

ГЕНЕЗИС И ГЕОГРАФИЯ ПОЧВ

УДК 631.48:902.2:504.38:902.6:561

ПАЛЕОКРИОЛИТОПЕДОГЕНЕЗ И ЭВОЛЮЦИЯ ДЕРНОВО-ПОДЗОЛИСТЫХ ПОЧВ ТАЕЖНОЙ ЗОНЫ СЕВЕРА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ РАВНИНЫ

© 2023 г. А. Ю. Овчинников^а *, О. И. Худяков^а, О. С. Хохлова^а, А. М. Макшанов^а

^аИнститут физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН,
ул. Институтская, 2, Пущино, 142290 Россия

*e-mail: ovchinnikov_a@inbox.ru

Поступила в редакцию 15.03.2023 г.

После доработки 22.07.2023 г.

Принята к публикации 25.07.2023 г.

Представлены результаты почвенно-генетических исследований, проведенных на дерново-подзолистых почвах (Albic Retisols), сформированных на суглинистых палеокриогенно-преобразованных почвообразующих породах, в Грязовецком районе Вологодской области. Предлагается концепция роли криолитогенных процессов в позднем плейстоцене, определивших формирование и эволюцию современных дерново-подзолистых почв северо-востока Восточно-Европейской равнины. Рассматриваемая совокупность криолитопедогенных процессов и палеопризнаков, сформированных в результате этих процессов в современных зональных дерново-подзолистых почвах, позволила реконструировать условия формирования почв, расположенных в перигляциальной области валдайского оледенения. Полученные результаты расширили представления о влиянии процессов позднеплейстоценового криогенеза и литогенеза на эволюцию современных дерново-подзолистых почв севера Восточно-Европейской равнины. Предлагается выделять палеокриолитогенные почвенные комбинации в структуре почвенного покрова как результат действия совокупного природного процесса — криолитопедогенеза позднего плейстоцена и голоцена.

Ключевые слова: почвообразование, палеопочвоведение, поздний плейстоцен, голоцен, Retisols, Stagnosols

DOI: 10.31857/S0032180X23600506, **EDN:** DPTCHB

ВВЕДЕНИЕ

Учение о структуре почвенного покрова и о зональности почв является одним из важнейших в почвоведении и затрагивает эволюционные и географические его направления. Актуальность настоящего исследования определяется его теоретической значимостью для развития общей теории эволюции почв и почвенного покрова, географии и картографии почв. Изучение роли древних процессов в формировании современных почв — важная задача не только для палеопочвоведения и почвоведения, но и для общей теории эволюции биосферы. В работах многих исследователей рассматривается формирование почвы и ее место в биосфере, показано, что современный почвенный покров Восточно-Европейской равнины — результат изменчивости палеогеографической обстановки в позднем плейстоцене и голоцене. В настоящей работе эволюция почв изучается с позиций совокупности процессов и факторов, существовавших в позднем плейстоцене и голоцене, определивших

формирование современных дерново-подзолистых почв северо-востока Восточно-Европейской равнины.

В настоящее время для Восточно-Европейской равнины предложены различные концепции смены холодных (ледниковых) и теплых (межледниковых) эпох, определивших специфику почвообразования, в основе которой лежит палеокриогенез [8, 9, 11, 12, 14, 16, 18–20, 24, 25, 28, 29, 31, 33, 34]. Результаты процессов позднеплейстоценового криогенеза на северо-востоке Восточно-Европейской равнины отчетливо проявляются в виде реликтовой криогенной морфоскульптуры (РКМ или палеокриогенного микрорельефа), степень выраженности которой изменяется и подчинена геоморфологическим и литологическим факторам [2, 5, 7, 9].

В работе [3] для изучаемого региона была предложена концепция палеокриогенного происхождения и функционирования почв и почвенного покрова. В исследованиях [16, 17, 31] генезис поверхностных палеопочв лёссовых водоразделов

центра Восточно-Европейской равнины рассматривается в зависимости от положения их в системе западного микрорельефа. Фридланд [27] показал, что микро- и мезорельеф различных территорий определяет структуру почвенного покрова, представленную почвенными комбинациями (или сочетаниями), состоящими из элементарных почвенных ареалов (ЭПА), с односторонней связью, где почвы межблочий подчинены почвам блоков.

Однако за многолетний период исследований разными специалистами изучены лишь отдельные стороны влияния палеокриогенеза на эволюцию почв Восточно-Европейской равнины, что не создало целостную картину роли палеокриогенеза в эволюции почв обозначенного региона. Эволюция почв в настоящей работе рассматривается как развитие во времени и приобретение современных (новых) свойств дерново-подзолистыми почвами в связи с процессами криогенеза и литогенеза в позднем плейстоцене, литогенеза и педогенеза в голоцене. Криолитопедогенез — совокупность сменяющих друг друга и происходящих одновременно процессов в позднем плейстоцене и голоцене, участвующих в эволюции и формировании современных почв. Иными словами, предполагается, что генезис почв определялся процессами и результатами этих процессов, выступающих как факторы:

1. Фактор палеоклимата в позднем плейстоцене и голоцене определял процессы криогенеза в позднем плейстоцене и педогенеза в голоцене.
2. Процесс криогенеза в позднем плейстоцене сформировал палеокриогенный микрорельеф, который явился фактором для педогенеза в голоцене.
3. Процесс литогенеза (палеоседиментогенеза) сформировал, а процесс палеокриогенеза преобразовал минеральный профиль почвы в позднем плейстоцене и голоцене.
4. Совокупность процессов палеокриолитогенеза определила палеокриогенный микрорельеф территории, а впоследствии микрорельеф как фактор обусловил формирование палеокриолитогенных почвенных комбинаций дерново-подзолистых почв.

Цель работы — установить закономерности влияния совокупности процессов криолитопедогенеза в позднем плейстоцене и голоцене на эволюцию современных дерново-подзолистых почв и формирование контрастного почвенного покрова северо-востока Восточно-Европейской равнины.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Исследования проводили на дерново-подзолистых почвах в Грязовецком районе Вологодской области на ключевом участке “Грязовец”.

Территория исследования относится к дальним отрогам Даниловской возвышенности. Рельеф представлен обширными слабоприподнятыми почти плоскими водораздельными поверхностями с длинными пологими склонами, переходящими в полого-покатые склоны к долинам рек и ручьев. Абсолютные отметки 170–200 м. Почвообразующие породы — покровные пылеватые суглинки мощностью около 3 м, подстилаемые мощным комплексом моренных, флювиогляциальных и озерно-ледниковых отложений. Рассматриваемые современные дерново-подзолистые почвы сформированы на покровных суглинистых отложениях. На исследуемой территории отчетливо проявляется палеокриогенный микрорельеф. Поверхность организована в полигоны, границы полигонов и межблочные понижения выражены неконтрастно, полигональность имеет несколько порядков. Микрорельеф сформирован за счет погребенных (реликтовых) палеокриогенных структур, формирующих межблочья и западины. Структуры различных форм и генераций заполнены разным по гранулометрическому составу материалом. Такое заключение обеспечено изучением десятков разрезов многими специалистами, в том числе собственными исследованиями [2, 3, 5, 7, 16, 17, 21–23, 31].

Ключевой участок “Грязовец” включал два участка: “Фрол” и “Грязовец”. Участок “Фрол” располагался в 500 м к северо-востоку от с. Фрол, находящегося в 15 км на СВ от г. Грязовец. Участок находился на водораздельной поверхности с сильновыраженным микрорельефом. На участке для сравнения свойств почв и выявления палеокриолитогенных почвенных комбинаций заложили два разреза: один на блочном повышении (разрез 5-2012), второй в межблочном понижении (разрез 6-2012). Участок “Грязовец” располагался в 3 км к северо-востоку от г. Грязовец на водораздельной поверхности, во вторичном елово-березово-осиновом лесу с диаметром деревьев 20–70 см. Разрезы закладывали на блочном повышении (разрез 9-2012) и в межблочном понижении (разрез 8-2012). В прошлом почвы обоих участков распахивались. К моменту исследования на участке “Фрол” сформировалась залежь, участок “Грязовец” не обрабатывался более длительное время, и здесь сформировался лес.

Использовали следующий комплекс методов:

— сравнительно-географический и картографический — выполнена нивелирная съемка и сопоставление разрезов;

— морфологический и стратиграфический — выявлены формы микрорельефа, при изучении почвенного профиля, почвообразующих пород, палеокриогенных признаков, генетических и преобразованных горизонтов. Генетические го-

ризонты и названия почв приведены по разным классификационным системам [15, 26, 30, 32];

– микроморфологический метод – микромо-
нолиты для изготовления шлифов отбирали в тех
же горизонтах, что и образцы почв на физические
и химические анализы. Шлифы анализировали с
использованием поляризационного микроскопа
(CarlZeiss HBO 50, Германия) в Центре коллек-
тивного пользования ИФХиБПП РАН, Пушкино,
Россия;

– физическими и инструментальными мето-
дами определяли гранулометрический состав
почвенно-грунтовой толщи [6, 13]. Исследование
объемной магнитной восприимчивости (МВ)
почв проводили в полевых условиях каппамет-
ром КТ-6 (Чешская Республика) по каждому ге-
нетическому горизонту для каждого почвенного
профиля.

В лабораторных условиях методом мессбау-
эровской спектроскопии определяли Fe^{2+} и Fe^{3+} . Из-
мерения выполняли на спектрометре MS-1104Em
(Российская Федерация) при комнатной темпе-
ратуре. Спектры расшифровывали с помощью
программы Univem MS, изомерные химические
сдвиги определяли относительно металлического
 $\alpha\text{-Fe}$;

– химическими методами определяли содер-
жание органического углерода ($\text{C}_{\text{орг}}$), CO_2 карбо-
натов, $\text{pH}_{\text{H}_2\text{O}}$, подвижных P_2O_5 и K_2O , обменных
оснований Ca^{2+} и Mg^{2+} [1, 4, 10];

– классификационный метод. На основе сово-
купности морфологических и физико-химиче-
ских свойств почв определяли их классификаци-
онную принадлежность [15, 30, 32].

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

**Фактор палеоклимата в позднем плейстоцене и голоцене на основе литературных данных (теорети-
ческий анализ).** Стадии изменения палеоклимата
рассматривали в период поздневалдайского оле-
денения, 24–10.2 тыс. л. н. В центре Восточно-
Европейской равнины в этот период граница
валдайского ледникового покрова простиралась
субширотно от Вильнюса к Смоленску, далее на
северо-восток к Рыбинскому водохранилищу,
через оз. Кубенское и далее на северо-восток
[25]. Этап оледенения начался 24 тыс. л. н. после
формирования “брянской” почвы (32–24 тыс. л. н.)
и завершился с началом деградации покровного
оледенения около 17 тыс. л. н. Внутри данного интер-
вала в главный пик похолодания (20–18 тыс. л. н.)
скандинавский ледниковый щит достиг макси-
мальных для позднего плейстоцена размеров.
Ландшафты были представлены перигляциаль-
ной тундрой и тундростепью до 48° N. Здесь за-
канчивалась граница сплошной многолетней
мерзлоты. Климатические условия этого периода

характеризовались как резко континентальные,
холодные, среднегодовые осадки составляли
250–400 мм, температура января приближалась к
–30...–40°C, что почти повсеместно формиро-
вало палеокриогенный полигональный рельеф. По
мнению Величко [8, 12] в позднеледниковье и го-
лоцене существовало 29 стадий похолоданий
(оледенений) и 28 стадий потеплений климата с
коротким временным интервалом. Опираясь на
данные литературы, можно утверждать, что в
каждую холодную климатическую стадию про-
исходили процессы криогенеза и литогенеза (па-
леоседиментогенеза), а в теплую стадию при от-
ступлении ледника – протаивание почв, нахождение
ее в талом состоянии и возможные инициальные
процессы литогенеза и педогенеза.

**Процесс литогенеза (палеоседиментогенеза),
сформировавший минеральный профиль почв.**
Сформированные на суглинистых отложениях
дерново-подзолистые почвы изучали в перигля-
циальной зоне валдайского ледникового щита и в
максимальной близости от него.

Периодические похолодания и потепления
климата в позднем плейстоцене (в период 24–
10.2 тыс. л. н.) отражались формированием в
микрорельефе межблочий (или западин), а затем
вытаивания сегрегационного льда в трещине или
же ее заполнения сыпучим мелкоземом. Перио-
дические потепления сопровождалась форми-
рованием перигляциальных вод при отступле-
нии ледника, что в совокупности с почвенными
сегрегационными водами способствовало раз-
витию отрыва, транзита и аккумуляции мелкозе-
ма почв по криогенным структурам и понижен-
ным формам рельефа, также не исключен золо-
вый перенос минеральной части почв. Палеокриогенные образования (седименты) в
почвах межблочий в дальнейшем выполняют
роль почвообразующей породы, но в данном
случае криолитогенно-преобразованной. Меха-
низмом формирования почвообразующей поро-
ды современных дерново-подзолистых почв яв-
ляется принос минеральной массы (или осадков)
и формирование абсолютных превышений бло-
ков (бугров) над межблочными понижениями
(или западинами), дополнительно обеспечиваю-
щих эрозионный отрыв, транзит и аккумуляцию
мелкозема и продуктов почвообразования в по-
ниженные элементы. Как будет показано ниже,
для каждого элемента микрорельефа (блок и меж-
блочье) характерны определенные физико-хими-
ческие режимы и свойства за счет наличия в почвах
межблочий палеокриогенных структур, заполнен-
ных переотложенным мелкоземом (глиной, су-
глинком).

**Процесс криогенеза и криогенного рельефообра-
зования в позднем плейстоцене.** Данный процесс
характеризуется изменением свойств почв и ре-

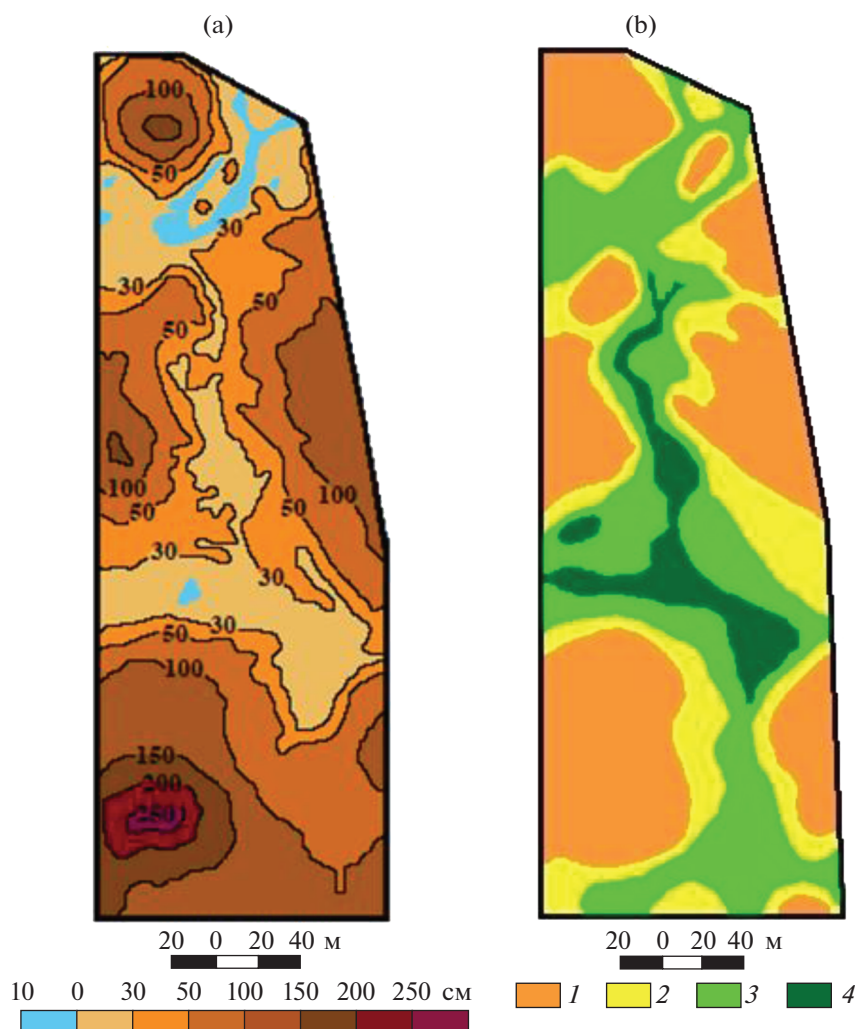


Рис. 1. Карта изолиний (а) и карта элементов палеокриогенного полигонально-блочного микрорельефа (б) ключевого участка “Грязовец”: 1 – блочное повышение, 2 – склон между блочным повышением и межблочным понижением, 3 – межблочное понижение, 4 – западина.

жимов в результате охлаждения почв до нулевых и отрицательных температур, формированием многолетнемерзлых пород, развитием криогенных трещин в рельефе местности, клиньев, карманов в профилях почв, палеокриогенных блочных повышений (или бугров), что привело к формированию палеокриогенного микрорельефа (или **РКМ**) [2, 5, 7, 9, 16, 21–23, 31]. Возможно, процесс криогенного рельефообразования начался 24 тыс. л. н. и продолжается в настоящее время. В периоды формирования криогенных структур микрорельеф был наиболее ярко выражен, наступившее почвообразование в голоцене нивелировало и продолжает нивелировать его, а сельскохозяйственное освоение территории еще больше усилило этот эффект.

На участке “Фрол”, расположенном на пахотном поле со скошенными травами, визуальные наблюдения и нивелирная съемка (на участке об-

щей площадью 2816 м², длиной 352 м с шагом 4 м и точностью до 1 см) выявили несколько порядков палеокриогенного микрорельефа. Блоки I порядка имеют диаметр 200–300 м, а межблочные понижения имеют ширину 50–70 м, разница высот составляет 2–4 м. К блокам I порядка примыкают более мелкие блоки II порядка диаметром 30–40 м и более мелкие межблочные понижения шириной 10–20 м. Разница высот между блоками и межблочьями II порядка составляет около 1 м (40–100 см).

На участке “Грязовец” была выполнена нивелирная съемка поверхности в масштабе 1 : 300 с шагом 3 м, изолинии проводили через 10 см. Относительные колебания высот составили от 0.5 до 2.5 м (рис. 1а). Микрорельеф представлен блоками-полигонами, разделенными межблочными понижениями (рис. 1б). Диаметр блоков достигает 60–90 м, ширина межблочья 10–40 м. Блочные

повышения имеют округлую форму, иногда вытянутую, разделены межблочными понижениями. В местах сочленения нескольких межблочий образуются западины.

Таким образом, картографические материалы показывают, что на участках “Фрол” и “Грязовец” отчетливо проявляются блоки размерами до 60–90 м с относительными превышениями над межблочьями до 2,5 м. Формирование межблочных понижений связано с наличием в почвах палеокриогенных структур.

Строение поверхности участка с выраженным микрорельефом, имеющим палеокриогенное происхождение за счет наличия в почвах и почвообразующих породах криогенных структур, приводит к перераспределению влаги и вещества от начала их формирования до настоящего времени. Начавшиеся активные процессы почвообразования в голоцене унаследовали эти факторы, определив разные сценарии протекания и проявления почвообразовательных процессов на блоках и в межблочьях.

Процессы формирования структуры современного почвенного покрова дерново-подзолистых почв и организация палеокриолитогенных почвенных комбинаций. На участке “Фрол” для сравнения дифференцированности почв и выявления ЭПА, которые формируют почвенные комбинации [27], состоящие из почв, сформированных на разных элементах микрорельефа, были заложены два разреза на блоке (разрез 5-2012) и в 148 м от него разрез в межблочье (разрез 6-2012). Разница высот между элементами микрорельефа составила 95 см. Аналогично участку “Фрол” на участке “Грязовец” разрез 9-2012 заложен на блоке, разрез 8-2012 заложен в межблочье. Расстояние между разрезами 31 м, относительная разница высот между ними 173 см. Морфология профилей почв приведена на рис. 2 и в табл. 1.

На участке “Фрол” на блоке почва идентифицирована как дерново-неглубокоподзолистая языковатая окультуренная (сильноокультуренная) (Glossic Albic Retisols (Loamic, Aric)), почва в межблочье — как глееподзолистая глееватая языковатая окультуренная (сильноокультуренная) (агродерново-подзолы глеевые) (Gleyic Retic Stagnosol (Loamic, Aric, Protospodic)). Почвы различаются на уровне типа, подтипа, рода и вида по классификации и диагностике почв [15], к ним применены разные основные квалификаторы по классификации WRB [30].

Анализ гранулометрического состава почв блока и межблочья показывает, что тяжелосуглинистый профиль в межблочье сопоставим с тяжелосуглинистыми горизонтами, сформированными ниже горизонта Bg2s (B2) (65–75 см) в почве блока (табл. 2). Вероятно, горизонты почвы межблочья в прошлом были постепенно эродированы

перигляциальными водами до горизонтов, состоящих из тяжелого суглинка. Аналогичные тяжелосуглинистые горизонты сформированы на блоке, начиная со средней части профиля.

В почве блока в режиме залежи сформировался дерновый и от прежней распашки остался пахотный суглинистые горизонты Oi (Ad) и Ap (Апах). Ниже пахотного горизонта до глубины 35 см сформирован подзолистый легкосуглинистый горизонт E@ (A2).

Ниже выделяется генетический ожелезненный горизонт BELd (A2B) блока, свидетельствующий о развитии в данной почве свободного дренажа. Ниже горизонта E/Bd (A2B) сформированы оглеенные тяжелосуглинистые горизонты Bg2s (B2), Btg3 (B3tg), Btg4 (B4tg).

Верхние горизонты на блоке обеднены илистой фракцией. В горизонтах Ah/Bd2 (A1B2) и Bg2s (B2) железистые новообразования и повышенное содержание фракций ила, что указывает на современное развитие элювиально-иллювиального процесса. В почве межблочья в гранулометрическом составе преобладает фракция крупной пыли и равномерно распределяется по всему профилю, что связано с постоянными процессами промерзания—оттаивания, а процесс оглеения связан с увеличением количества физической глины в горизонтах Apdg (Апах), BELg (A2B1g) и B2tgs (B2G). В почве блока фракция крупной пыли преобладает в самых верхних и нижних горизонтах.

Соответственно, процессы криогенного преобразования материала в почвах блоков преобладали в периоды начала седиментации почвообразующих пород и на современном этапе. Несколько большие значения содержания мелкодисперсных частиц в верхних горизонтах почвы межблочья по сравнению с почвой блока связаны с их выносом и аккумуляцией в почве межблочья. Исходя из анализа морфологических и физических свойств почв, сформированных на разных элементах рельефа, можно сказать, что почва межблочья подчинена почве блока. С блока в межблочье поступают мелкодисперсные частицы и дополнительная влага, что определяет активные процессы оглеения материала. В межблочье развивается аккумулятивный синлитогенный тип почвообразования, где почва интенсивно переувлажнена и подвергается дополнительному поступлению мелкозема с микроповышений, а главная причина — криолитогенная проработанность почвообразующей породы и формирование палеокриомикрорельефа.

На участке “Грязовец” разрезы закладывали на разных элементах микрорельефа во вторичном лесу. Морфологическое строение и описание разрезов приведены на рис. 2 и в табл. 1. Почва блока — подзолистая языковатая освоенная (агроподзолы иллювиально-железистые) (Albic Glossic Podzols

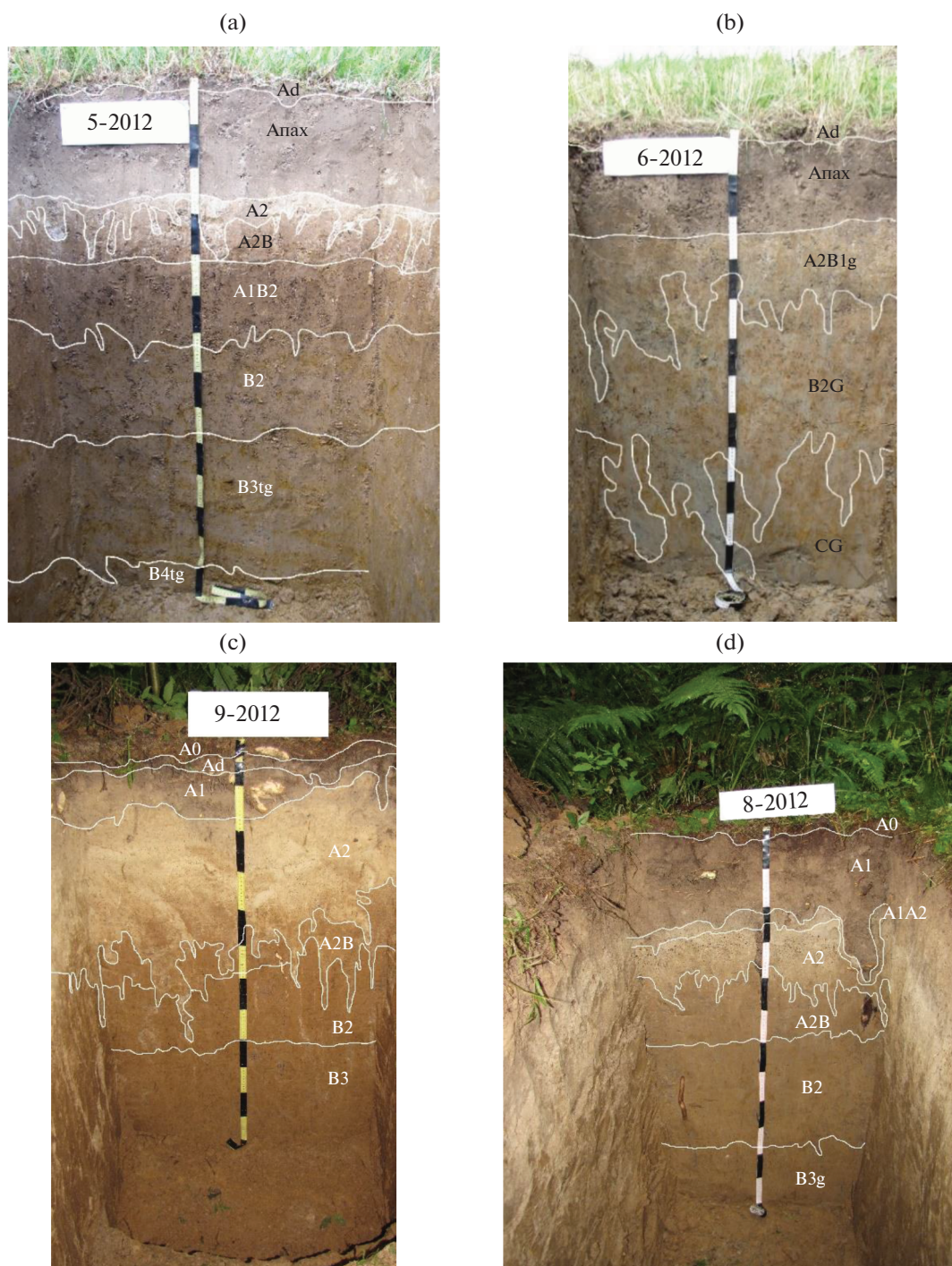


Рис. 2. Профили изученных почв. Участок “Фрол”: а – разрез 5-2012, дерново-неглубокоподзолистая языковатая окультуренная (сильноокультуренная) (Glossic Albic Retisols (Loamic, Aric)), блок, б – разрез 6-2012, глееподзолистая глееватая языковатая окультуренная (сильноокультуренная) (агродерново-подзолы глеевые) (Gleyic Retic Stagnosol (Loamic, Aric, Protospodic)), межблочье. Участок “Грязовец”: с – разрез 9-2012, подзолистая языковатая освоенная (агроподзолы иллювиально-железистые) (Albic Glossic Podzols (Loamic, Follic, Raptic)), блок, д – разрез 8-2012, дерново-подзолистая глубинно-глееватая языковатая освоенная почва (Entic Glossic Stagnic Retisols (Loamic, Raptic)), межблочье.

Таблица 1. Полевое описание изученных почв

Разрез, местоположение	Горизонт	Глубина, см	Цвет в сухом состоянии (по шкале Мансела)	Структура	Наличие корней	Характеристика нижней границы горизонта
5-2012. Блок	Oi (Ad)	0–3	—	—	Много	S
	Ap (Апах)	3–20 (28)	10 YR 6/2	WE	Несколько	S
	E@ (A2)	20(28)–25(35)	10 YR 7/3	MO	Несколько	I
	BELd (A2B)	20(28)–40(43)	10 YR 6/4	MO	Несколько	S
	Ah/Bd2 (A1B2)	40(43)–64	10 YR 5/6	MO	—	S/I
	Bg2s (B2)	64–80	10 YR 6/4	WE	—	W
	Btg3 (B3tg)	80–128	10 YR 6/6	WE	—	W/I
	Btg4 (B4tg)	128–140	10 YR 7/4	WE	—	—
6-2012. Межблочье	Oi (Ad)	0–4	—	WE	Много	W
	Apdg (Апах)	4–20(24)	10 YR 5/3	WE	Много	S
	BELg (A2B1g)	20(24)–34(41)	10 YR 6/4	MO	Немного	W/I
	B2tgs (B2G)	34(41)–84(90)	10 YR 6/2	ST	Несколько	I
	Crg (CG)	84(90)–130	10 YR 7/4	WE	Несколько	—
9-2012. Блок	Oi (A0)	0–1	—	—	—	—
	Oe (A0)	1–3	—	—	—	S
	Ah (Ad)	3–10	10 YR 5/2	WE	Много	S
	AhE (A1)	10–13(25)	10 YR 7/3	MO	Немного	I
	E (A2)	13(25)–33(78)	10 YR 7/3	ST	Немного	I
	BEL (A2B)	33(78)–55 (60, 70)	10 YR 6/4	ST	Немного	I
	Bt2@ (B2)	55 (60, 70)–80(82)	7.5 YR 6/6	ST	Немного	S
	Bt3 (B3)	80–120	7.5 YR 5/6	ST	—	—
8-2012. Межблочье	Oe (A0)	0–2	—	—	—	—
	Ah (A1)	2–21(40)	10 YR 6/3	MO	Много	S
	Ah/E (A1A2)	21(40)–25(42)	10 YR 7/2	MO	Много	W/I
	E (A2)	25(42)–35(52)	10 YR 7/2	MO	Несколько	W/I
	BEL (A2B)	35(52)–55(60)	10 YR 6/4	MO	Несколько	W
	Bg2 (B2)	55(60)–98(100)	10 YR 6/6	ST	Несколько	W
	Bg3 (B3g)	98(100)–122	10 YR 6/4	ST	Несколько	—

Примечание. Индексы горизонтов, структура и характеристика нижней границы горизонта приведены по WRB [26]. Цвет в сухом состоянии определяли по шкале (Munsell soil color charts) [32]. Классификация степени оструктуренности почв: WE — слабая, MO — средняя, ST — сильная. Характеристика нижней границы почвенного горизонта: S — ровная, I — языковатая, W — волнистая.

(Loamic, Folic, Raptic)), в ней ярко выделяются подзолистые горизонты E (A2) и BEL (A2B), в которых нижняя граница перехода к гор. Bt2@ (B2) имеет языковатую форму (рис. 2с). Почва межблочья — дерново-подзолистая глубинно-глееватая языковатая освоенная (агродерново-подзолы глеевые) (Entic Glossic Stagnic Retisols (Loamic, Raptic)). Почвы различаются на уровне типа, подтипа, рода и вида по классификации и диагностике почв [15], к ним применимы разные основные и дополнительные квалификаторы по классификации WRB [30].

В почве межблочья отмечается несколько большая мощность гумусового горизонта по сравнению с почвой на блоке. Связано это с дополнительным привносом мелкодисперсных ча-

стиц, обогащенных органическим веществом с блоков в межблочье. Во всех горизонтах почвы отмечаются Fe—Mn конкреции (диаметром 0.5–1 мм). Максимальных размеров они достигают в горизонте BEL (A2B) и Bg2 (B2). Почва формируется в условиях затрудненного дренажа с дополнительным поступлением влаги с положительных форм микрорельефа, т.е. подчинена почве блока, аналогично участку “Фрол”.

Морфологическое строение профиля почвы блока (разрез 9-2012) включает литологический ряд из 8 слоев. Верхние горизонты представлены легким и средним суглинком, генетические горизонты Bt2@ (B2) и Bt3 (B3) представлены слоями легкой глины и тяжелым суглинком. В почве межблочья (разрез 8-2012) также выделено 8 слоев,

Таблица 2. Гранулометрический состав изученных почв

Разрез, местоположение	Горизонт	Глубина, см	Содержание фракций (размер, мм), %						
			1–0.25	0.25–0.05	0.05–0.01	0.01–0.005	0.005–0.001	<0.001	<0.01
5-2012. Блок	Ap (Апах)	5–15	1	6	63	6	14	10	31
	E@ (A2)	25–35	1	7	63	6	10	13	29
	BELd (A2B)	30–40	1	10	37	7	7	38	52
	Ah/Bd2 (A1B2)	45–55	0	7	43	7	6	37	50
	Bg2s (B2)	65–75	0	4	51	8	4	33	45
	Btg3 (B3tg)	80–90	0	9	47	5	8	31	43
	Btg3 (B3tg)	100–110	0	7	49	4	11	29	44
	Btg4 (B4tg)	130–140	0	8	48	5	9	30	44
6-2012. Межблочье	Apdg (Апах)	7–17	0	7	48	5	15	25	45
	BELg (A2Bg)	23–33	0	1	49	6	11	33	50
	B2tgs B2G	44–54	0	2	55	5	9	29	43
	B2tgs B2G	72–82	0	11	48	5	6	30	42
	Crg CG	110–120	0	2	55	4	8	31	43
9-2012. Блок	Ah (Ad)	5–10	7	12	54	6	12	9	26
	AhE (A1)	15–25	1	7	60	8	14	10	31
	E (A2)	20–30	1	6	59	11	15	8	34
	BEL (A2B)	30–40	0	5	60	12	7	16	35
	Bt2@ (B2)	45–55	0	4	45	8	8	35	51
	Bt2@ (B2)	65–75	0	8	43	4	10	35	49
	Bt3 (B3)	90–100	0	6	46	4	8	36	48
	Bt3 (B3)	110–120	0	1	47	4	11	37	52
8-2012. Межблочье	Ah (A1)	5–15	2	9	53	10	12	14	36
	Ah/E (A1A2)	20–25	1	4	54	9	14	18	41
	E (A2)	25–30	0	5	61	7	22	5	34
	BEL (A2B)	35–45	0	12	37	5	11	35	51
	Bg2 (B2)	55–63	0	9	32	4	9	46	59
	Bg2 (B2)	75–85	0	4	43	3	9	41	53
	Bg3 (B3g)	92–102	0	7	37	9	9	38	56
	Bg3 (B3g)	110–120	2	12	25	9	15	37	61

но более тяжелого гранулометрического состава в слое 0–30 см, ниже переходного горизонта BEL (A2B) генетические горизонты легкоглинистые. В силу литологической неоднородности профилей рассматриваемых почв к их названию по WRB должен быть добавлен дополнительный квалификатор Raptic.

Таким образом, профили исследованных дерново-подзолистых почв на блоках и в межблочьях хорошо дифференцированы морфологически, стратиграфически и по гранулометрическому составу. Характерной особенностью почв блоков и межблочий является преобладание в гранулометрическом составе фракций крупной пыли, что является специфическим признаком мерзлотного преобразования.

В позднем плейстоцене в периоды перехода от похолоданий к потеплениям, с отступлением ледника, происходили процессы седиментации материала, неоднократно сопровождавшиеся процессами криогенеза с образованием разных типов палеокриогенных структур. Конечный результат этих процессов палеокриогенно-преобразованные почвообразующие породы современных дерново-подзолистых почв.

Микроморфологические исследования почв на блоке и в межблочье участка “Фрол” позволили выявить процессы голоценового почвообразования и также подтвердили факт палеокриогенного преобразования горизонтов.

На участке “Фрол” в горизонте Ap (Апах) наблюдаются различия в оструктурировании материала

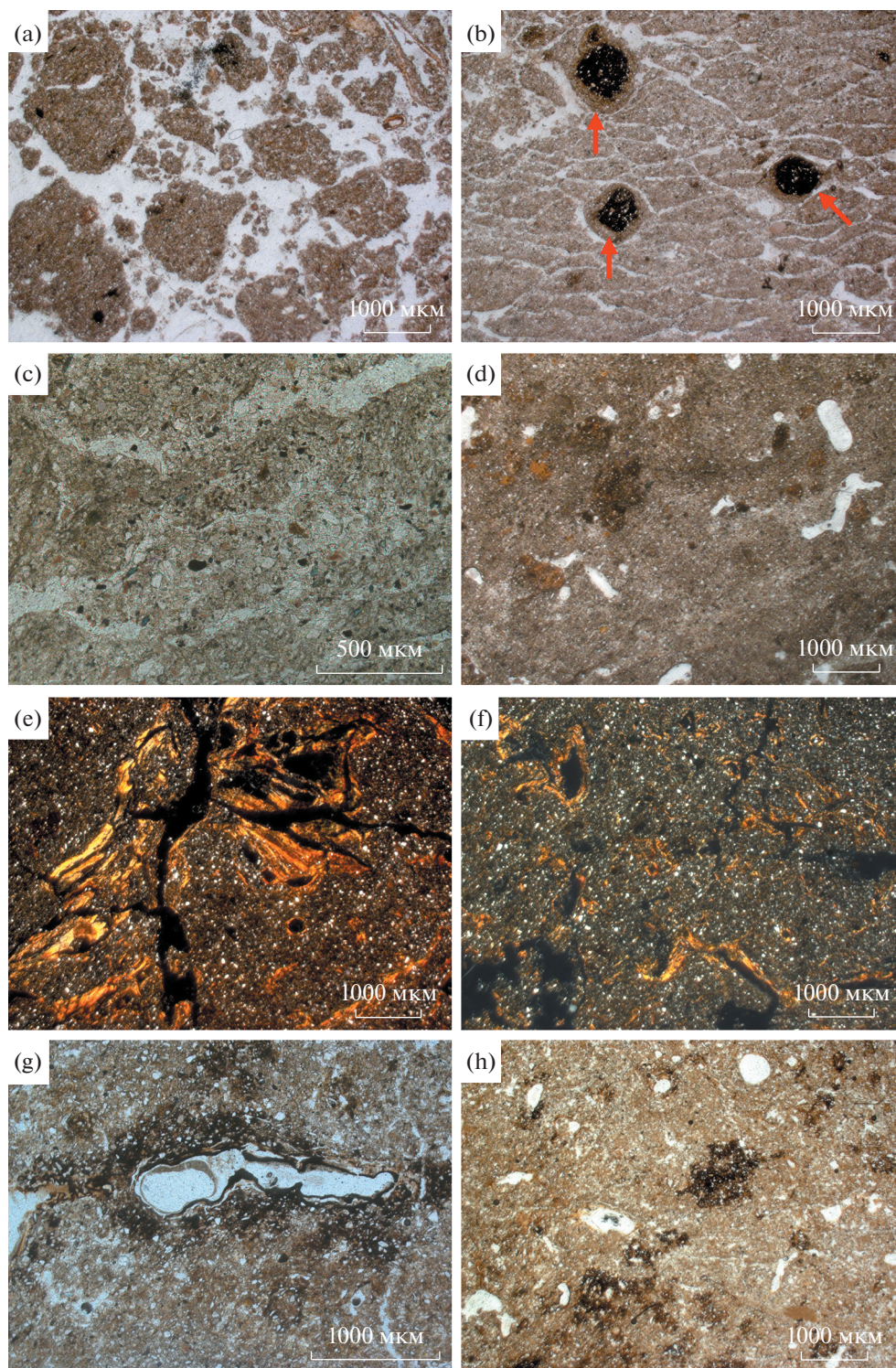


Рис. 3. Микроморфологическое строение почв разреза 5-2012, блок, участок “Фрол”. Комментарии в тексте.

ла, степени прогумусированности, сохранности растительных остатков и проработки почвенной массы мезофауной. В почве блочного повышения отмечается хорошо выраженная копрогенная (рис. 3а) и пластинчатая структура (рис. 3б), гумус представлен в виде темно-серой пропитки и то-

чечных образований, наблюдаются растительные остатки различной степени сохранности — от имеющих клеточное строение до бурых аморфных пятен. Почвенная масса заметно проработана мезофауной вплоть до горизонта BELd (A1B2). В почве микропонижения почвенная масса гори-

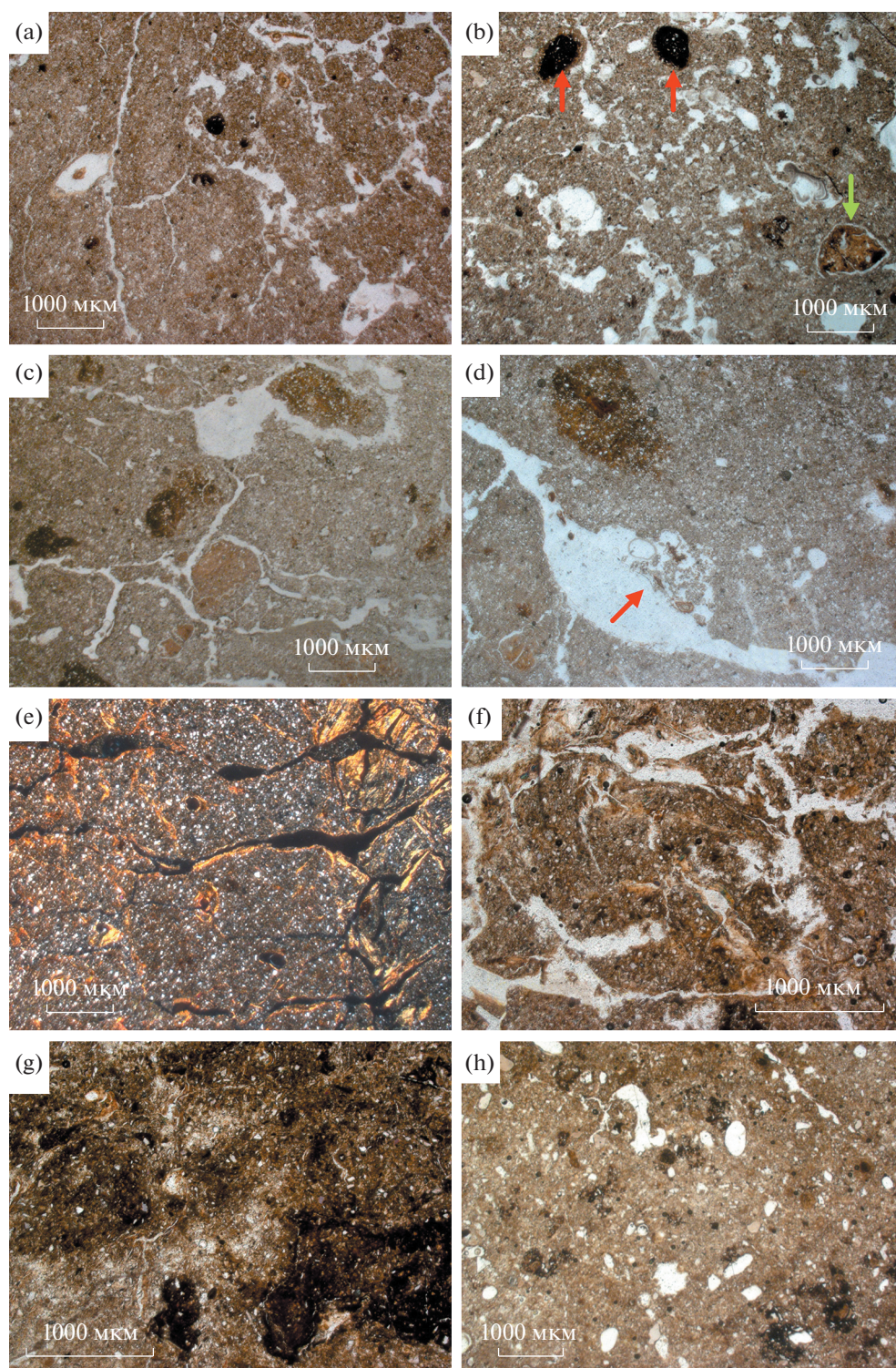


Рис. 4. Микроморфологическое строение почв разреза 6-2012, межблочье, участок “Грязовец”. Комментарии в тексте.

зонта Ap_{dg} (Апах) оструктурена слабо, в основном — консолидирована, имеющиеся агрегаты угловатые. Также наблюдается нарушение консолидированного сложения почвенной массы множеством пор-ваг, имеющих сложную изрезанную конфигура-

цию (рис. 4b). Проработка мезофауной слабая, преобладают сравнительно мелкие выбросы, их существенно меньше, чем в аналогичном горизонте почвы на микроповышении (рис. 4b, 4d — красная стрелка). Растительные остатки плохой сохран-

ности — бурые аморфные мелкие пятна. И органическое вещество в основном представлено темно-бурыми хлопьями гумуса, точечным гумусом.

В элювиальных горизонтах E и Ah/Bd2 (A2 и A1B2) в почве блока фиксируются скелетаны в виде протяженных полос отмытых зерен первичных силикатных минералов, в основном, кварца (рис. 3с, 3d). В горизонтах BELg (A2Bg) в почве межблочья осветление почвенной массы происходит лишь за счет снятия с тонкодисперсной массы и минеральных зерен красящих пленок оксидов Fe, нигде не наблюдаются скопления отмытых (непокрытых) зерен первичных минералов, а видны лишь микроучастки осветленной, обесцвеченной глины с погруженными в нее первичными силикатными минералами (рис. 4с, 4d).

По строению иллювиальной толщи не видно существенных отличий между почвами на разных элементах микрорельефа. Основная масса неравномерно окрашена: микроучастки с осветленной сравнительно грубодисперсной минеральной массой чередуются с окрашенными оксидами Fe и оглиненными микроучастками.

В последних встречаются глинистые папулы или их обломки. Почвенная масса в основном бесструктурна, лишь изредка присутствуют как угловатые, так и округлые агрегаты, но закономерности в их проявлении нет. Встречаются микроучастки с субпараллельной делимостью, лучше выраженные в почве микропонижения. В верхних иллювиальных горизонтах обнаружено множество Fe-глинистых слоистых кутан (coatings). Они расположены в порах неупорядоченно: разбиты вторичными трещинами, превращены в разрозненные обломки, частично внедрены (ассимилированы) в тонкодисперсную массу (рис. 3е, 3f, 4е, 4f).

К небольшим отличиям между сравниваемыми почвами можно отнести то, что в почве межблочья в кутанах, наряду со слоями, окрашенными в рыжеватые, красноватые тона, встречаются слои в цветах холодного спектра (голубоватые, зеленые), что свидетельствует о преобладании восстановительных условий в процессе их формирования. В почве блока разноцветности слоев кутан не наблюдается. Также в почве межблочья Fe-глинистые кутаны начинают проявляться в профиле выше, чем в почве на блоке, на 10–15 см. Кроме массивных неупорядоченных Fe-глинистых кутан, в самых мелких порах капиллярного размера в небольшом количестве встречаются тонкие светло-бурого цвета ненарушенные Fe-глинистые кутаны.

В двух нижних горизонтах блока Bg2s и Btg3 (B2 и B3tg) наиболее яркими являются признаки контрастности окислительно-восстановительных условий. Но если в почве повышения эта контрастность выражается в движении оксидов

Fe и Mn: почвенная масса разно окрашена этими оксидами, отмечается множество Fe—Mn пятен и мелких ортштейнов в тонкодисперсной массе (рис. 3g, 3h), то в почве понижения до самого нижнего горизонта почвенная масса местами обесцвечена (снятие пленок Fe—Mn оксидов с тонкодисперсной массы), а местами наблюдаются скопления Fe—Mn пятен вокруг пор и в почвенной массе (рис. 4g, 4h), цвет расположенных рядом микроучастков тонкодисперсной массы резко различается (рис. 4g). Если в почве микропонижения, начиная с элювиальной толщи до самого нижнего изученного горизонта, наблюдаются признаки оглеения, то в почве микроповышения в двух нижних горизонтах — лишь сезонного непродолжительного застоя влаги.

Необходимо отметить реликтовые признаки в обеих почвах, указывающие на единство их доголоценовой истории, когда формировались почвообразующие породы. Это касается верхней части профиля почв до глубины примерно 50 ± 5 см. К таким признакам относятся Fe—Mn микроортштейны (рис. 3b, 4b, красные стрелки), вокруг которых видны глинистые оболочки, включающие минералы крупной фракции, имеющие чешуйчатую, реже — перекрестно-волокнистую ориентировку при наблюдениях с анализатором, а также глинистые папулы или обломки (рис. 4b, зеленая стрелка), беспорядочно разбросанные в почвенной массе, иногда они формируют признаки ооидной структуры, как было видно в горизонте BELg (A2Bg) почвы микропонижения. Это свидетельствует о гидроморфной истории формирования почвообразующих пород, индикаторами которых являются Fe—Mn ортштейны, с последующим их аэральным или делювиальным переносом, во время которого сформированы оболочки вокруг микроортштейнов, а также местами почвообразующая порода приобрела ооидную структуру вследствие палеокриогенной проработанности.

Описанные выше сравнительно крупные Fe-глинистые кутаны в иллювиальной части изучаемых почв, разбитые сетью трещин на неупорядоченные обломки, возможно, относятся не к современному этапу почвообразования, а индицируют этап сравнительно интенсивного развития процессов формирования текстурно-дифференцированного профиля, трансформированного последующим палеокриогенезом. Процессы иллювиирования глины протекают и сейчас, но они несопоставимо менее выраженные и интенсивные, чем ранее описанные. Слабоокрашенные и занимающие поры лишь капиллярного размера Fe-глинистые кутаны можно, вероятно, отнести к современному этапу развития процессов иллювиирования глины в изучаемых почвах.

Итак, процессы биогенного оструктурирования, гумусообразования, оглеения, оподзоливания и

иллювиирования с вариациями по интенсивности и проявлению в профиле в зависимости от положения почвы в микрорельефе, рассмотренные выше, могут быть отнесены к современному (голоценовому) этапу почвообразования рассматриваемых почв.

На участке “Фрол” в обеих почвах фиксируются наибольшие значения содержания $C_{орг}$ в верхней части профиля до глубины около 35–40 см: почвы блока (разрез 5-2012) в горизонтах Ap (Апах), BELd (A2B) (кроме горизонта E@ (A2), где отмечено наименьшее содержание $C_{орг}$ по профилю) и в почве межблочья (разрез 6-2012) в системе генетических горизонтов Ardg–BELg (A–A2Bg) (табл. 3). Ниже по профилям с глубины 35–40 см содержание $C_{орг}$ в слоях с разным гранулометрическим составом уменьшается и остается практически неизменным до самого низа.

Аналогичный характер распределения $C_{орг}$ отмечается в почвах блока (разрез 9-2012) и межблочья (разрез 8-2012) участка “Грязовец”. С глубиной содержание $C_{орг}$ уменьшается, начиная с подзолистого горизонта.

В целом, содержание $C_{орг}$ в почвах межблочий в 2–2.5 раза больше по сравнению с почвами, сформированными на блоках. Исключение составляют верхние горизонты разреза 9-2012, участка “Грязовец”, расположенного в лесу.

Верхние горизонты дерново-подзолистых почв на блоке (разрез 5-2012) и в межблочье (разрез 6-2012) характеризуются кислой реакцией среды, близкой к нейтральной и слабокислой. Нижележащие генетические горизонты почв имеют щелочные значения pH (табл. 3). Верхние горизонты дерново-подзолистых почв, сформированных на блоке (разрез 9-2012) и в межблочье (разрез 8-2012), характеризуются кислой и слабокислой реакцией среды. Такие значения pH связаны с длительной сельскохозяйственной обработкой земель в прошлом веке и возможным известкованием. Изменение pH по профилю почв на разных элементах палеокриогенного микрорельефа обусловлено характером растворения, перераспределения и накопления элементов в средней и нижней его частях.

В современной дерново-подзолистой почве блоков и межблочий распределение обменных катионов Ca^{2+} и Mg^{2+} по профилю носит элювиально-иллювиальный характер, исключение составляет разрез 6-2012 в межблочье, где накопление происходит в средней части профиля и связано с гранулометрическим составом. В почвах блоков и межблочий минимальное значение отмечается в слое 0–30 см, т.е. в горизонте распределения корней растений. В нижележащих горизонтах почвы содержание обменных катионов значительно выше. Такое распределение химиче-

ских элементов связано со свойствами пород, водным режимом почв, а также обусловлено подчиненностью почв межблочий почвам на блоках. Концентрация обменного Ca^{2+} увеличивается, что, вероятно, связано с нарастанием степени оглеения. Обеспеченность подвижными формами P_2O_5 и K_2O в почвах межблочий несколько лучше, чем в почвах блоков в результате дополнительно поступающей влаги с повышенных форм микрорельефа.

По распределению CO_2 карбонатов почвы участка “Фрол” незначительно различаются. Некоторые отличия связаны с pH и разным водным режимом почв. На участке “Грязовец” разница по содержанию CO_2 карбонатов также невелика.

Исследуемые почвы участка “Фрол” прошли стадию сельскохозяйственного использования, включающую применение удобрений и, возможно, известкование, что несомненно привело к количественному изменению содержания щелочноземельных обменных катионов. Однако пребывание почв в режиме залежи под естественной растительностью обеспечило естественный ход почвообразовательного процесса на бывшей пахотной почве и привело к некоторому изменению рассмотренных свойств.

На участке “Фрол” по значениям MB почвы также отличаются незначительно. Магнитный профиль почвы блока более однороден, за исключением горизонта E@ (A2), и характеризуется средними для дерново-подзолистых почв величинами MB. Такое распределение MB связано с распаханной территорией и более быстрым просыханием пахотного слоя на блоке, по сравнению с межблочьем. На участке “Грязовец” в дерново-подзолистых почвах магнитный профиль дифференцирован. Наибольшие значения MB выявлены в профиле почвы на блоке и приурочены к иллювиальным горизонтам.

Распределение значений MB двух участков показывает, что в почвах межблочных понижений преобладают восстановительные условия, связанные с застоем влаги и процессами оглеения. Большие значения MB на участке “Грязовец” связаны с иссушением нижней части профиля, где сосредоточены крупные корни древесной растительности.

Процессы позднеплейстоценового криолито-генеза сформировали палеокриогенный микрорельеф, который обусловил разные сценарии педогенеза на разных его элементах в голоцене. В зоне распространения дерново-подзолистых почв, в районах с избыточным увлажнением и выраженным микрорельефом, перераспределяющим влагу, процессы ожелезнения более интенсивно протекают на блочных повышениях, что определяется ростом значений MB, а в межблочных понижениях ярко выражены процессы оглеения.

Таблица 3. Физико-химические свойства изученных почв

Разрез	Горизонт	Глубина, см	С _{орг} , %	pH водный	Обменные катионы, смоль(+)/кг		P ₂ O ₅ мг/100 г почвы	K ₂ O	CO ₂ карбонатов, %	MB, 10 ⁻⁵ ед. СИ	Fe ²⁺ , %	Fe ³⁺ , %	Fe эффект, %
					Ca ²⁺	Mg ²⁺							
5-2012. Блок	Ap (Aпax)	5–15	0.93	6.49	6.74	1.73	6.55	7.09	0.65	0.13	—	—	—
	E@ (A2)	25–30	0.10	6.66	4.78	1.53	10.31	4.68	0.47	0.10	11.6	88.4	3.3
	BEld (A2B)	31–40	0.24	6.66	14.67	7.55	6.20	9.78	0.99	0.13	—	—	—
	Ah/Bd2 (A1B2)	45–55	0.17	6.97	16.42	8.64	12.20	8.58	0.99	0.16	—	—	—
	Bg2s (B2)	65–75	0.16	7.39	15.46	8.73	15.87	7.83	0.98	0.17	16.5	83.5	4.7
	Btg3 (B3tg)	80–90	0.12	7.93	15.52	6.92	16.03	7.03	0.98	0.18	—	—	—
	Btg3 (B3tg)	100–110	0.13	8.65	27.74	6.59	7.82	4.92	3.82	0.18	—	—	—
	Btg4 (B4tg)	130–140	0.12	8.59	29.63	6.07	7.51	5.50	4.39	0.18	10.4	89.6	3.4
6-2012. Межблочье	Apdg (Aпax)	7–17	2.59	6.95	17.05	4.74	14.18	10.00	0.82	0.11	—	—	—
	BElg (A2B1g)	23–33	0.52	6.75	15.57	5.89	22.21	8.58	0.82	0.11	10.5	89.5	4.6
	B2tgs (B2G)	44–54	0.20	6.95	18.14	7.79	24.51	9.76	0.83	0.15	—	—	—
	B2tgs (B2G)	72–82	0.21	7.14	13.60	6.38	25.62	9.36	0.65	0.17	19.9	80.1	4.4
	Crg (CG)	110–120	0.21	7.58	13.82	7.02	23.64	10.00	0.97	0.13	9.5	90.5	3.5
	Ah (Ad)	5–10	3.41	4.68	2.16	1.54	2.98	10.24	0.80	—	—	—	—
9-2012. Блок	AhE (A1)	15–19	1.00	4.89	0.51	0.31	1.57	4.39	0.63	0.13	—	—	—
	E (A2)	20–29	0.24	5.24	0.51	0.30	2.81	3.04	0.79	0.15	—	—	—
	BEL (A2B)	30–40	0.12	5.68	3.77	1.12	2.60	3.41	0.79	0.18	—	—	—
	Bt2@ (B2)	45–55	0.13	5.73	8.08	5.66	3.03	11.12	0.98	0.25	—	—	—
	Bt2@ (B2)	65–75	0.11	5.92	9.14	6.10	5.64	9.62	0.82	0.27	—	—	—
	Bt3 (B3)	90–100	0.09	6.08	10.20	8.20	7.27	9.10	0.98	0.21	—	—	—
	Bt3 (B3)	110–120	0.18	6.14	12.02	8.96	9.62	8.49	1.14	0.22	—	—	—
	Ah (A1)	5–15	2.40	5.47	1.54	1.03	7.34	7.10	0.80	0.07	—	—	—
	Ah/E (A1/A2)	20–25	0.69	5.36	1.85	1.03	15.48	5.13	0.80	0.08	—	—	—
	E (A2)	26–30	0.49	5.64	1.94	0.92	11.99	8.37	0.79	0.11	—	—	—
8-2012. Межблочье	BEL (A2B1)	35–45	0.30	5.97	11.59	4.85	10.20	10.11	1.14	0.12	—	—	—
	Bg2 (B2)	55–63	0.24	6.39	19.11	8.05	11.53	9.28	1.33	0.18	—	—	—
	Bg2 (B2)	75–85	0.23	6.56	18.32	8.31	16.29	10.01	1.32	0.17	—	—	—
	Bg3 (B3g)	92–102	0.16	6.66	17.67	8.09	17.20	10.43	1.49	0.17	—	—	—
	Bg3 (B3g)	110–120	0.19	6.77	18.27	8.82	17.00	10.15	1.48	0.18	—	—	—

Мессбауэровские спектры образцов почв, полученных при комнатной температуре, представляют собой суперпозицию линий дублетов Fe^{3+} и Fe^{2+} и показывают, что в составе соединений железа отсутствуют крупнодисперсные минералы оксидов и гидроксидов в магнитоупорядоченном состоянии.

В исследуемых образцах участка “Фрол” железо в основном находится в форме Fe^{3+} . Наибольшее содержание Fe^{2+} наблюдается в иллювиальных горизонтах за счет накопления илистой фракции, в которой сосредоточено железо. В этих горизонтах происходит смена окислительных процессов на восстановительные, свойственные горизонтам дерново-подзолистых почв. Контрастный окислительно-восстановительный режим с развитием восстановительных сезонных процессов приводит к восстановлению Fe^{3+} в верхней части профиля изученных дерново-подзолистых почв, выносу железа и осаждению его в нижележащем иллювиальном горизонте, где наблюдался максимум двухвалентного железа. Разница в содержании Fe^{2+} в иллювиальных горизонтах между почвой, сформированной на блоке, и почвой межблочья составляет 3% и может определяться более интенсивными восстановительными процессами в последней.

Таким образом, в зоне дерново-подзолистых почв палеокриолитопедогенез выступает как совокупный и длительный процесс формирования почв и приводит к появлению контрастного почвенного покрова, состоящего из палеокриолитогенных почвенных комбинаций. Поздневалдайский криолитогенез сформировал пространственную неоднородность почвообразующих пород, неоднородность дневной поверхности, дифференцировал морфологию горизонтов и гранулометрический состав на блоках и в межблочьях. Почвообразующие породы почв блоков и межблочий в позднем плейстоцене прошли криолитогенную стадию преобразования, что сформировало палеокриогенный микрорельеф, который в дальнейшем определил разные сценарии голоценового почвообразования на разных его элементах. Палеокриолитогенные почвенные комбинации состоят из сочетания почв блоков и межблочий, представленных разными ЭПА, различающихся на уровне типа, подтипа, рода и вида почв. В связи с этим для территорий, прошедших стадию криогенного преобразования в прошлом, и почв, сформированных на палеокриогенном микрорельефе, предлагается выделять палеокриолитогенные почвенные комбинации.

ВЫВОДЫ

1. На территории центра Восточно-Европейской равнины в перигляциальной зоне валдай-

ского оледенения в зоне распространения дерново-подзолистых почв выявлен палеокриогенный полигонально-блочный (или бугристо-западинный) микрорельеф в виде блоков-повышений и разделяющих их межблочных понижений.

2. Показано, что палеокриогенез определил литологическую неоднородность генетических горизонтов почв и почвообразующих пород. В профилях почв по морфологии идентифицированы палеокриогенные структуры, заполненные разным по гранулометрическому составу материалом. Криогенные структуры в поздневалдайское время преобразовали горизонты почвообразующих пород в межблочьях, определив разные сценарии почвообразования в голоцене на разных элементах микрорельефа.

3. Показано, что совокупность действия процессов крио- и литогенеза в перигляциальной зоне валдайского оледенения явилась фактором для голоценового педогенеза и дифференциации дерново-подзолистых почв таежной зоны северо-востока Восточно-Европейской равнины на разных элементах микрорельефа и исходно разных почвообразующих породах на этих элементах.

4. Криолитопедогенез, как совокупный и длительный процесс в перигляциальной зоне, сформировал палеокриолитогенные почвенные комбинации в структуре современного почвенного покрова дерново-подзолистых почв таежной зоны северо-востока Восточно-Европейской равнины. Термин “палеокриолитогенные” предлагается применять к почвенным комбинациям, сформированным на палеокриогенном микрорельефе, выступающим фактором, дифференцирующим почвы на разных его элементах. Показано, что почвы на разных элементах палеокриогенного микрорельефа состоят из ЭПА, различающихся на разных высоких классификационных уровнях.

5. Предлагается выделять палеокриолитогенные почвенные комбинации в отдельную общность почв для территорий, прошедших стадию палеокриолитогенного преобразования.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Экспедиционные исследования проводили при финансовой поддержке РФФИ проект 12-04-31773 мол_а. Аналитические работы осуществляли в ЦКП ИФХиБПП РАН. Частичный анализ образцов выполнен при финансовой поддержке РФФИ проект 19-29-05178-мк.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Агрохимические методы исследования почв. М., 1975. 436 с.
2. Алифанов В.М. Палеокриогенез и современное почвообразование. Пушкино, 1995. 318 с.
3. Алифанов В.М. Палеокриогенез и современное почвообразование. Автореф. дис. ... докт. биол. наук. М., 1992. 47 с.
4. Аринушкина Е.В. Руководство по химическому анализу почв. М.: Изд-во МГУ, 1970. 487 с.
5. Бердников В.В. Палеокриогенный микрорельеф центра Русской равнины. М.: Наука, 1976. 126 с.
6. Вадюнина А.Ф., Корчагина З.А. Методы исследования физических свойств почв и грунтов. М.: Высшая школа, 1973. 399 с.
7. Величко А.А. Природный процесс в плейстоцене. М.: Наука, 1973. 256 с.
8. Величко А.А., Морозова Т.Д., Нечаев В.П., Порожнякова О.М. Палеокриогенез, почвенный покров и земледелие. М.: Наука, 1996. 150 с.
9. Величко А.А., Фаустова М.А., Писарева В.В., Карпухина Н.В. История Скандинавского ледникового покрова и окружающих ландшафтов в валдайскую ледниковую эпоху и начале голоцена // Лед и снег. 2017. Т. 57. С. 391–416.
10. Воробьева Л.А., Ладонин Д.В., Лопухина О.В., Рудакова Т.А., Кирюшин А.В. Химический анализ почв. Вопросы и ответы. М., 2012. 186 с.
11. Герасимов И.П., Марков К.К. Ледниковый период на территории СССР. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1939. 462 с.
12. Изменение климата и ландшафтов за последние 65 миллионов лет (кайнозой: от палеоцена до голоцена) / Под ред. Величко А.А. М.: ГЕОС, 1999. 260 с.
13. Качинский Н.А. Методы механического и микроагрегатного анализа почвы. М.: Изд-во АН СССР, 1943. 45 с.
14. Кислов А.В. Климат в прошлом, настоящем и будущем. М.: МАИК Наука/Интерпериодика, 2001. 351 с.
15. Классификация и диагностика почв СССР. М.: Колос, 1977. 224 с.
16. Макеев А.О. Поверхностные палеопочвы лессовых водоразделов Русской равнины. М.: Молнет, 2012. 260 с.
17. Макеев А.О. Поверхностные палеопочвы лессовых водоразделов Русской равнины. Автореф. дис. ... докт. биол. наук. М., 2005. 48 с.
18. Марков К.К., Величко А.А. Четвертичный период (ледниковый период — антропогенный период). М.: Недра, 1967. Т. 3. 445 с.
19. Морозова Т.Д. Развитие почвенного покрова Европы в позднем плейстоцене. М.: Наука, 1981. 282 с.
20. Москвитин А.И. “Теплые” и “холодные” межледниковые эпохи как основа стратиграфического подразделения плейстоцена // Матер. Всесоюз. совещ. по изучению четвертичного периода. М.: Изд-во АН СССР, 1961. Т. 1. С. 41–52.
21. Овчинников А.Ю., Алифанов В.М., Ваганов И.М. Палеоэкология позднего плейстоцена и современные дерново-подзолистые почвы центра Восточно-Европейской равнины // Проблемы региональной экологии. 2014. № 5. С. 60–65.
22. Овчинников А.Ю., Алифанов В.М., Ваганов И.М., Гугалинская Л.А., Рюшин А.Н. Формирование пространственно-временной изменчивости физических и физико-химических свойств дерново-подзолистых почв европейской России, обусловленной палеоэкологическими факторами // Проблемы региональной экологии. 2013. № 5. С. 26–32.
23. Овчинников А.Ю., Алифанов В.М., Гугалинская Л.А. Палеокриогенез в почвах перигляциальной зоны Валдайского оледенения // Вестник Моск. ун-та. Сер. 5, география. 2021. № 2. С. 44–53.
24. Палеогеография Европы за последние сто тысяч лет / Под ред. Герасимова И.П., Величко А.А. М.: Наука, 1982. 156 с.
25. Палеоклиматы и палеоландшафты внетропического пространства Северного полушария. Поздний плейстоцен—голоцен / Под ред. Величко А.А. М., 2009. 120 с.
26. Руководство по описанию почв. Четвертое издание, исправленное и дополненное. Рим: Продовольственная и сельскохозяйственная организация объединенных наций (ФАО), 2012. 101 с.
27. Фридланд В.М. Почвенные комбинации и их генезис. М.: Наука, 1972. 215 с.
28. Четвертичные оледенения на территории СССР. М.: Наука, 1987. 128 с.
29. Эволюция экосистем Европы при переходе от плейстоцена к голоцену (24–8 тыс. л. н.). М.: Тов-во науч. изданий КМК, 2008. 556 с.
30. IUSS Working Group WRB. World Reference Base for Soil Resources 2022. International soil classification system for naming soils and creating legends for soil maps International Union of Soil Sciences (IUSS), Vienna, Austria, 2022. 236 p.
31. Makeev A.O., Kulinskaya E.V., Yakusheva T.E. Surface paleosols of the loess island within Moscow glacial limits: Vladimir Opolie // Quater. Int. 2015. V. 365. P. 159–174. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2014.09.038>
32. Munsell Soil Color Charts. N.Y., 1994. 10 p.
33. Svendsen J.I., Alexanderson H., Astakhov V.I. et al. Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia // Quater. Sci. Rev. 2004. V. 23. P. 1229–1271. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2003.12.008>
34. Svendsen J.I., Astakhov V.I., Bolshiyakov D.Yu. et al. Maximum extent of the Eurasian ice sheets in the Barents and Kara Sea region during the Weichselian // Boreas. 1999. V. 28. P. 234–242. <https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.1999.tb00217.x>

Paleocryolithopedogenesis and Evolution Sod-Podzolic Soils of the Taiga Zone Northeast of the East European Plain

A. Yu. Ovchinnikov^{1, *}, **O. I. Khudyakov¹**, O. S. Khokhlova¹, and A. M. Makshanov¹

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

**e-mail: ovchinnikov_a@inbox.ru*

The results of soil-genetic studies conducted on sod-podzolic soils in the Gryazovetsky district of the Vologda region are presented. The modern soils of the study area are represented by sod-podzolic soils of different variations (Albic Retisols) formed on loamy paleocryogenically transformed soil-forming rocks. The concept of the role of paleocryolithogenic processes that determined the formation and evolution of modern sod-podzolic soils of the north-east of the East European Plain is proposed. The considered set of paleocryolithopedogenic processes in modern zonal sod-podzolic soils allowed us to reconstruct the conditions for the formation of soils located in the periglacial region of the Valdai glaciation. The results obtained have expanded the understanding of the influence of the processes of Late Pleistocene cryogenesis and lithogenesis on the evolution of modern sod-podzolic soils of the northeast of the East European Plain. The obtained data show the processes forming the soils under consideration and for the first time it is proposed to isolate paleocryolithogenic soil combinations in the structure of the soil cover as a result of the combined natural process – paleocryolithopedogenesis.

Keywords: soil formation, paleopedology, Late Pleistocene, Holocene, East European plain, Retisols, Stagnosols