней части желтовато-светло-серый средний к тяжелому опесчаненный суглинок с рассеянными включениями дресвы и тонких угольков. В ОМ тонкие плотные темно-бурые конкреции. Большое количество тонких и мелких охристых горизонтальных и вертикальных полос, подчеркивающих слоистую текстуру и погребенные вертикальные, наклонные и субгоризонтальные плоскости. Плоскости выстланы тонкими черными илистыми кутанами. Норные морфоны диаметром ~5 см с бурым заполнением, обогащенным тонкими угольками и рассеянным охристыми полосками. Карбонатные новообразования отсутствуют, литогенные карбонаты реагируют с HCl в отдельных слоях.	

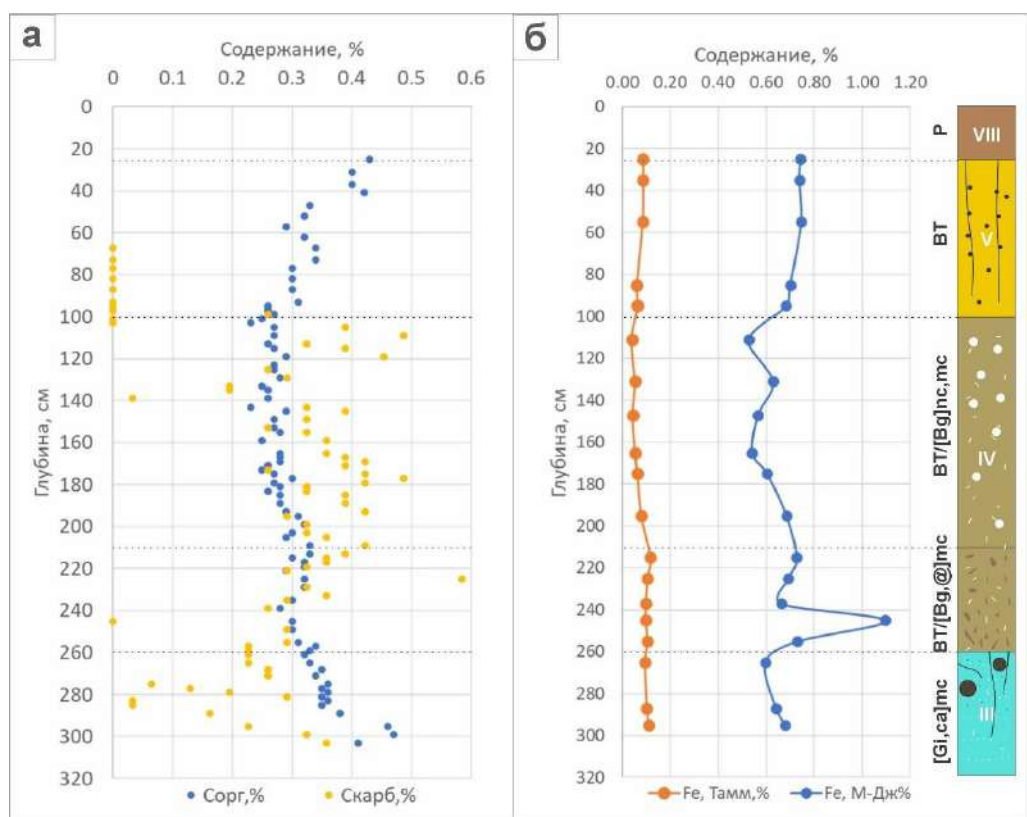


Рис. Д11. Химические свойства почвенно-осадочной толщи центра блока, разрез Db2: а) содержание углерода органических соединений и карбонатов; б) содержание несиликатных форм железа.

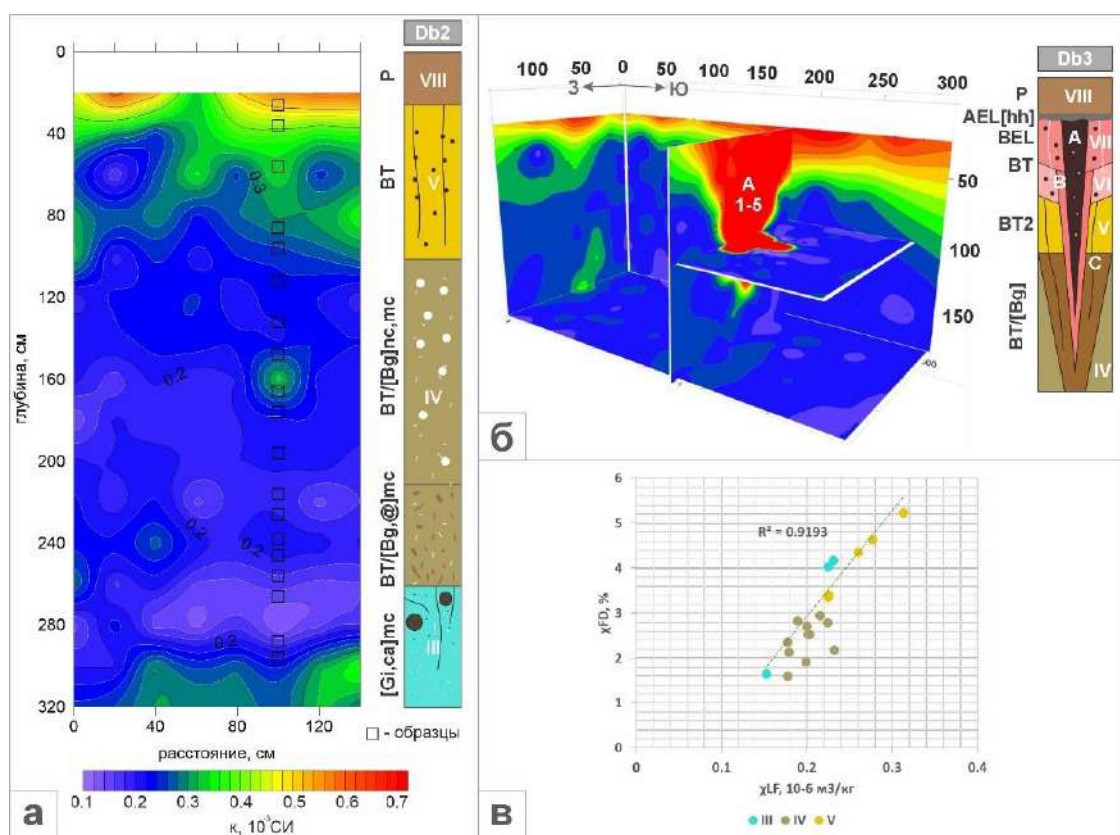


Рис. Д12. Распределение магнитной восприимчивости: а) объемная МВ, разрез Db2 (прямоугольниками отмечены места отбора образцов); б) объемная МВ, разрез Db3; в) соотношение удельной и частотно-зависимой МВ в образцах.

Таблица Д13. Вариации к на участке «Дубовая роща»

Глубина, см	Вмещающие отложения и материал заполнения структур В–С						Материал заполнения структуры А					
	слой/тип вмещенных структур	генетически й горизонт	<i>n</i>	$\underline{\kappa}$, ед. $\times 10^{-3}$ СИ	σ , ед. $\times 10^{-3}$ СИ	CV, %	<i>n</i>	$\underline{\kappa}_A$, ед. $\times 10^{-3}$ СИ	σ , ед. $\times 10^{-3}$ СИ	CV, %	max, ед. $\times 10^{-3}$ СИ	max/ $\underline{\kappa}$
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	BT	107	0.274	0.044	16.1	12	0.950	0.756	79.6	2.212	8.1
100(105)	VI/V/B	BT/BT2	146	0.234	0.043	18.3	26	1.601	1.566	97.8	4.467	19.1
125(135)	IV/B/C	BT2	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	BT2/[Bg]	128	0.228	0.032	14.1	–	–	–	–	–	–
DB02 (центр блока) вмещающие отложения												
20	VIII	P	8	0.524	0.100	19.0	–	–	–	–	–	–
40	V	BT	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	BT/[Bg] _{nc,m} с	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	BT/[Bg,@]m _c	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				0.283	0.025	9.0	—	—	—	—	—	—

Приложение Е. Материалы по ключевому участку «Гнездилово-12»

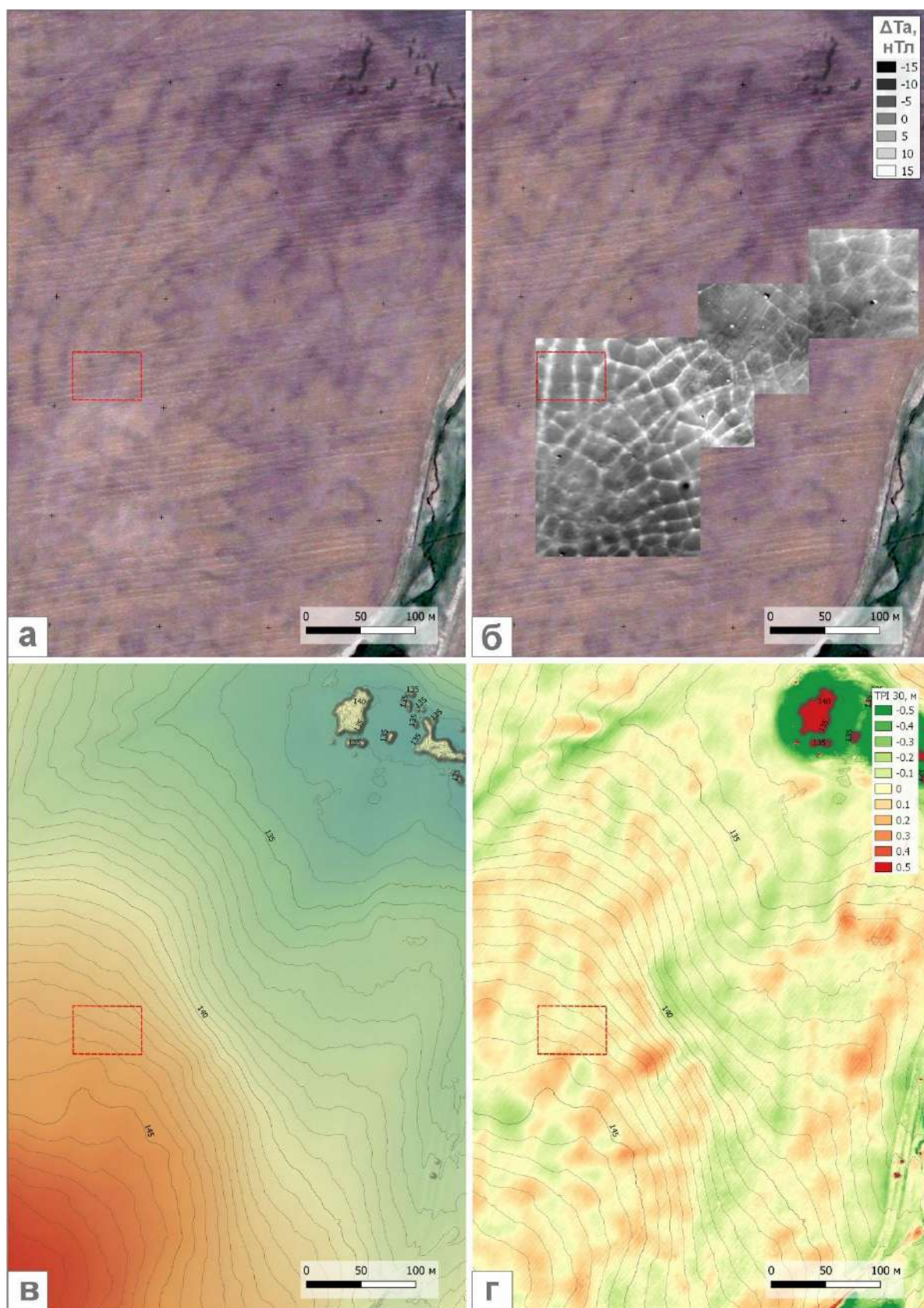


Рис. Е1. Дистанционные и геофизические материалы по ключевому участку «Гнездилово-12» (детально изученный участок выделен красным прямоугольником): а) спутниковое изображение (Google Earth, 2004); б) интерполяция данных площадной магниторазведки (Модин и др., 2022); в) ЦММ по результатам БПЛА-аэрофотосъемки; г) индекс ТРІ (радиус 30 м).

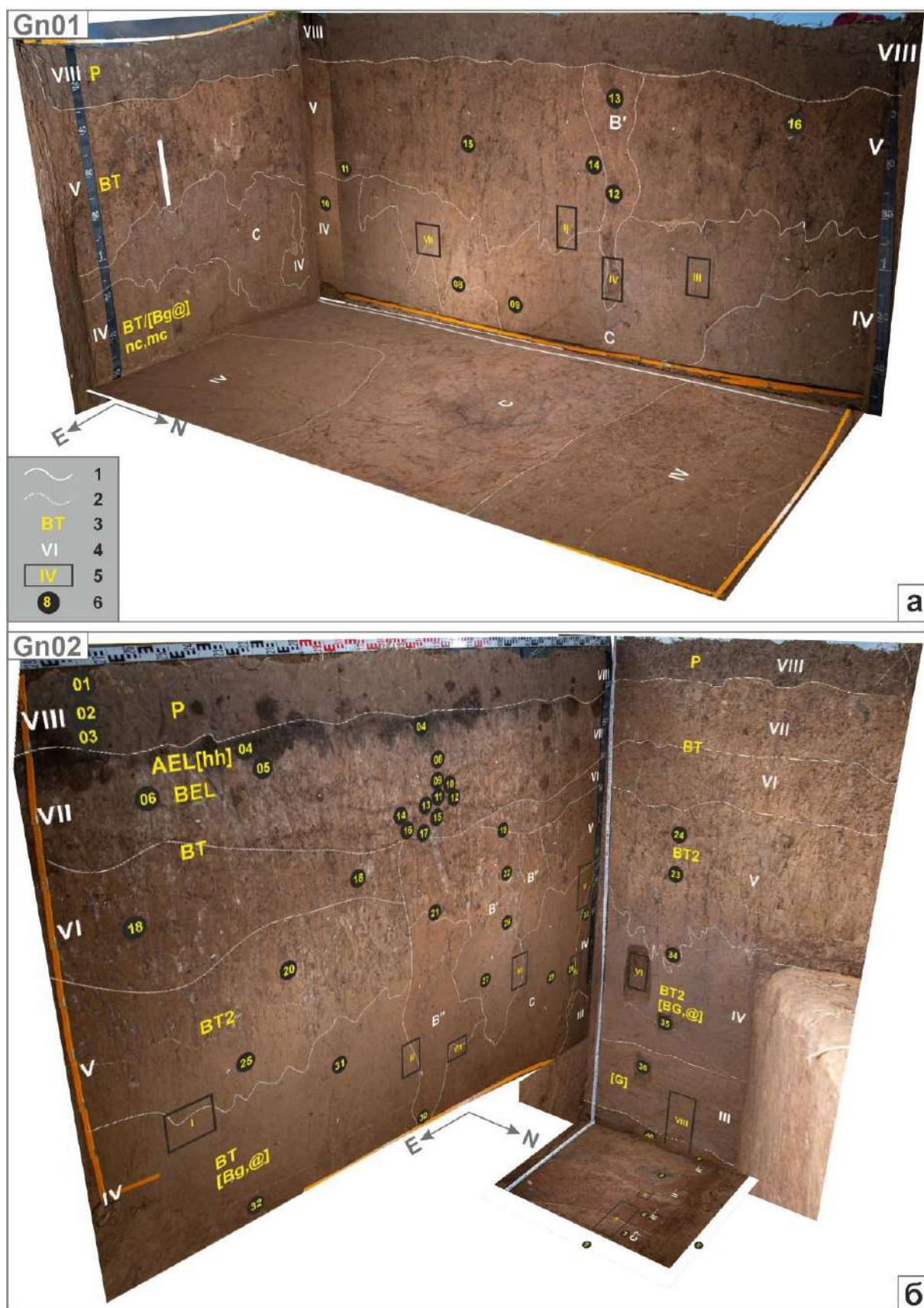


Рис. Е2. Строение почвенно-осадочной толщи межблочных участков: а) субширотное межблочье (Gn01); б) субмеридиональное межблочье с линзой погребенного делля. Условные обозначения: 1 – резкие границы; 2 – нечеткие границы; 3 – генетические горизонты; 4 – слои, линзы и заполнения вертикальных структур; 5 – места отбора монолитов; 6 – места отбора рассыпных образцов.

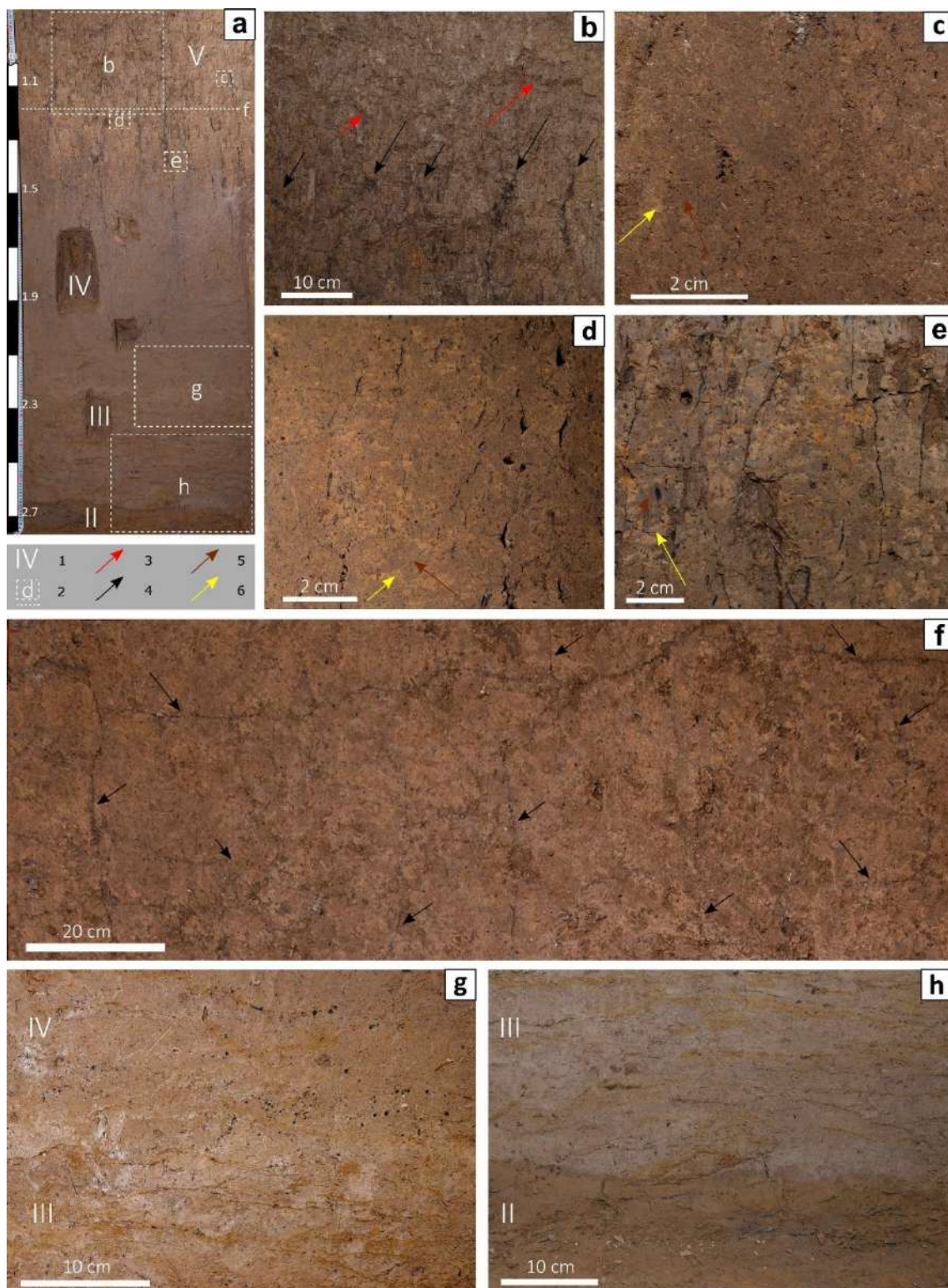


Рис. Е3. Литогенные и педогенные признаки срединных горизонтов: а) общая последовательность слоев и горизонтов VI-II в нивелированном понижении; б) ламелли и погребенная усеченная сеть плоских пор с черными илистыми кутанами; с-е) увеличение пятен светлой пылевой фазы в темной иловой ВПМ в слое V с глубиной; ф) плановая организация погребенной сети плоских пор с черными илистыми кутанами; г) охристые пятна и полосы в тусклой ОМ и пластично-деформированная слоистая текстура горизонта [Bg] в слое IV; h) контакт оглеенных линз III с кровлей пестрых дериватов ледниковых отложений II. Условные обозначения: 1 – обозначения слоев и линз; 2 – местоположение горизонтальных и вертикальных срезов; 3 – ламелли; 4 – вертикальные плоские поры с черными илистыми кутанами; 5 – темная иловая фаза ВПМ; 6 – светлая пылевая фаза ВПМ.

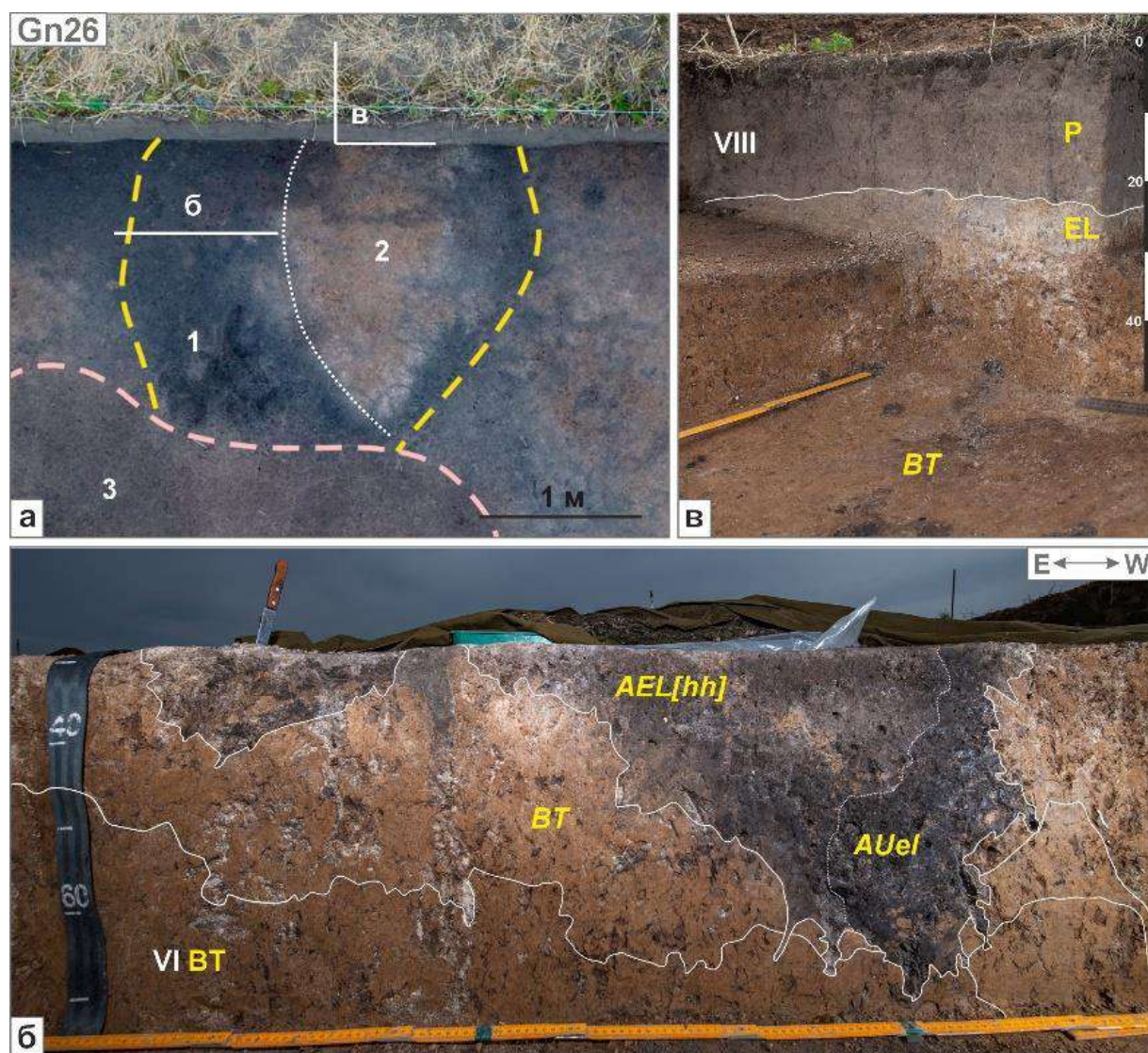


Рис. Е4. Строение заполнения ветровой западины: а) горизонтальный срез на 30 см; б) вертикальный срез через заднюю часть заполнения; в) вертикальный срез через переднюю часть заполнения. Условные обозначения: 1 – передняя часть западины; 2 – задняя часть западины; 3 – погребальная яма с заполнением материалом доагрогенного серогумусового горизонта.



Рис. Е5. Литогенные и педогенные признаки заполнений палеокриогенных клиновидных структур: а) боковой контакт клина В с вмещающими отложениями; б) изменение морфологии МТМ в контактной зоне клина В; в) строение внутренних частей клиньев, проработанных почвенной фауной; с-д) нарушение *in situ* вертикальных плоскостей с черными кутанами в клине С клином В; е) боковой контакт клина С с вмещающими отложениями и постшлировая текстура контактной зоны. Условные обозначения: 1 – обозначения слоев и линз; 2 – обозначения клиньев; 3 – местоположение увеличенных вертикальных срезов; 4 – литологические контакты; 5 – погребенная сеть вертикальных плоских пор с черными илистыми кутанами в заполнениях клиньев С; 6 – деформированные плоские поры с переотложенными черными кутанами в контактной зоне клиньев С и В; 7 – постшлировая текстура; 8 – реликтовые и актуальные заполнения ходов почвенной фауны.

Таблица. Е6. Литологическая структура ключевого участка «Гнездилово-12»

Слой	Форма залегания	Литология	Почвенная морфология		Вертикальные структуры	Форма залегания	Литология	Почвенная морфология
VIII	Слой мощностью 20–30 см с эрозионным нижним контактом, срезающим слои VII-V.	Буровато-темно-серый и желтовато-серый массивный легкий суглинок.	Р		-	-	-	-
VII	Линейные линзы мощностью до 0.5 м и шириной до 5 м по вытянутым по склону межблочьям с вогнутыми эрозионными нижними контактами. Ориентированы по оси простираения вытянутых по склону межблочий.	Красновато-светло-бурый слоистый легкий суглинок.	AEL[hh] BEL BT		Ветровальные нарушения	Чашеобразные линзы мощностью до 60 см и шириной до 2 м с несогласными контактами.	-	Заполнены перемешанным материалом гумусовой, элювиальной и текстурной толщ.
					Палеокриогенные структуры	А	Локальные вертикально ориентированные линзы неустановленной формы.	Красновато-темно-бурый слоистый гумусированный легкий суглинок.
В	Линейные клиновидные структуры мощностью до 80 см с размерами поверху от 10–30 см (вторая генерация) до 1–1.2 м (первая генерация) с ассиметричными крутыми волнистыми боковыми контактами. В осевых частях вторичные узкие (3–12 см) жилы.	Красно-светло-бурый легкий суглинок с линзовидно-пятнистой и наложенной линзовидно-сетчатой (постшлировой) текстурой.				Модифицируют текстурную толщу. Нарушают погребенную систему пор-плоскостей, развитую с уровня слоя V и клиньев С.		
С	Линейные клиновидные структуры мощностью >1.5 м с размерами поверху 1.2–1.4 м и	Желтовато-светло-серый пятнистый легкий к среднему суглинок с наложенной				Модифицируют текстурную толщу. Нарушают погребенную глееватую		
VI	Линейные линзы мощностью до 0.5 м и шириной до 10 м. с волнистыми эрозионными нижними контактами. Ориентированы по оси простираения вытянутых по склону межблочий.	Светло-бурый линзовидно-пятнистый легкий суглинок.						
V	Слой мощностью 0.5–1 м с волнистым нижним контактом, осложненным нерегулярными эрозионными рывтинами и клиновидными деформациями.	Желтовато-светло-бурый средний суглинок с контрастной линзовидно-сетчатой (постшлировой) текстурой, укрупняющейся книзу.	BT					
IV	Слой мощностью 0.7–1.5 м с плавным переходом к слою III и эрозионным нижним контактом со слоем II.	Тусклый красновато-светло-серый средний к тяжелому суглинок с включениями дресвы, карбонатными	[Bg@]	BT				

		конкрециями, неясной слоистой текстурой и пластическими деформациями.				асимметричными крутыми волнистыми боковыми контактами	линзовидно-сетчатой (постшлировой) текстурой. Основная часть заполнения бескарбонатна, по боковым контактам концентрация карбонатных конкреций.	карбонатную толщу, развитые с кровли слоя IV.
III	Линзы неустановленного залегания (максимальная ширина >3 м и мощность 40 см) с эрозионным нижним контактом.	Светло-серый тяжелый слоистый карбонатный суглинок.	[G]					
II	Контрастно-стратифицированная толща мощностью 30–80 см с нерегулярным волнистым нижним контактом.	Пестрый неоднородный средний к тяжелому суглинок с включением гравия и щебня карбонатных и некарбонатных пород.	-					
I	Ледниковый цоколь – базальный слой	Буро-красный сильноопесчаненный легкий суглинок с включением гравия и щебня карбонатных и некарбонатных пород.	-					

Таблица. Е7. Морфология почвенных тел ключевого участка «Гнездилово-12»

Слой	Нивелированное понижение	Слой	Нивелированное повышение	Нарушения и модификации вертикальных структур
VIII	Р – буровато-темно-серый, легкосуглинистый, комковатый, с припашками нижележащих горизонтов. Мощность 20–30 см, граница волнистая, переход резкий.	VIII	Р – желтовато-серый, легкосуглинистый, комковатый, с припашками нижележащего горизонта. Мощность 20–30 см, граница волнистая, переход резкий.	-
VII-VI	AEL[hh] – темно-серый, легкосуглинистый, плитчатый. При просыхании сильно светлеет. Поверхности педов перекрыты тонкими светло-серыми пылеватыми покровами, более мощными книзу. В нижней части отчетливо выражена многопорядковая полигональная плановая организация с концентрированием более темного материала по сети трещин и более светлого материала по обособленным им ячейкам. Горизонт существенно турбирован почвенной фауной, большое количество червороин и мелких норных морфонов с заполнением вмещающим материалом или материалом нижележащих горизонтов. Отдельные крупные (до 10 см) норные морфоны с буровато-темно-серым заполнением, близким по окраске к материалу горизонта Р. Мощность в разных понижениях сильно варьирует: от фрагментарного присутствия, до сплошного горизонта максимальной мощностью 15 см. Граница языковатая, переход ясный. BEL[hh] – МТМ красновато-светло-бурая, легкосуглинистая, ореховато-плитчатая. Поверхности педов перекрыты тонкими бурыми илистыми и светло-серыми пылеватыми кутанами. ВТМ представлена полигональной системой ветвящихся трещин с светло-серым пылеватым заполнением. Центральные части воронковидных расширений трещин заполнены темно-серым алевритистым материалом (морфоны ВГГ). Мощность закономерно возрастает к центрам палеопонижений до 15–20 см. Граница языковатая, переход постепенный ВТ – красновато-светло-бурый до светло-бурого в нижней части, легкосуглинистый, многопорядково-ореховато-призматический. В нижней части (VI) мелколинзовидная ВПМ отчетливо распадается на две фазы: светло-желтую и тусклую красновато-светло-бурую. Поверхности педов перекрыты тонкими бурыми илистыми и светло-серыми пылеватыми кутанами. Распространены 1–2 см волнистые	V	ВТ – желтовато-светло-бурый, среднесуглинистый, многопорядково-ореховато-призматический. Линзовидно-сетчатая ВПМ отчетливо распадается на две фазы: более светлую, яркую и пылеватую и более темную, тусклую и иловатую. В ВПМ множество тонких рыхлых черных конкреций. Поверхности педов покрыты тонкими бурыми илистыми кутанами. Горизонт разбит полигональной системой узких (до 3 мм) вертикальных плоских пор с тонкими темно-серыми до черных кутанами и редкими тонкими светло-серыми пылеватыми кутанами. Черные кутаны перекрывают также поверхности многочисленных тонких и мелких пор-трубок. Мощность 40–70 см, граница волнистая с кармановидными и языковатыми участками.	Глубокие ветровальные нарушения формируют чашеобразные углубления, заполненные опрокинутым и частично перемешанным материалом гумусовой, элювиальной и текстурной толщ. Модификация текстурной толщи структурами А: локальная гумусированность МТМ до глубины 1.7 м Модификация текстурной толщи в слоях VII-VI структурами В: изменение структурной организации (появление клиновидных отдельностей), появление параллельной ориентировки вертикальных пор-плоскостей, увеличение плотности и глубины проникновения сети магистральных трещин, увеличение глубины проникновения пылеватых кутан. Нарушение признаков текстурной толщи структурами В: деформация и срезание погребенной системы пор-плоскостей с черными кутанами, развитой с уровня кровли слоя V и клиньев С.

	темные полосы (ламелли), встречающиеся с шагом 7–15 см и сформированные горизонтами резкого увеличения мощности темно-бурых илистых кутан на поверхностях педов при практически полном исчезновении пылеватых покровов. При переходе из линз VII в VI заметно снижается мощность пылеватых покровов и выраженность ламеллей, увеличивается плотность сложения. Мощность до 100 см в центральных частях линз. Граница вогнуто-волнистая, совпадает с нижними контактами линз, переход резкий.			Модификация текстурной толщи структурами С: появление параллельной ориентировки вертикальных пор-плоскостей, увеличение плотности и глубины проникновения сети магистральных трещин и погребенной системы пор-плоскостей с черными илистыми кутанами, увеличение глубины проникновения пылеватых кутан, увеличение мощности черных илистых кутан.
V	BT2 – общий характер аналогичен горизонту BT на повышениях с двумя основными отличиями: 1) горизонт разбит связанной с поверхностью системой плоских пор – нижними частями магистральных трещин с тонкими пылеватыми кутанами; 2) характерная система вертикальных плоских пор с черными илистыми кутанами резко срезается контактом кровли слоя V и перекрывающих линз VI, т.е. является погребенной. Мощность 40–70 см, граница волнистая с кармановидными и языковатыми участками.			Нарушение погребенной карбонатной пятнисто-глеевой толщи структурами С неоднородно для нивелированных повышений и понижения. На повышении (Gn01) клин С формирует бескарбонатное углубление в карбонатной толще с концентрированием нодулей по боковым контактам. По сравнению с вмещающим слоем IV заполнение имеет более холодную общую окраску и большее количество охристых пятен и полос. В понижении (Gn02) заполнение, напротив, окрашено в менее холодные цвета по сравнению с вмещающей толщей и имеет меньше охристых пятен и полос.
IV	[Bg,@]nc,mc – тусклый красновато-светло-серый, средне-тяжелосуглинистый с включениями дресвы. На фоне холодных, местами сизых тонов окраски ОМ охристые пятна различного размера (до крупных) и полосы, подчеркивающие неконтрастную слоистость. В ОМ также распространено большое количество тонких рыхлых черных конкреций. Горизонт нарушен пластическими деформациями, создающими неконтрастный вихревой рисунок вертикального среза. На участках нивелированных повышений характерны три типа карбонатных новообразований: пропитка ОМ, инкрустации пор-трубок и нодулярные конкреции. Нодули размером 2–3 см приурочены к вертикальным порам-плоскостям. На участках нивелированных понижений карбонатные новообразования отсутствуют. Мощность 0.7–1.5 м, переход к нижележащему постепенный. В погребенный горизонт [Bg] проникает признаки развитого в слое V текстурного горизонта, имеющие наложенный характер по отношению к самостоятельному комплексу признаков [Bg,@]: трубчатые и плоские поры с черными илистыми кутанами. При переходе в горизонт [Bg,@] резко ослабляется многопорядковая ореховато-призматическая текстура, грани и ребра педов становятся плохо оформленными.			
III	[Gca] – светло-серый с крупными сизыми пятнами и линзами, тяжелосуглинистый, с включениями обломков карбонатных и некарбонатных пород. Большое количество охристых пятен и полос, подчеркивающих слоистую текстуру. ОМ пропитана карбонатами.			

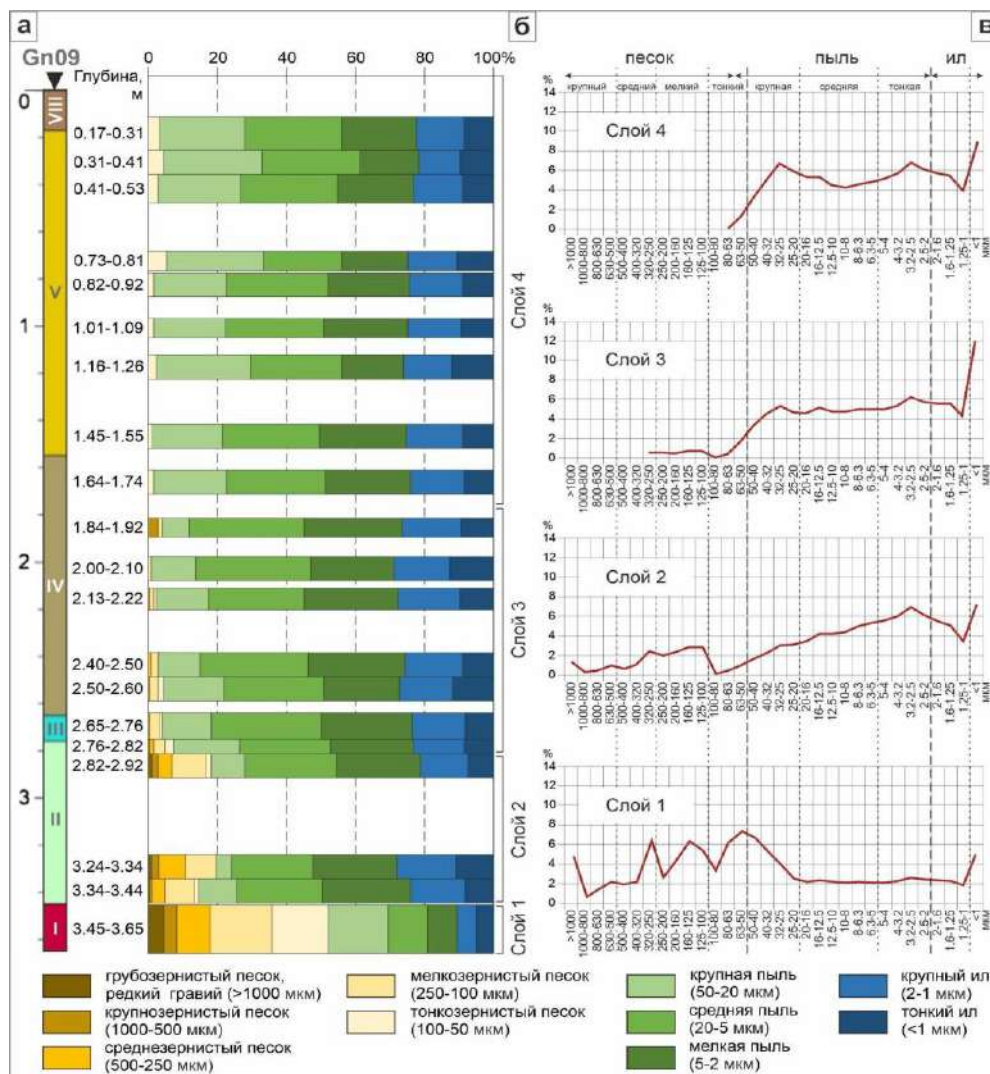


Рис. Е8. Гранулометрический состав вмещающих отложений: а) литологическая колонка; б) диаграмма распределения гранулометрических фракций; в) усредненные кривые распределения фракций для выделенных слоев.

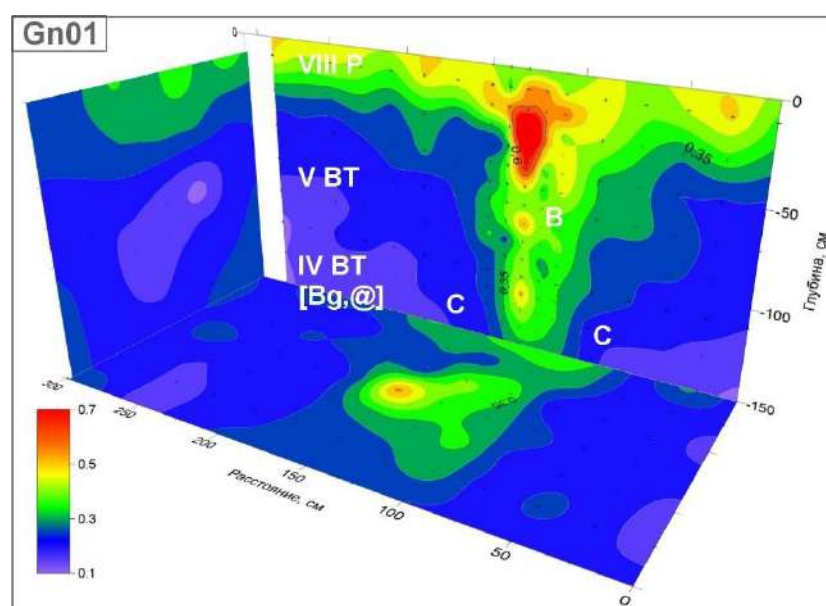


Рис. Е9. Распределение k (в ед. $\times 10^{-3}$ СИ) на участке повышения, осложненное структурной зоной В-С.

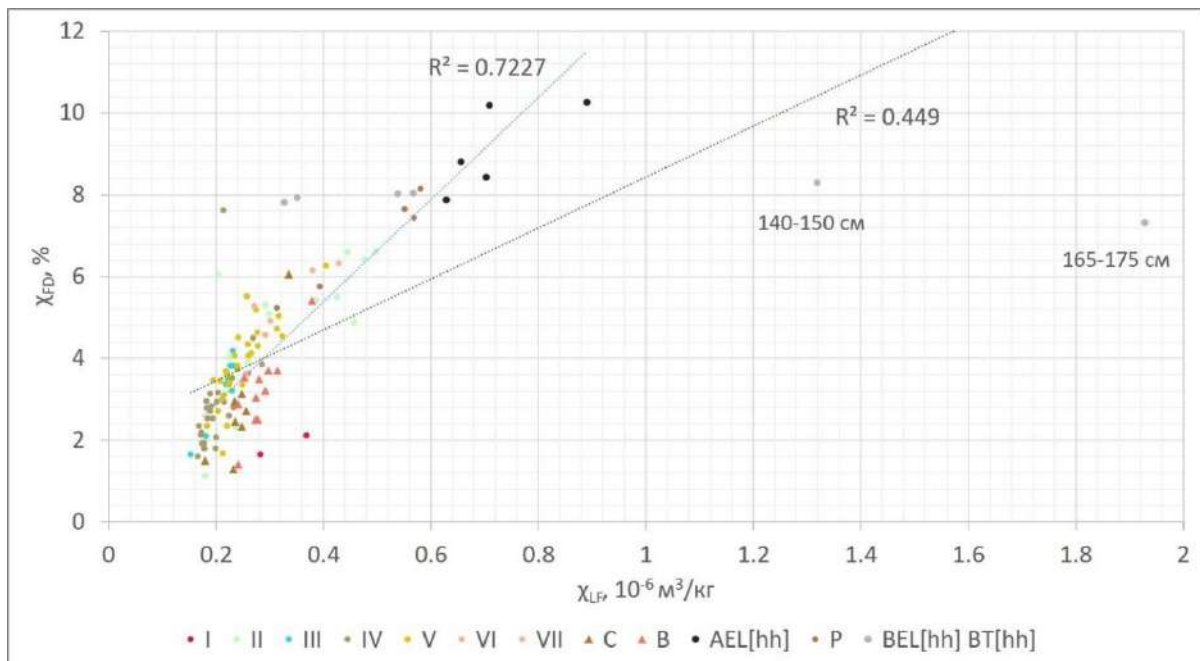


Рис. Е10. Распределение κ (в ед. $\times 10^{-3}$ СИ) на участке повышения. Глубины подписаны для глубокой части гумусированного заполнения криоструктуры А.

Таблица. Е11. Вариации κ на участке «Гнездилово-12». Условные обозначения: n – величина выборки; κ – средняя объемная МВ; σ – стандартное отклонение; CV – коэффициент вариации; $\max$ – максимальное значение объемной МВ.

Глубина, см	Вмещающие отложения					Вмещенные структуры						
	слой, горизонт	<i>n</i>	$\frac{\kappa}{\text{ед.} \times 10^{-3} \text{ СИ}}$	$\frac{\sigma}{\text{ед.} \times 10^{-3} \text{ СИ}}$	CV, %	Тип	<i>n</i>	$\frac{\kappa}{\text{ед.} \times 10^{-3} \text{ СИ}}$	$\frac{\sigma}{\text{ед.} \times 10^{-3} \text{ СИ}}$	CV, %	max, ед. $\times 10^{-3}$ СИ	max/ $\frac{\kappa}{\text{ед.} \times 10^{-3} \text{ СИ}}$
Gn01 (нивелированное микроповышение)												
10	VIII P	24	0.404	0.044	11.0	–	–	–	–	–	–	–
20	V BT	60	0.351	0.060	17.0	–	–	–	–	–	–	–
30		24	0.311	0.058	18.8	B	6	0.461	0.2072	45.0	0.862	2.8
50(55)		90	0.302	0.055	18.2		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 BT/[Bg,@]nc,mc	65	0.231	0.047	20.4	B/C	140	0.329	0.0891	27.1	0.591	2.6
110(115)		64	0.226	0.047	20.6		108	0.345	0.1138	33.0	0.708	3.1
130		16	0.180	0.018	10.2		14	0.237	0.0573	24.2	0.376	2.1
150(155)		65	0.213	0.044	20.5		56	0.276	0.0757	27.4	0.583	2.7
Gn04 (погребенное микропонижение)												
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 BT	27	0.319	0.074	23.3	–	–	–	–	–	–	–
80		93	0.317	0.059	18.5	–	–	–	–	–	–	–
90	VII/VI/V BT/BT2	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 BT2	83	0.263	0.035	13.2		38	0.291	0.0439	15.1	0.381	1.4
Gn26 (погребенное микропонижение)												
30	VII BEL	12	0.350	0.054	15.3	Ветровая западина (органо-минеральная отсыпка)	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 BT	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 BT	205	0.365	0.054	14.8		18	0.641	0.1236	19.3	0.931	2.6