

Номер 6

ISSN 0032-180X

Июнь 2024



ПОЧВОВЕДЕНИЕ

125 лет журналу

Журнал основан в январе 1899 г. На его страницах публикуются оригинальные статьи, обзоры; отражаются различные аспекты теоретических и экспериментальных исследований генезиса, географии, физики, химии, биологии, плодородия почв; освещаются результаты теоретических и экологических исследований в глобальном и региональном планах.



НАУКА
— 1727 —

СОДЕРЖАНИЕ

Номер 6, 2024

ХИМИЯ ПОЧВ

Водоэкстрагируемое органическое вещество почв разной степени смывтости и намытости на малом водосборе в центральной лесостепи Среднерусской возвышенности: распахиваемые почвы

*В. А. Холодов, Н. В. Ярославцева, А. Р. Зиганшина, Н. Н. Данченко,
Ю. Р. Фарходов, С. В. Максимович, А. П. Жидкин* 783

Динамика содержания водорастворимых форм углерода и азота почв в первые годы после сплошной рубки

В. В. Старцев, Д. А. Севергина, А. А. Дымов 797

ФИЗИКА ПОЧВ

Реологические свойства таежных полугидроморфных почв: взаимосвязь с физико-химическими свойствами и температурными условиями

Ю. В. Холопов, Д. Д. Хайдапова, А. Б. Новаковский, Е. М. Лаптева 813

Влияние различных синтетических смол на нано- и микроструктуру почвы

Р. Э. Мусаэлян, К. Н. Абросимов, К. А. Романенко 831

Промерзание почвенного комплекса меловых криоморфных почв в Оренбургской области: температурный режим и проявление криогенных процессов в почвенном профиле

Д. Г. Поляков, А. Г. Рябуха, Т. А. Архангельская, И. В. Ковда 845

БИОЛОГИЯ ПОЧВ

Особенности пула гидролитических ферментов в почвах земледельческих террас Восточного Кавказа

Е. В. Чернышева, Ф. Форназьер 861

Доминирующие бактериальные таксоны в черноземах и факторы, влияющие на их долю в бактериальном сообществе

*К. С. Бояршин, В. В. Адамова, В. Чжен, Е. В. Никитинская,
О. Ю. Обухова, М. В. Колкова, В. А. Нестеренко, О. С. Беспалова,
В. В. Ключева, К. А. Дегтярева, Л. В. Нестерук, Ю. Н. Куркина,
О. А. Маканина, Е. С. Иванова, Чж. Ли, И. В. Батлуцкая* 876

ДЕГРАДАЦИЯ, ВОССТАНОВЛЕНИЕ И ОХРАНА ПОЧВ

Экосистемные сервисы, реализуемые городскими почвами, и их оценка (обзор)

К. С. Орлова, И. Ю. Савин 889

Эколого-токсикологическая оценка почвенно-растительного покрова некосимой части участка «Стрелецкая степь» Центрально-Черноземного заповедника им. В. В. Алехина

*В. С. Анисимов, С. В. Фесенко, Г. П. Глазунов, Л. Н. Анисимова,
А. И. Санжаров, С. В. Корвин, Д. В. Крыленкин, Ю. Н. Корнеев,
Н. В. Новикова, М. В. Мезина, Д. А. Желтов* 903

Contents

No 6, 2024

SOIL CHEMISTRY

Water-Extractable Organic Matter of Soils with Different Degree of Degradation from Erosion and Sedimentation in a Small Catchment in the Central Forest-Steppe Part of the Central Russian Upland (Tillage Soils)

*V.A. Kholodov, N.V. Yaroslavtseva, A.R. Ziganshina, N.N. Danchenko,
Y.R. Farkhodov, S.V. Maksimovich, and A.P. Zhidkin* 783

Dynamics of the Content of Water-Soluble Forms of Carbon and Nitrogen in Soils in the First Years after Logging

V.V. Startsev, D.A. Severgina, and A.A. Dymov 797

SOIL PHYSICS

Rheological Properties of Boreal Semihydromorphic Soils: Relationship with Physico-Chemical Properties and Temperature Conditions

Y.V. Kholopov, D.D. Khaydapova, A.B. Novakovskiy, and E.M. Lapteva 813

Effect of Different Synthetic Resins on Soil Nano- and Microstructure

R.E. Musaelyan, K.N. Abrosimov, and K.A. Romanenko 831

Freezing of Chalk Cryomorphic Soil Complexes of the Orenburg Region: Temperature Regime and Cryogenic Processes in the Soil Profile

D.G. Polyakov, A.G. Ryabukha, T.A. Arkhangelskaya, and I.V. Kovda 845

SOIL BIOLOGY

Particularities of Hydrolytic Enzymes Pool in Soils of Agricultural Terraces in the Eastern Caucasus

E.V. Chernysheva, and F. Fornasier 861

Dominant Bacterial Taxa of Chernozems and Factors Affecting Their Abundance in the Bacterial Community

*K.S. Boyarshin, V.V. Adamova, W. Zheng, E.V. Nikitinskaya,
O.Yu. Obukhova, M.V. Kolkova, V.A. Nesterenko, O.S. Bespalova,
V.V. Klyueva, K.A. Degtyareva, L.V. Nesteruk, Yu.N. Kurkina,
O.A. Makanina, E.S. Ivanova, Zh. Li, and I.V. Batlutskaya* 876

DEGRADATION, REHABILITATION, AND CONSERVATION OF SOILS

Ecosystem Services Provided by Urban Soils and Their Assessment: A Review

K.S. Orlova, and I.Yu. Savin 889

Ecological and Toxicological Assessment of the Soil and Vegetation Cover at the Site "Streletskaia Steppe" of the Central Chernozem Reserve Named after V.V. Alekhine

*V.S. Anisimov, S.V. Fesenko, G.P. Glazunov, L.N. Anisimova,
A.I. Sanzharov, S.V. Korovin, D.V. Krylenkin, Yu.N. Korneev,
N.V. Novikova, M.V. Mezina, and D.A. Zheltov* 903

ВОДОЭКСТРАГИРУЕМОЕ ОРГАНИЧЕСКОЕ ВЕЩЕСТВО ПОЧВ РАЗНОЙ СТЕПЕНИ СМЫТОСТИ И НАМЫТОСТИ НА МАЛОМ ВОДОСБОРЕ В ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЛЕСОСТЕПИ СРЕДНЕРУССКОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ: РАСПАХИВАЕМЫЕ ПОЧВЫ

© 2024 г. В. А. Холодов^{а,*} (<http://orcid.org/0000-0002-6896-7897>), Н. В. Ярославцева^а,
А. Р. Зиганшина^а, Н. Н. Данченко^а, Ю. Р. Фарходов^а, С. В. Максимович^а, А. П. Жидкин^а

^аПочвенный институт им. В.В. Докучаева, Пыжевский пер., 7, стр. 2, Москва, 119017 Россия

*e-mail: vkholod@mail.ru

Поступила в редакцию 09.10.2023 г.

После доработки 09.01.2024 г.

Принята к публикации 10.01.2024 г.

Проведена оценка оптических свойств водоэкстрагируемого органического вещества (ВЭОВ) в пахотных почвах разной степени смытости и намытости в распахиваемом малом водосборе Курской области. Изучали ВЭОВ несмытого и среднеэродированного пахотных типичных черноземов и их намытого аналога — агростратозема темно-гумусового водноаккумулятивного. ВЭОВ выделяли из агрегатов 2–1 и глыб >10 мм. Водные вытяжки характеризовали по содержанию органического углерода и азота. Оптические свойства оценивали на основании данных спектров поглощения и трехмерных спектров флуоресценции. Показано, что по основным количественным показателям почвенного органического вещества — содержанию органического углерода и азота, а также величине pH — смытая и намытая почва были близки друг к другу и существенно отличались от несмытого чернозема. В то же время и количественные, и качественные показатели ВЭОВ демонстрировали другую тенденцию: ВЭОВ стратозема существенно отличалось от смытого и ненарушенного черноземов. Некоторые показатели ВЭОВ: содержание азота, $SUVA_{254}$, $S_{350-400}$ и S_R — зависели от размеров агрегатов, из которых было получено ВЭОВ (2–1 или >10 мм). Флуоресцентные свойства ВЭОВ также зависят от размера агрегатов. Полученные данные позволяют сделать заключение, что свойства ВЭОВ на малом водосборе центральной лесостепи изменчивы и во многом определяются процессами разрушения неводоустойчивых агрегатов и консолидации их частиц, а также вымыванием водорастворимого органического вещества. При разрушении водой агрегатов, их частицы мигрируют с потоками по склону, а органическое вещество подвергается разложению. В понижениях частицы аккумулируются и консолидируются в глыбистые структурные отдельности, при этом свойства ВЭОВ почв существенно изменяются, как из-за деградации органического вещества, так и в результате его вымывания.

Ключевые слова: Chernozems (Novic), типичные черноземы, агростратоземы, растворенное органическое вещество, трехмерные спектры флуоресценции

DOI: 10.31857/S0032180X24060019, **EDN:** YC1MQQ

ВВЕДЕНИЕ

Растворенное органическое вещество (**РОВ**) — конституционная составляющая почвенного органического вещества (**ОВ**). РОВ играет важную роль в круговороте углерода [32], оказывает влияние на подвижность питательных веществ и тяжелых металлов, органических ксенобиотиков, радионуклидов, наночастиц [2, 7, 16, 17, 20, 45, 49, 51].

РОВ откликается на процессы, происходящие в почве [25] и эта фракция почвенного ОВ более отзывчива на вид использования почв, особенности обработки сельскохозяйственных культур, чем ОВ в целом или его другие фракции [46]. Например, анализ РОВ позволил выявить переход от лесной почвы под естественной растительностью к почве агроландшафта и также выделить почвы, на которых возделывали пропашные культуры [52].

При глобальных оценках круговорота углерода РОВ не всегда учитывается. Особенно часто недоучитываются потери, связанные с вымыванием РОВ в глубину почвенного профиля или в сопредельные среды. Наиболее популярные модели круговорота углерода рассматривают его потери преимущественно в виде минерализации до CO_2 [40, 41, 48].

Изменения содержания и состава ОВ почв происходят под влиянием различных природных и антропогенных процессов [8]. В значительной степени дегумификация почв на распахиваемых землях обусловлена эрозионными процессами. Влияние эрозии на дегумификацию почв столь значительно, что, несмотря на существенные допущения [11], даже проводятся оценки темпов эрозионно-аккумулятивных процессов на основе изменения валовых запасов ОВ в почвах на разных элементах рельефа [3, 12].

Таким образом, миграция ОВ в целом определяется интенсивностью перемещения твердофазного вещества почв с поверхностными водными потоками, т.е. в результате эрозионно-аккумулятивных процессов. Вероятно, в свою очередь РОВ в значительной степени перемещается с внутрипочвенным стоком. Скорее всего, миграция и аккумуляция ОВ и его растворенных форм протекает по-разному и в каждом случае имеет свои геохимические особенности. На сегодняшний день практически отсутствуют работы, посвященные исследованиям РОВ в почвах разной степени смытости и намытости. Отметим, что особую актуальность для России представляет изучение эрозионных процессов в черноземах — самых плодородных почвах.

Терминологически РОВ относят к природному растворенному органическому веществу, как оно есть *in situ* в почвенном растворе, поэтому его прямое изучение имеет сложности, связанные с выделением ненарушенного почвенного раствора [9]. В связи с этим исследование РОВ проводится по составу водоекстрагируемого органического вещества (ВЭОВ), которое извлекается водной вытяжкой.

Оптимальными для изучения ВЭОВ являются оптические методы: спектроскопия в ультрафиолетовом (УФ)—видимом спектре и флуоресцентная спектроскопия. Оба метода быстрые, недорогие, высокоинформативные и обладают хорошей воспроизводимостью, что делает их удобным инструментом для изучения ОВ почв и сопредельных сред. Например, оптическими методами отслеживали процессы разложения соломенной мульчи в разных условиях [19]. Показан вклад пахотных почв в РОВ малых водотоков [23].

Цель работы — оценка оптических свойств водоекстрагируемого органического вещества в пахотных почвах разной степени смытости и намытости в распахиваемом малом водосборе Курской области.

Выбор объекта исследования обусловлен следующими причинами: а) наличием относительно однородного почвенного покрова с доминированием черноземов типичных; б) высокой степенью изученности эрозионно-аккумулятивных процессов на водосборе; г) высокой степенью репрезентативности факторов, темпов и пространственной структуры протекания эрозионно-аккумулятивных процессов в малом водосборе относительно окружающих территорий.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Малый водосбор “Хвошин лог” расположен в Курском районе Курской области. В 2013–2018 гг. на данном водосборе проводили детальные исследования эрозионно-аккумулятивных процессов преимущественно в пределах агроландшафтов [6]. В 2022–2023 гг. исследования были продолжены в днище балки водосбора. В регионе выполнялось большое количество исследований эрозионно-аккумулятивных процессов [1].

Малый водосбор “Хвошин Лог” относится к одноименной балочной системе и принадлежит бассейну р. Сейм. Он расположен в 2 км к востоку от пос. Березка, вблизи участка Стрелецкая степь Центрально-Черноземного заповедника. Водосбор имеет асимметричный рельеф. Распахиваемые склоны северной экспозиции почти вдвое длиннее (в среднем около 700 м), чем склоны южной экспозиции. Перепад высот составляет 55 м. Среднегодовое количество осадков равно 570 мм. Характер выпадения атмосферных осадков преимущественно ливневой, что провоцирует эрозионные события в теплый период. Максимум выпадений дождя приурочен к июню (69 мм). Высота снежного покрова небольшая, около 20–40 см [35].

В почвенном покрове преобладают черноземы типичные и выщелоченные среднесиловатого состава. Мощность горизонтов Апах + А1 в среднем составляет 55 см, нижняя граница переходного горизонта АВ — 77 см, ВА — 105 см. Глубина залегания карбонатов варьирует в широких пределах от 40 до 107 см. На приводораздельных участках развиты преимущественно черноземы типичные, на склонах — черноземы типичные разной степени эродированности на лёссовидных суглинках. В днищах распахиваемых ложбин встречаются черноземы выщелоченные разной степени намытости. В нераспахиваемом днище балки развиты сильнонамытые почвы (стратоземы), выщелоченные от карбонатов. Черноземы пахотных почв характеризуются среднесиловатым пылеватым гранулометрическим составом [6].

Суммарная площадь водосбора составляет 183 га, из которых большая часть (157 га) распахиывается. Длительность освоения данного водосбора относительно небольшая и составляет около

150 лет, так как на карте Генерального межевания (1792 г.) данная территория была под сенокосом. Относительно недавнее освоение территории определило небольшое долевое участие средне- и сильноэродированных почв [6].

Для данного исследования были выбраны участки, расположенные в максимально контрастных условиях проявления эрозионно-аккумулятивных процессов. Были изучены три точки на пашне:

а) чернозем типичный [5] — *Typlic Chernozem* (Aric, Loamic, Pachic) [31] неэродированный на условно эталонном приводораздельном участке (P);

б) чернозем типичный [5] — *Typlic Chernozem* (Aric, Loamic) [31] среднесмытый в средней части склона северно-восточной экспозиции (E);

в) намывная почва — агростратозем темно-гумусовый водно-аккумулятивный [5] — *Luvic Chernozem* (Aric, Loamic, Novic, Pachic) [31] в днище распаханной ложбины (S). Глубина гумусированной толщи в указанных почвах представлены на рис. 1.

Отбор образцов проводили в августе 2022 г. В момент отбора на пашне произрастала озимая пшеница (*Triticum aestivum*). Пробоотбор осуществляли с глубины 0–20 см.

Кроме того, для расширения выборки были отобраны образцы наносов из трех точек в нераспахиваемом нижележащем днище балке. 3D-спектры флуоресценции этих образцов использовали в ходе параллельного факторного анализа (PARAFAC) для разложения спектров. Подход требует достаточно большой выборки спектров для адекватного построения модели [36].

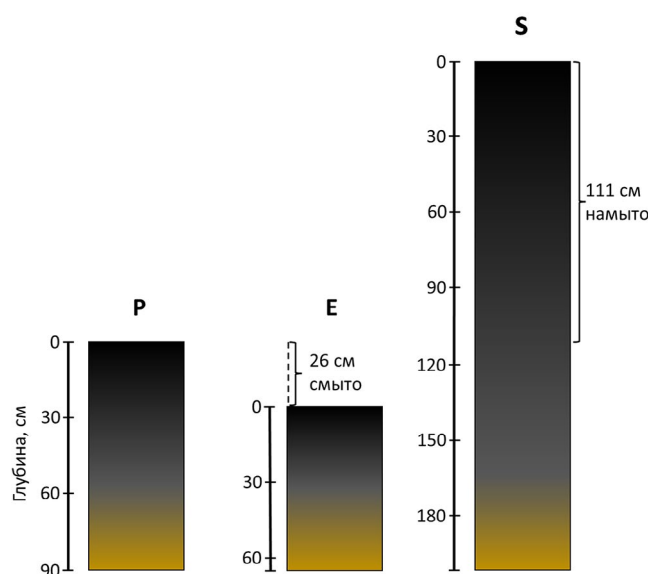


Рис. 1. Схема глубин гумусированной толщи в неэродированном черноземе (P), среднеэродированном черноземе (E), стратоземе (S).

Образцы высушивали до воздушно-сухого состояния. Из среднего образца просеиванием на ситах отбирали фракции: глыб — структурных отделностей >10 мм — и агрегатов 2–1 мм. Эти фракции составляют более 50% вещественного состава изучаемых черноземов. Повторность — трехкратная. Общий объем выборки составил 18 образцов.

Анализ содержания общего углерода и азота в почве проводили методом сухого сжигания в токе кислорода на автоматическом анализаторе Vario Macro CN [29]. В связи с тем, что pH всех почв был <7, а реакция с HCl на карбонаты была отрицательная, весь определенный углерод был отнесен к органическому (OC) [10].

Водную вытяжку получали ультрачистой водой первого типа с удельным сопротивлением >18 МОм. Массовое отношение почва : вода было 1 : 5. Суспензию встряхивали 8 ч, затем отделяли ВЭОВ от осадка центрифугированием. После фильтровали через целлюлозную мембрану 0.2 мкм. Образцы, приготовленные для определения растворенного С, подкисляли до pH 2 соляной кислотой для вытеснения CO₂. В вытяжках, предназначенных для измерения оптических свойств, дополнительно измеряли pH.

Определение содержания водоекстрагируемых углерода (ВЭОС) и азота (ВЭН) в ВЭОВ проводили на анализаторе Shimadzu TOC-L CSN [30].

Оптические исследования ВЭОВ черноземов осуществляли методом УФ-видимой спектроскопии и спектрофлуоресценции. УФ-видимые спектры были получены на спектрофотометре Shimadzu UV-1800 в диапазоне 220–800 нм, раствором сравнения служила ультрачистая вода. На основе полученных данных рассчитывали основные оптические показатели $SUVA_{254}$, a_{254} , E_2/E_3 , E_4/E_6 , a_{350} , $S_{275-295}$, $S_{350-400}$, $S_{300-700}$ и S_R . $SUVA_{254}$ (Specific ultraviolet absorbance) рассчитывали как оптическую плотность при длине волны 254 нм, нормированную на содержание углерода (л/(мг см)), $S_{275-295}$ — это крутизна (спад S — slope) графика оптической плотности на участке от 275 до 295 нм; $S_{350-400}$ и $S_{300-700}$ — аналогичные показатели для участков 350–400 и 300–700 нм соответственно; S_R — отношение $S_{275-295}$ к $S_{350-400}$ [28].

Спектры флуоресценции получали в диапазоне возбуждения 220–480 нм с шагом 2 нм, спектр эмиссии фиксировали при длинах волн от 300 до 550 нм. Ширина щели возбуждения и эмиссии — 5 нм. Съемку проводили на спектрофлуориметре Shimadzu RF-6000, скорость сканирования 60 000 нм/мин. Для обработки спектров использовали пакет StaRdom для языка R. Обработку проводили согласно рекомендациям обработки матрицы возбуждения–эмиссии флуоресцентных спектров [36, 43]. Она включала в себя инструментальную коррекцию спектра, вычитание

растворителя (вода типа I с удельным сопротивлением больше 18 МОм), коррекцию на внутренний фильтр по данным спектров поглощения, нормализацию на Рамановские единицы (Raman Units, RU), вычитание Рамановского и Рэлеевского рассеяния, интерполяцию и PARAFAC анализ [36, 43]. Была выбрана пятикомпонентная модель, для ее апробации использовали split-half анализ (при котором выборка разделяется пополам и вновь проводится PARAFAC, эта процедура повторяется несколько раз, если результаты сходятся – модель апробирована).

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Для большинства рассмотренных почвенных показателей – содержание в черноземах органического углерода (OC), азота (N), величины pH водной вытяжки (pH) и содержание водозкстрагируемого органического углерода в вытяжке 1 : 5 (ВЭОС) – не обнаружено значимых различий между агрегатами 2–1 мм и глыбами >10 мм. Поэтому данные по структурным отдельностям были объединены для каждого варианта, их средние и стандартные отклонения показаны на рис. 2.

Для почв в целом содержание органического углерода значительно больше в несмытом черноземе (3.67%) по сравнению со среднесмытым (3.35%), что было ожидаемо. Несколько неожиданным оказалось минимальное содержание органического углерода в стратоземе (3.24%). Вероятно, это обусловлено частичной минерализацией ОВ в процессе транспортировки и переотложения наносов. Аналогичная тенденция была выявлена для содержания азота: наибольшее значения в несмытом черноземе (0.33%), среднее (0.30%) – в среднесмытом, и минимальное – в стратоземе (0.29%). Атомное отношение C/N во всех вариантах было одинаковым и составило 13. Таким образом, существенного преобразования ОВ (нерастворимого) по склону не наблюдается.

Величина pH значительно меньше в несмытой почве (6.1) по сравнению с двумя остальными (6.7–6.8). Увеличение pH в эродированной почве очевидно связано с подступанием к поверхности карбонатных лёссовидных суглинков. В свою очередь увеличение pH в стратоземе, вероятно, связано с привносом вещества эродированных почв. Этим же объясняется близость значения pH в пахотных горизонтах эродированного чернозема и стратозема. Однако отметим, что теоретически в стратоземе может поступать материал, смытый с почв разной степени эродированности различных частей ложбинного водосбора, т.е. с отличающимися значениями pH. Кроме того, днище ложбины в значительной степени промывается поверхностными и внутрипочвенными растворами, что очевидно должно влиять на щелочно-кислотные условия, состав и

содержание ВЭОВ. Таким образом, выявленная в данных исследованиях близость pH смытой и намывтой почвы может являться частным случаем.

Содержание ВЭОС было наибольшим в водной вытяжке среднесмытого чернозема (475 мг/кг почвы), что было значительно больше, нежели в стратоземе (402 мг/кг). При этом ВЭОС в несмытом черноземе занимал промежуточное положение: его значение (444 мг/кг) значительно не отличалось ни от среднесмытого, ни от стратозема. Следует обратить внимание, что высокие значения ВЭОС

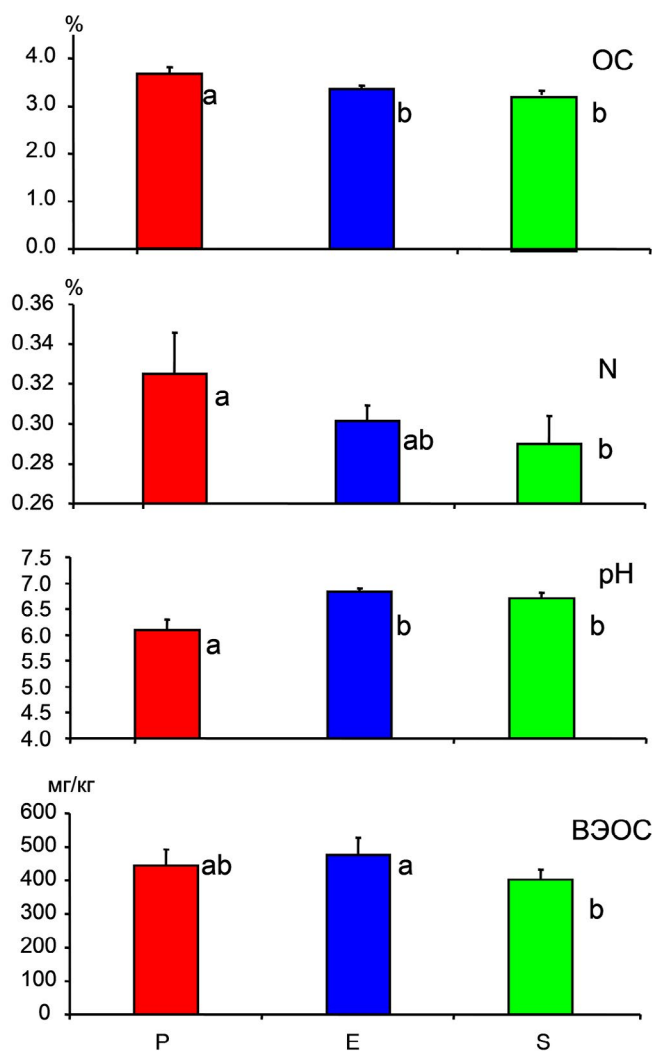


Рис. 2. Содержание в пахотных горизонтах почв органического углерода (OC), азота (N); величина pH водной вытяжки и количество растворенного органического углерода, извлекаемое водной вытяжкой 1 : 5 (ВЭОС). Обозначения по оси X: P – несмытый чернозем; E – среднесмытый чернозем; S – стратозем. Одинаковые строчные латинские буквы у столбцов гистограмм указывают на незначительность различий средних по группам (дисперсионный анализ при $\alpha = 0.05$).

в среднесмытом черноземе, вероятно, указывают на возможные потери углерода в растворенном виде в процессе эрозии. В связи с разрушением почвенных агрегатов, вызванным эрозией, увеличивается доступность микроорганизмам ОВ [50]. В процессе разложения, видимо, увеличивается его растворимость, что отражается в увеличении содержания ВЭОС, а также в повышении мобильности ОВ и, соответственно, в возможном вымывании углерода.

При этом в стратоземе такая картина не наблюдается, так как в нем присутствует много переотложенного почвенного материала, который был уже промыт при транспортировке наносов, а также продолжает в большей степени относительно других почв промываться в связи с большими расходами воды в днище распаиваемой ложбины.

Особое внимание следует уделить содержанию водоэкстрагируемого азота (ВЭН) в водных вытяжках (рис. 3). Этот показатель по результатам двухфакторного дисперсионного анализа, во всех рассматриваемых случаях, продемонстрировал значимую зависимость и от степени смытости и намытости распаиваемых почв, и от размеров структурных отдельностей (2–1 или > 10 мм).

Во всех вариантах водоэкстрагируемого азота больше содержится в агрегатах 2–1 мм по сравнению с глыбами. По содержанию ВЭН черноземы образуют ряд: стратозем > несмытый чернозем > среднесмытый чернозем. В то же время ряд по убыванию содержания ВЭОС совершенно другой (рис. 2): среднесмытый чернозем > несмытый чернозем > стратозем. Видимо, это указывает на повышенную мобильность в эродированном варианте свежепоступившего ОВ с низким содержанием азота. Следует отметить, в эродированном черноземе весьма вероятно вымывание растворенных минеральных форм, которые должны мигрировать быстрее ОВ, что также снижает этот показатель.

Переноса эти рассуждения на структурные отдельности, можно сделать вывод, что вероятно большее содержание ВЭН в агрегатах 2–1 мм связано с их гораздо большей водоустойчивостью по сравнению с глыбами. Водоустойчивость способствует меньшим потерям растворимого азота, часть которого заключена внутри агрегатов и, соответственно, не вымывается. Конечно, при получении водной вытяжки, агрегаты разрушаются, поэтому в ходе эксперимента азота вымывается больше. Вероятно, свежее ОВ, окклюдированное внутри агрегата, растворяется гораздо хуже.

Оптические свойства ВЭОВ черноземов оценивали по спектрам поглощения и флуоресценции в УФ-видимой области. На рис. 4 приведены усредненные спектры поглощения ВЭОВ в зависимости от расположения по склону.

На спектре видно, что у ВЭОВ стратозема в области от 240 до 420 нм поглощение существенно ниже по сравнению с вариантами черноземов. Спектры ВЭОВ черноземов несмытого и эродированного, в свою очередь, весьма близки друг к другу. Все полученные зависимости характерны для ВЭОВ черноземов и схожих почв [14, 15, 53]. Спектральные данные использовали для расчета основных оптических характеристик (табл. 1). Основные оптические показатели спектров поглощения были близки к ранее полученным для ВЭОВ черноземов и к природному РОВ [14, 15, 34, 53]. В целом, показатели ВЭОВ стратозема значительно отличались от ВЭОВ двух других вариантов, которые между собой не различались. Для индексов поглощения был проведен двухфакторный дисперсионный анализ с факторами ВЭОВ из варианта почвы и ВЭОВ из агрегатов 2–1 или > 10 мм. Для трех показателей: $SUVA_{254}$, $S_{350-400}$ и S_R наряду с зависимостью от

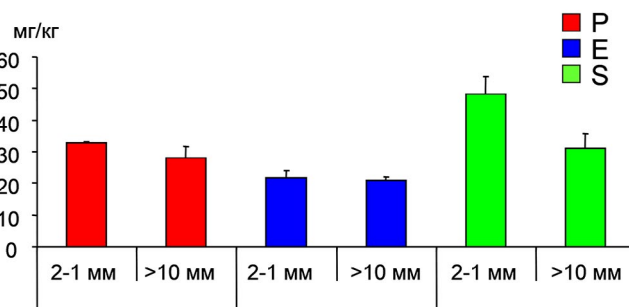


Рис. 3. Содержание водоэкстрагируемого азота в агрегатах 2–1 мм и глыбах >10 мм пахотных горизонтов почв. Р – несмытый чернозем; Е – среднесмытый чернозем; S – стратозем.

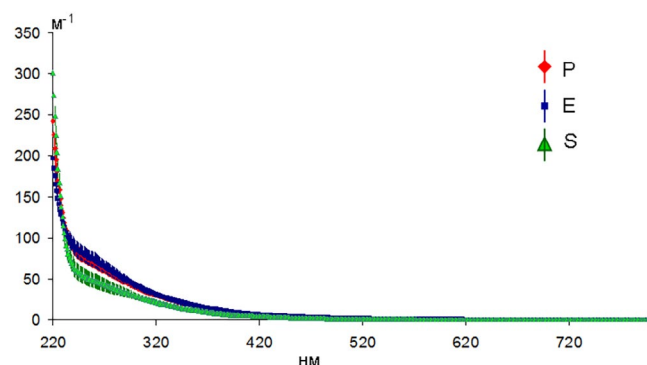


Рис. 4. Усредненные спектры поглощения ВЭОВ пахотных горизонтов почв. Приведены средние значения со стандартными отклонениями коэффициентов абсорбции Напиериана $\alpha(\lambda)$ – Napierian absorption coefficients в зависимости от длины волны. Р – несмытый чернозем; Е – среднесмытый чернозем; S – стратозем.

Таблица 1. Характеристики спектров поглощения ВЭОВ пахотных горизонтов почв (средние по вариантам, $n = 6$)

Чернозем	$SUVA_{254}$, мг/(л м)	a_{254}	a_{350}	E_2/E_3	$S_{275-295}$, нм ⁻¹	$S_{350-400}$, нм ⁻¹	S_R
Несмытый	3.35	74	19	5.18	0.0141	0.0168	0.84
Среднесмытый	3.24	76	19	5.23	0.0143	0.0168	0.85
Стратозем	2.61	54	14	5.28	0.0133	0.0181	0.74

варианта почвы была обнаружена значимая зависимость их величин от структурных отдельностей, из которых были получены вытяжки (рис. 5).

$SUVA_{254}$ тесно связан с содержанием ароматических структур в органическом веществе [34]. Показатель значимо больше в ВЭОВ глыбистых образцов по сравнению с агрегатами 2–1 мм для вариантов несмытого чернозема и стратозема. Известно, что при интенсивном разложении ОБ в нем накапливаются наиболее устойчивые структуры, существенную роль в которых играют ароматические соединения [9]. Агрегаты 2–1 мм более водоустойчивые, поэтому они не разрушаются под воздействием воды и физически предохраняют заключенное внутри них ОБ от микробных атак, поэтому их ВЭОВ меньше обогащено ароматическими соединениями. В то же время структурные отдельности >10 мм практически неводоустойчивы: при увлажнении они легко разрушаются — в связи с этим ОБ в них более доступно для разложения, в ходе которого оно относительно обогащается ароматическими структурами. Кроме того, дисперсионный однофакторный анализ показывает, что величины $SUVA_{254}$ ВЭОВ агрегатов 2–1 мм несмытого и среднесмытого чернозема значимо не отличаются от показателя для глыб >10 мм стратозема. Опираясь на эти данные, можно сделать предположение о биогеохимической связи ВЭОВ из агрегатов 2–1 мм, расположенных выше по склону, с ОБ глыбистых структурных отдельностей стратозема. Возможно, их материал состоит преимущественно из агрегатов, которые были разрушены, перенесены по склону и отложены в днище распаиваемой ложбины, где они самособрались в глыбы [13]. В целом более низкие величины $SUVA_{254}$ в ВЭОВ стратозема указывает на преимущественно вымывание обедненных ароматическими соединениями ОБ, которые задерживаются в днище ложбины на границе пашни.

Спад в области 350–400 ($S_{350-400}$) отражает фоточувствительность ОБ: при облучении солнечным светом этот показатель существенно падает [28]. Возможно, большая его величина в агрегатах 2–1 мм объясняется их водоустойчивостью: водоустойчивые агрегаты не разрушаются водой, соответственно ОБ внутри них не подвержено

воздействию солнечного света, а глыбистые структурные отдельности могут неопределенно долго размываться и слипаться обратно. Существенные различия между глыбами и агрегатами в стратоземе объясняются привнесом уже разрушенных частиц из вышележащих почв, которые откладываются в ложбине и формируют глыбы.

Отношение S_R связывают с молекулярной массой ОБ и фотохимической деструкцией [28]. Скорее всего, различия в ВЭОВ агрегатов и глыб стратозема, в данном случае производная от изменения показателя $S_{350-400}$.

Помимо спектров поглощения были получены трехмерные спектры флуоресценции ВЭОВ рассматриваемых почв (рис. 6). В целом спектры

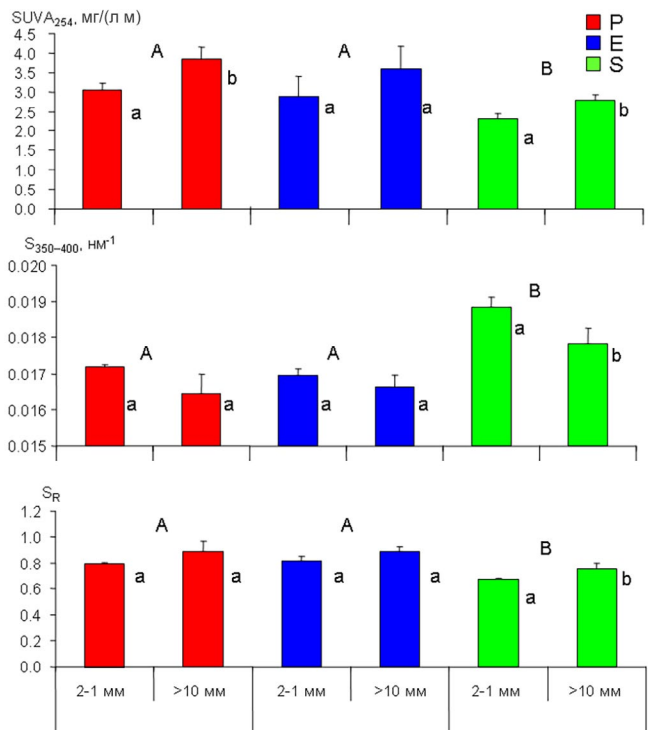


Рис. 5. Показатели $SUVA_{254}$, $S_{350-400}$ и S_R ВЭОВ агрегатов 2–1 мм и глыб >10 мм пахотных горизонтов почв. Р — несмытый чернозем; Е — среднесмытый чернозем; S — стратозем.

флуоресценции в изученных почвах схожи, можно лишь отметить большую интенсивность флуоресценции в несмытом и среднесмытом черноземах по сравнению со стратоземом. Трехмерные спектры были обработаны параллельным факторным анализом — PARAFAC [36, 43]. В ходе анализа спектры были разложены на пять независимых компонентов (рис. 7).

Выделенные компоненты (C1—C5) были сопоставлены с базой данных OpenFluor [37], которая позволяет искать совпадения компонентов с ранее опубликованными. Для каждого компонента были выявлены схожие на 95% и выше (табл. 2).

Компонент C1 имеет пики поглощения при 312 нм, и второй — больше 220 нм, которым соответствует пик эмиссии с максимумом 420 нм. Ранее подобные составляющие спектра относили к гуминоподобным веществам морского происхождения [21, 22, 57]. Доля компонента снижается при увеличении молекулярной массы ОВ [24] и при возрастании солёности воды [56]. Так как в черноземах не следует ожидать ОВ морского происхождения, вероятно C1 можно отнести к фракции ОВ с относительно небольшой молекулярной массой, но при этом достаточно гидрофобной, чтобы реагировать на увеличение ионной силы.

C2 поглощает при 362 нм и, менее интенсивно, при 274 нм, максимум эмиссии при 470 нм. Этот компонент большинство исследователей-океанологов связывают с гуминовыми веществами терригенного происхождения [22, 24, 60]. В работе [39] его относят к производным танинов, которые имеют тенденцию сохраняться в почве. При исследовании арктических рек схожий компонент был отнесен к фенолам лигнинного происхождения [56]. Таким образом, в случае черноземов, C2 вероятно, отражает содержание продуктов преобразования танинов и лигнинов в ВЭОВ.

Компонент C3 вероятно наиболее устойчив, в том числе к фоторазложению, гуминоподобная часть ОВ, хинонной природы, склонная к адсорбции на глинистых минералах [23, 27, 33, 59].

C4 компонент поглощает при 300 нм, и в области меньше 220 нм соответствующий максимум эмиссии наблюдается при 515 нм. К этому компоненту относят гуминоподобные, биоразлагаемые, в том числе большого размера, компоненты ОВ, исходя из того, что они плохо задерживаются PPL картриджами типа Bond Elute PPL, вероятно полисахаридной природы [18, 47, 55, 58].

Для компонента C5 характерно поглощение при 280 нм и меньше 220 нм, которые соотносятся с эмиссией при максимуме в 325 нм и с меньшим пиком — при 305 нм. Эта область характерна для флуоресценции триптофана и, соответственно, отражает содержание белковых компонентов [26, 38, 42, 60].

Наиболее наглядно анализировать полученные флуоресцентные данные методом главных компонент (МГК). На рис. 8 черноземы и их структурные отдельности классифицированы в пространстве главных компонент (ГК).

По флуоресцентным показателям ВЭОВ все почвы хорошо классифицируются в пространстве ГК, образуя неперекрывающиеся области (кластеры). Черноземы близки друг к другу: их области различаются только по второй главной компоненте (ГК2). Обе эти почвы по первой ГК (ГК1) расположены в положительной области, что существенно отличает их от стратозема, который локализован в отрицательной области. Отличия по первой компоненте обеспечиваются показателями C1—C3: они вызывают сдвиг в положительную область и связаны с нюансами строения устойчивого ОВ (табл. 2). Легкоразлагаемое вещество (C4) вносит наименьший вклад в ГК1, а C5 — триптофаноподобный компонент — не вносит вклада в ГК1. Увеличение C5 вызывает смещение объектов

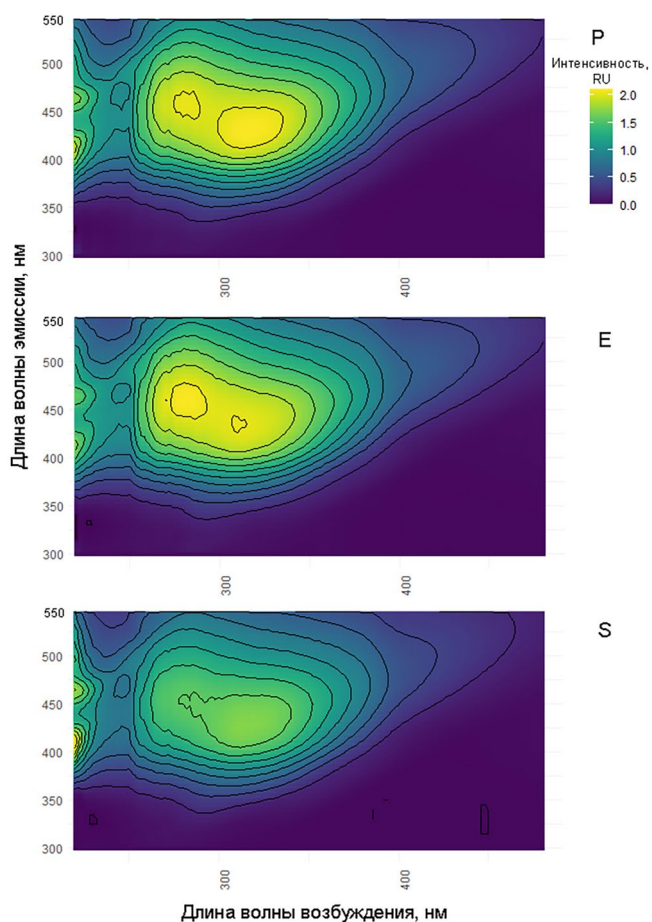


Рис. 6. Примеры трехмерных спектров флуоресценции ВЭОВ пахотных горизонтов почв. Р — несмытый чернозем; Е — среднесмытый чернозем; S — стратозем, RU — Рамановские единицы.

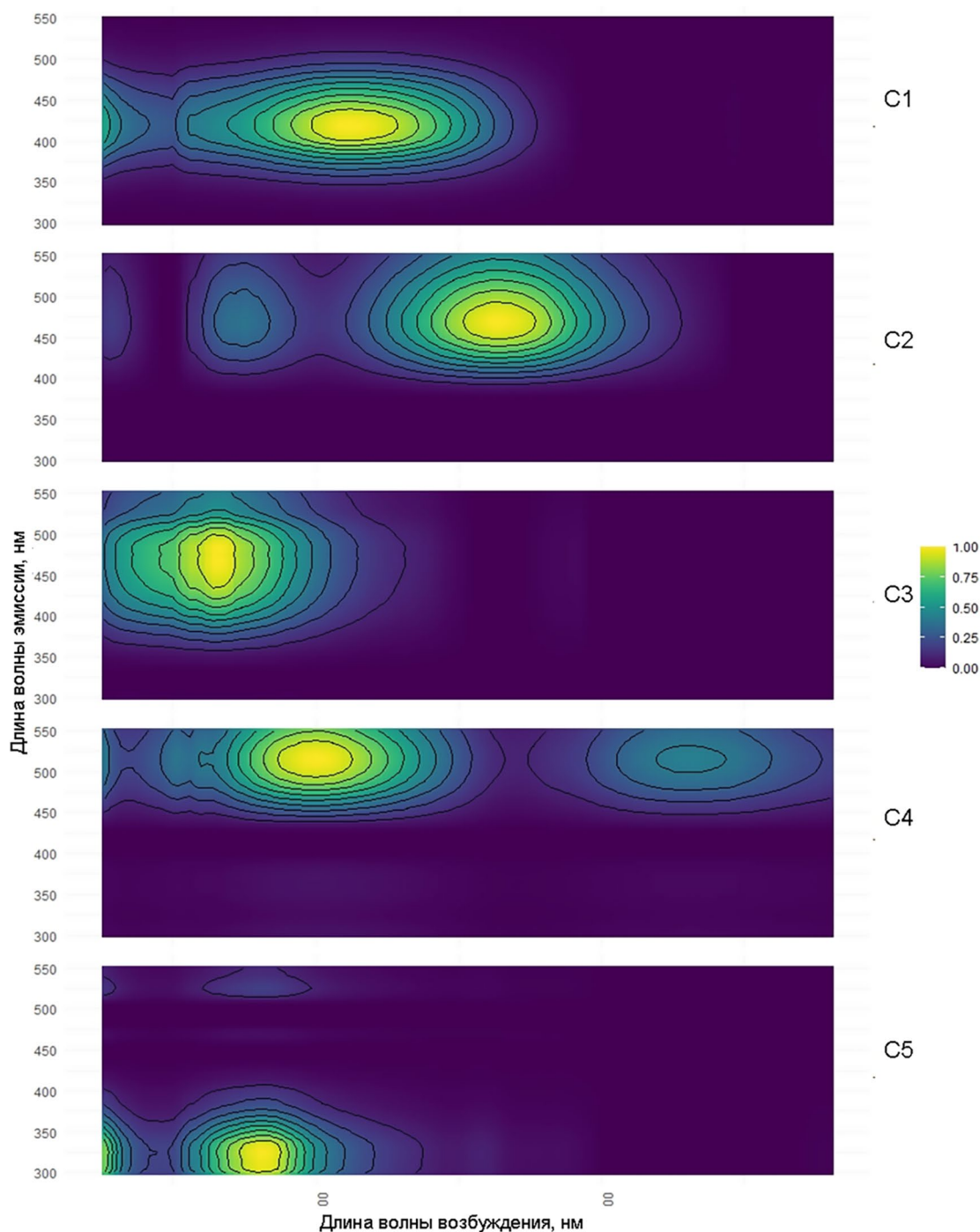


Рис. 7. Компоненты, полученные разложением трехмерных флуоресцентных спектров использованной выборки ВЭОВ с помощью PARAFAC. Каждая компонента нормирована на свой максимум интенсивности.

в отрицательную сторону по ГК2. Привлекая данные из табл. 2 к выявленным МГК связям, можно сделать ряд заключений об изменении свойств ВЭОВ вдоль по склону в геохимически сопряженных черноземах.

Для стратозема характерно снижение содержания компонентов устойчивого ОВ, особенно С2 и

С3, они имеют максимальные величины собственных векторов по первой ГК. По ГК2 снизу-вверх располагаются несмытый, затем стратозем и, выше всех, среднесмытый вариант, что указывает на снижение белковых составляющих ВЭОВ и, вероятно, биологической активности в указанном порядке.

Таблица 2. Описание индивидуальных флуоресцирующих компонентов, идентифицированных с помощью PARAFAC-моделирования в ВЭОВ черноземов

Компонент	λ возбуждения, нм	λ эмиссия, нм	Описание (обозначение компонента в работе и его предполагаемая природа)
C1	312 (<220)	420	C3 морские гуминоподобные вещества, пик М по [22] или микробное окисленное ОВ [57] C1 морские гуминоподобные вещества, величина снижается с увеличением молекулярной массы [24] C ₄₁₀ обратно коррелирует с соленостью [56] C _{<260(305)/404} морские гуминоподобные вещества [21]
C2	362 (274)	470	C3 смесь гуминоподобных пиков А и С по [22, 63] C3 терригенные гуминоподобные [24] C2 коррелирует с содержанием фенолов лигнина [54] CP3(fluo) высокопреобразованный органический материал, который имеет тенденцию сохраняться в почвах (биodeградируемые танины) [39]
C3	264	470	C2 терригенные гуминоподобные предположительно фотоустойчивые, окисленные хиноноподобные [59] C1 гуминоподобные, с высоким сродством к глинам [27] C ₄₆₀ фотоустойчивые в диапазоне UVC, гуминоподобные компоненты антарктических вод [33] C4 терригенные гуминоподобные, устойчивые, возможный индикатор трансформации РОВ в озерах [23]
C4	300 (<220)	515	C3 гуминоподобные компоненты [18] C ₅₀₀ плохо сорбируется на PPL сорбент при твердофазной экстракции [55] C3 терригенные гуминоподобные компоненты тесно негативно коррелирующие с соленостью [58] C4 биоразлагаемые гуминоподобные компоненты, вероятно включают большие гидрофобные молекул, хорошо сорбируются почвой [47]
C5	280 (<220)	325 (305)	C3 пик В Кобла, протеиноподобные компоненты [26] C5 триптофаноподобный компонент [60] SW3 белковый материал [42] C5 протеиноподобные компоненты [38]

* В скобках даны цифры для вторичных максимумов.

При рассмотрении структурных отдельностей внимание привлекает то, что внутри каждого почвенного варианта по флуоресцентным показателям ВЭОВ агрегатов 2–1 мм образует компактные кластеры в пространстве ГК, в то же время ВЭОВ глыб распределено более хаотично в пространстве признаков.

Наиболее четко разница во флуоресцентных свойствах ВЭОВ структурных отдельностей видна в распаиваемом стратоземе. Здесь от компактного кластера 2–1 мм глыбы сдвинуты вверх и вправо, образуя непересекающуюся область, в их ВЭОВ

меньше доля белкового компонента C5 и устойчивого ОВ (C2, C3) в ВЭОВ.

ВЭОВ глыбистых отдельностей среднесмытого чернозема образует облако вокруг кластера ВЭОВ агрегатов 2–1 мм. Невозможно выделить какой-то преобладающий тренд. Это говорит о различном генезисе глыбистых частиц в этом варианте. Вероятно, здесь присутствуют частицы, привнесенные сверху, вымываемые из этой почвы, а также и преобразующиеся *in situ*, например, частицы агрегатов разрушенных, но еще не вымытых с этого места. Данный результат косвенно

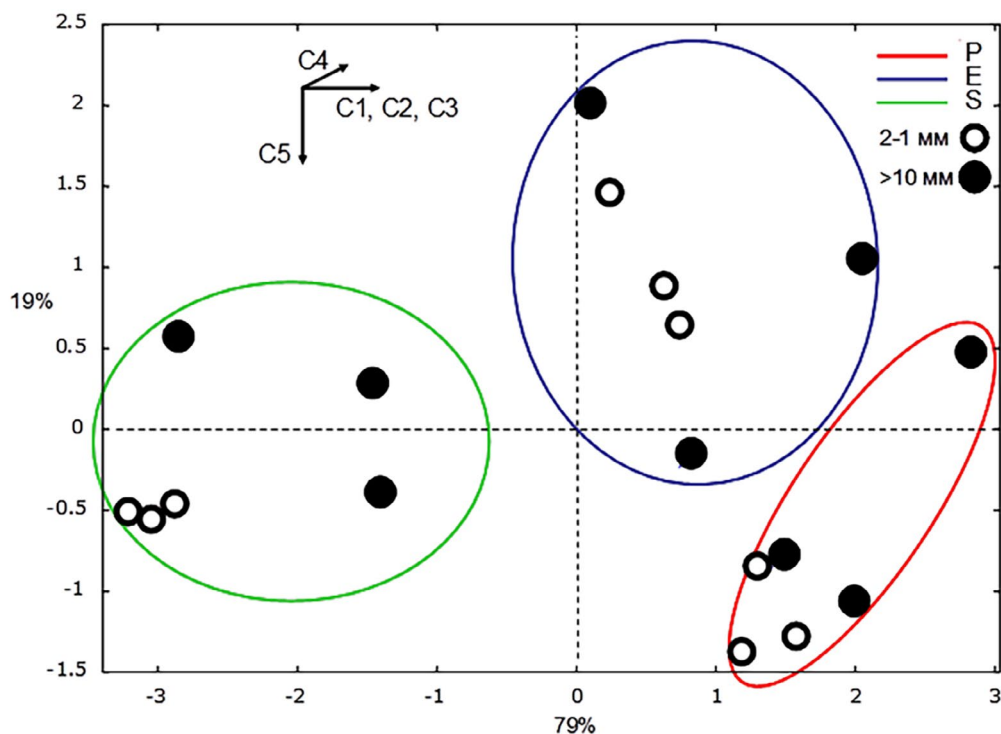


Рис. 8. ВЭОВ агрегатов 2–1 мм (открытые символы) и глыб >10 мм (залитые символы) пахотных горизонтов почв (выделены овалами): P – несмытый чернозем; E – среднесмытый чернозем; S – стратозем.

свидетельствует об изменении гидрофизических условий транспорта наносов на этом участке склона, при котором доминирует вынос вещества, однако его интенсивность, вероятно, имеет высокую межгодовую изменчивость, а в отдельные эрозионные события может даже отмечаться локальная внутрисклоновая аккумуляция наносов. В свою очередь для несмытого чернозема сложно выделить четкие отличия между агрегатами 2–1 мм и глыбами >10 мм.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В рассматриваемых почвах в несмытом черноземе, больше содержание органического углерода и азота, чем в среднесмытом черноземе и стратоземе, при этом значимые отличия между двумя последними почвами отсутствуют. В то же время по показателям ВЭОВ, свойства пахотных горизонтов несмытого и среднесмытого черноземов близки друг к другу, они существенно отличаются от пахотного горизонта стратозема. В них больше ВЭОС, их оптические свойства ближе друг к другу (рис. 8). Таким образом, показатели, связанные с твердой фазой почв – общее содержание органического углерода, азота и pH – отражают в первую очередь трансформацию почвенной массы под действием эрозионно-аккумулятивных процессов: разрушение структуры, вымывание веществ и

перемещение почвенной массы – т.е. это инерционный показатель почва-память. В свою очередь ВЭОВ отражает актуальные условия существования ОВ почв, поэтому несмытый и среднесмытый черноземы ближе друг к другу по оптическим характеристикам: первый ненарушенный источник, а второй – зона выноса твердого материала без серьезных преобразований ОВ. В стратоземе иные условия: происходит привнос твердого материала и приток растворенного органического вещества в локальное понижение рельефа, что не может не влиять на условия гумусообразования и микробной деятельности, и, вероятно, отражается на свойствах ВЭОВ.

В среднесмытом черноземе частично разрушены агрегаты, поэтому и ОВ подвергается активной микробной атаке и, видимо из-за этого, его материал становится более мобильным, а величина ВЭОС здесь наибольшая. В стратоземе существенную часть составляют наносы, принесенные водным потоком, ОВ в нем уже было мобилизовано ранее, в ходе эрозии, и частично вымыто при транспортировке, поэтому содержание ВЭОС здесь наименьшее. При такой трактовке логично промежуточное положение ВЭОС несмытого чернозема. При транспорте вниз по склону разрушенных частиц агрегатов вместе с водными потоками немаловажное значение имеют процессы консолидации размытых частиц в глыбы >10 мм.

Об этом свидетельствует близость ряда оптических показателей ВЭОВ агрегатов 2–1 мм, расположенных выше по склону, с ОВ глыбистых структурных отдельностей стратозема. Это особенно ярко видно по показателю $SUVA_{254}$, как было описано выше.

Для ВЭОВ стратозема характерно уменьшение содержание компонентов устойчивого ОВ, обеднение ОВ ароматическими соединениями и увеличение доли белковых соединений. Вероятно, это объясняется активизацией микробной активности в стратоземе, связанной с притоком слабо разложившегося ОВ из эродированного чернозема, поскольку в очагах эрозии ОВ не успевает перерабатываться и выноситься.

Агрегаты 2–1 мм практически не перемещаются по склону, в то же время материал глыб >10 мм составляют преимущественно мигрирующие и привнесенные частицы.

Таким образом, процесс разрушения агрегатов, перенос их частиц вниз по склону и самоорганизация в стратоземах во многом определяет строение ВЭОВ и влияет на цикл углерода, как минимум на уровне пашни малого водосборного бассейна. При разрушении водой агрегатов их частицы мигрируют с потоками по склону, а органическое вещество подвергается разложению, в понижениях частицы аккумулируются, консолидируются в глыбистые структурные отдельности, при этом свойства их ВЭОВ существенно изменяются, как вследствие деградации ОВ, так и в результате его вымывания.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Полевые исследования были выполнены при поддержке гранта Российского научного фонда: проект № 22-17-00071, <https://rscf.ru/project/22-17-00071>.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Жидкин А.П., Комиссаров М.А., Шамигурина Е.Н., Мищенко А.В. Эрозия почв на Среднерусской возвышенности (обзор) // Почвоведение. 2023. № 2. С. 259–272. <https://doi.org/10.31857/S0032180X22600901>
2. Караванова Е.И. Водорастворимые органические вещества: фракционный состав и возможности их сорбции твердой фазой лесных почв // Почвоведение. 2013. № 8. С. 924–936.
3. Каштанов А.Н., Явтушенко В.Е. Агроэкология почв склонов. М.: Колос, 1997. С. 88–107.
4. Классификация и диагностика почв России. Смоленск: Ойкумена, 2004. 342 с.
5. Классификация и диагностика почв СССР. М.: Колос, 1977. 223 с.
6. Кошовский Т.С. Латеральная миграция твердофазного вещества лесостепных почв в ландшафтно-геохимических аренах среднерусской возвышенности. Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М., 2019. 25 с.
7. Куликова Н.А. Влияние водорастворимых компонентов почв на размер и электрокинетический потенциал наноалмазов // Почвоведение. 2020. № 7. С. 816–827.
8. Орлов Д.С., Бирюкова О.Н., Суханова Н.И. Органическое вещество почв Российской Федерации. М.: Наука, 1996. 256 с.
9. Орлов Д.С., Садовникова Л.К., Суханова Н.И. Химия почв М.: Высш. шк., 2005. 558 с.
10. Пансю М., Готеру Ж. Анализ почвы. Справочник. Минералогические, органические и неорганические методы анализа. СПб.: ЦОП Профессия, 2014. 800 с.
11. Семенов В.М., Козут Б.М. Почвенное органическое вещество М.: ГЕОС, 2015. 233 с.
12. Лисецкий Ф.Н., Светличный А.А., Черный С.Г. Современные проблемы эрозиоведения / Под ред. Светличного А.А. Белгород: Константа, 2012. 456 с.
13. Холодов В.А. Способность почвенных частиц самопроизвольно образовывать макроагрегаты после цикла увлажнения и высушивания // Почвоведение. 2013. № 6. С. 698–706.
14. Холодов В.А., Иванов В.А., Фарходов Ю.Р., Сафронова Н.А., Артемьева З.С., Ярославцева Н.В. Оптические характеристики фракций органического вещества агрегатов типичных черноземов // Бюл. Почв. Ин-та им. В.В. Докучаева. 2017. Вып. 90. С. 56–72. <https://doi.org/10.19047/0136-1694-2017-90-56-72>
15. Холодов В.А., Ярославцева Н.В., Фарходов Ю.Р., Яшин М.А., Лазарев В.И., Ильин Б.С., Филиппова О.И., Воликов А.Б., Иванов А.Л. Оптические характеристики экстрагируемых фракций органического вещества типичных черноземов в многолетних полевых опытах // Почвоведение. 2020. № 6. С. 691–702. <https://doi.org/10.31857/S0032180X20060052>
16. Чеботина М.Я. Влияние водорастворимого вещества лесной подстилки на поглощение радиоактивных изотопов в почве // Радиоэкологические исследования почв и растений. Тр. Ин-та экологии растений и животных. Свердловск, 1975. С. 21–25.
17. Bengtsson M.M., Attermeyer K., Catalán N. Interactive effects on organic matter processing from soils to the

- ocean: are priming effects relevant in aquatic ecosystems? // *Hydrobiologia*. 2018. V. 822. P. 1–17.
18. *Bistarelli T.L., Poyntner C., Santín C., Doerr S.H., Taluto M. V., Singer G., Sigmund G.* Wildfire-derived pyrogenic carbon modulates riverine organic matter and biofilm enzyme activities in an in situ flume experiment // *ACS ES&T Water*. 2021. V. 1. P. 1648–1656.
 19. *Chang D.N., Cao W.D., Bai J.S., Gao S.J., Wang X.C., Zeng N.H., Katsuyoshi S.* Spectrosc. Spectral Anal. 2017. V. 37. P. 221–226.
 20. *Chantigny M.H.* Dissolved and water-extractable organic matter in soils: A review on the influence of land use and management practices // *Geoderma*. 2003. V. 113. P. 357–380.
 21. *Chen M., Jung J., Lee Y.K., Hur J.* Surface accumulation of low molecular weight dissolved organic matter in surface waters and horizontal off-shelf spreading of nutrients and humic-like fluorescence in the Chukchi Sea of the Arctic Ocean // *Sci. Total Environ*. 2018. V. 639. P. 624–632.
 22. *Coble P.G.* Characterization of marine and terrestrial DOM in seawater using excitation-emission matrix spectroscopy // *Marine Chemistry*. 1996. V. 51. P. 325–346.
 23. *Eder A., Weigelhofer G., Pucher M., Tiefenbacher A., Strauss P., Brandl M., Blöschl G.* Pathways and composition of dissolved organic carbon in a small agricultural catchment during base flow conditions // *Ecohydrol. Hydrobiol*. 2022. V. 22. P. 96–112.
 24. *Gao Z., Guéguen C.* Size distribution of absorbing and fluorescing DOM in Beaufort Sea, Canada Basin // *Deep-Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*. 2017. V. 121. P. 30–37.
 25. *Gmach M.R., Cherubin M.R., Kaiser K., Cerri C.E.P.* Processes that influence dissolved organic matter in the soil: A review // *Sci. Agric*. 2020. V. 77. P. 1–10.
 26. *Gold-Bouchot G., Polis S., Castañon L.E., Flores M.P., Alsante A.N., Thornton D.C.O.* Chromophoric dissolved organic matter (CDOM) in a subtropical estuary (Galveston Bay, USA) and the impact of Hurricane Harvey // *Environ. Sci. Poll. Res*. 2021. V. 28. P. 53045–53057.
 27. *Groeneveld M., Catalán N., Attermeyer K., Hawkes J., Einarsdóttir K., Kothawala D.* Selective adsorption of terrestrial dissolved organic matter to inorganic surfaces along a boreal inland water continuum // *J. Geophys. Res: Biogeosciences*, 2020. V. 125. P. <https://doi.org/10.1029/2019JG005236>
 28. *Helms J.R., Stubbins A., Ritchie J.D., Minor E.C., Kieber D.J., Mopper K.* Absorption spectral slopes and slope ratios as indicators of molecular weight, source, and photobleaching of chromophoric dissolved organic matter // *Limnology and Oceanography*. 2008. V. 53. P. 955–969.
 29. ISO 10694:1995 Soil quality – Determination of organic and total carbon after dry combustion (elementary analysis).
 30. ISO 8245:1999 Water quality – Guidelines for the determination of total organic carbon (TOC) and dissolved organic carbon (DOC).
 31. IUSS Working Group WRB. World Reference Base for Soil Resources 2014, International soil classification system for naming soils and creating legends for soil maps // *FAO. World Soil Resources Reports*. 2014. V. 106. P. 203.
 32. *Kalbitz K., Solinger S., Park J.H., Michalzik B., Matzner E.* Controls on the dynamics of dissolved organic matter in soils: a review // *Soil Sci*. 2000. V. 165. P. 277–304.
 33. *Kida M., Kojima T., Tanabe Y., Hayashi K., Kudoh S., Maie N., Fujitake N.* Origin, distributions, and environmental significance of ubiquitous humic-like fluorophores in Antarctic lakes and streams // *Water Res*. 2019. V. 163. P. 114901.
 34. *Mann P.J., Spencer R.G.M., Hernes P.J., Six J., Aiken G.R., Tank S.E., McClelland J.W., et al.* Pan-Arctic trends in terrestrial dissolved organic matter from optical measurements // *Front. Earth Sci*. 2016. V. 4. P. 1–19.
 35. Meteoblue, Switzerland. <https://www.meteoblue.com>
 36. *Murphy K.R., Stedmon C.A., Graeber D., Bro R.* Fluorescence spectroscopy and multi-way techniques. PARAFAC // *Anal. Methods*. 2013. V 5. P. 6557–6566.
 37. OpenFluor, Lablicate GmbH. <https://openfluor.lablicate.com/home>
 38. *Osburn C.L., Wigdahl C.R., Fritz S.C., Saros J.E.* Dissolved organic matter composition and photoreactivity in prairie lakes of the U.S. Great Plains // *Limnology and Oceanography*. 2011. V. 56. P. 2371–2390.
 39. *Panettieri M., Guigue J., Chemidlin Prevost-Bouré N., Thévenot M., Lévêque J., Guillou C. Le, Maron P.A. et al.* Grassland-cropland rotation cycles in crop-livestock farming systems regulate priming effect potential in soils through modulation of microbial communities, composition of soil organic matter and abiotic soil properties // *Agriculture, Ecosystems and Environment*. 2020. V. 299. P. 106973.
 40. *Parton W., Schimel D., Ojima D., Cole C.* A general model for soil organic matter dynamics: sensitivity to litter chemistry, texture and management // *Quantitative Modeling of Soil Forming Processes* / Eds. Bryant R.B., Arnold R.W. SSSA Spec. Publ., 1994. V. 39. P. 147–167.
 41. *Paul E.A.* The nature and dynamics of soil organic matter: Plant inputs, microbial transformations, and organic matter stabilization // *Soil Biol. Biochem*. 2016. V. 98. P. 109–126.
 42. *Pitta E., Zeri C.* The impact of combining data sets of fluorescence excitation – emission matrices of dissolved organic matter from various aquatic

- sources on the information retrieved by PARAFAC modeling // *Spectrochimica Acta – Part A: Molecular and Biomolecular Spectroscopy*. 2021. V. 258. P. 119800.
43. *Pucher M.* PARAFAC analysis of EEM data to separate DOM components in R *staRdom*: spectroscopic analysis of dissolved organic matter in R 1. https://cran.r-project.org/web/packages/staRdom/vignettes/PARAFAC_analysis_of_EEM.html
 44. *Pucher M., Wünsch U., Weigelhofer G., Murphy K., Hein T., Graeber D.* *StaRdom*: Versatile software for analyzing spectroscopic data of dissolved organic matter in R. *Water (Switzerland)*, 2019. V. 11. P. <https://doi.org/10.3390/w1112366>
 45. *Rodrigues S.M., Trindade T., Duarte A.C., Pereira E., Koopmans G.F., Römkens P.F.A.M.* A framework to measure the availability of engineered nanoparticles in soils: Trends in soil tests and analytical tools // *TrAC – Trends Anal. Chem.* 2016. V. 75. P. 129–140.
 46. *Roper M.M., Gupta V., Murphy D.* Tillage practices altered labile soil organic carbon and microbial function without affecting crop yields // *Austral. J. Soil Res.* 2010. V. 48. P. 274–285.
 47. *Sharma P., Laor Y., Raviv M., Medina S., Saadi I., Krasnovsky A., Vager M., Levy G.J., Bar-Tal A., Borisover M.* Compositional characteristics of organic matter and its water-extractable components across a profile of organically managed soil // *Geoderma*. 2017. V. 286. P. 73–82.
 48. *Six J., Conant R.T., Paul E., Paustian K.* Stabilization mechanisms of soil organic matter: Implications for C-saturation of soils // *Plant Soil*. 2002. V. 241. P. 155–176.
 49. *Stockdale A., Bryan N.D.* The influence of natural organic matter on radionuclide mobility under conditions relevant to cementitious disposal of radioactive wastes: A review of direct evidence // *Earth-Science Rev.* 2013. V. 121. P. 1–17.
 50. *Tisdall J.M., Oades J.M.* Organic matter and water-stable aggregates in soils // *J. Soil Sci.* 1982. V. 62. P. 141–163.
 51. *Toosi E.R., Schmidt J.P., Castellano M.J.* Land use and hydrologic flowpaths interact to affect dissolved organic matter and nitrate dynamics // *Biogeochemistry*. 2014. V. 120. P. 89–104.
 52. *Van Gaelen N., Verschoren V., Clymans W., Poesen J., Govers G., Vanderborght J., Diels J.* Controls on dissolved organic carbon export through surface runoff from loamy agricultural soils. // *Geoderma*. 2014. V. 226–227. P. 387–396.
 53. *Vergnoux A., Di Rocco R., Domeizel M., Guiliano M., Doumenq P., Theraulaz F.* Effects of forest fires on water extractable organic matter and humic substances from Mediterranean soils: UV–vis and fluorescence spectroscopy approaches // *Geoderma*. 2011. V. 160. P. 434–443.
 54. *Walker S.A., Amon R.M.W., Stedmon C.A.* Variations in high-latitude riverine fluorescent dissolved organic matter: A comparison of large Arctic rivers // *J. Geophys. Res. Biogeosciences*. 2014. V. 118. P. 1689–1702.
 55. *Wünsch U.J., Geuer J.K., Lechtenfeld O.J., Koch B.P., Murphy K.R., Stedmon C.A.* Quantifying the impact of solid-phase extraction on chromophoric dissolved organic matter composition // *Marine Chem.* 2018. V. 207. P. 33–41.
 56. *Wünsch U.J., Murphy K.R., Stedmon C.A.* The One-Sample PARAFAC Approach Reveals Molecular Size Distributions of Fluorescent Components in Dissolved Organic Matter // *Environ. Sci. Technol.* 2017. V. 51. P. 11900–11908.
 57. *Yamashita Y., Maie N., Briceño H., Jaffé R.* Optical characterization of dissolved organic matter in tropical rivers of the Guayana Shield, Venezuela // *J. Geophys. Res. Biogeosciences*. 2010. V. 115. P. 1–15.
 58. *Yamashita Y., Panton A., Mahaffey C., Jaffé R.* Assessing the spatial and temporal variability of dissolved organic matter in Liverpool Bay using excitation–emission matrix fluorescence and parallel factor analysis // *Ocean Dynamics*. 2011. V. 61. P. 569–579. <https://doi.org/10.1007/s10236-010-0365-4>
 59. *Yamashita Y., Scinto L.J., Maie N., Jaffé R.* dissolved organic matter characteristics across a subtropical wetland’s landscape: application of optical properties in the assessment of environmental dynamics // *Ecosystems*. 2010. V. 13. P. 1006–1019.
 60. *Zhou X., Johnston S.E., Bogard M.J.* Organic matter cycling in a model restored wetland receiving complex effluent // *Biogeochemistry*. 2023. V. 162. P. 237–255. <https://doi.org/10.1007/s10533-022-01002-x>

Water-Extractable Organic Matter of Soils with Different Degree of Degradation from Erosion and Sedimentation in a Small Catchment in the Central Forest-Steppe Part of the Central Russian Upland (Tillage Soils)

V. A. Kholodov^{1, *}, N. V. Yaroslavtseva¹, A. R. Ziganshina¹, N. N. Danchenko¹,
Y. R. Farkhodov¹, S. V. Maksimovich¹, and A. P. Zhidkin¹

¹ Dokuchaev Soil Science Institute, Moscow, 119017 Russia

*e-mail: vkholod@mail.ru

Dissolved organic matter is the most mobile part of soil organic matter. At the same time, its change and transformation processes occurring during soil erosion have not been sufficiently studied. The goal of the work was to assess the optical properties of water-extractable organic matter (WEOM) in arable soils of different degree of degradation from erosion and sedimentation in a plowed small arable catchment in the Kursk region. We studied WEOM of arable Protocalcic Chernozems (noneroded and moderately eroded) and their analogue with soil matter sedimentation – Novic Protocalcic Chernozems. WEOM was isolated from aggregates 2–1 and >10 mm. Aqueous extracts were characterized by their organic carbon and nitrogen content. Optical properties were assessed based on absorption spectra and three-dimensional fluorescence spectra. It was shown that in terms of the main quantitative indicators of soil organic matter – the content of organic carbon and nitrogen, as well as the pH value – washed away and reclaimed soils were close to each other and differed significantly from Protocalcic Chernozems. At the same time, both the quantitative and qualitative indicators of WEOM showed a different trend: the WEOM of Novic Protocalcic Chernozems differed significantly from noneroded and moderately eroded Protocalcic Chernozems. Besides, some indicators of WEOM (nitrogen content, $SUVA_{254}$, $S_{350-400}$ и S_R) depended on the size of the aggregates from which WEOM was obtained (2–1 or >10 mm). In addition, the fluorescent properties of WEOM depend on the size of the aggregates. The obtained data allow us to conclude that the properties of WEOM in a small arable catchment in the central forest-steppe zone are largely determined by the processes of destruction of non-water-stable aggregates and the consolidation of their particles, as well as the leaching of water-soluble organic matter. When aggregates are destroyed by water, their particles migrate with flows along the slope, and organic matter undergoes decomposition; in depressions, particles accumulate, consolidate into blocky structural units, while the properties of their WEOM change significantly, both due to the degradation of organic matter and as a result of its leaching.

Keywords: Protocalcic Chernozems, Novic Protocalcic Chernozems, WEOM, DOM, fluorescence, UV-vis, PARAFAC, TOC

ДИНАМИКА СОДЕРЖАНИЯ ВОДОРАСТВОРИМЫХ ФОРМ УГЛЕРОДА И АЗОТА ПОЧВ В ПЕРВЫЕ ГОДЫ ПОСЛЕ СПЛОШНОЙ РУБКИ

© 2024 г. В. В. Старцев^{a,*} (<http://orcid.org/0000-0002-6425-6502>),

Д. А. Севергина^a (<http://orcid.org/0000-0002-3464-2744>),

А. А. Дымов^{a,b} (<http://orcid.org/0000-0002-1284-082X>)

^aИнститут биологии Коми НЦ УрО РАН, ул. Коммунистическая, 28, Сыктывкар, 167985 Россия

^bМГУ им М.В. Ломоносова, Ленинские горы, 1, стр.12, Москва, 119991 Россия

*e-mail: vik.startsev@gmail.com

Поступила в редакцию 18.10.2023 г.

После доработки 10.01.2024 г.

Принята к публикации 11.01.2024 г.

Лесозаготовительные мероприятия являются одним из главных антропогенных факторов, изменяющих лесные экосистемы. Эксперимент для изучения влияния лесозаготовительной техники на свойства почв после рубки ельника чернично-зеленомошного заложен на территории средней тайги Республики Коми, в ходе которого провели закладку волоков с разным числом проходов колесной техники (форвардер Ponsse Elephant). Углерод (C_{bc}) и азот (N_{bc}) водорастворимых соединений играют важную роль в глобальном круговороте элементов. Представлены результаты наблюдений за содержанием водорастворимого органического вещества почвы исходного леса (подзолистая почва) и почв технологических участков вырубki, испытавших различную нагрузку: пасечный участок и волока: три прохода лесозаготовительной техники (подзолистая почва), десять проходов (турбозем детритный), с последующим выравниванием (турбозем). Выявлено значительное увеличение общего углерода в почвах после рубки в первые два года. Наибольшие изменения касаются верхних минеральных горизонтов EL и TUR_{cwd} , в которых содержание углерода возрастает в 3–6 раз, 0.32–2.2% по сравнению со значениями почвы исходного леса, 0.45%. Установлено значительное увеличение содержания C_{bc} в органогенных, до 33.4 мг/г, и минеральных горизонтах до 0.46 мг/г почв после сплошной рубки, что в среднем в три раза выше исходных показателей. Содержание водорастворимого азота спустя два года после рубки возрастает в органогенном горизонте от 0.23 до 2.12 мг/г. В минеральных горизонтах после рубки показатель N_{bc} варьировал от 0.003 до 0.020 мг/г. Значения в почве исходного леса – 0.002–0.011 мг/г. Показано, что содержание углерода и азота водорастворимых соединений можно считать важным критерием изменения почвенного органического вещества в результате лесозаготовительных мероприятий, поскольку концентрации значительно отличаются от исходных показателей.

Ключевые слова: рубка леса, полевой эксперимент, пасека, технологические элементы вырубki, подзолистые почвы, водорастворимые органические вещества, Albic Retisols

DOI: 10.31857/S0032180X24060028 , **EDN:** YCDBMV

ВВЕДЕНИЕ

Тажные экосистемы подвержены различным типам антропогенной деятельности, и при этом могут быть чувствительными индикаторами современных климатических изменений [49]. Лесозаготовительные мероприятия являются одним из главных антропогенных факторов, изменяющих лесные экосистемы. Проведение рубок главного пользования приводит к существенному изменению лесного

покрова и лесных почв [4, 7, 12]. Известно, что площадь пасечных участков составляет до 59–71%, волоков – 18–29% от общей площади лесосеки [4, 14]. Почвы пасечных участков не испытывают прямого воздействия тяжелой агрегатной техники в отличие от почв волоков, которые подвергаются наибольшему разрушению. Важным показателем становится число проходов колесной техники [8, 9, 65, 67], которое обуславливает перемешивание подстилок и минеральных горизонтов почв, поступление

порубочных остатков вглубь почвенного профиля при многократных проходах тяжелой лесозаготовительной техники [15].

В связи со значительными запасами углерода, сосредоточенного в лесных экосистемах, содержанию и изменению состава соединений углерода почв посвящено существенное количество работ [4, 16, 24, 42, 57, 59]. Почвы лесных экосистем бореального пояса содержат приблизительно 30% общепланетарных запасов углерода [64]. Но при этом работ по оценке влияния рубок на состав и свойства почвенного органического вещества в условиях европейского Севера не так много [6, 8]. Углерод водорастворимых соединений является одним из наиболее активных и подвижных источников углерода, представляет собой лабильную форму, которая быстро преобразовывается в почвах [18, 19, 47, 56] и играет важную роль в глобальном круговороте элемента [23, 32, 46, 48].

Минерализация водорастворимого органического вещества (**ВОВ**) оказывает значительное влияние на потерю углерода из наземных экосистем, включая лесные [29, 32]. Процессы сохранения и накопления ВОВ могут влиять на функции и питательный режим почв [43]. Таким образом, ВОВ участвует в формировании химического состава почв, осуществляет транспорт веществ в профиле почв [20, 29, 54]. ВОВ является наиболее важным субстратом для микроорганизмов [10, 21, 22, 25, 28, 37]. В настоящее время этот показатель часто применяют в качестве индикатора микробной активности [3, 30]. В работах как отечественных, так и зарубежных исследователей отмечены важные функции ВОВ, как наиболее динамической фракции органического вещества почв, которая является индикатором изменений ПОВ и процессов почвообразования в целом [10, 13]. Продемонстрировано, что его изменения могут быть рассмотрены в качестве показателя для мониторинга неблагоприятного воздействия на почвы [66, 45], а проведение экспериментальных и модельных исследований динамики ВОВ позволяют оценить его концентрации и вклад в глобальный цикл углерода [40].

На основе анализа литературы предполагается, что сведения о содержании и изменении ВОВ при широко распространенных лесозаготовительных мероприятиях на европейском северо-востоке России актуальны для получения новой информации и выделения ВОВ в качестве индикатора антропогенного воздействия (лесозаготовки, пожары и сельскохозяйственное использование). Актуальным остается проведение исследований по оценке сезонной динамики водорастворимых веществ, что может способствовать более глубокому пониманию этих процессов и их влияния на функционирование почв.

Цель работы — оценить изменение содержания углерода и азота водорастворимых соединений в почвах после рубки хвойно-лиственного насаждения в средней тайге Республики Коми.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Исследования выполнены в подзоне средней тайги Республики Коми в 2020–2022 гг. Климат района исследований умеренно-континентальный, умеренно холодный. Среднегодовая температура воздуха составляет $+0.4^{\circ}\text{C}$, среднемесячная температура в июле $+16.7^{\circ}\text{C}$, в январе — -15.2°C . Годовое количество осадков 560 мм, испаряемость 442 мм, коэффициент увлажнения составляет 1.27, что свидетельствует об избыточном увлажнении [1, 2]. Согласно почвенно-географическому районированию, исследуемая территория расположена в южной части Вымь-Вычегодского округа типичных подзолистых почв, иллювиально-железистых подзолов, торфянисто-подзолисто-глееватых иллювиально-гумусовых почв. Объекты исследования были расположены на вершине мореного увала. Территория относится к Вычегодско-Мезенской равнине, почвообразующими породами которой служат водно-ледниковые суглинисто-глинистые однородные и слоистые отложения [1] (рис. 1).

Исходно на исследуемом участке развивалась подзолистая почва, формирующаяся в хвойно-лиственном насаждении (2020 г.). В зимний период 2020/2021 гг. на исследуемом участке была проведена рубка древостоя, включающая использование многооперационных машин (форвардер и харвестер). Исследование проводилось на разных технологических участках вырубki (рис. 2): пасечный участок (П) и волока с разным числом проходов колесной техники. Волока различались по степени механических нарушений: три (3П) и десять проходов тяжелой лесозаготовительной техники (10П), также были исследованы волока с десятью проходами с последующим выравниванием (10Р). В качестве экспериментальной машины для моделирования волоков использовали четырехосный форвардер Ponsse Elephant Erg08w A090626 (22.8 т). Перед проездом форвардера загружали балансом осины. Общая масса форвардера с древесиной составляла 36.3 т. На каждом технологическом участке вырубki закладывали по одному опорному разрезу для полнопрофильного отбора образцов один раз в полевой сезон. Для участка исходного леса и последующего пасечного участка разрезы были заложены в 2020, 2021 и 2022 гг. На волоках полнопрофильные разрезы закладывали в 2021 и 2022 гг. Разрезы закладывали в колеях, межколейное пространство механически не было нарушено. Для исследования динамики водорастворимых форм углерода и азота в течение двух лет после рубки ежемесячно с мая по октябрь — 6 отборов ежегодно (в 2021 г. с июня

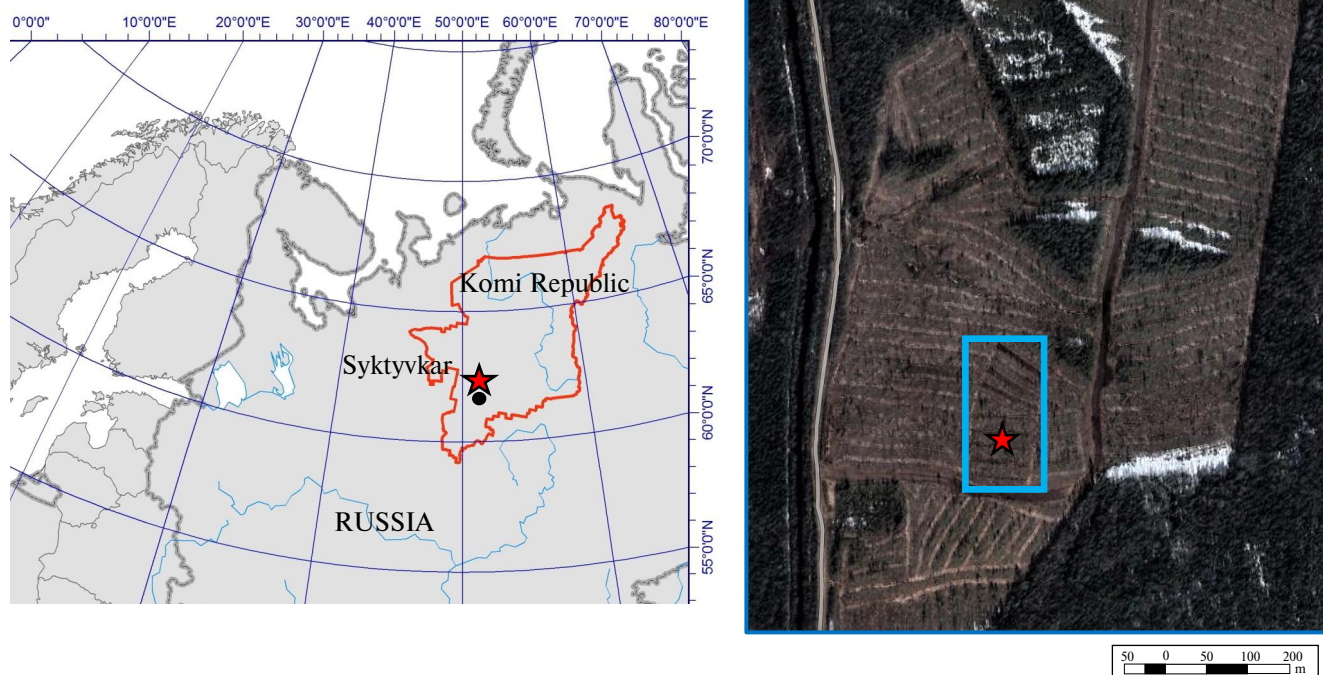


Рис. 1. Расположение участка вырубki и объекта исследований. Изображение участка взято с сайта Google Maps.

по сентябрь — 5 отборов) отбирали образцы из подстилок и верхних минеральных горизонтов почв пасечного участка (EL) и волоков ($TUR_{свд}$). Место отбора проб для учета сезонной динамики $C_{вс}$ и $N_{вс}$ на технологических элементах вырубki определяли случайным образом.

Более подробно данные об участке исследования и эксперименте по влиянию количества проходов на свойства почв были представлены в работе [8].

Химический анализ почв проводили в аккредитованной экоаналитической лаборатории и отделе почвоведения ИБ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН. Общее содержание углерода ($C_{общ}$) и азота ($N_{общ}$) в образцах опорных разрезов определяли на анализаторе EA-1100 (Carlo Erba). Для определения содержания общего углерода и азота была отобрана смешанная проба из каждого генетического горизонта в разрезе. Содержание водорастворимых фракций углерода ($C_{вс}$) и азота ($N_{вс}$) с учетом сезонной динамики ($n = 5-6$) определяли на анализаторе TOC-VCPN (Япония, Shimadzu) с модулем TNM-1. Результаты представлены при уровне значимости $P = 0.95$. Экстракцию водорастворимых веществ проводили деионизированной водой (ELGA Lab Water, Англия) при комнатной температуре при соотношении 1 : 50 (почва : вода) для минеральных горизонтов и 1 : 100 для органических горизонтов в пробирках BIOFIL. Суспензии встряхивали в течение часа на шейкере Heidolph

Multi Reax (ускорении 6X, 4600 об/мин) при комнатной температуре. Фильтрование проводили непосредственно после встряхивания на установках Millipore с использованием кварцевых фильтров (MN, Германия, с размером пор 0.4 мкм). Данные пересчитывали на воздушно-сухую навеску анализируемой пробы.

В программе Statistica 10.0 были построены графики блока для сравнения различий между участками исследования и медианных значений, разброса значений. Диаграммы распределения были построены в Microsoft Excel 2010.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Физико-химические свойства почв. Исследования влияния рубки на физико-химические свойства почв описаны ранее в работе [8]. Некоторые физико-химические параметры представлены в табл. 1. Показано, что почва пасечного участка в первый год после рубки характеризовалась среднекислыми значениями 4.2–5.5 pH_{H_2O} . Спустя два года после рубки в 2022 г. показатель pH_{H_2O} по профилю почвы пасечного участка варьировал от 4.4 до 5.7. Химические свойства почв волоков через два года после рубки имеют ряд отличий, как от фоновых, так и от показателей спустя год после рубки. В почве волока с тремя проходами pH_{H_2O} варьировал в 2021 г. от 4.4 до 5.8, в 2022 г. — 4.7–5.4. В почве 10П наблюдается некоторое подкисление

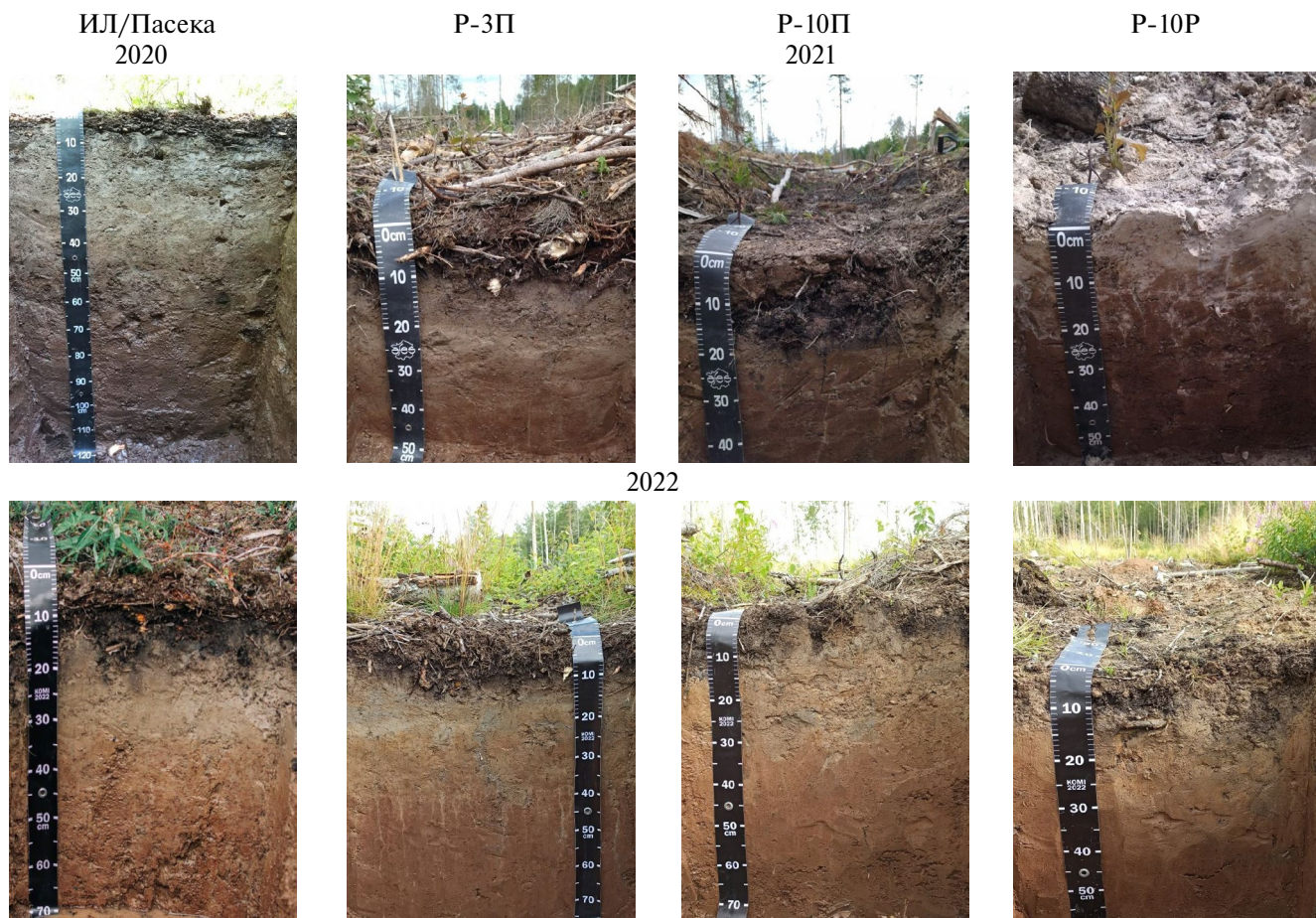


Рис. 2. Профили исследованных почв. ИЛ — исходный лес, П — пасека (слева, внизу), 3П — разрез на волоке с тремя проходами, 10П — разрез на волоке с десятью проходами, 10Р — разрез на волоке с десятью проходами и последующим выравниванием.

верхнего турбированного горизонта до 4.7 в 2021 г. и 4.8 спустя два года после рубки по сравнению с почвой Р-10Р, поскольку органогенный горизонт не был полностью уничтожен, а перемешан с верхним минеральным. Для почвы 10Р pH_{H_2O} варьировал от 5.0–5.2, что характерно для срединных минеральных горизонтов.

Анализ гранулометрического состава позволил выявить некоторое увеличение содержания физической глины (<0.01) в минеральных горизонтах почв волоков по сравнению с почвой до вырубki. Распределение фракции физической глины носит равномерно-элювиальное распределение с увеличением в нижних минеральных горизонтах. Кроме этого, выявлено увеличение илистой фракции (<0.001 мм) в срединных и нижних минеральных горизонтах почв волоков в 1.2–5.0 раз. Содержание илистой фракции в почве 3П варьирует от 13 до 44%, в почве 10П — от 19 до 46%. Максимальное содержание и увеличение илистой фракции по сравнению с фоновой почвой выявлено для участка

10Р — от 27 до 60%. Вероятно, колесная техника путем продавливания и перемешивания способствует миграции илстых частиц вниз по профилю почв. Таким образом, почвы волоков характеризуются более тяжелым гранулометрическим составом (супесь—глина легкая) по сравнению с исходной почвой (супесь—средний суглинок).

Содержание общего углерода и азота. Содержание углерода и азота в исходной подзолистой почве характеризуется регрессивно-аккумулятивным распределением элементов по профилю с максимальными концентрациями в подстилках и их уменьшением в минеральных горизонтах. Это типично для данного типа почв, формирующихся в хвойно-лиственном насаждении, что согласуется с литературными данными [58, 33].

Содержание углерода исходной почвы до рубки леса (ИЛ) в подстилке варьировало от 34.4 до 45.4%, в минеральных горизонтах 0.16–0.45% (табл. 2). Содержание азота составляло 1.10–1.73 и 0.021–0.037% соответственно. По содержанию углерода в

Таблица 1. Содержание углерода ($C_{\text{общ}}$) и азота ($N_{\text{общ}}$) в почвах исходного леса и пасечного участка

Разрез	Год	Горизонт	Глубина, см	C _{общ}	N _{общ}	C/N
				%		
ИЛ	2020	O(L)	0—1	42.90 ± 1.50	1.73 ± 0.19	29
		O(F)	1—4	44.50 ± 1.60	1.72 ± 0.19	30
		O(H)	4—5	34.40 ± 1.20	1.10 ± 0.12	36
		EL1	5—20	0.45 ± 0.10	0.04 ± 0.01	14
		EL2	20—45	0.16 ± 0.04	0.02 ± 0.01	9
		BEL	45—65	0.21 ± 0.05	0.02 ± 0.01	11
Пасека	2021	O(L)	0—1	44.80 ± 1.60	1.90 ± 0.21	28
		O(F)	1—4	44.40 ± 1.60	1.60 ± 0.18	32
		O(H)	4—5	40.00 ± 1.40	1.22 ± 0.13	38
		EL1	5—20	0.31 ± 0.07	0.02 ± 0.01	14
		EL2	20—45	0.54 ± 0.12	0.03 ± 0.01	19
		BEL	45—65	0.11 ± 0.03	0.02 ± 0.01	7
	2022	O(L)	0—1	14.90 ± 1.50	0.60 ± 0.12	29
		O(F)	1—4	33.40 ± 1.20	1.14 ± 0.13	34
		O(H)	4—5	39.40 ± 1.40	1.11 ± 0.12	41
		EL1	5—20	0.93 ± 0.21	0.05 ± 0.01	23
		EL2	20—45	0.46 ± 0.11	0.04 ± 0.01	14
		BEL	45—65	0.12 ± 0.03	0.02 ± 0.01	9

Примечание. ИЛ – исходный лес, $\pm \Delta$ – границы интервала абсолютной погрешности при $P = 0.95$. Прочерк – данные отсутствуют.

подстилке и минеральных горизонтах почвы пасечного участка через год после рубки выявлены близкие показатели по сравнению с почвой исходного леса. В первый год после рубки содержание углерода в органогенном горизонте почвы пасечного участка составляло от 40.0 до 44.8%. Содержание азота варьировало 1.22–1.90%. Несколько более высокие показатели содержания углерода в верхнем подгоризонте подстилки, вероятно, обусловлены поступлением порубочных остатков, хвои, листьев [6]. В минеральных горизонтах содержание $C_{\text{общ}}$ и $N_{\text{общ}}$ характеризуется уменьшением (0.110–0.54% углерода, 0.019–0.033% азота). Спустя два года после рубки содержание углерода в подстилке варьировало от 14.9 до 39.4%. В минеральных горизонтах содержание $C_{\text{общ}}$ составляло от 0.12 до 0.93%, $N_{\text{общ}}$ – 0.016–0.048%. Уменьшение $C_{\text{общ}}$ в верхнем подгоризонте подстилки на второй год после рубки,

вероятно, обусловлено возрастанием в составе напочвенного покрова светолюбивого травянистого вида *Avenella flexuosa* (луговик извилистый). В работе [17] показано, что подстилки с высоким содержанием травянистых растений отличаются от типичных лесных пониженными концентрациями углерода, это свидетельствует о различных соотношениях исходных органических веществ в опаде – более высокой доле лигнина в лесных и целлюлозы в травяных подстилках [17]. Выявлено, что содержание углерода в верхнем минеральном горизонте EL спустя два года после рубки практически в два раза возрастает (до $0.93 \pm 0.21\%$) по сравнению с исходными значениями (до $0.45 \pm 0.10\%$). Вероятно, это связано с большей пропиткой органическим веществом горизонтов при разложении порубочных растительных остатков на второй год после

Таблица 2. Содержание углерода (C_{общ}) и азота (N_{общ}) в почвах волоков

Разрез	Год	Горизонт	Глубина, см	C _{общ}	N _{общ}	C/N	
				%			
3П	2021	O(L)	0–2	47.00 ± 1.60	1.24 ± 0.14	44	
		O(F+H)	2–5	42.50 ± 1.50	1.25 ± 0.14	40	
		EL1	5–15	0.65 ± 0.15	0.05 ± 0.01	15	
		EL2	15–25	0.15 ± 0.03	0.02 ± 0.01	10	
		BEL	25–35	0.14 ± 0.03	0.02 ± 0.01	9	
		BT	35–50	0.16 ± 0.04	0.02 ± 0.01	8	
	2022	O(L)	0–2	35.90 ± 1.30	1.23 ± 0.14	34	
		O(F+H)	2–5	39.30 ± 1.40	1.33 ± 0.15	34	
		EL1	5–15	0.83 ± 0.19	0.04 ± 0.01	25	
		EL2	15–25	0.38 ± 0.09	0.03 ± 0.01	15	
		BEL	25–35	0.17 ± 0.04	0.02 ± 0.01	9	
		BT	35–50	0.26 ± 0.06	0.03 ± 0.01	9	
	10П	2021	TUR _{cwd}	0–15	2.20 ± 0.30	0.11 ± 0.02	23
			EL	15–20	0.27 ± 0.06	0.03 ± 0.01	12
BEL			20–30	0.18 ± 0.04	0.03 ± 0.01	8	
BT			30–50	0.15 ± 0.03	0.03 ± 0.01	7	
2022		TUR _{cwd}	0–15	6.30 ± 0.60	0.24 ± 0.05	31	
		EL	15–20	0.53 ± 0.12	0.04 ± 0.01	15	
		BEL	20–30	0.27 ± 0.06	0.03 ± 0.01	11	
		BT	30–50	0.17 ± 0.04	0.03 ± 0.01	7	
10Р	2021	TUR _{cwd}	0–10	0.32 ± 0.07	0.03 ± 0.01	12	
		BEL	10–20	0.25 ± 0.06	0.04 ± 0.01	8	
		BT	20–50	0.17 ± 0.04	0.04 ± 0.01	6	
	2022	TUR _{cwd}	0–10	2.00 ± 0.30	0.11 ± 0.02	21	
		BEL	10–20	0.48 ± 0.11	0.05 ± 0.01	12	
		BT	20–50	0.36 ± 0.08	0.05 ± 0.01	9	

Примечание. 3П – разрез на волокне с тремя проходами, 10П – разрез на волокне с десятью проходами, 10Р – разрез на волокне с десятью проходами и последующим выравниванием. ±Δ – границы интервала абсолютной погрешности при P = 0.95. Прочерк – данные отсутствуют.

рубки. По содержанию азота значительных изменений не выявлено.

Содержание углерода и азота в почвах волоков (табл. 3) также характеризуется изменениями, проявляющимися в их увеличении в верхних минеральных горизонтах. В почве с тремя проходами (3П) содержание углерода и азота было максимально близко к исходным значениям. Вероятно, это обусловлено меньшей техногенной нагрузкой на данном участке. Спустя год после рубки в почве 3П содержание углерода в подстилке составляло 42.5–47.0% углерода и 1.24–1.25% азота, в минеральных горизонтах содержание углерода варьировало от 0.14 до 0.65%, азота – 0.017–0.049%, что соответствует значениям почвы ИЛ. Два года спустя после рубки наблюдаются аналогичные с исходными закономерности распределения в профиле почвы с уменьшением содержания углерода в подстилке (35.9–39.3%) и увеличением в верхних минеральных горизонтах (0.17–0.83%).

Таблица 3. Некоторые физико-химические параметры исследованных почв

Разрез	Год	Горизонт	Глубина, см	pH _{H2O}	Содержание частиц, %	
					<0.01	<0.001
ИЛ	2020	O(L)	0–1	5.3 ± 0.1	—	—
		O(F)	1–4	4.5 ± 0.1	—	—
		O(H)	4–5	4.3 ± 0.1	—	—
		EL1	5–20	5.0 ± 0.1	19	9
		EL2	20–45	5.7 ± 0.1	28	9
		BEL	45–65	5.8 ± 0.1	20	8
Пасека	2021	O(L)	0–1	5.4 ± 0.1	—	—
		O(F)	1–4	4.6 ± 0.1	—	—
		O(H)	4–5	4.2 ± 0.1	—	—
		EL1	5–20	4.6 ± 0.1	8	3
		EL2	20–45	5.0 ± 0.1	8	4
		BEL	45–65	5.5 ± 0.1	35	12
3П		O(L)	0–2	5.1 ± 0.1	—	—
		O(F+H)	2–5	4.4 ± 0.1	—	—
		EL1	5–15	4.7 ± 0.1	13	5
		EL2	15–25	5.4 ± 0.1	25	5
		BEL	25–35	5.7 ± 0.1	33	15
		BT	35–50	5.8 ± 0.1	44	27
10П		TUR _{cwd}	0–15	4.7 ± 0.1	22	9
		EL	15–20	5.3 ± 0.1	19	7
		BEL	20–30	5.7 ± 0.1	44	23
		BT	30–50	5.9 ± 0.1	46	28
10Р		TUR _{cwd}	0–10	5.1 ± 0.1	27	5
		BEL	10–20	5.5 ± 0.1	60	41
		BT	20–50	5.7 ± 0.1	58	40

Примечание. ИЛ — исходный лес, ±Δ — границы интервала абсолютной погрешности при $P = 0.95$. Прочерк — данные отсутствуют.

Основные отличия наблюдаются в почвах на волоках с десятью проходами колесной лесозаготовительной техники. Содержание углерода в турбированных горизонтах TUR_{cwd} почв 10П и 10Р спустя год после рубки составляло от 0.32 до 2.2%, азота 0.031–0.112%, что обусловлено перемешиванием подстилок с верхними минеральными горизонтами. В почве 10П содержание $C_{\text{общ}}$ в горизонте TUR_{cwd} возросло до $6.3 \pm 0.6\%$. В нижних минеральных горизонтах значения практически не изменились. В почве участка с рекультивацией содержание углерода в верхнем минеральном горизонте составило $2.0 \pm 0.3\%$. Увеличение содержания

углерода выявлено и в нижних минеральных горизонтах (0.36–0.48%). Схожие закономерности установлены по содержанию азота в почвах волоков с десятью проходами колесной техники.

Наиболее наглядно изменение содержания углерода и азота можно представить при анализе медианных значений в верхнем минеральном горизонте EL (TUR_{cwd}) (рис. 3а, 3с), который претерпел наибольшие изменения после механического воздействия колесной техники (турбирование, перемешивание). Показатель медианы содержания углерода $C_{\text{общ}}$ можно представить в ряду 0.45% (ИЛ) — 0.55% (П) — 0.72% (3П) — 1.05% (10Р) — 4.1% (10П).

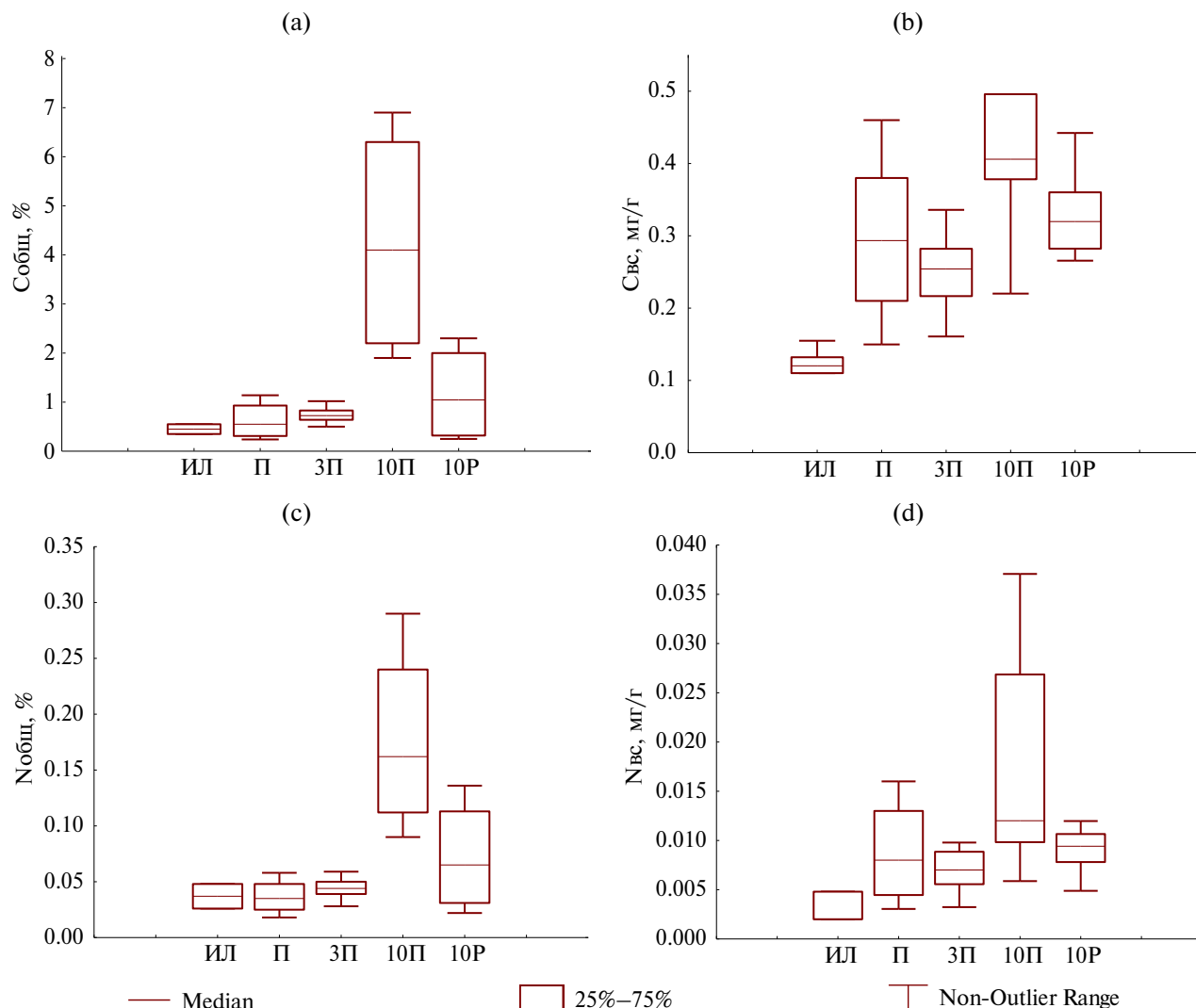


Рис. 3. Содержание углерода $C_{\text{общ}}$ (а) и $C_{\text{вс}}$ (б), азота $N_{\text{общ}}$ (с) и $N_{\text{вс}}$ (д) в верхних минеральных горизонтах EL и $TUR_{\text{свд}}$ за 2021–2022 гг. $\pm \Delta$ – границы интервала абсолютной погрешности при $P = 0.95$. Обозначения почв см. рис. 2.

Медианы по содержанию азота имеют схожие закономерности: 0.037% (ИЛ) – 0.035% (П) – 0.044% (3П) – 0.065% (10Р) – 0.162% (10П).

Выявлено значительное увеличение углерода в верхних турбированных горизонтах $TUR_{\text{свд}}$ на второй год после рубки в 3–6 раз по сравнению с 2021 г. и в 4–14 раз в сравнении с исходными значениями в верхнем минеральном горизонте EL до рубки. Содержание азота в верхнем минеральном горизонте почв волоков с десятью проходами в целом возрастало в 2–4 раза по сравнению с прошлым годом. Таким образом, можно предположить, что пул погребенного органического вещества может стать важным источником углерода, который, вероятно, будет долгое время сохраняться в почвах волоков. Как отмечено в работе [5], в механически

нарушенных почвах участков лесосек накапливается большое количество углерода медленно разлагающегося органического вещества крупных древесных остатков, которое со временем обогащает биофильными элементами верхние и нижележащие горизонты почв.

Водорастворимые формы углерода и азота. Важной составляющей органического вещества является его водорастворимая фракция, которая формируется из фильтратов подстилки, корневых выделений и продуктов жизнедеятельности почвенных животных [32, 41, 50]. Содержание $C_{\text{вс}}$ в исследованных почвах в значительной степени повторяет распределение $C_{\text{общ}}$ и имеет также регрессивно-аккумулятивное распределение по профилю почв, которое характеризуется значительным сокращением

содержания углерода C_{bc} в минеральных горизонтах по сравнению с подстилками. В литературе отмечают сильную взаимосвязь между содержанием водорастворимого углерода и почвенного органического углерода, не в краткосрочном моменте времени [73], а в долгосрочной перспективе [38].

Изменение водорастворимого углерода и азота в почве пасечного участка. Почва исходного участка до рубки характеризуется содержанием углерода C_{bc} от 1.68 до 21.71 мг/г в подстилке и 0.02–0.15 мг/г минеральных горизонтах. Проведение исследований по оценке сезонной динамики ВОВ позволило выявить увеличение содержания C_{bc} в подстилке в осенние месяцы (рис. 4). Максимальные концентрации C_{bc} отмечены для подгоризонтов свежего опада $O(L)$, они варьировали в течение мониторингового периода 8.84–14.46–21.71–10.73 мг/г, что, вероятно, связано с насыщением подстилки органическими соединениями, поступающими со свежей хвоей и листьями в течение вегетационного периода. Выявлена динамика увеличения содержания водорастворимого углерода со временем в средне- и хорошо разложившихся подгоризонтах подстилки. Особенно отчетливо это проявляется

в гумусированном подгоризонте $O(H)$. Содержание C_{bc} увеличивалось от 1.68 в июле до 10.62 мг/г в октябре, что обусловлено гумификацией органического материала и пропиткой подгоризонта дождевыми водами в осенний период, насыщенными органическими веществами. Минеральные горизонты характеризуются значительно меньшим содержанием водорастворимых веществ. В верхнем элювиальном горизонте содержание водорастворимого углерода аналогично подстилочным горизонтам увеличивается в период с июля по сентябрь и уменьшается в октябре. Вероятно, это обусловлено началом сезона дождей и вымыванием из органогенных горизонтов органических соединений в верхние минеральные. В литературе отмечено, что концентрация ВОВ в почве контролируется несколькими факторами, в том числе климатическими условиями [36, 51]. Осадки могут привести к выделению в почвенный раствор более высоких концентрации ВОВ [46].

В целом результаты сопоставимы с данными полученными ранее для схожей почвы ельника зеленомошного, развивающегося на суглинистых почвообразующих породах в условиях хорошо

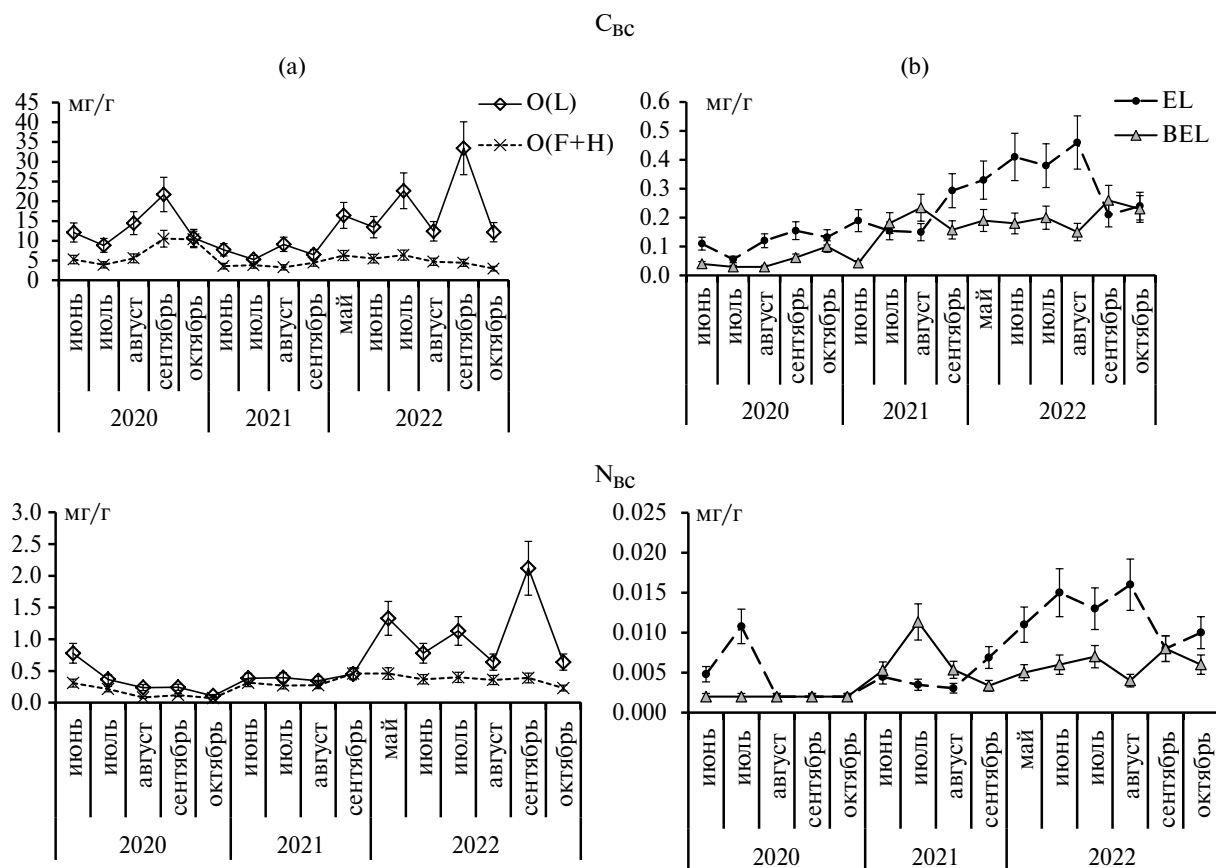


Рис. 4. Сезонная динамика C_{bc} и N_{bc} в исследованных почвах исходного (2020 г.) и пасечного участка (2021–2022 гг.) в органогенных (а) и минеральных (б) горизонтах. $\pm \Delta$ — границы интервала абсолютной погрешности при $P = 0.95$.

дренированных ландшафтов не территории Республики Коми [5, 34]. Анализ литературы показал, что полученные данные близки к средним мировым значениям концентрации C_{bc} в почвенном профиле мощностью 0–30 см 0.077 мг/г (0.073–0.081) [26, 27, 58, 40].

Проведенный мониторинг в полевой период в 2021 г. позволил выявить изменения в содержании водорастворимых органических веществ в исследованных почвах уже в первый год после зимней рубки. Содержание углерода водорастворимых соединений C_{bc} в подстилке почвы пасечного участка составляло от 3.3 до 9.1 мг/г, что ниже, чем до рубки. В минеральных горизонтах содержание C_{bc} варьировало от 0.04 до 0.29 мг/г, что в целом выше, чем исходные значения до рубки. Распределение ВОВ по профилям почв осталось аналогичным фоновому — регрессивно-аккумулятивное. Установлена тенденция увеличения содержания углерода ВОВ в минеральных горизонтах к осенним месяцам. Максимальное содержание C_{bc} выявлено в октябре — 0.29 мг/г в горизонте EL, что, вероятно, связано с началом осеннего периода, увеличением количества осадков и повышением миграционной способности органических веществ. Кроме этого, уже в первый год после рубки, наблюдается изменение содержания C_{bc} в минеральных горизонтах. В июле и августе содержание углерода в верхнем элювиальном горизонте ниже, чем в горизонте BEL. До рубки этого не наблюдалось.

На второй год после рубки выявлено значительное возрастание содержания водорастворимого углерода, как в органогенном, так и в минеральных горизонтах почвы пасечного участка по сравнению с предыдущими периодами. Особенно это касается верхних минеральных горизонтов, в которых наблюдалась почечность органических веществ из подстилочных горизонтов, обусловленная вымыванием не связанных с минеральными веществами водорастворимых органических веществ, которые пропитывают верхние минеральные горизонты почв. Содержание углерода C_{bc} в элювиальном горизонте варьирует в течение вегетационного сезона от 0.21 до 0.46 мг/г, что в среднем в три раза выше фоновых показателей. В нижележащем минеральном горизонте BEL содержание C_{bc} превышало значения до рубки в четыре раза и составляло от 0.15 до 0.23 мг/г.

Содержание водорастворимого азота значительно меньше, чем углерода, но характеризуется теми же закономерностями (рис. 4). Для почвы фоновой участка в 2020 г. содержание в подстилке варьировало от 0.07 до 0.37 мг/г. В 2021 г. содержание N_{bc} в органогенном горизонте почвы пасеки значительно возрастает от 0.32 до 0.46 мг/г. Спустя два года увеличение содержания водорастворимого азота продолжается и составляет 0.23–2.12 мг/г. Закономерности высокого содержания N_{bc} в почве

пасечного участка после рубки выявлены и для минеральных горизонтов. В верхнем минеральном горизонте EL содержание водорастворимого азота в фоновой почве варьировало от 0.002 до 0.011 мг/г, для BEL характерно очень низкое содержание N_{bc} в течение сезона 0.002 ± 0.0004 мг/г.

Полученные результаты схожи с данными [60], в которых было обнаружено увеличение содержания азота в органогенных горизонтах в 1.4 раза после сплошных рубок. Такое увеличение авторы связывают с нарушением почвенного покрова, увеличением притока воды, накоплением в почве разлагающихся древесных остатков, либо с увеличением микробной активности [28]. Вероятно, показатель содержания N_{bc} в подстилке почв можно будет считать условным диагностическим признаком влияния рубок на почвенное органическое вещество.

Изменение водорастворимых форм углерода и азота в почвах волоков. В почве волока с тремя проходами (ЗП) сохранился, но был преобразован органогенный горизонт. Содержание C_{bc} в нем в первый год после рубки составляло 2.8–8.3 мг/г, что сопоставимо с результатами исходной почвы до рубки и пасечного участка. Однако наблюдается уменьшение содержания C_{bc} в подстилке во временном интервале с июля по сентябрь. Вероятно, даже при минимальном продавливании происходит изменение распределения органических веществ по профилю почв. Спустя два года после рубки выявлено увеличение содержания углерода C_{bc} от 8.3 до 21.7 мг/г в подгоризонте O(L) и от 2.8 до 4.2 мг/г в подгоризонте O(F+N). Характер сезонной динамики водорастворимого углерода в органогенном горизонте показывает максимальное накопление в июле 2022 г., спустя два года после рубки (22.2 мг/г) (рис. 5). В остальные месяцы получены схожие результаты (4.7–11.8 мг/г), но наблюдается тенденция к увеличению содержания C_{bc} в подстилке после рубки. Содержание C_{bc} в верхнем минеральном горизонте (EL) почве ЗП наоборот увеличивалось от июля к сентябрю (0.10→0.16→0.27 мг/г), хоть показатели близки к значениям фоновых и пасечных участков. На второй год после рубки выявлено общее увеличение содержания углерода водорастворимых соединений в элювиальном горизонте почвы (0.22–0.34 мг/г) по сравнению с первым годом после рубки (рис. 5).

Содержание N_{bc} в почве ЗП в первый год после рубки характеризуется увеличением в органогенном горизонте с течением времени с июля до сентября 0.248→0.312→0.371 мг/г, что выше показателей почвы ИЛ и близко к содержанию в почве пасечного участка. Особенно это выражено в осенние месяцы при увеличении влажности. На второй год содержание азота N_{bc} в органогенном горизонте ЗП варьировало от 0.260 до 0.510 мг/г, что выше, чем на исходном участке и спустя год после рубки. В верхнем минеральном горизонте содержание

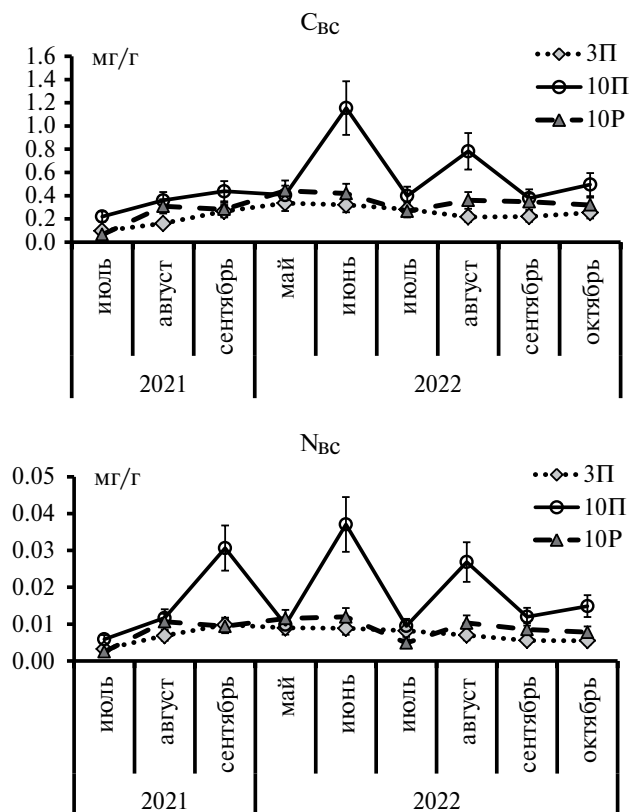


Рис. 5. Сезонная динамика C_{vc} и N_{vc} в верхних минеральных горизонтах почв волоков (2021–2022 гг). $\pm \Delta$ – границы интервала абсолютной погрешности при $P = 0.95$. Обозначения почв см. рис. 2.

азота водорастворимых соединений составляло в первый год после рубки от 0.003 мг/г в июле до 0.010 мг/г в сентябре 2021 г. Тенденция увеличения от летних месяцев к осенним сохраняется и для N_{vc} . Спустя два года после рубки содержание N_{vc} в элювиальном горизонте почвы 3П наоборот уменьшается от весенних к осенним месяцам с мая по октябрь от 0.009 до 0.005 мг/г. В целом содержание N_{vc} в минеральных горизонтах почвы 3П спустя два года после рубки близко к показателям исходной почвы.

Показано значительное увеличение содержания углерода и азота водорастворимых веществ в верхних турбированных горизонтах почв волоков с десятью проходами (рис. 3b, 3d). Кроме этого, выявлено увеличение доли углерода C_{vc} от общего органического углерода в минеральных горизонтах почв волоков с десятью проходами 1–10% по сравнению с почвой волока с тремя проходами. Для почвы 10П в первый год после рубки C_{vc} постепенно увеличивалось от 0.22 в июле до 0.44 мг/г в сентябре. Спустя два года содержание углерода водорастворимых соединений в турбированном горизонте $TUR_{c_{wd}}$ значительно увеличилось

и варьировало от 0.38 до 1.15 мг/г. Максимальные значения были установлены в июне 1.15 мг/г и августе 0.78 мг/г 2022 г. В почве 10Р содержание C_{vc} в первый год после рубки составляло 0.13–0.31 мг/г. На второй год после рубки содержание варьировало от 0.27 до 0.44 мг/г, что в целом выше, чем в первый год после рубки, но схоже с результатами для почв других технологических элементов вырубki.

В турбированном горизонте почвы волокa с десятью проходами 10П содержание азота водорастворимых соединений варьировало в первый год после рубки от 0.006 до 0.031 мг/г (рис. 5). Сохранилась тенденция к увеличению содержания N_{vc} от летних месяцев к осенним. В почве 10Р содержание азота составило в первый год 0.003–0.011 мг/г. На второй год после рубки выявлено неравномерное содержание азота N_{vc} в верхнем турбированном горизонте почвы 10П по месяцам, которое варьировало от 0.010 до 0.037 мг/г. Максимальные концентрации N_{vc} выявлены в июне и августе 2022 г. Для почвы с рекультивацией 10Р показатель N_{vc} на второй год после рубки носит более равномерный характер по месяцам исследованного года. Содержание углерода C_{vc} спустя два года после рубки составляет 0.005–0.012 мг/г, что близко к показателю года после рубки (0.003–0.011 мг/г), но ниже, чем в почве 10П ввиду полного отсутствия органогенного горизонта, который во многом определяет состав и свойства органических веществ [53].

В результате проведенных исследований установлено, что после сплошных рубок происходит резкое уменьшение количества растительного опада, что приводит к снижению содержания водорастворимых веществ, это было отмечено в первый год после рубки, несмотря на дополнительное поступление порубочных остатков. Некоторые авторы отмечают снижение экспорта ВОВ с участков вырубki [35]. Увеличение содержания водорастворимых органических веществ в подстилке и минеральных горизонтах вероятно обусловлено началом разложения древесных остатков и заселением вырубki травянистыми растениями, что наблюдали на второй год после рубки. Увеличение содержания водорастворимых форм углерода и азота в верхних минеральных горизонтах почв волоков с разной техногенной нагрузкой обусловлено их перемешиванием с подстилкой, поступлением дополнительного органического вещества с порубочными остатками. В литературе отмечено, что возрастание содержания ВОВ длится 2–10 лет [52, 55] с постепенным снижением содержания через несколько лет после проведения сплошных рубок, что некоторые авторы связывают со стабилизацией почвенного органического вещества [31, 52, 60].

Существует большое количество работ направленных на выявление взаимосвязей концентрации водорастворимых соединений углерода и азота зависимости от климатических зон и типа

растительности [11, 29, 39]. Многочисленные исследования были проведены по изучению содержания ВОВ в зависимости от температуры и влажности [29]. Доступность растворенного органического вещества в почве также зависит от его взаимодействия с минеральными компонентами [63]. Важными являются гранулометрический состав (содержание физической глины и илистой фракции), водоудерживающая способность, пористость и скорость инфильтрации, которые влияют на сорбционную силу в почве [62]. Показатель содержания гидроксидов алюминия и железа, которые являются одними из наиболее важных адсорбентов ВОВ [44]. Интересным и важным является факт, что ВОВ является субстратом для почвенных микроорганизмов, а также влияет на характеристики углерода микробной биомассы и микробного дыхания [40, 70, 71]. Поэтому особенности водорастворимого органического вещества и его воздействие на микробиологические характеристики требуют дальнейшего изучения [72].

Лабильная водорастворимая фракция углерода чувствительна к нарушениям почв даже больше, чем общий пул ПОВ [61]. Некоторые авторы отмечают положительный опыт использования ВОВ в качестве индикатора изменений окружающей среды в водных и морских науках и предлагают использовать его изменения и тренды в почвоведении [45]. В работе [69] показано свойство ВОВ чутко реагировать на изменения в землепользовании и управлении, такими как преобразование лесов в сельскохозяйственные системы.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате исследования влияния сплошной рубки на содержание углерода, азота и их водорастворимых форм установлено, что даже при минимальном воздействии колесной лесозаготовительной техники происходит изменение распределения веществ в профиле почв. Выявлено значительное увеличение содержания $C_{\text{общ}}$ и $N_{\text{общ}}$ в верхних турбированных горизонтах исследованных почв. Аналогично возрастает содержание водорастворимых форм углерода и азота, превышающих исходные значения на всех технологических участках вырубки, что обусловлено дополнительным поступлением и разложением порубочных остатков на поверхность.

Значительное увеличение содержания ВОВ в профиле почв после сплошной рубки леса позволяет сделать вывод о важности данного показателя в рамках изучения изменений почвенного органического вещества под влиянием различных антропогенных и естественных факторов. Содержание $C_{\text{вс}}$ и $N_{\text{вс}}$ имеет ключевое значение, поскольку значительно отличается от исходных показателей. Продолжение научной работы в области изучения водорастворимых соединений углерода и азота и их изменений

в результате естественных и антропогенных факторов является актуальным, а данная работа послужит основой для дальнейших исследований.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 23-74-10007, <https://rscf.ru/project/23-74-10007/>.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Атлас почв Республики Коми / Под ред. Добровольского Г.В. и др. Сыктывкар, 2010. 356 с.
2. Атлас Республики Коми по климату и гидрологии / Под ред. Таскаева А.И. М.: Наука, 1997. 116 с.
3. Горбов С.Н., Безуглова О.С., Скрипников П.Н., Тищенко С.А. Растворимое органическое вещество в почвах Ростовской агломерации // Почвоведение. 2022. № 7. С. 894–908. <https://doi.org/10.31857/S0032180X2207005X>
4. Дымов А.А. Влияние сплошных рубок в бореальных лесах России на почвы (Обзор) // Почвоведение. 2017. № 7. С. 787–798. <https://doi.org/10.7868/S0032180X17070024>
5. Дымов А.А. Почвы механически нарушенных участков лесосек средней тайги Республики Коми // Лесоведение. 2018. № 2. С. 130–142. <https://doi.org/10.7868/S0024114818020055>
6. Дымов А.А. Сукцессии почв в бореальных лесах Республики Коми. М.: ГЕОС, 2020. 336 с. <https://doi.org/10.34756/GEOS.2020.10.37828>
7. Дымов А.А., Старцев В.В. Изменение температурного режима подзолистых почв в процессе естественного лесовозобновления после сплошнолесосечных рубок // Почвоведение. 2016. № 5. С. 599–608. <https://doi.org/10.7868/S0032180X16050038>
8. Дымов А.А., Старцев В.В., Горбач Н.М., Севергина Д.А., Кутявин И.Н., Осипов А.Ф., Дубровский Ю.А. Изменения почв и растительности при разном числе проездов колесной лесозаготовительной техники (средняя тайга, Республика Коми) // Почвоведение. 2022. № 11. С. 1426–1441. <https://doi.org/10.31857/S0032180X22110028>
9. Ильинцев А.С., Наквасина Е.Н. Образование коллейности при проходе лесозаготовительной техники в ельниках на двучленных породах // Известия Санкт-Петербургской лесотехнической академии. 2021. № 237. С. 168–182. <https://doi.org/10.21266/2079-4304.2021.237.168-182>
10. Караванова Е.И. Водорастворимые органические вещества: фракционный состав и возможности их

- сорбции твердой фазой лесных почв (обзор литературы) // Почвоведение. 2013. № 8. С. 924–936. <https://doi.org/10.7868/S0032180X13080042>
11. Караванова Е.И., Золовкина Д.Ф. Влияние состава подстилок на характеристики их водорастворимых органических веществ // Вестник Моск. ун-та. Сер. 17, Почвоведение. 2020. Т. 2. С. 67–73. <https://doi.org/10.3103/S0147687420020052>.
 12. Лукина Н.В., Полянская Л.М., Орлова М.А. Питательный режим почв северотаежных лесов. М.: Наука, 2008. 342 с.
 13. Луценко Т.Н., Аржанова В.С., Ким Н.Ю. Трансформация растворенного органического вещества почвы на вырубках пихтово-елового леса // Почвоведение. 2006. № 6. С. 674–680.
 14. Паутов Ю.А., Ильчуков С.В. Пространственная структура производных насаждений на сплошных концентрированных вырубках в Республике Коми // Лесоведение. 2001. № 2. С. 27–32.
 15. Росновский И.Н. Повреждение почвы при летних лесозаготовках в западной Сибири // Лесоведение. 2001. № 2. С. 22–26.
 16. Тебенькова Д.Н., Гичан, Д.В., Гагарин Ю.Н. Влияние лесоводственных мероприятий на почвенный углерод: обзор // Вопросы лесной науки. 2022. Т. 5. № 4. С. 21–58. <https://doi.org/10.31509/2658-607x-202252-116>.
 17. Титлянова А.А., Шибарева С.В., Самбуу А.Д. Травяные и лесные подстилки в горной лесостепи Тувы // Сиб. экол. журнал. 2004. № 3. С. 425–432.
 18. Токарева И.В., Прокушкин А.С. Содержание органического вещества и его водорастворимой фракции в мохово-лишайниковых ассоциациях криолитозоны // Вестник Моск. гос. ун-та леса. Лесной вестник. 2012. № 1. С. 156–159.
 19. Толпешта И.И., Соколова Т.А. Общая концентрация и фракционный состав соединений алюминия в почвенных растворах из торфянисто-подлисто-глебоватых почв на двучленных отложениях // Почвоведение. 2011. № 2. С. 153–164.
 20. Умарова А.Б. Преимущественные потоки влаги в почвах: закономерности формирования и значение в функционировании почв. М.: ГЕОС, 2011. 266 с.
 21. Холодов В.А., Фарходов Ю.Р., Ярославцева Н.В., Данченко Н.Н., Ильин Б.С., Лазарев В.И. Водоекстрагируемый и микробный углерод черноземов разного вида использования // Бюл. Почв. ин-та им. В.В. Докучаева. 2022. Вып. 112. С. 122–133. <https://doi.org/10.19047/0136-1694-2022-112-122-133>.
 22. Холодов В.А., Ярославцева Н.В., Яшин М.А., Фарходов Ю.Р., Ильин Б.С., Лазарев В.И. Содержание органического углерода и азота в размерных фракциях агрегатов типичных черноземов // Почвоведение. 2021. № 3. С. 320–326. <https://doi.org/10.31857/S0032180X21030072>
 23. Шамирова Е.В., Груздев И.В., Пунегов В.В., Хаббулина Ф.М., Кубик О.С. Водорастворимые низкомолекулярные органические кислоты в автоморфных суглинистых почвах тундры и тайги // Почвоведение. 2013. № 6. С. 691–697. <https://doi.org/10.7868/S0032180X13060099>
 24. Achat D.L., Fortin M., Landmann G., Ringeval B., Augusto L. Forest soil carbon is threatened by intensive biomass harvesting // Scientific Reports. 2015. V. 5(1). P. 1–10.
 25. Bengtsson M.M., Attermeyer K., Catalán N. Interactive effects on organic matter processing from soils to the ocean: are priming effects relevant in aquatic ecosystems? // Hydrobiologia. 2018. V. 822. P. 1–17.
 26. Camino-Serrano M., Gielen B., Luyssaert S., Ciais P., Vicca S., Guenet B. et al. Linking variability in soil solution dissolved organic carbon to climate, soil type, and vegetation type // Global Biogeochemical Cycles. 2014. V. 28(5). P. 497–509. <https://doi.org/10.1002/2013g.b004726>.
 27. Camino-Serrano, M., Guenet B., Luyssaert S., Ciais P., Bastrikov V., De Vos B. et al. Orchidee-som: Modeling soil organic carbon (SOC) and dissolved organic carbon (DOC) dynamics along vertical soil profiles in Europe // Geoscientific Model Development. 2018. V. 11. 937–957.
 28. Chantigny M.H. Dissolved and water-extractable organic matter in soils: A review on the influence of land use and management practices // Geoderma. 2003. V. 113(3–4). P. 357–380.
 29. Christ M.J., David M.B. Temperature and moisture effects on the production of dissolved organic carbon in a spodosol // Soil Biol. Biochem. 1996. V. 28(9). P. 1191–1199.
 30. De Feudis M., Cardelli V., Massaccesi L., Hofmann D., Berns A.E., Bol R., Cocco S., Corti G., Agnelli A. Altitude affects the quality of the water-extractable organic matter (WEOM) from rhizosphere and bulk soil in European beech forests // Geoderma. 2017. V. 302. P. 6–13. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2017.04.015>.
 31. Delprat L., Chassin P., Line's M., Jambert C. Characterization of dissolved organic carbon in cleared forest soils converted to maize cultivation // Eur. J. Agron. 1997. V. 7. P. 201–210.
 32. Don A., Kalbitz K. Amounts and degradability of dissolved organic carbon from foliar litter at different decomposition stages // Soil Biol. Biochem. 2005. V. 37(12). P. 2171–2179.
 33. Dymov A.A. Soils of Native Forest Ecosystems // Eurasian Soil Science. 2023. V. 56. Suppl. 1. P. S36–S45. <https://doi.org/10.1134/S1064229323700199>.
 34. Dymov A.A. Soils of Cuttings and Secondary Forests // Eurasian Soil Science. 2023. V. 56. Suppl. 1. P. S46–S83. <https://doi.org/10.1134/S1064229323700205>.

35. Ellert B.H., Gregorich E.G. Management-induced changes in the actively cycling fractions of soil organic matter // Carbon Forms and Functions in Forest Soils / Eds. McFee W.W et al. Madison, 1995. P. 119–138.
36. Filep T., Rékási M. Factors controlling dissolved organic carbon (DOC), dissolved organic nitrogen (DON) and DOC/DON ratio in arable soils based on a dataset from Hungary // Geoderma. 2011. V. 162. P. 312–318.
37. Gmach M.R., Cherubin M.R., Kaiser K., Cerri C.E.P. Processes that influence dissolved organic matter in the soil: A review // Sci. Agric. 2020. V. 77(3). P. 1–10. <https://doi.org/10.1590/1678-992X-2018-0164>.
38. Gregorich E.G., Liang B.C., Drury C.F., Mackenzie A.F., McGill W.B. Elucidation of the source and turnover of water soluble and microbial biomass carbon in agricultural soils // Soil Biol. Biochem. 2000. V. 32. P. 581–587.
39. Guggenberger G., Zech W. Dissolved organic-carbon control in acid forest soils of the Fichtelgebirge (Germany) as revealed by distribution patterns and structural composition analyses // Geoderma. 1993. V. 59(1–4). P. 109–129. [https://doi.org/10.1016/0016-7061\(93\)90065-S](https://doi.org/10.1016/0016-7061(93)90065-S)
40. Guo Z., Wang Y., Wan Z., et al. Soil dissolved organic carbon in terrestrial ecosystems: Global budget, spatial distribution and controls // Global Ecol Biogeogr. 2020. V. 29(12). P. 2159–2175. <https://doi.org/10.1111/geb.13186>.
41. Hongve D. Production of dissolved organic carbon in forested catchments // J. Hydrology. 1999. V. 224(3–4). P. 91–99.
42. Johnson D.W., Curtis P.S. Effects of forest management on soil C and N storage: metaanalysis // Forest Ecology and Management. 2001. V. 140(2–3). P. 227–238.
43. Kaiser K., Kaupenjohann M., Zech W. Sorption of dissolved organic carbon in soils: effects of soil sample storage, soil-to-solution ratio, and temperature // Geoderma. 2001. V. 99. P. 317–28. [https://doi.org/10.1016/S0016-7061\(00\)00077-X](https://doi.org/10.1016/S0016-7061(00)00077-X)
44. Kaiser K., Guggenberger G., Zech W. Sorption of DOM and DOM fractions to forest soils // Geoderma. 1996. V. 74. P. 281–303.
45. Kaiser K., Kalbitz K. Cycling downwards: dissolved organic matter in soils // Soil Biol. Biochem. 2012. V. 52. P. 29–32. <https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2012.04.002>
46. Kalbitz K., Soliger S., Park J.-H., Michalzik B., Matzner E. Controls on the dynamics of dissolved organic matter in soils: a review // Soil Science. 2000. V. 165. P. 277–304. <https://doi.org/10.1097/00010694-200004000-00001>.
47. Kling G.W. Land-water interactions: The influence of terrestrial diversity on aquatic ecosystems // Arctic and alpine biodiversity. Ecological Studies. 1995. V. 113. https://doi.org/10.1007/978-3-642-78966-3_21.
48. Kuzyakov Y., Domanski G. Carbon input by plants into the soil // J. Plant Nutrition Soil Sci. 2000. V. 163. P. 421–431.
49. Lal R. Forest soils and carbon sequestration // Forest Ecology and Management. 2005. V. 220. P. 242–258.
50. Marschner B., Bredow A. Temperature effects on release and ecologically relevant properties of dissolved organic carbon in sterilized and biologically active soil samples // Soil Biol. Biochem. 2002. V. 34(4). P. 459–466. [https://doi.org/10.1016/S0038-0717\(01\)00203-6](https://doi.org/10.1016/S0038-0717(01)00203-6).
51. McDowell W.H. Dissolved organic matter in soils: future directions and unanswered questions // Geoderma. 2003. V. 113. P. 179–186.
52. Meyer J.L., Tate C.M. The effects of watershed disturbance on dissolved organic carbon dynamics of a stream // Ecology. 1983. V. 64. P. 33–44.
53. Michalzik B., Tipping E., Mulder J., Gallardo-Lancho J.F., Matzner E., Bryant C.L., Clarke N., Lofis S., Vicente-Esteban M. Modelling the production and transport of dissolved organic carbon in forest soils // Biogeochemistry. 2003. V. 66. P. 241–264.
54. Moers M.E., Baas M., de Leeuw J. W., Boon J.J., Schenck P.A. Occurrence and origin of carbohydrates in peat samples from a red mangrove environment as reflected by abundances of neutral monosaccharides // Geochim. Cosmochim. Acta. 1990. V. 54. P. 2463–2472.
55. Moore T.R. Dynamics of dissolved organic carbon in forested and disturbed catchments, Westland, New Zealand: 1. Maimai // Water Resour. Res. 1989. V. 25. P. 1321–1330.
56. Neff J.C., Asner G.P. Dissolved organic carbon in terrestrial ecosystems: synthesis and a model // Ecosystems. 2001. V. 4. P. 29–48. <https://doi.org/10.1007/s100210000058>.
57. Perminova I.V., Dubinenkov I.V., Kononikhin A.S., Konstantinov A.I., Zhrebker A.Ya., Andzhushev M.M., Lebedev V.A. et al. Molecular Mapping of Sorbent Selectivities with Respect to Isolation of Arctic Dissolved Organic Matter as Measured by Fourier Transform Mass Spectrometry // Environ. Sci. Technol. 2014. V. 48(13). P. 7461–7468. <https://doi.org/10.1021/es5015423>
58. Pesantez J., Mosquera G.M., Crespo P., Breuer L., Windhorst D. Effect of land cover and hydro-meteorological controls on soil water DOC concentrations in a high-elevation tropical environment // Hydrological Processes. 2018. V. 32. P. 2624–2635. <https://doi.org/10.1002/hyp.13224>.
59. Puhlick J.J., Fernandez I.J., Weiskittel A.R. Evaluation of forest management effects on the mineral soil carbon pool of a lowland, mixed-species forest in Maine, USA // Can. J. Soil Sci. 2016. V. 96(2). P. 207–218.

60. Qualls R.G., Haines B.L., Swank W.T., Tyler S.W. Soluble organic and inorganic nutrient fluxes in clearcut and mature deciduous forests // *Soil Sci. Soc. Am. J.* 2000. 64. 1068–1077.
<https://doi.org/10.2136/sssaj2000.6431068x>.
61. Roper M.M., Gupta V., Murphy D. Tillage practices altered labile soil organic carbon and microbial function without affecting crop yields // *Austral. J. Soil Res.* 2010. V. 48. P. 274–285.
62. Saidu A.R., Smernik R.J., Baldock J.A., Kaiser K., Sanderman J. Microbial degradation of organic carbon sorbed to phyllosilicate clays with and without hydrous iron oxide coating // *Eur. J. Soil Sci.* 2015. V. 66. P. 83–94.
63. Saidu A.R., Smernik R.J., Baldock J.A., Kaiser K., Sanderman, J. The sorption of organic carbon onto differing clay minerals in the presence and absence of hydrous iron oxide // *Geoderma*. 2013. V. 209–210. P. 15–21.
<https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2013.05.026>.
64. Scharlemann J.P., Tanner E.V., Hiederer R., Kapos V. Global soil carbon: understanding and managing the largest terrestrial carbon pool // *Carbon Managment*. 2014. V. 5. P. 81–91.
<https://doi.org/10.4155/cmt.13.77>.
65. Shabani S. Modelling and mapping of soil damage caused by harvesting in Caspian forests (Iran) using CART and RF data mining techniques // *J. Forest Sci.* 2017. V. 63. P. 425–432.
66. Silveira M.L.A. Dissolved organic carbon and bioavailability of N and P as indicators of soil quality // *Scientia Agricola*. 2005. V. 62. P. 502–508.
<https://doi.org/10.1590/S0103-90162005000500017>.
67. Solgi A., Naghdi R., Tsiaras P.A., Nikooy M. Soil Compaction and Porosity Changes Caused During the Operation of Timberjack 450C Skidder in Northern Iran // *Croatian J. Forest Engineering*. 2015. V. 36(2). P. 217–225.
68. Startsev V.V., Yakovleva E.V., Kutayvin I.N., Dymov A.A. Fire impact on the carbon pools and basic properties of Retisols in native spruce forests of European North and Central Siberia of Russia // *Forests*. 2022 V. 13. P. 1135.
<https://doi.org/10.3390/f13071135>.
69. Van Gaalen N., Verschoren V., Clymans W., Poesen J., Govers G., Vanderborght J., Diels J. Controls on dissolved organic carbon export through surface runoff from loamy agricultural soils. *Geoderma*. 2014. V. 226–227(1). P. 387–396.
<https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2014.03.018>.
70. Xu X., Schimel J.P., Janssens I.A., Song X., Song C., Yu G. *et al.* Global pattern and controls of soil microbial metabolic quotient // *Ecological Monographs*. 2017. V. 87(3). P. 429–441.
<https://doi.org/10.1002/ecm.1258>.
71. Xu X., Thornton P. E., Post W.M. A global analysis of soil microbial biomass carbon, nitrogen and phosphorus in terrestrial ecosystems // *Global Ecology and Biogeography*. 2013. V. 22(6). P. 737–749.
<https://doi.org/10.1111/geb.12029>.
72. Xu X., Wang N., Lipson D.L., Sinsabaugh R.L., Schimel J.P., He L. *et al.* Microbial macroecology: in search of mechanisms governing microbial biogeographical patterns // *Global Ecology and Biogeography*. 2020.
<https://doi.org/10.1111/geb.13162>.
73. Zhou W.J., Sha L.Q., Schaefer D.A., Zhang Y.P., Song Q.H., Tan Z.H., Deng Y. *et al.* Direct effects of litter decomposition on soil dissolved organic carbon and nitrogen in a tropical rainforest // *Soil Biol. Biochem.* 2015. V. 81. P. 255–258.

Dynamics of the Content of Water-Soluble Forms of Carbon and Nitrogen in Soils in the First Years after Logging

V. V. Startsev^{1, *}, D. A. Severgina¹, and A. A. Dymov^{1, 2}

¹*Institute of Biology of Komi SC UrO RAS, Syktyvkar, 167985 Russia*

²*Lomonosov Moscow State University, Moscow, 119991 Russia*

*e-mail: vik.startsev@gmail.com

Logging is one of the main anthropogenic factors that change forest ecosystems. An experiment was launched to study the effect of logging equipment on soil properties after cutting spruce forests in the middle taiga of the Komi Republic, during which the laying of drags with different numbers of passes of wheeled vehicles (forwarder PONSSE ELEPHANT) was carried out. Carbon (WSOC) and nitrogen (WSN) of water-soluble compounds play an important role in the global cycle of elements. The article presents the results of observations on the content of WSOC and WSON soils of indigenous forests (Albic Retisols) and deforestation soils that have experienced different loads: portage (3P – three passes of logging equipment, 10P – ten passes, 10P – followed by leveling). A significant increase in total

carbon in soils after logging in the first two years was revealed. The greatest changes relate to the upper mineral horizons (EL and TURcwd), in which the carbon content increases 3–6 times (0.32–2.2%) compared with the soil values of the original forest (0.45%). A significant increase in the WSOC content in organogenic (up to 33.4 mg/g) and mineral horizons (up to 0.46 mg/g) soils after continuous logging was found, which is on average three times higher than the baseline values. The content of water-soluble nitrogen increases in the organogenic horizon from 0.23 to 2.12 mg/g two years after logging. In the mineral horizons after logging, the WSON index varied from 0.003 to 0.020 mg/g (values in the soil of the original forest were 0.002–0.011 mg/g). It is shown that an increase in the carbon and nitrogen content of water-soluble compounds can be considered a conditional diagnostic sign of the influence of logging activities on soil organic matter, since concentrations differ significantly from the initial indicators.

Keywords: logging, field experiment, apiary, technological elements of deforestation, water soluble organic matter, Albic Retisols

РЕОЛОГИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ТАЕЖНЫХ ПОЛУГИДРОМОРФНЫХ ПОЧВ: ВЗАИМОСВЯЗЬ С ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИМИ СВОЙСТВАМИ И ТЕМПЕРАТУРНЫМИ УСЛОВИЯМИ

© 2024 г. Ю. В. Холопов^{a,*} (<http://orcid.org/0000-0002-5725-746X>),
Д. Д. Хайдапова^b, А. Б. Новаковский^a, Е. М. Лаптева^a

^aИнститут биологии Коми научного центра Уральского отделения РАН,
ул. Коммунистическая, 28, Сыктывкар, 167982 Россия

^bФакультет почвоведения МГУ им. М.В. Ломоносова, Ленинские горы, 1, стр. 12, Москва, 119991 Россия

*e-mail: Yuraholopov@yandex.ru

Поступила в редакцию 25.08.2023 г.

После доработки 12.01.2024 г.

Принята к публикации 13.01.2024 г.

Рассмотрены результаты реологических исследований почв нарушенного сложения, пасты, на модульном реометре MCR 302 методом амплитудной развертки, колебательный метод. Объектом исследования являются полугидроморфные почвы (Histic Albic Retisol, Histic Gleyic Stagnosols) таежной зоны северо-востока европейской части России, Республика Коми. Показано, что наиболее жесткие взаимодействия между частицами почвы формируются в горизонтах с высоким содержанием подвижных органических веществ фульватной природы и органо-минеральных альфегумусовых соединений ELhi,g–ELg–CRM. Повышенная жесткость конструкции обусловлена цементацией частиц почвы в результате поступления Al–Fe-гумусовых веществ с формированием прочных межчастичных связей в почвах. Не менее важную роль в реологическом поведении почв играют процессы промерзания–оттаивания. Влияние сезонного промерзания наиболее четко проявляется в профиле полугидроморфных вариантов светлосезмов (Histic Gleyic Stagnosols) в их криометаморфических горизонтах CRM, где повышенная жесткость почвенных связей обусловлена конденсационным уплотнением частиц в условиях длительного периода температур около 0°C, “нулевая завеса”. При возрастании увлажнения почв наблюдается значительная дезагрегация минеральной массы почв. Об этом свидетельствует значительное увеличение диапазона пластичности – Crossover. Дезагрегированные почвы более склонны к процессам эрозии и смыва, однако мощный мохово-торфяной горизонт, формирующийся в верхней части профиля полугидроморфных почв, предохраняет их от негативных деформационных явлений. К северу, в направлении от текстурно-дифференцированных почв южной тайги к криометаморфическим почвам лесотундры наблюдается усиление жесткости и хрупкости межчастичных почвенных контактов. Это сопряжено с более активным поступлением в минеральную часть профиля органических веществ фульватной природы, в том числе комплексных альфегумусовых соединений, а также интенсивным и длительным промерзанием почв. Показано, что реологические параметры могут быть использованы в качестве дополнительных показателей при диагностике и классификации таежных почв.

Ключевые слова: реология, структура почв, гидроморфизм почв, Histic Albic Retisol, Histic Gleyic Stagnosols

DOI: 10.31857/S0032180X24060036 , **EDN:** YCCLLEN

ВВЕДЕНИЕ

Интенсификация техногенного воздействия на таежные экосистемы (вырубка лесов, проезд тяжелой техники, строительство инфраструктурных

объектов и др.) обуславливает активизацию и развитие эрозионных процессов, нарушающих строение и функционирование лесных почв. Особенно это актуально в отношении полугидроморфных почв, характеризующихся периодическим

или застойным переувлажнением. В силу климатических особенностей (значительного количества осадков, низких температур, слабого испарения) почвенный покров Республики Коми формируется в условиях повышенного увлажнения и длительного промерзания с проявлением разнообразных деформационных процессов: тиксотропии, пльвинности, солифлюкции, морозобойного растрескивания, пучения и др. Полугидроморфные почвы занимают более 30% (≈ 12 млн га) территории Республики Коми, они имеют большое лесохозяйственное значение [1]. Важнейшим биосферно-экологическим качеством таежных полугидроморфных почв является аккумуляция в биогеоценозе органического вещества в виде органогенного горизонта — оторфованной лесной подстилки. Учитывая возможность повышения количества осадков в условиях климатических изменений, которые прогнозируются в северном полушарии к концу XXI в. [26, 28], следует ожидать увеличения влажности почв, что отразится и на их физических свойствах. Для оценки физико-механических изменений необходимы реологические исследования почв, которые позволяют количественно и качественно оценить характер межчастичного взаимодействия почв, а также выявить механические свойства почв: упругость, вязкость, пластичность [15, 20]. Реологический подход хорошо зарекомендовал себя в работах многих исследователей [21–25, 27, 29–32, 37–39]. В почвоведении реологический метод широко используется как в практических целях, так и в вопросах теоретической направленности. В частности, реологический подход часто применяется при изучении деградации почвенной структуры под влиянием антропогенного воздействия [15, 34–36, 41]. Ранее были исследованы деформационные характеристики таежных подзолистых почв, формирующихся в хорошо дренируемых условиях [17]. Выявлены особенности реологических свойств подзолистых почв с разной степенью увлажнения, формирующихся в северной части таежно-лесной зоны [18]. Исследования показали, что подзолистые почвы северной части региона имеют некоторые особенности в физико-химических и реологических свойствах, которые обусловлены их длительным промерзанием и переувлажнением. Установлено, что наиболее прочные межчастичные контакты с упруго-хрупкими свойствами формируются в горизонтах профиля криометаморфических почв (Folic Albic Stagnosols, Histic Gleyic Stagnosols), отличающихся высоким содержанием гумусовых веществ и органо-минеральных альфегумусовых соединений. Настоящая работа является продолжением предыдущих исследований и направлена на изучение реологических свойств полугидроморфных подзолистых почв, формирующихся в зональном ряду от южной тайги до лесотундры. Эти исследования

позволят более полно оценить структурное состояние и устойчивость таежных полугидроморфных почв в условиях изменяющегося климата и возрастающего техногенного давления, а также более четко охарактеризовать специфические особенности подзолистых почв, выявить дополнительные диагностические показатели на основе характеристики их физических параметров.

Цель работы — определить методом амплитудной развертки (колебательный метод) особенности реологического поведения полугидроморфных почв, формирующихся под таежной растительностью на территории Республики Коми, во взаимосвязи с их физико-химическими свойствами и температурными условиями.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Территория исследований располагается в пределах северо-восточной части Восточно-Европейской равнины на территории Республики Коми. Климат региона умеренно-континентальный умеренно-холодный [1]. Активная циклоническая деятельность обуславливает выпадение достаточно большого количества атмосферных осадков (489–622 мм/год). К северу снижается среднегодовая температура воздуха (от $+1^{\circ}\text{C}$ в подзоне южной тайги до -4.1°C в лесотундре), значительно увеличивается количество дней с отрицательными температурами (от 172 до 221), возрастает коэффициент увлажнения (от 1.1–1.2 до 2.0–2.5).

Объектами исследования послужили текстурно-дифференцированные (Haplic Albic Retisol) и криометаморфические (Histic Gleyic Stagnosols) почвы, формирующиеся в полугидроморфных условиях под пологом еловых лесов на суглинистых и супесчаных почвообразующих породах. Для изучения реологических свойств таежных почв выбраны пять ключевых участков, расположенных в различных подзонах тайги, а также в лесотундре. На каждом участке заложено по два почвенных разреза. Всего в работе использовано 10 полнопрофильных почвенных разрезов и 60 образцов почв. Краткая характеристика ключевых участков представлена в табл. 1. Названия почв даны в соответствии с принципами диагностики и классификации почв России 2004 г. [9, 12] и системой классификации почв WRB [42].

Физико-химические свойства почв исследовали в соответствии с общепринятыми методами [3, 14]. Величину pH солевой (KCl) суспензии с соотношением почва : раствор 1 : 2.5 определяли потенциометрически со стеклянным электродом, содержание общего углерода и азота — газохроматографическим методом на CNHS-анализаторе EA-1100 Carlo Erba, обменных катионов (Ca^{2+} , Mg^{2+}) — вытеснением NH_4Cl с последующим атомно-абсорбционным определением на приборе Shimadzu

Таблица 1. Краткая характеристика объектов исследования

Зона/ подзона	Координаты ключевого участка	Номер разреза	Растительность	Тип, подтип почвы*	Тип, подтип почвы**
Южная тайга	KS-I 59°38'N 49°22'E	L-1	Ельник кислично-зеленомошный	Haplic Albic Retisol	Дерново-подзолистая слабоглееватая
		L-3	Ельник кустарничково-сфагновый	Haplic Albic Retisol	Дерново-подзолистая глееватая
Средняя тайга	KS-II 61°39'N 50°41'E	R-8-H	Ельник чернично-зеленомошный	Haplic Albic Retisol	Торфяно-подзолисто-глееватая торфянистая
		R-3-P	Ельник кустарничково-сфагновый	Haplic Albic Retisol	Торфяно-подзолисто-глееватая торфяная
Северная тайга	KS-III 64°51'N 57°37'E	R-3-H	Ельник кустарничково-сфагновый	Histic Gleyic Stagnosols	Светлозем торфянистый потечно-гумусовый глееватый
		R-2	Ельник осоково-сфагновый	Histic Gleyic Stagnosols	Светлозем торфяный потечно-гумусовый глееватый
Крайне-северная тайга	KS-IV 65°53'N 60°30'E	R-42	Ельник кустарничково-сфагновый	Histic Gleyic Stagnosols	Светлозем торфянистый потечно-гумусовый глееватый
		R-71	Ельник кустарничково-сфагновый	Histic Gleyic Stagnosols	Светлозем торфяный потечно-гумусовый глееватый
Лесо-тундра	KS-V 66°39'N 62°29'E	R-4-H	Ельник кустарничково-сфагновый	Histic Gleyic Stagnosols	Светлозем торфянистый потечно-гумусовый глееватый
		R-4-2	Ельник кустарничково-сфагновый	Histic Gleyic Stagnosols	Светлозем торфяный потечно-гумусовый глееватый

* Название почвы приведено в соответствии с системой классификации WRB [42].

** Название почвы приведено в соответствии с классификацией почв России [9].

АА-6300, оксалатнорастворимых форм соединений железа и алюминия — по Тамму, дитиониторастворимых — по Мера—Джексону, гранулометрический состав — по Качинскому. Результаты аналитических исследований приведены в табл. 2.

Наблюдения за температурным режимом почв проводили с помощью цифровых логгеров НОВО-U12 (США). Температурные датчики устанавливали на глубину 0, 20, 50 и 100 см от поверхности почвы, период измерений — через каждые 3 ч с 2012 по 2013 гг.

Реологические исследования образцов почв нарушенного сложения (пасты) выполняли на базе модульного реометра MCR-302 Anton Paar (Австрия) методом амплитудной развертки (колебательный метод) с измерительными системами плита-плита на кафедре физики почв факультета почвоведения МГУ им. М.В. Ломоносова. Подробное описание методики проведения исследований представлено в работах [16, 17, 29, 34]. Для проведения измерений растерную и просеянную через сито с диаметром отверстий 1 мм почву массой 2 г капиллярно насыщали дистиллированной водой в

течение 24 ч до состояния влажности максимального капиллярного водонасыщения. Далее подготовленный образец загружали в прибор, помещая его между измерительными пластинами, верхняя из которых подвергала почвенный образец колебательным нагрузкам с постоянной частотой и увеличивающейся амплитудой. В каждом образце после проведения реологического испытания определяли влажность весовым способом, высушивая образец при 105°C. Испытания проводили при контроле нормальной силы <10Н. Технические режимы испытаний: расстояние между плато $h \sim 1\text{--}5$ мм, диаметр плато — 2.5 см, деформация сдвига γ — 0.001–100%, угловая частота f — 0.5 Гц, количество измеряемых точек 30, температуру образца поддерживали элементами Пельтье на постоянном уровне 20°C. В ходе проведенных испытаний были получены следующие параметры, характеризующие реологические свойства почв (рис. 1а): G' (Па) — модуль запаса, является мерой энергии деформации, сохраненной образцом в процессе сдвига, (значения модуля запаса G' в начале деформационного сдвига использованы для характеристики

Таблица 2. Физико-химические свойства почв

Горизонт	Глубина, см	pH _{KCl}	C _{обш.} , %	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Fe ₂ O ₃ (о) %	Сумма частиц, %		Горизонт	Глубина, см	pH _{KCl}	C _{обш.} , %	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Fe ₂ O ₃ (о) %	Сумма частиц, %	
							< 0.001 мм	< 0.01 мм								< 0.001 мм	< 0.01 мм
KS-V. Лесотундра																	
Разрез R-4-Н. Светлозем-торфянистый потечно-гумусовый глееватый (Histic Gleyic Stagnosols)																	
T1	0–7	3.3	45.2	10.5	5.4	0.06	–	–	T1	0–5	3.4	45.9	11.7	6.4	–	–	–
T2	7–13	3.4	36.4	1.5	1.0	0.87	–	–	T2	5–20	3.1	44.2	6.7	5.6	–	–	–
ELhi,g	13–17	3.6	2.00	0.1	0.1	0.65	12	26	T3	20–25	3.4	42.4	3.5	2.7	–	–	–
ELhi,g	17–25	3.9	0.24	0.5	0.4	0.40	10	19	ELhi,g	25–29	3.6	1.02	0.4	0.2	0.63	9	22
Berm	25–41	3.9	0.55	0.1	0.1	0.52	8	16	Berm,g	29–40	3.6	0.29	0.9	0.7	0.59	12	23
CRMg	41–70	3.9	0.2	1.7	1.3	0.41	11	22	CRMg	40–65	3.4	0.21	5.4	4.1	0.69	25	38
BCg	70–90	3.9	0.22	1.3	1.1	0.46	9	20	Dg	65–80	3.6	0.27	6.4	4.9	0.92	25	32
KS-IV. Крайнесеверная тайга																	
Разрез R-42. Светлозем-торфянистый потечно-гумусовый глееватый (Histic Gleyic Stagnosols)																	
T1	0–4	3.2	42.7	0.3	0.1	–	–	–	T1	0–3	–	42.6	–	–	–	–	–
T2	4–8	3.4	42.7	0.2	0.1	–	–	–	T2	3–7	–	42.6	–	–	–	–	–
T3	8–18	3.6	41.0	0.1	0.04	–	–	–	T3	7–20	–	36.7	–	–	–	–	–
ELhi,g	18–20	3.9	1.38	0.1	0.02	0.5	14	25	ELhi,g	20–25	3.8	3.2	1.2	0.4	1.37	25	45
ELg,hi	20–30	4.0	0.41	0.1	0.04	0.73	15	26	ELg,hi	25–30	3.8	0.57	0.5	0.3	0.91	14	29
Berm	30–40	4.1	0.28	0.1	0.04	0.71	15	24	Berm	30–40	3.2	0.30	0.5	0.3	0.75	12	26
CRM1	40–50	4.5	0.27	–	–	0.41	16	33	Berm	40–50	3.8	0.29	1.0	0.9	0.96	18	34
CRM2	50–60	4.0	0.24	0.1	0.03	0.43	19	34	CRM1	50–60	3.8	0.23	2.8	1.3	1.07	20	36
BC	60–70	3.9	0.29	0.1	0.03	0.37	20	33	CRM2	60–70	3.8	0.20	4.1	2.2	0.96	20	38
C	70–80	3.9	0.27	0.1	0.03	0.37	22	38	CRM3	70–82	3.9	0.20	6.5	4.0	0.80	25	40
C	80–100	4.2	0.19	0.1	0.02	0.27	8	15	BCg	82–100	4.0	0.20	9.6	6.2	0.51	34	46
KS-III. Северная тайга																	
Разрез R-3-Н. Светлозем-торфянистый потечно-гумусовый глееватый (Histic Gleyic Stagnosols)																	
T1	0–8	2.9	44.4	1.9	1.7	0.04	–	–	O	0–7	2.6	44.9	–	–	–	–	–
T2	8–14	3.1	44.6	0.9	0.5	0.43	–	–	T1	7–14	2.5	45.6	–	–	–	–	–
T3	14–17	3.5	37.7	0.4	0.2	1.68	–	–	T2	14–20	2.8	45.1	–	–	–	–	–
ELhi,g	17–20	3.5	7.8	0.1	0.1	0.17	11	15	T3	20–25	3.1	46.1	–	–	–	–	–
ELg	20–30	4.0	0.47	0.1	0.1	0.46	10	15	ELhi,g	25–28	3.1	7.6	0.6	0.2	0.18	10	22
Berm,g	30–40	4.1	0.31	0.2	0.1	0.33	9	14	ELhi,g	28–30	3.4	3.0	0.5	0.2	0.26	13	21
Berm,g	40–50	4.1	0.24	0.2	0.2	0.38	9	15	Berm,g	30–40	3.7	0.56	0.6	0.2	0.41	8	14

CRM1g	50–60	4.1	0.33	0.4	0.3	0.51	10	18	Всrm,g	40–50	3.8	0.38	0.6	0.2	0.5	7	13
CRM2g	60–80	3.9	<0.15	6.9	1.0	0.29	13	19	Всrm,g	50–60	3.8	0.37	0.6	0.2	0.45	8	15
CRM3g	80–96	3.8	<0.15	4.5	2.6	0.47	21	26	CRM1g	60–70	3.8	0.23	0.8	0.2	0.60	8	14
CRM3g	96–118	3.8	0.16	6.6	3.6	—	23	26	CRM2g	70–90	3.6	<0.15	1.2	0.4	0.38	8	14
CRM3g	118–150	3.9	0.17	7.9	4.5	0.44	20	27	BCg	90–110	3.6	<0.15	1.4	0.4	0.41	8	16
BCg	150–170	4.0	<0.15	8.5	5.1	0.45	21	30	BCg	110–130	3.5	<0.15	2.3	0.8	0.31	12	18
Cg	170–180	4.0	<0.15	8.3	5.0	0.46	21	30									

KS-II. Средняя тайга

Разрез R-8-Н. Торфяно-подзолистая глееватая торфянистая (Histic Albic Retisol)

Разрез R-3-Р. Торфяно-подзолистая глееватая торфяная (Histic Albic Retisol)

T1	0–6	4.0	42.1	21.9	3.7	0.17	—	—	T1	0–7	3.2	44.4	24.7	4.7	—	—	—
T2	6–13	4.1	26.5	3.1	1.2	0.89	—	—	T2	7–20	3.6	37.4	22.2	2.6	—	—	—
ELhi,g	13–19	3.9	0.57	0.3	0.2	0.65	9	18	T3	20–24	3.8	16.2	5.6	1.7	—	—	—
ELg	19–30	4.0	0.19	1.6	0.9	0.49	11	21	ELhi,g	24–32	3.8	11.8	—	—	0.29	20	31
BEG	30–50	4.1	0.18	5.9	2.1	0.37	20	28	ELg	32–43	3.8	5.2	1.4	0.6	0.59	23	38
BT1g	50–70	4.4	0.20	12.4	3.8	0.26	25	33	BEIg	43–56	3.6	0.44	1.8	1.0	0.98	23	35
BT2g	70–90	4.7	0.16	12.1	3.8	0.23	25	34	BT1g	56–64	3.6	0.16	2.3	1.4	0.67	22	28
BCg	90–130	4.9	0.15	11.2	3.6	0.17	23	33	BT2g	64–77	3.6	0.13	5.8	2.3	0.52	22	29
BCg	130–140	5.5	0.20	13.0	3.5	—	23	27	BT3g	77–89	3.7	0.115	7.2	3.1	0.41	19	30
									BCg	89–100	3.8	0.117	8.2	3.6	0.37	22	32
									BCg	100–120	3.9	0.128	8.5	3.7	0.38	21	29
									Cg	120–130	4.0	—	8.4	3.7	0.44	20	31

KS-I. Южная тайга

Разрез L-1. Дерново-подзолистая слабogleеватая (Histic Albic Retisol)

Разрез L-3. Дерново-подзолистая глееватая (Histic Albic Retisol)

O1	0–2	4.5	38.7	6.2	2.91	—	—	—	T1	0–4	4.0	43.2	21.7	4.9	—	—	—
O2	2–4	3.5	21.0	1.4	0.84	—	—	—	T2	4–6	3.7	39.8	6.6	3.27	—	—	—
AYg	4–7	3.5	2.40	0.8	0.49	1.41	14	39	T3	6–12	3.8	22.0	36.9	17.3	—	—	—
ELg	7–14	3.8	0.30	1.2	1.06	0.70	8	27	AYg	12–15	3.5	9.2	1.5	1.21	1.82	—	—
BEL	14–27	3.7	0.26	4.2	2.66	1.01	9	32	ELg	15–23	3.8	0.71	2.5	2.56	0.54	18	37
BTel	27–40	3.7	0.16	10.3	6.3	0.47	12	31	BEL	23–36	3.8	0.25	10.3	6.3	1.00	21	40
BT1	40–60	3.8	0.22	12.3	7.8	0.61	27	43	BT	36–50	3.8	0.26	13.7	7.5	0.39	32	50
BT2	60–75	3.9	0.20	14.1	8.0	0.49	32	47	BT1	50–70	3.9	0.28	13.9	7.4	0.32	39	54
BT2	75–100	3.9	0.21	14.2	8.7	0.48	37	50	BT2	70–88	4.0	0.22	13.3	8	0.3	39	51
BT3	100–120	3.9	0.18	14.8	9.1	0.38	38	51	BT2	88–100	4.1	0.19	14.8	8.6	0.28	35	47
BC	120–135	4.0	—	14.6	8.9	0.33	—	—	BT3	100–114	4.1	0.19	14.6	8.7	0.39	38	53
C	135–140	4.0	—	7.4	1.86	0.38	—	—	BCg	114–135	4.2	0.20	14.1	8.5	0.39	36	51
									BCg	135–145	4.2	0.24	9.7	2.58	0.35	37	54

Примечание. Знак “—” указывает на то, что значение в этих образцах не было определено. * — по Тамму.

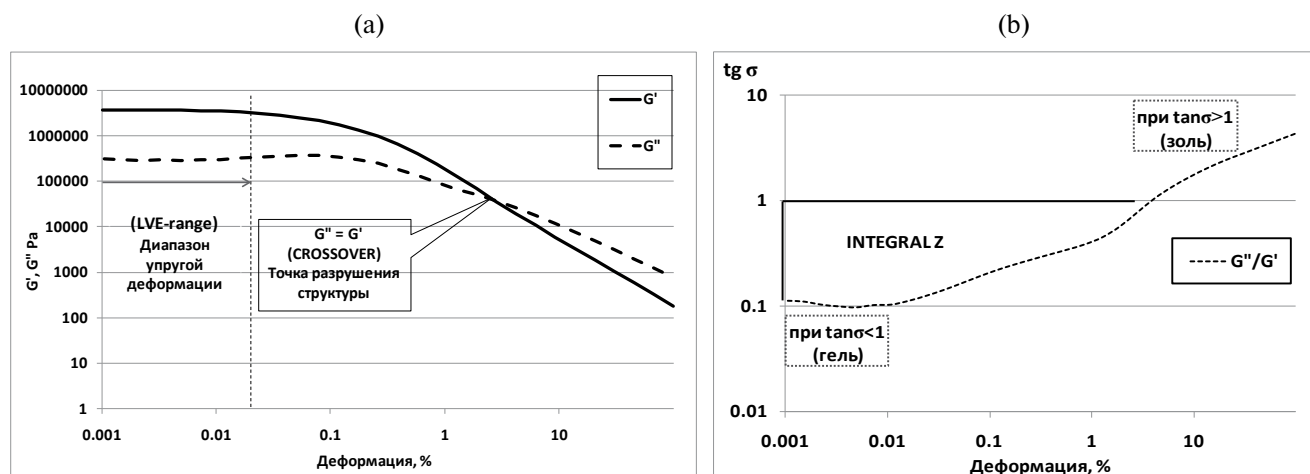


Рис. 1. Кривая зависимости модуля запаса (G') и потерь (G'') от величины деформации (а); кривая зависимости фактора потерь ($\tan \delta$) от величины деформации (б).

жесткости межчастичных почвенных контактов), G'' (Па) — модуль потерь, является мерой энергии деформации, израсходованной во время процесса сдвига и потерянной для образца. Модули G' и G'' являются составной частью комплексного модуля сдвига G^* , модуль G' — представляет упругую составляющую поведения вязкоупругого материала, LVE-range (%) — линейный диапазон вязкоупругого поведения (отражает область с постоянными величинами или с незначительными изменениями модуля запаса G').

Crossover (%) — диапазон пластичной деформации (определяется по точке пересечения модулей запаса и потерь ($G' = G''$), которая фиксирует полное разрушение структурных связей с переходом системы из состояния гель в золь или из твердообразного в текучее). Величина $\tan \delta = G''/G'$ — расчетная величина, необходимая для определения отношения вязкой и упругой частей вязкоупругого деформационного поведения. Величина Integral Z — интегральная зона фактора потерь, которая отражает величину межчастичного взаимодействия (рис. 1б).

Статистическую обработку данных проводили в программном пакете IBM SPSS Statistic.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Морфологическое строение и физико-химические свойства почв. Для выявления влияния биоклиматических факторов на реологические свойства полугидроморфных таежных почв подобраны объекты, сформированные на близких по составу почвообразующих породах. Почвы южной (KS-I) и средней (KS-II) тайги развиты на пылеватых средних суглинках, почвы северной (KS-III), крайне

северной тайги (KS-IV) и лесотундры (KS-V) — на пылеватых легких суглинках и пылеватых супесях.

Морфологическое строение почв (Haplic Albic Retisol) южной (KS-I) и средней тайги (KS-II) характеризуется наличием тяжелого текстурного горизонта ВТ в средней части профиля, с хорошо выраженной призматической структурой, глинистыми кутанами и белесыми скелетами — текстурно-дифференцированные почвы. Общая мощность текстурных горизонтов достигает 90–100 см. Отличительным морфологическим признаком рассмотренных текстурно-дифференцированных почв, формирующихся в условиях периодического поверхностного переувлажнения, является, кроме текстурного горизонта, наличие в верхней части профиля серогумусового горизонта AYg (L-1, L-3) и элювиального потечно-гумусового горизонта ELhi,g (P-8-H, P-3-П), характеризующихся высоким содержанием гумуса и слабо разложившихся растительных остатков, а также признаками оглеения.

В профиле криометаморфических почв Histic Gleyic Stagnosols, формирующихся в полугидроморфных условиях в подзонах северной (KS-I), крайне северной (KS-IV) тайги и лесотундры (KS-V), имеются как морфологические признаки, сближающие их с почвами южной и средней тайги, так и некоторые отличительные признаки. К близким признакам следует отнести формирование под лесной торфянистой подстилкой элювиальных горизонтов (ELhi,g) с высоким содержанием гумуса иллювиальной природы (потечный гумус) и слабо разложившихся растительных остатков. Отличительной особенностью морфологического строения светлосемов (Histic Gleyic Stagnosols) является развитие в средней части профиля почв специфичной угловато-крупитчатой структуры (криометаморфическое оструктурирование — горизонт CRM)

при отсутствии или слабой выраженности текстурного горизонта (ВТ). Появление криометаморфических горизонтов в профиле светлосезмов обусловлено усилением процессов промерзания почв к северу. Роль криогенного фактора в формировании такого типа CRM структуры отмечена в работах многих авторов [5, 8, 10]. Наиболее предрасположены по своим свойствам к мерзлотному оструктурированию почвообразующие породы легкосуглинистого гранулометрического состава. Присутствие в них фракции крупной пыли способствует более активному дроблению твердой фазы почвы при промораживании благодаря созданию системы достаточно крупных пор [4]. Именно в них в первую очередь начинает замерзать вода при температурах, близких к нулевым (чем тоньше поры, тем ниже температура заморозки воды). Общая мощность горизонтов с криометаморфическим оструктурированием (горизонт CRM) в исследуемых светлосезмах достигает 120 см. В настоящее время в связи с глобальными климатическими изменениями [26], криометаморфические горизонты, не подверженные процессам длительного промерзания, являются своего рода реликтовыми образованиями, оставшимися от прошлых климатических периодов, характеризующихся более холодными температурными условиями [13].

Все рассмотренные почвы характеризуются повышенной кислотностью, с минимальными значениями величины рН KCl-вытяжки в верхних подстильно-торфяных (рН 2.48–3.60) горизонтах, что может быть связано с высоким содержанием здесь ненасыщенных низкомолекулярных органических кислот [19]. Почвы южной и средней тайги (Haplic Albic Retisol) характеризуются более четкой дифференциацией профиля по содержанию частиц илистой фракции и содержанию обменных оснований. В почвах северной части региона (Histic Gleyic Stagnosols) содержание обменных оснований низкое по всему профилю. Это может быть следствием специфики минералогического и химического составов почвообразующих пород. К северу вследствие более суровых климатических условий усиливается фульватный характер почвенного органического вещества, и возрастает потечность гумусовых соединений [1, 6]. Значительная часть высоко- и низкомолекулярных органических кислот, поступающих из подстилки, осаждается ниже по профилю в форме алюмо- и железо-гумусовых соединений, фиксируемых по высокому содержанию оксалатнорастворимых соединений железа по Тамму.

Реологические свойства почв. Данные реологических исследований представлены в табл. 3. Буквенные обозначения (а–е) отражают значимые ($p < 0.05$) различия между горизонтами почв на основе Post-hoc анализа по критерию Тьюки. Установлено, что в текстурно-дифференцированных

почвах (дерново-подзолистые слабogleеватые и gleеватые) южной тайги (ключевой участок KS-I) наиболее жесткие межчастичные контакты (G' до 1.10 МПа) формируются в верхней части профиля почв (горизонты AYg, ELg, BELg), в области накопления гумуса, низкомолекулярных органических веществ и органо-минеральных альфегумусовых соединений. Это согласуется с данными работ [29, 33], отмечавших появление значительной жесткости в межчастичных взаимодействиях при накоплении в почвах дитионито-растворимых форм железа. Существенный вклад в повышение жесткости межчастичных контактов в рассмотренных дерново-подзолистых слабogleеватых и gleеватых почвах может вносить сезонное промерзание. По данным температурных наблюдений, почвы на участке KS-I находятся в мерзлом состоянии до глубины 30 см в течение 100–128 сут [7]. Промораживание почв способствует уплотнению частиц и формированию более прочных конденсационных типов межчастичных контактов. Альфегумусовое иллювиирование, а также процессы промерзания способствуют созданию жестких, но более хрупких межчастичных связей, которые резко разрушаются при превышении механической нагрузки и долго восстанавливаются после снятия нагрузки. На это указывает узкий линейный диапазон вязкоупругого поведения в горизонтах AYg, ELg, BELg, фиксируемый по параллельному ходу кривой G' в области линейной вязкоупругости LVE-range. Исключением является гумусово-аккумулятивный (AYg) горизонт почвы L-3, в котором, несмотря на высокое содержание альфегумусовых соединений (железо по Тамму до 1.82%), отмечаются низкие значения жесткости контактов (G' 0.404 МПа) и высокие величины упругой (LVE-range $7.3 \times 10^{-3}\%$) и пластичной (Crossover 6.21%) деформации. Такой результат обусловлен повышенным содержанием слаборастворившихся органических остатков – количество общего углерода в горизонте AYg достигает 9.2%. Сцепленные органические компоненты действуют подобно пружине, увеличивая упругое сопротивление почвы. При этом значительно снижается общая жесткость межчастичных контактов (G'). Повышенные значения пластичности в элювиальных горизонтах ELg обеих почв до 5.18 (L-2) и 6.19% (L-1) обусловлены слабой агрегированностью данных горизонтов. Дезагрегированные горизонты имеют более высокое количество межчастичных контактов, что отражается на реологических показателях в виде высоких значений диапазона пластичности (Crossover). Высокая жесткость контактов (G') постепенно ослабляется вниз по профилю до 0.44 МПа. Величины пластичности (Crossover) при этом выходят на средние по профилю значения – 3.48%, в то время как значения упругой деформации (LVE-range), наоборот, увеличиваются до $7.26 \times 10^{-3}\%$ в горизонтах ВТ и

Таблица 3. Реологические свойства почв

Горизонт	Глубина, см	Линейный диапазон вязкоупругой деформации LVE-range, $x \times 10^{-3} \%$	Модуль запаса G', МПа	Предел пластичности Crossover, %	Integral Z	Горизонт	Глубина, см	Линейный диапазон вязкоупругой деформации LVE-range, $x \times 10^{-3} \%$	Модуль запаса G', МПа	Предел пластичности Crossover, %	Integral Z
KS-V. Лесотундра											
Разрез R-4-Н. Светлозем торфянистый потечно-гумусовый глееватый (Histic Gleyic Stagnosols)						Разрез R-4-2. Светлозем торфяный потечно-гумусовый глееватый (Histic Gleyic Stagnosols)					
ELhi,g	13–17	3.28 ± 0.40 ^a	1.08 ± 0.14 ^a	1.95 ± 0.23 ^a	1.10 ± 0.14 ^a	ELhi,g	25–29	1.5 ± 0.20 ^a	1.23 ± 0.16 ^a	3.06 ± 0.36 ^a	2.24 ± 0.29 ^a
ELhi,g	17–25	1.50 ± 0.20 ^b	1.26 ± 0.16 ^a	6.04 ± 0.71 ^b	4.50 ± 0.59 ^b	Berm,g	29–40	2.2 ± 0.30 ^a	1.26 ± 0.20 ^a	6.35 ± 0.74 ^b	4.44 ± 0.58 ^b
Berm,g	25–41	2.21 ± 0.29 ^b	1.38 ± 0.18 ^a	1.35 ± 0.16 ^a	1.02 ± 0.13 ^a	CRMg	40–65	3.3 ± 0.40 ^b	1.55 ± 0.20 ^a	1.85 ± 0.22 ^c	1.13 ± 0.15 ^a
CRMg	41–70	2.20 ± 0.29 ^b	2.10 ± 0.27 ^b	1.16 ± 0.14 ^a	0.93 ± 0.12 ^a	Dg	65–80	1.5 ± 0.20 ^a	1.71 ± 0.22 ^a	1.72 ± 0.20 ^c	1.09 ± 0.14 ^a
BCg	70–90	2.20 ± 0.29 ^b	2.16 ± 0.28 ^b	1.11 ± 0.13 ^a	0.73 ± 0.09 ^a	KS-IV. Крайнесеверная тайга					
Разрез R-42. Светлозем торфянистый потечно-гумусовый глееватый (Histic Gleyic Stagnosols)						Разрез R-71. Светлозем торфяный потечно-гумусовый глееватый (Histic Gleyic Stagnosols)					
ELhi,g	18–20	2.21 ± 0.29 ^a	1.09 ± 0.14 ^{ab}	1.58 ± 0.18 ^{ab}	0.92 ± 0.12 ^{ab}	ELhi,g	20–25	3.28 ± 0.43 ^a	1.58 ± 0.20 ^a	0.76 ± 0.09 ^a	0.45 ± 0.06 ^a
ELg,hi	20–30	3.27 ± 0.43 ^a	1.59 ± 0.20 ^c	2.40 ± 0.28 ^c	1.63 ± 0.21 ^c	ELg,hi	25–30	2.20 ± 0.29 ^b	1.33 ± 0.17 ^{ab}	1.64 ± 0.19 ^a	1.02 ± 0.13 ^a
Berm	30–40	2.20 ± 0.29 ^a	1.38 ± 0.18 ^{bc}	1.95 ± 0.23 ^{ac}	1.45 ± 0.19 ^{cd}	Berm	30–40	3.28 ± 0.43 ^a	1.19 ± 0.15 ^{ac}	8.55 ± 1.00 ^b	6.72 ± 0.87 ^b
CRM	50–60	2.21 ± 0.29 ^a	1.22 ± 0.16 ^{bc}	1.49 ± 0.17 ^{ab}	1.14 ± 0.15 ^{ad}	Berm	40–50	1.49 ± 0.20 ^b	1.02 ± 0.13 ^{bc}	1.12 ± 0.13 ^a	0.72 ± 0.09 ^a
BC	60–70	3.28 ± 0.43 ^b	0.96 ± 0.12 ^b	1.23 ± 0.14 ^b	0.78 ± 0.10 ^{ab}	CRM1	50–60	1.49 ± 0.20 ^b	1.35 ± 0.17 ^{ab}	1.62 ± 0.19 ^a	1.05 ± 0.14 ^a
C	70–80	2.20 ± 0.29 ^a	1.50 ± 0.19 ^{ac}	1.41 ± 0.16 ^b	0.99 ± 0.13 ^{ab}	CRM2	60–70	2.21 ± 0.29 ^b	1.28 ± 0.16 ^{ac}	1.26 ± 0.15 ^a	0.80 ± 0.10 ^a
C	80–100	3.28 ± 0.43 ^b	1.18 ± 0.15 ^{bc}	1.23 ± 0.14 ^b	0.70 ± 0.09 ^b	CRM3	70–82	3.28 ± 0.43 ^a	1.14 ± 0.15 ^{ac}	1.33 ± 0.16 ^a	0.76 ± 0.10 ^a
						BCg	82–100	3.28 ± 0.43 ^a	0.84 ± 0.11 ^c	1.74 ± 0.20 ^a	1.02 ± 0.13 ^a
KS-III. Северная тайга											
Разрез R-3-Н. Светлозем торфянистый потечно-гумусовый глееватый (Histic Gleyic Stagnosols)						Разрез R-2. Светлозем торфяный потечно-гумусовый глееватый (Histic Gleyic Stagnosols)					
ELhi,g	17–20	4.88 ± 0.60 ^a	0.77 ± 0.99 ^{ab}	3.37 ± 0.39 ^a	1.78 ± 0.23 ^{ab}	ELhi,g	25–28	3.28 ± 0.40 ^a	0.62 ± 0.08 ^a	2.24 ± 0.26 ^a	1.27 ± 0.17 ^a
ELg	20–30	2.21 ± 0.30 ^{bc}	1.10 ± 0.14 ^{ab}	1.28 ± 0.15 ^{bc}	0.89 ± 0.12 ^{cd}	ELhi,g	28–30	2.21 ± 0.30 ^b	1.14 ± 0.15 ^b	1.16 ± 0.14 ^{ab}	0.27 ± 0.04 ^b
Berm,g	30–40	3.27 ± 0.40 ^c	1.58 ± 0.20 ^{ab}	1.14 ± 0.13 ^{bc}	0.66 ± 0.09 ^{cd}	Berm,g	30–40	1.50 ± 0.20 ^b	1.86 ± 0.24 ^c	0.58 ± 0.07 ^b	0.36 ± 0.05 ^b
Berm,g	40–50	1.50 ± 0.20 ^b	1.79 ± 0.23 ^{ac}	1.98 ± 0.23 ^c	1.85 ± 0.24 ^a	Berm,g	40–50	2.20 ± 0.30 ^b	1.33 ± 0.17 ^b	1.18 ± 0.14 ^{ab}	0.77 ± 0.10 ^{ab}

		KS-II. Средняя тайга										
		Разрез R-8-Н. Торфяно-подзолисто-глеяватая торфянистая (Histic Albic Retisol)					Разрез R-3-Р. Торфяно-подзолисто-глеяватая торфяная (Histic Albic Retisol)					
		50–60	2.22 ± 0.30 ^{bc}	2.76 ± 0.35 ^c	0.54 ± 0.06 ^b	0.34 ± 0.04 ^c	Vсrm,g	50–60	2.20 ± 0.30 ^b	1.87 ± 0.24 ^c	3.81 ± 0.44 ^c	2.85 ± 0.37 ^c
CRM1g		60–80	2.22 ± 0.30 ^{bc}	1.23 ± 0.16 ^{ab}	6.59 ± 0.77 ^d	4.84 ± 0.63 ^c	CRM1g	60–70	2.20 ± 0.30 ^b	1.47 ± 0.19 ^{bc}	4.11 ± 0.48 ^{cd}	2.98 ± 0.39 ^c
CRM2g		80–96	3.27 ± 0.40 ^c	1.73 ± 0.22 ^{bc}	1.24 ± 0.14 ^{bc}	0.76 ± 0.10 ^{cd}	CRM2g	70–90	3.28 ± 0.40 ^a	1.12 ± 0.14 ^{ab}	2.22 ± 0.26 ^a	1.36 ± 0.18 ^a
CRM3g		96–118	3.25 ± 0.40 ^c	1.09 ± 0.14 ^{ab}	1.41 ± 0.16 ^{bc}	0.86 ± 0.11 ^{cd}	BCg	90–110	1.48 ± 0.20 ^b	1.23 ± 0.16 ^b	6.11 ± 0.71 ^e	4.48 ± 0.58 ^d
CRM3g		118–150	3.28 ± 0.40 ^c	0.95 ± 0.12 ^{ab}	1.72 ± 0.20 ^c	1.15 ± 0.15 ^{bd}	BCg	110–130	1.48 ± 0.20 ^b	1.35 ± 0.17 ^b	5.26 ± 0.61 ^{de}	3.35 ± 0.44 ^c
BCg		150–170	3.28 ± 0.40 ^c	0.83 ± 0.10 ^{ab}	1.39 ± 0.16 ^{bc}	0.90 ± 0.12 ^{cd}						
Cg		170–180	4.88 ± 0.60 ^a	0.70 ± 0.09 ^b	1.72 ± 0.20 ^c	1.10 ± 0.14 ^{bd}						
KS-I. Южная тайга												
		Разрез L-1. Дерново-подзолистая слабоглеяватая (Histic Albic Retisol)					Разрез L-3. Дерново-подзолистая глееватая (Histic Albic Retisol)					
		4-7	3.28 ± 0.43 ^a	0.99 ± 0.13 ^a	1.88 ± 0.22 ^a	1.13 ± 0.15 ^a	AYg	12-15	7.28 ± 0.96 ^a	0.40 ± 0.05 ^a	6.21 ± 0.73 ^a	3.06 ± 0.40 ^{ab}
AYg		7-14	3.28 ± 0.43 ^a	1.00 ± 0.13 ^a	6.19 ± 0.72 ^b	4.85 ± 0.63 ^b	ELg	15–23	3.27 ± 0.43 ^b	1.12 ± 0.14 ^b	6.20 ± 0.72 ^a	4.20 ± 0.55 ^c
ELg		14-27	3.26 ± 0.43 ^a	1.06 ± 0.14 ^a	6.19 ± 0.72 ^b	4.67 ± 0.61 ^b	BELg	23–36	3.28 ± 0.43 ^b	0.96 ± 0.12 ^{bc}	5.18 ± 0.61 ^{ab}	3.19 ± 0.41 ^b
BEL		27-40	4.88 ± 0.64 ^a	0.65 ± 0.08 ^{bc}	4.16 ± 0.49 ^c	2.80 ± 0.36 ^c	BT1	36–50	4.88 ± 0.64 ^b	0.78 ± 0.10 ^{cd}	4.16 ± 0.49 ^{bc}	2.94 ± 0.38 ^{ab}
BTel		40-60	3.27 ± 0.43 ^a	0.82 ± 0.10 ^{ab}	3.48 ± 0.41 ^c	1.95 ± 0.25 ^{ac}	BT1	50–70	4.88 ± 0.64 ^b	0.62 ± 0.08 ^{ad}	4.16 ± 0.49 ^{bc}	2.43 ± 0.32 ^{bd}
BT1		60-75	4.88 ± 0.64 ^a	0.63 ± 0.08 ^{bc}	3.48 ± 0.41 ^c	2.05 ± 0.27 ^{ac}	BT2	70–88	4.88 ± 0.64 ^b	0.59 ± 0.07 ^{ad}	3.48 ± 0.41 ^c	2.21 ± 0.29 ^{bd}
BT2		75-100	4.88 ± 0.64 ^a	0.54 ± 0.07 ^{bc}	3.48 ± 0.41 ^c	2.09 ± 0.27 ^{ac}	BT2	88–100	4.88 ± 0.64 ^b	0.56 ± 0.07 ^{ad}	3.48 ± 0.41 ^c	2.09 ± 0.27 ^{ad}
BT2		100-120	7.26 ± 0.95 ^b	0.44 ± 0.05 ^c	3.48 ± 0.41 ^c	1.97 ± 0.26 ^{ac}	BCg	100–114	7.26 ± 0.95 ^a	0.46 ± 0.06 ^a	3.48 ± 0.41 ^c	1.92 ± 0.25 ^d
							BCg	114–135	4.88 ± 0.64 ^b	0.55 ± 0.07 ^{ad}	2.80 ± 0.33 ^c	1.65 ± 0.21 ^d
							BCg	135-145	7.26 ± 0.95 ^a	0.52 ± 0.07 ^a	2.80 ± 0.33 ^c	1.59 ± 0.21 ^d

Примечание. Приведены среднее значения ± стандартное отклонение. Компактные буквенные обозначения (^{a–e}) отражают значимые ($p < 0.05$) различия между горизонтами почв на основе Post-hoc анализа по критерию Тьюки. Объем выборки для статистического анализа $n = 77$.

BCg. Такое изменение реологических свойств обусловлено постепенным ослаблением с глубиной педогенных процессов и проявлением в большей степени реологических свойств, связанных (опосредованно) с гранулометрическим и минералогическим составом почвообразующей породы. Текстурированный горизонт ВТ и материнская порода BCg отличаются более тяжелым гранулометрическим составом, высокой степенью насыщенности основаниями, способствующими повышенному накоплению влаги. Последняя увеличивает расстояние между почвенными частицами, ослабляя тем самым жесткость межчастичного взаимодействия [15, 40]. Таким образом, в профиле полугидроморфных почв южной тайги наиболее высокими показателями структурного взаимодействия (Integral Z) характеризуются иллювиальные текстурные горизонты ВТ за счет повышенной упругости и пластичности межчастичных контактов. В верхней части профиля почв структурная устойчивость почв к механическим нагрузкам ограничивается хрупкостью формирующихся контактов и слабыми внутриагрегатными связями.

В условиях средней тайги (ключевой участок KS-II) наиболее жесткие межчастичные взаимодействия ($G' 1.71$ МПа) формируются в верхней части профиля полугидроморфных почв — в горизонтах ELhi,g и ELg (табл. 3). Аналогично почвам южной тайги повышенная жесткость почвенных контактов обусловлена здесь накоплением альфегумусовых соединений, а также процессами промерзания, которые способствуют формированию прочных конденсационных взаимодействий с низкими значениями упругого деформирования и пластичности. По данным наблюдений за динамикой температуры [11], промерзание почв на данном участке достигает 24 см. Исключением является верхний горизонт ELhi,g (24–32 см) профиля торфяно-подзолисто-глеватой почвы (R-3-P), где при низких величинах жесткости ($G' 0.50$ МПа) отмечаются повышенные значения упругой деформации (LVE-range $7.3 \times 10^{-3}\%$) и пластичности (Crossover 4.16%). Как отмечалось ранее, это обусловлено повышенным накоплением в данном горизонте слабо разложившихся органических веществ ($C_{\text{общ}}$ до 11.8%). Наиболее жесткие контакты в профиле этой почвы (R-3-P) формируются в горизонте BELg (43–56 см), который характеризуется высоким содержанием оксалатнорастворимых форм железа (Fe_2O_3 по Тамму до 0.98%). Аналогично почвам южной тайги вниз по профилю рассмотренных почв участка KS-2 отмечается ослабление жесткости межчастичных контактов ($G' 0.59$ МПа) при возрастании линейного диапазона вязкоупругой деформации (LVE-range $4.88 \times 10^{-3}\%$). Последнее связано с постепенным утяжелением гранулометрического состава породы. Как можно заметить, профиль полугидроморфной почвы R-3-P

отличается более высокими показателями пластичности (Crossover до -2.34 – 5.18%) и, соответственно, структурного взаимодействия (Integral Z 1.39–3.28). В почве R-8-H значения Crossover находятся в пределах 1.15–2.05%, значения Integral Z 0.67–1.16. Повышенный показатель пластичности и структурного взаимодействия Integral Z в профиле R-3-P, вероятно, обусловлен более слабыми внутриагрегатными связями вследствие более длительного переувлажнения. Переувлажнение, сопровождаемое активизацией процессов оглеения, приводит к значительной деградации почвенных агрегатов. При механическом воздействии агрегаты легко разрушаются до более мелких частиц с возрастанием площади межчастичных контактов (аналогично ELg горизонтам южной тайги KS-I), что при механических испытаниях проявляется в виде увеличения диапазона пластичности и, соответственно, величины структурного взаимодействия Integral Z. Таким образом, с точки зрения почвоведения в данном случае высокие показатели Crossover и Integral Z отражают не повышение, а снижение качества и устойчивости структуры почв.

В реологическом поведении переувлажненных криометаморфических почв — светлосемов торфяных и торфянистых потечно-гумусовых глееватых (Histic Gleyic Stagnosols) северной тайги (участок KS-III), в отличие от аналогичных по характеру увлажнения почв южной и средней тайги (Haplic Albic Retisol), более значимую роль начинают играть глее-альфегумусовые процессы миграции и накопления органических веществ иллювиальной природы в комплексе с органо-минеральными соединениями железа и алюминия, а также более интенсивные процессы промерзания почв. В профиле разреза R-3-H максимально высокие значения жесткости межчастичных контактов (G' до 2.76 МПа) приурочены к горизонту CRMlg (50–60 см), отличающемуся наиболее высоким содержанием альфегумусовых комплексов (Fe_2O_3 по Тамму до 0.51%). Во второй исследованной на этом участке почве (разрез R-2) аналогичное повышение жесткости наблюдали в горизонте Bcsm,g (30–60 см), что также сопряжено с активным накоплением здесь альфегумусовых соединений (Fe_2O_3 по Тамму до 0.50%). Отчасти, увеличение жесткости в средней части профилей почв R-3-H и R-2 (глубина 50–60 см) может быть связано с воздействием криогенного фактора. Подтверждением этому являются низкие значения линейного диапазона вязкоупругого поведения (LVE-range $2.22 \times 10^{-3}\%$) и пластичности (Crossover 0.54%), что свидетельствует о повышенной хрупкости этих контактов. По данным температурных наблюдений [17], промерзание почв на участке KS-III достигает глубины 20–30 см в течение 2.5 мес. с формированием “нулевой завесы” (продолжительный период с температурами около нуля в пределах $0 \pm 0.1^\circ\text{C}$) до

глубины 30–40 см. В верхних элювиальных потечно-гумусовых горизонтах ELhi,g низкая жесткость контактов (G' 0.77 МПа) при высоких показателях линейного диапазона вязкоупругого поведения (LVE-range — 3.28×10^{-3} – $4.88 \times 10^{-3}\%$) и пластичности (Crossover 3.36%) обеспечивается присутствием значительного количества слабоборазложившихся органических остатков ($C_{\text{общ}}$ 7.6–7.8%). Вниз по профилю исследованных почв (R-3-Н и R-2) жесткость контактов постепенно снижается, достигая наименьших значений в материнской породе Cg (G' 0.70 МПа). Горизонт CRM2g (60–80 см) в профиле R-3-Н характеризуется резким увеличением значений пластичности (Crossover — 6.59%), что отражается и на высоких показателях структурного взаимодействия (Integral Z 4.84). В профиле R-2 аналогичное увеличение этих параметров (Crossover 6.10%, Integral Z 4.48) происходит в горизонте BCg (90–110 см). Однако, как указано ранее, повышенная пластичность этих горизонтов может быть обусловлена интенсивным распадом микроагрегатов вследствие активного разрушения и выноса пленок аморфного железа в результате усиления процессов оглеения при переувлажнении.

В полугидроморфных почвах (разрезы R-42 и R-71), формирующихся в подзоне крайне северной тайги (участок KS-IV), высокие показатели жесткости контактов характерны для всего профиля с наиболее высокими значениями в верхней и средней части профиля. В почве, вскрытой разрезом R-42, максимальные значения жесткости контактов (G' до 1.58 МПа) отмечены в горизонтах ELhi,g (20–30 см) и Bcgm (30–40 см), характеризующихся высоким накоплением оксиднорастворимых форм железа (Fe_2O_3 по Тамму до 0.73%). В профиле почвы R-71 аналогичное увеличение жесткости наблюдали в горизонтах ELhi,g (20–30 см) и CRM1 (50–60 см). Показатели линейного диапазона вязкоупругого поведения (LVE-range) и пластичности (Crossover) в почвах R-42 и R-71 не превышают соответственно 3.28×10^{-3} и 2.40%, что позволяет говорить о преобладании по всему профилю упруго-хрупких межчастичных взаимодействий. Наиболее высокие значения пластичности (Crossover — 8.55%) зафиксированы в горизонте BELg (30–40 см) профиля почвы R-71, что, вероятно, связано с интенсивным распадом почвенных микроагрегатов со слабыми внутриагрегатными связями. Этому может способствовать низкое содержание в данном горизонте илестой фракции — до 12%.

В полугидроморфных почвах, формирующихся в лесотундровой зоне (KS-V) — переходной зоне от тайги к тундре, профильное распределение величин жесткости (G') контактов идет от минимальных значений в верхней части профиля до максимальных в нижней части. Так же, как в полугидроморфных условиях северной и крайне северной

тайги, низкая жесткость верхних элювиальных горизонтов ELhi,g в профиле исследованных почв R-4-Н и R-4-2 обусловлена аккумуляцией органического вещества иллювиальной природы и слабоборазложившихся растительных остатков ($C_{\text{общ}}$ до 2%). Накопление органо-минеральных соединений железа в нижней части профилей почв R-4-Н и R-4-2, в сочетании с более глубоким проникновением отрицательных температур в условиях лесотундры, способствует формированию в горизонтах CRMg, BCg и Dg почвенных контактов с более высокими значениями жесткости (G') — до 2.16 МПа. При этом зафиксированные практически почти по всему профилю рассмотренных почв крайне низкие значения предела пластичности (Crossover 1.11–1.95%) и линейного диапазона вязкоупругого поведения (LVE-range 1.5×10^{-3} – $2.2 \times 10^{-3}\%$) свидетельствуют о значительной хрупкости и слабой устойчивости к механическим нагрузкам формирующихся здесь почвенных контактов. Исключением являются элювиальный горизонт ELhi,g (17–20 см) в профиле почвы R-4-Н и криометаморфический горизонт Bcgm,g (29–40 см) в профиле почвы R-4-2, для которых отмечены повышенные значения пластичности (Crossover соответственно до 6.0 и 6.4%) и, как следствие, высокие показатели структурного взаимодействия (Integral Z 4.4–4.5). Как показано ранее, высокие значения Integral Z в данных условиях являются не свидетельством повышенной устойчивости микроструктуры, а результатом активного распада микроагрегатов со слабыми межчастичными связями. Процессы разрушения микроагрегатов обусловлены низким содержанием в данных горизонтах илестых частиц и обменных оснований, а также глеевой мобилизацией и выносом альфегумусовых пленок с поверхности микроагрегатов. Низкая прочность почвенных контактов в сочетании со слабой упругостью обуславливает быстрый переход горизонтов ELhi,g и Bcgm,g при механическом воздействии из твердобразного в текучее состояние. Подтверждением этому являются и полевые морфологические описания — в переувлажненном состоянии горизонты ELhi,g и Bcgm,g полугидроморфных почв лесотундры (R-4-Н и R-4-2) имеют студнеобразное состояние, при постукиваниях лопатой проявляют тиксотропность и текучесть.

Таким образом, проведенные исследования на примере широкого ряда полугидроморфных почв от южной тайги до лесотундры позволили выявить некоторые особенности реологического поведения почв, связанные со спецификой их водного режима (периодическое поверхностное переувлажнение), физико-химическими свойствами и температурными условиями. В разных подзонах тайги эти особенности имеют сходный характер. Наиболее жесткие межчастичные взаимодействия формируются в горизонтах с повышенным

накоплением иллювиальных органических веществ фульватной природы и органо-минеральных альфегумусовых соединений. В полугидроморфных почвах жесткость микроструктурных взаимодействий снижена в горизонтах с повышенным накоплением слаборазложившихся органических остатков. В то же время в условиях переувлажнения отдельные горизонты почв проявляют повышенные показатели пластичности (Crossover) и величины структурного взаимодействия (Integral Z). Однако это увеличение не отражает высокую структурную устойчивость полугидроморфных почв, а является, вероятно, результатом деградации почвенных микроагрегатов и более интенсивным их распадом при механическом воздействии. Этот вопрос требует дальнейших исследований.

Особенности реологических свойств почв разных подзон тайги. Анализ реологических данных выявил некоторые особенности в реологическом поведении исследуемых почв в ряду от южной тайги до лесотундры. Оценка реологического поведения в ряду рассмотренных полугидроморфных почв показала заметное снижение устойчивости почвенной микроструктуры при продвижении от южной до крайне северной тайги и лесотундры с формированием жестких, но более хрупких межчастичных

взаимодействий. Как видно из рис. 2 и 3, наиболее четко эта тенденция прослеживается в минеральной части, в текстурно-дифференцированных и криометаморфических (BT-CRM) горизонтах почв. Средние значения модуля запаса G' (рис. 2b) увеличиваются от 0.61–0.64 (южная тайга) до 1.55–2.10 МПа (лесотундра). Параллельно отмечается снижение значений линейного диапазона вязкоупругого поведения (LVE-range) до величин менее $2.20 \times 10^{-3}\%$ и пластичности (Crossover) – менее 1.16% (рис. 2a, 2c), что свидетельствует о повышенной хрупкости формирующихся к северу таежной зоны межчастичных почвенных взаимодействий. Наиболее высокие средние по профилю значения показателей структурного взаимодействия (Integral Z) отмечены для почв южной тайги – до 2.01–2.42, к северу данный показатель имеет тенденцию к снижению с наименьшим значением (0.87) в почве крайне северной тайги R-42. Усиление жесткости почвенных контактов к северу обусловлено активным поступлением в профиль почв подвижных органических веществ, в том числе комплексных альфегумусовых соединений, а также усилением процессов промерзания. К северу возрастает фульватный характер гумуса, усиливается его потечность, что в совокупности с более

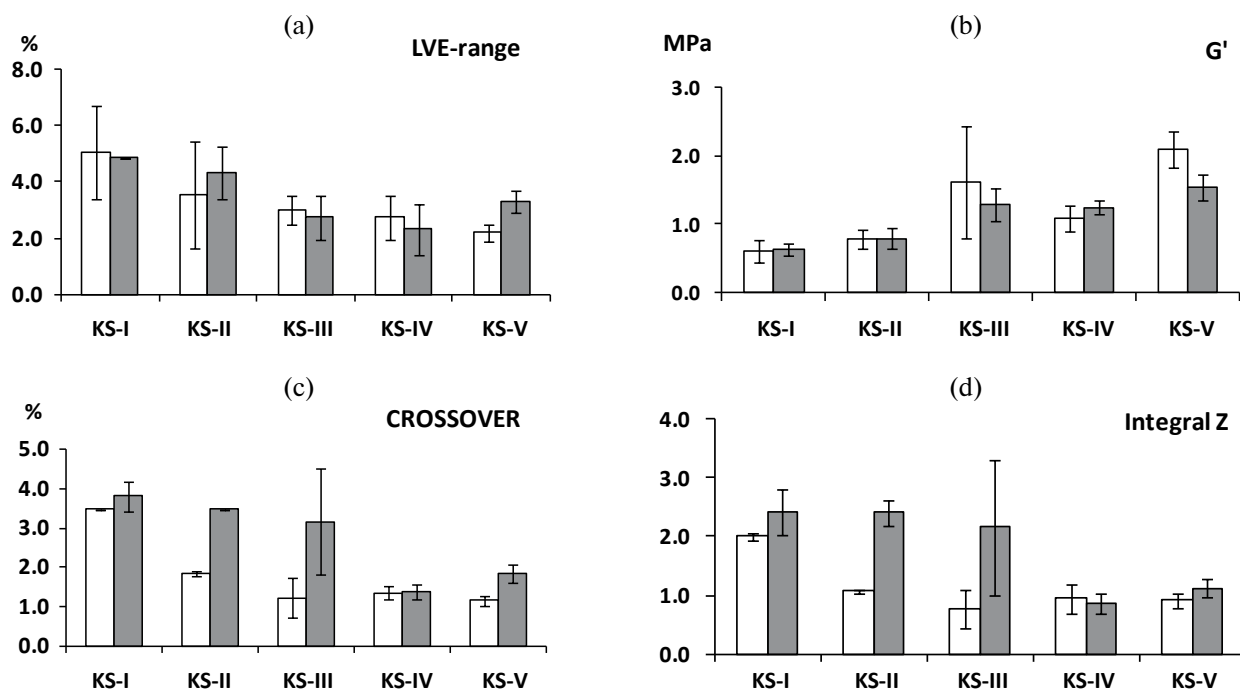


Рис. 2. Распределение реологических параметров (a – LVE-range, %, b – G' , МПа, c – Crossover, %, d – Integral Z) в текстурно-дифференцированных и криометаморфических горизонтах почв ключевых участков разных подзон: KS-I – южная тайга (горизонт BT), KS-II – средняя тайга (горизонт BT), KS-III – северная тайга (горизонт CRM), KS-IV – крайне северная тайга (горизонт CRM), KS-V – лесотундра (горизонт CRM).

□ – соответственно почвы L-1, R-8-H, R-3-H, R-42, R-4-H.

■ – соответственно почвы L-3, R-3-P, R-2, R-71, R-4-2.

“усы” – стандартное отклонение.

легким гранулометрическим составом почвообразующих пород способствует увеличению в профиле почв мощности слоя с более высокими показателями жесткости почвенных контактов. В серогумусовых (AYg) и потечно-гумусовых (ELhi,g) горизонтах изменение реологических параметров (рис. 3) в большей мере зависит от содержания органического вещества. В ряду почв L-3, R-3-P, R-2, R-71, R-4-2 средние значения модуля запаса G' (рис. 3b) увеличиваются от 0.40–0.99 (южная тайга) до 1.08–1.23 МПа (лесотундра). Значения линейного диапазона вязкоупругого поведения (LVE-range) снижаются до величин менее $1.50 \times 10^{-3}\%$ (лесотундра), величины пластичности (Crossover) и Integral Z — менее 0.76% и 0.45 (крайне северная тайга) (рис. 3a, 3c, 3d). В ряду почв L-1, R-8-H, R-3-H, R-42, R-4-H значения модуля запаса G' меняются в пределах 0.77–1.71 МПа, значения линейного диапазона вязкоупругого поведения (LVE-range) — от 2.20×10^{-3} до $4.88 \times 10^{-3}\%$.

В почвах южной (разрез L-1, L-3) и средней (R-8-H, R-3-P) тайги жесткие межчастичные контакты со значениями G' более 1.0 МПа приурочены только к верхней и средней части профиля (до глубины 53–56 см), в почве северной (R-3-H, R-2), крайне северной тайги (R-42, R-71) и лесотундры

(R-4-H, R-4-2) относительно повышенной прочностью межчастичных взаимодействий отличается весь профиль до глубины более 100 см. Результаты статистической обработки полученного массива данных, выполненные методом главных компонент, показали достаточно четкое разграничение по реологическим параметрам текстурно-дифференцированных ВТ горизонтов полугидроморфных почв южной и средней тайги от криометаморфических горизонтов CRM светлосезмов торфяных и торфянистых, представленных в северной части таежной зоны и лесотундры (рис. 4). Видно, что особенности реологического поведения криометаморфических горизонтов (CRM) определяются величиной жесткости межчастичных почвенных контактов — G' . Напротив, реологические свойства текстурно-дифференцированных горизонтов (ВТ) в большей степени определяются значениями линейного диапазона вязкоупругого поведения (LVE-range) и пластичной деформации (Crossover). Как уже отмечалось выше, характер реологического поведения во многом обусловлен физико-химическими свойствами почвы и почвообразующей породы. Расчет коэффициента корреляции Пирсона (табл. 4) выявил наиболее высокую взаимосвязь линейного диапазона вязкоупругой деформации

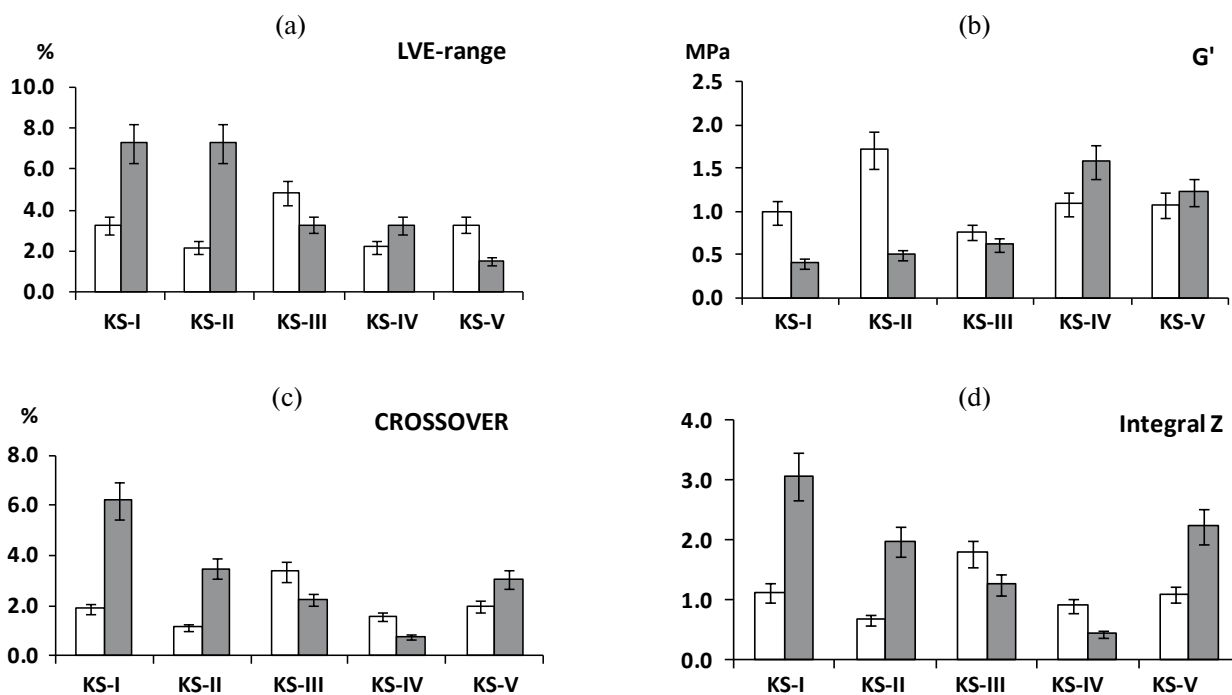


Рис. 3. Распределение реологических параметров (a — LVE-range, %, b — G' , МПа, c — Crossover, %, d — Integral Z) в гумусовоаккумулятивных и потечно-гумусовых горизонтах почв ключевых участков разных подзон: KS-I — южная тайга (горизонт AYg), KS-II — средняя тайга (горизонт ELhi,g), KS-III — северная тайга (горизонт ELhi,g), KS-IV — крайне северная тайга (горизонт ELhi,g), KS-V — лесотундра (горизонт ELhi,g).

□ — соответственно почвы L-1, R-8-H, R-3-H, R-42, R-4-H.

■ — соответственно почвы L-3, R-3-P, R-2, R-71, R-4-2.

“усы” — стандартное отклонение.

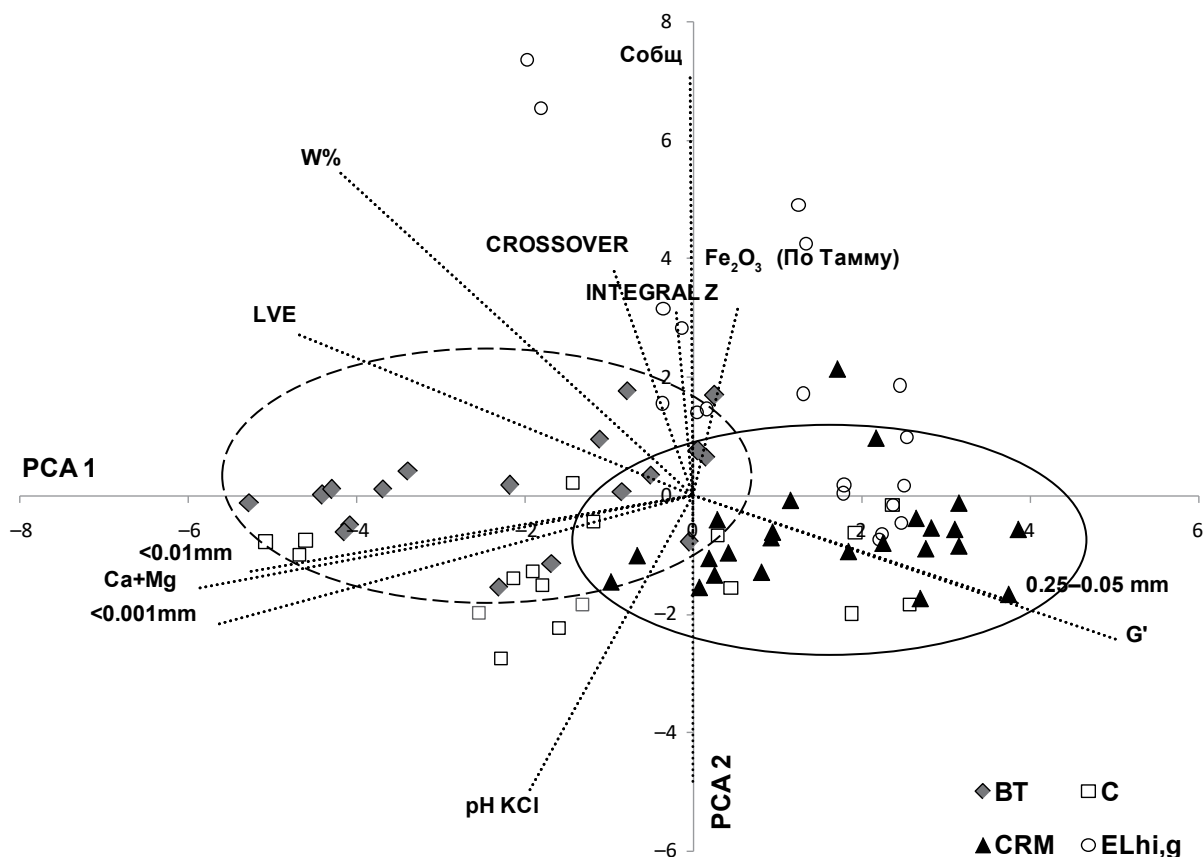


Рис. 4. Результаты PCA ординации основных диагностических почвенных горизонтов (ELhi.g, BT, CRM, C) с использованием матрицы парных корреляций. Доля объясненной дисперсии для PCA1 – 32%, для PCA2 – 19%. Вектор корреляции – указывает на реологический параметр (G' , Integral Z, Crossover, LVE), с которым наиболее тесно коррелируют физико-химические свойства исследуемых горизонтов почв, что визуальнo отражается на графике в виде их группировки в направлении вектора корреляции.

(LVE-range) с содержанием в почве обменных оснований ($r = 0.57$, $p < 0.001$), частиц илстой фракции ($r = 0.44$, $p < 0.001$) и величиной влажности ($r = 0.7$, $p < 0.001$).

Аналогичные тесные взаимосвязи, но уже с отрицательной связью, установлены для величины жесткости (G') межчастичных почвенных контактов с величиной влажности ($r = -0.63$, $p < 0.001$), содержанием обменных оснований ($r = -0.63$, $p < 0.001$) и частиц илстой фракции ($r = -0.53$, $p < 0.001$). Корреляция величины G' с фракцией мелкого песка ($r = -0.48$, $p < 0.01$), вероятно, обусловлены тем, что содержание частиц мелкого песка обратно взаимосвязано с количеством частиц илстой фракции.

Для величины предела пластичной деформации (Crossover) и показателя структурного взаимодействия (Integral Z) четко выраженной связи с какими-либо физико-химическими параметрами в исследуемых почвах не обнаружено, кроме слабой отрицательной корреляции с величиной pH_{KCl}

и фракцией мелкого песка. Статистический анализ показал, что более тяжелая по гранулометрическому составу почвообразующая порода с высоким содержанием обменных оснований способствует увеличению упругого сопротивления почвенной структуры в начале деформационного воздействия, при преодолении которого (по мере увеличения нагрузки) система переходит в упруго-вязкое или пластичное состояние. При этом такая почва характеризуется менее жесткими почвенными контактами. Более легкие по гранулометрическому составу криометаморфические горизонты отличаются более плотными и жесткими межчастичными контактами.

Таким образом, несмотря на близость полугидроморфных текстурно-дифференцированных и криометаморфических почв по морфологическому строению и физико-химическим характеристикам, они достаточно четко различаются по реологическим параметрам, особенно горизонты BT и CRM. Это может быть использовано при диагностике и классификации подзолистых и

Таблица 4. Расчет коэффициентов корреляции Пирсона для полученного массива данных о свойствах зонального ряда полугидроморфных таежных почв, $n = 79$

Реологический параметр	R							
	C _{общ} , %	Fe ₂ O _{3(d)} , % ^a	ΣCa+Mg смоль(+)/кг ^b	pH _{KCl}	влажность, %	Σчастиц, %		
						0.25–0.05 мм	<0.001 мм	<0.01 мм
Модуль запаса G' , МПа	–0.23*	–0.3**	–0.63***	–0.12	–0.63***	0.5***	–0.53***	–0.48**
Линейный диапазон вязкоупругой деформации LVE-range, %	0.34**	0.32**	0.57***	0.14	0.7***	–0.31**	0.44***	0.38***
Диапазон пластичной деформации или точка Crossover, %	0.07	0.17	0.11	–0.31**	0.17	–0.26*	–0.06	0.01
Величина Integral Z	–0.03	0.11	0	–0.26*	0.02	–0.2*	–0.13	–0.04

* Уровень значимости ($p < 0.05$), ** – уровень значимости ($p < 0.01$), *** – уровень значимости ($p < 0.001$), без знака * корреляция не значима ($p > 0.05$),

^a По Джексону, %, ^b – сумма обменных оснований Ca²⁺ + Mg²⁺, смоль(+)/кг.

криометаморфических почв. В исследуемом ряду полугидроморфных таежных почв наиболее устойчивые к механическим нагрузкам межчастичные почвенные взаимодействия (с наиболее широким линейным диапазоном вязкоупругой и пластичной деформации) формируются в текстурно-дифференцированных почвах южной тайги, чему способствует более тяжелый гранулометрический состав почвообразующей породы, насыщенной обменными основаниями. Аналогичная закономерность выявлена ранее в исследованиях, выполненных на примере таежных почв от южной тайги до лесотундры, формирующихся в хорошо дренируемых условиях [18]. Однако почвенные контакты в автоморфных условиях отличаются еще более жестким характером – с менее высокими значениями упругости и пластичности и более высокими величинами жесткости.

В условиях севера при повышенной влажности и низкой насыщенности почв основаниями альфегумусовые соединения способствуют увеличению значительного запаса структурной прочности. Они – основной связующий материал для почвенных частиц в процессе микроагрегатообразования. Характерной чертой отдельных горизонтов полугидроморфных почв (AYg, ELg – KS-I, BELg – KS-II, CRM3g, BCg – KS-III, Bcrn – KS-IV, Bcrmg, ELhi,g – KS-V) можно считать наличие повышенного показателя пластичности, который отражается в значительной склонности

этих горизонтов к пластичности и плавуности. Высокие показатели пластичности обусловлены, вероятно, деградацией и более интенсивным разрушением почвенных микроагрегатов, что сопряжено с низким содержанием здесь илистых частиц и обменных оснований, а также глеевой мобилизации и выносом альфегумусовых пленок с поверхности микроагрегатов. Жесткие и слабоупругие контакты обладают узким пределом пластичного деформирования, быстро разрушаются при нагрузках, слабо восстанавливаясь в течение длительного времени после их снятия. Дезагрегированные почвы более склонны к процессам эрозии и смыва, однако мощный мохово-торфяной горизонт, формирующийся в верхней части профиля полугидроморфных почв, предохраняет их от негативных деформационных явлений.

Полученные данные согласуются с результатами исследований реологических характеристик заболоченных почв в прибрежной зоне р. Эльбы [41]. Авторы отмечают положительную роль органических веществ, карбонатов и органо-минеральных соединений железа в сохранении устойчивости почв к механическим нагрузкам. К неблагоприятным факторам, снижающим прочностные и упругие свойства микроструктуры почв, исследователи относят переувлажненность и повышенное содержание в почвенно-поглощающем комплексе ионов натрия.

ВЫВОДЫ

1. Различия в характере межчастичных почвенных связей и механических свойствах (упругость, вязкость, пластичность) в верхних серогумусовых (AYg) и иллювиально-гумусовых (ELhi,g) горизонтах исследуемых почв связаны преимущественно с содержанием органических веществ. Реологические особенности диагностических горизонтов (BT и CRM) в средней части профиля почв обусловлены как физико-химическими свойствами, так и климатическими и гидрологическими условиями формирования почв.

2. Наиболее жесткие межчастичные контакты со значениями G' более 1.0 МПа формируются в горизонтах с высоким содержанием гумусовых веществ и органо-минеральных альфегумусовых соединений иллювиальной природы (ELhi,g–ELg–CRM). Повышенная жесткость структуры обусловлена цементацией почвенных частиц органо-минеральными соединениями с формированием слабоупругих межчастичных контактов, а также конденсационным уплотнением частиц в процессе промерзания–оттаивания. Устойчивость жесткого межчастичного взаимодействия ограничивается повышенной хрупкостью с узким пределом пластичности (Crossover <3.48%) и линейного диапазона вязкоупругого деформирования (LVE-range <3.28 × 10⁻³%). Такие контакты резко разрушаются при механическом воздействии и долго восстанавливаются после снятия нагрузки.

3. В отдельных горизонтах полугидроморфных почв наблюдается значительное увеличение значений диапазона пластичности (AYg, ELg – KS-I, BELg – KS-II, CRM3g, BCg – KS-III, Bcrmg – KS-IV, Bcrmg, ELhig – KS-V) до 6.5–8.5% и показателя структурного взаимодействия (Integral Z) почв до 4.84–6.72, которое является следствием деградации и более интенсивного разрушения микроагрегатов.

4. В направлении от полугидроморфных текстурно-дифференцированных почв южной и средней тайги к полугидроморфным криометаморфическим почвам северной, крайне северной тайги и лесотундры наблюдается усиление жесткости межчастичных почвенных контактов G' от 0.61 (южная тайга) до 2.10 МПа (лесотундра), что сопряжено с более активным поступлением органических веществ фульватной природы, в том числе комплексных альфегумусовых соединений, а также длительным промерзанием почв, охватывающим профиль почв на большую глубину.

5. Уменьшение в ряду полугидроморфных почв от южной тайги к лесотундре величины линейного диапазона вязкоупругой деформации (LVE-range) до значений <2.20 × 10⁻³% и пластичной деформации (Crossover) <1.16% свидетельствует о снижении общей структурной устойчивости северо-таежных

почв и почв лесотундры к механическим нагрузкам по сравнению с почвами южной и средней тайги.

6. Реологические параметры, наряду с физико-химическими свойствами и морфологическими признаками, могут быть использованы для диагностики таежных почв и установления их классификационной принадлежности.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена в рамках темы государственного задания ИБ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН: “Криогенез как фактор формирования и эволюции почв бореальных и арктических экосистем европейского Северо-Востока в условиях современных антропогенных воздействий, глобальных и современных региональных климатических трендов” (регистрационный номер: 122040600023-8).

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Атлас почв Республики Коми / Под ред. Добровольского Г.В. и др. Сыктывкар: Коми республиканская типография, 2010. 356 с.
2. Атлас Республики Коми по климату и гидрологии. М.: Дрофа, ДиК, 1997. 116 с.
3. Вадюнина А.Ф., Корчагина З.А. Методы исследования физических свойств почв. М.: Агропромиздат, 1986. 416 с.
4. Вершинин П.В. Почвенная структура и условия ее формирования. М.: Изд-во АН СССР, 1958. 187 с.
5. Жангуров Е.В., Лебедева (Верба) М.П., Забоева И.В. Микростроение генетических горизонтов автоморфных таежных почв Тимана // Почвоведение. 2011. № 3. С. 288–299. <https://doi.org/10.1134/S1064229311030203>
6. Забоева И.В. Почвы и земельные ресурсы Коми АССР. Сыктывкар: Коми книжное издательство, 1975. 344 с.
7. Канев В.В. Параметры оглеения и подзолообразования в почвах на покровных суглинках северо-востока Русской равнины. Екатеринбург: УрО РАН, 2002. 221 с.
8. Конищев В.Н., Рогов В.В. Влияние криогенеза на глинистые минералы // Криосфера Земли. 2008. Т. 12. № 1. С. 51–58.
9. Классификация и диагностика почв России. Смоленск: Ойкумена, 2004. 342 с.
10. Лепорский О.Р., Седов С.Н., Шоба С.А., Бганцов В.Н. Роль промораживания в разрушении первичных

- минералов подзолистых почв // Почвоведение. 1990. № 6. С. 112–116.
11. Мокиев В.В. Промерзание почв как результативный признак метеорологических показателей холодного периода года (на примере промерзания освоенной и целинной суглинистых почв средне-таежной подзоны Республики Коми) // Вестник Ин-та биологии. 2009. № 5. С. 16–19.
 12. Полевой определитель почв России. М.: Почв. ин-т им. В.В. Докучаева, 2008. 182 с.
 13. Русанова Г.В., Лантева Е.М., Пастухов А.В., Каверин Д.А. Современные процессы и унаследованные педогенные признаки в почвах на покровных суглинках южной тундры // Криосфера Земли. 2010. Т. 14. № 3. С. 52–60.
 14. Теория и практика химического анализа почв / Под ред. Воробьевой Л.А. М.: ГЕОС, 2006. 400 с.
 15. Хайдапова Д.Д., Честнова В.В., Шеин Е.В., Милановский Е.Ю. Реологические свойства черноземов типичных (Курская область) при различном землепользовании // Почвоведение. 2016. № 8. С. 955–963.
<https://doi.org/10.7868/S0032180X16080049>
 16. Хайдапова Д.Д., Милановский Е.Ю., Бутылкина М.А., Шеин Е.В., Дембовецкий А.В. Практикум по физике твердой фазы почв. М.: Буки Веди, 2022. 132 с.
 17. Холопов Ю.В., Хайдапова Д.Д., Лантева Е.М. Реологические свойства северотаежных автоморфных и полугидроморфных криометаморфических почв европейского северо-востока России (Республика Коми) // Почвоведение. 2018. № 4. С. 439–450.
<https://doi.org/10.7868/S0032180X18040056>
 18. Шамрикова Е.В., Пунегов В.В., Груздев И.В., Ванчикова Е.В., Ветошкина А.А. Индивидуальные органические соединения водных вытяжек из подзолистых почв Республики Коми // Почвоведение. 2012. № 10. С. 1066–1076.
<https://doi.org/10.7868/S0032180X13060099>
 19. Шеин Е.В., Болотов А.Г., Хайдапова Д.Д., Милановский Е.Ю., Тюгай З.Н., Початкова Т.Н. Реологические свойства черноземов Алтайского Приобья // Вестник Алтайского гос. аграрного ун-та. 2014. № 8. С. 32–38.
 20. Baumgarten W. Soil microstructural stability as influenced by physicochemical parameters and its environmental relevance on multiple scales: Habilitation thesis, Kiel University, 2013. 263 p.
 21. Baumgarten W. Structural stability of Marshland soils of the riparian zone of the Tidal Elbe River // Soil Till. Res. 2012. V. 125. P. 80–88.
 22. Dealy J.M. Rheometers for Molten Plastics. A Practical Guide to Testing and Property Measurement. N.Y.: Van Nostrand Reinhold, 1982. 302 p.
 23. Ghezzehei T.A., Or D. Rheological Properties of Wet Soils and Clays under Steady and Oscillatory Stresses // Soil Sci. Soc. Am. J. 2001. V. 65. P. 624–637.
 24. Horn R., Smucker A. Structure formation and its consequences for gas and water transport in unsaturated arable and forest soils // Soil Till. Res. 2005. V. 82. P. 5–14.
 25. IPCC, 2014: Climate Change 2014: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. IPCC, Geneva, Switzerland. 151 p. https://www.ipcc.ch/pdf/assessment-report/ar5/syr/YR_AR5_FINAL_full.pdf.
 26. Jeong S., Locat J., Leroueil S., Malet J., Locat J., Leroueil S., Malet J. Rheological properties of fine-grained sediment: the roles of texture and mineralogy // Can. Geotechn. J. 2010. V. 47. P. 1085–1100.
 27. Jones P.D., New M., Parker D.E., Martin S., Rigor I.O. Surface air temperature and its changes over the past 150 years // Reviews of Geophysics. 1999. V. 37. P. 173–200.
 28. Markgraf W., Horn R., Peth S. An approach to rheometry in soil mechanics – Structural changes in bentonite, clayey and silty soils // Soil Till. Res. 2006. V. 91. P. 1–14.
 29. Markgraf W., Watts C.W., Whalley W.R., Hrkac T., Horn R. Influence of organic matter on rheological properties of soil // Appl. Clay Sci. 2012. V. 64. P. 25–33.
 30. Markgraf W., Bellmann C., Caspari A., Horn R. Quantifying microstructural stability of South-Brazilian soils by the application of rheological techniques and zeta potential measurements // A Christian-Albrechts-University zu Kiel, Institute for Plant Nutrition and Soil Science. Kiel, 2010. P. 1778–1782.
 31. Markgraf W., Horn R. Rheological investigations in soil micro mechanics: Measuring stiffness degradation and structural stability on a particle scale // Progress in Management Engineering. N.Y.: Nova Science Publishers, 2009. P. 237–279.
 32. Markgraf W., Horn R. Scanning electron microscopy-energy dispersive scan analyses and rheological investigations of south-Brazilian soils // Soil Sci. Soc. Am. J. 2007. V. 71. P. 851–859.
 33. Mezger T.G. The Rheology Handbook. Hanover, 2011. 436 p.
 34. Micheli E., Tombacz E., Szegi T., Gal A. The Relationship of Rheological Parameters and Erodibility of Soils // 12th ISCO Conference Beijing. 2002. P. 111–115.
 35. Or D., Ghezzehei T.A. Modeling post-tillage structural dynamics: a review // Soil Till. Res. 2002. V. 64. P. 41–59.
 36. Pertile P., Reichert J.M., Gubiani P.I., Holthusen D., Costa A. Rheological Parameters as Affected by Water

- Tension in Subtropical Soils // Revista Brasileira de Ciência do Solo. 2016. V. 40.
<https://doi.org/10.1590/18069657rbc20150286>.
37. *Scherer G.W.* Viscous sintering with a pore-size distribution and rigid inclusions // J. Am. Ceram. Soc. 1988. V. 71. P. 447–448.
 38. *Silva H.R.* Wetting-induced changes in near surface soil physical properties affecting surface irrigation. Ph.D. dissertation. Logan: Utah State Univ, 1995. 188 p.
 39. *Stoppe N., Horn R.* How far are rheological parameters from amplitude sweep tests predictable using common physicochemical soil properties? // IOP Conference Series: Journal of Physics: Conference Series. 2017. V. 790. P. 012032.
 40. *Stoppe N., Horn R.* Microstructural strength of tidal soils – a rheometric approach to develop pedotransfer functions // J. Hydrol. Hydromech. 2018. V. 66. P. 87–96.
<https://doi.org/10.1515/johh-2017-0031>.
 41. World Reference Base for Soil Resources 2014, update 2015. International soil classification system for naming soils and creating legends for soil maps. World Soil Resources Reports No. 106. FAO, Rome, 2015.

Rheological Properties of Boreal Semihydromorphic Soils: Relationship with Physico-Chemical Properties and Temperature Conditions

Y. V. Kholopov^{1, *}, D. D. Khaydapova², A. B. Novakovskiy¹, and E. M. Lapteva¹

¹*Institute of Biology, Komi Science Center, Ural Branch, Russian Academy of Sciences, Syktyvkar, 167982 Russia*

²*Lomonosov Moscow State University, Moscow, 119991 Russia*

*e-mail: Yuraholopov@yandex.ru

The results of rheological studies of soils on the modular rheometer MCR 302 (Anton Paar, Austria) by the amplitude sweep method (oscillatory method) are considered. Study objects are represented by semi-hydromorphic soils of taiga zone in the Northeast of European part of Russia. We found that the strongest interactions between soil particles are developed in the horizons with high content of mobile humus compounds (fulvic acids) and Al/Fe-humus complexes (EL_{hi,g}–EL_g–CRM horizons). Increased structural durability is due to the cementation of soil particles resulting from the intake of humus substances and Al/Fe-humus compounds with the development of strong interparticle bonds in the soils. Another important factor is the freezing-thawing processes. The impact of seasonal freezing on the soil rheology is clearest in the profile of semihydromorphic variants of light soils (Histic Gleyic Stagnosols), in their cryometamorphic (CRM) horizons, where increased rigidity of soil bonds is due to condensation compaction of soil particles as a result of development of freezing veil with long period of temperatures about 0°C (“zero curtain”). High values of structural interrelations – Integral Z in the soil profile may be due to weak aggregation of mineral mass caused by a constant surface moisture stagnation in the soil accompanied by an intensive gley process. Disaggregated soils are most at risk of erosion and washout processes, and yet thick moss-peat horizon forming in the upper part of the profile of semihydromorphic soils protects them from negative deformation phenomena. In the northward direction from the textural-differentiated soils of southern taiga to the cryomethamorphic soils of forest-tundra we observe an increasing of the strength or rigidity of interpartical soil bonds. At the latitudinal scale, the strength or durability of soil bonds in the cryometamorphic soils of northern, far northern taiga and forest-tundra is higher than that in the semihydromorphic texture-differentiated soils of southern and middle taiga. This pattern may be due to more active intake of fulvic acids, including complex Al-FA-humic substances, as well as longer freezing of northern soils. It is shown that rheological parameters can be used as additional indicators in the diagnosis and classification of taiga soils.

Keywords: rheology, soil structure, semihydromorphic soils, Histic Albic Retisol, Histic Gleyic Stagnosols

УДК 631.425.4

ВЛИЯНИЕ РАЗЛИЧНЫХ СИНТЕТИЧЕСКИХ СМОЛ НА НАНО- И МИКРОСТРУКТУРУ ПОЧВЫ

© 2024 г. Р. Э. Мусаэлян^{a,*}, К. Н. Абросимов^a, К. А. Романенко^a^aПочвенный институт им. В.В. Докучаева, Пыжевский пер., 7, Москва, 119017 Россия

*e-mail: romanieroi@gmail.com

Поступила в редакцию 28.09.2023 г.

После доработки 18.01.2024 г.

Принята к публикации 18.01.2024 г.

Применение синтетических и натуральных смол при закреплении органо-минерального вещества для дальнейших исследований встречается повсеместно, например, при микроморфологическом исследовании почв, так как процедура изготовления шлифов включает в себя пропитывание образца заполнителями. При этом до сегодняшнего дня не было известно об их воздействии на почвенную структуру. В статье впервые поставлен эксперимент по изучению влияния синтетических и натуральных смол на нано- и микроструктуру почвы при пропитывании. С использованием методов малоуглового рентгеновского рассеяния и компьютерной томографии получены первые данные о характеристиках часто применяемых в лабораториях смол, а также об их воздействии на структуру почвенных образцов. Выявлена рентгеновская “прозрачность” материалов-закрепителей. Последующая пропитка ими фракции горизонта AU чернозема типичного Курской области (Haplic Chernozems) позволила установить влияние закрепителя на изменение размера наноструктурных неоднородностей почвы. Эксперимент с разными горизонтами солонча каштанового мелкого каштановой солонцеватой почвы (ProtosalicSolonetz) позволил установить увеличение размера нанонеоднородностей с глубиной в тренде нативной почвы по отношению к тренду пропитанной. На микроуровне доказано уменьшение микропористости в пределах первых процентов после полимеризации закрепителя. В результате исследований нанонеоднородностей в почве экспериментально подобраны параметры съемки на станции БиоМУР Курчатовского источника синхротронного излучения. Наноструктура почвенных монолитов и отдельных фракций на этой станции исследованы впервые. Приведенные результаты могут быть использованы при пробоподготовке и дальнейшем анализе органо-минеральных объектов (почва, порода, грунт) для ряда исследований, требующих закрепления структуры вещества на разных размерных уровнях.

Ключевые слова: компьютерная томография, малоугловое рентгеновское рассеяние, эпоксидная смола, канадский бальзам, микроскопия, микроморфология, шлифы

DOI: 10.31857/S0032180X24060049 , EDN: YBYFHU

ВВЕДЕНИЕ

Идеальным с точки зрения дальнейшего анализа вещества считается объект ненарушенного строения. Это требование является основным, когда применяются методы, построенные на диагностике в планарном и объемном измерениях. Такие способы изучения вещества, как оптическая и электронная микроскопия (СЭМ), компьютерная томография (КТ), энергодисперсионная спектроскопия, помогают установить взаимоотношение и распределение минеральных и биогенных компонентов на разных структурных уровнях. Характеристика

порового пространства и его свойств в полной мере может быть получена только объемным методом, таким как КТ. Технически томография не способна дать информацию о составе вещества, некоторых вторичных изменениях и текстурных особенностях слоев при их близких коэффициентах рентгеновской плотности. Решением является использование методов оптической микроскопии. Но, если при КТ исследования образец не обязательно должен иметь специфическую пробоподготовку, то в случае с шлифом требуется цементация образца отвердителями. Подобная практика нередко применяется и при пробоподготовке к другим

анализам, если появляются требования к сохранности первичной структуры почвы [2, 6, 8].

Таким образом, насыщенная закрепителем почва будет иметь стабильную в структурном отношении организацию. Но привносит ли закрепитель изменения в ее естественную структуру и в какой степени? Авторам неизвестны работы по влиянию синтетических и натуральных смол на поровое пространство почвы при изготовлении шлифов на нано- и микроуровне.

Цель исследования — изучение влияния синтетических и натуральных закрепителей почвенной массы на ее нано- и микроструктуру при пропитывании.

Сложность заключается в том, что сравнить данные пропитанного и нативного образцов при микроскопических исследованиях невозможно, так как образцы для оптической микроскопии не могут существовать без предварительной обработки, а именно закрепления их структуры смолами. Как следствие, приходится использовать ряд дополнительных измерений и далее экстраполировать их результат на шлифы. Чтобы охватить все размерности [21] порового пространства, возможно задействовать методы для каждого диапазона размерностей, а именно: малоугловое рентгеновское рассеяние (МУРР) и КТ.

МУРР обладает разрешением в диапазоне от 10^0 до 10^3 нм, иногда до нескольких микрон. Одним из главных преимуществ метода является отсутствие специальной подготовки образцов. Благодаря этому МУРР позволяет изучать нанообъекты различной физической природы и агрегатного состояния, такие как породы с субмикронной пористостью, угли и др. [14, 16, 32, 36, 38, 45]. Методом МУРР неоднородности в различных структурных элементах почвы исследованы в недостаточной мере [20, 27, 28, 41]. В частности, это касается МУРР, полученного на источнике синхротронного излучения.

КТ-исследования имеют разрешение от первых микрон до десятков миллиметров. В литературе встречаются попытки соотнесения данных КТ с данными оптической микроскопии шлифов, но этот подход не считается распространенным на сегодняшний день [15, 29]. Применительно к почвенным объектам корреляция этих методов встречается редко [17, 27]. Главными сложностями считаются определение границы объемной единицы (вокселя), которая характеризуется градиентом рентгеновской плотности двух сред, а также правильное позиционирование образца для последующего соотнесения с изображением шлифа. Тем не менее некоторые авторы [15] рекомендуют параллельно использовать методы КТ и микроскопического анализа шлифов, так как это позволяет получать полные данные о структуре вещества. Авторы [15] подчеркивают, что деформация почвенного

монолита во время изготовления шлифа может существенно изменить действительную организацию почвенной массы. Информация по воздействию заполнителя, способного зафиксировать структуру образца, на почвенную массу не входила в результаты исследования ранее опубликованных статей.

Практика применения методов, способных визуально продемонстрировать организацию почвенной массы, более чем распространена. Традиционно при отборе или пробоподготовке почвенного монолита для КТ анализа применяются закрепители, способные сохранить структуру в первозданном виде, а для изготовления шлифа эта процедура является обязательной. Вместе с тем, до настоящего времени влияние закрепителей на структуру почвы не изучалось. Этот пробел в фундаментальных знаниях может привести к неверной оценке многих физических свойств и функций почв, связанных с поровым пространством, что в свою очередь негативно скажется на дальнейшем построении, например, гидродинамических моделей почвы. Эксперимент, описанный в статье, позволит установить влияние синтетических и природных смол на изменение структуры организации почвенного вещества. Отметим, что при микроморфологических исследованиях влияние со стороны смолы может отрицательно сказаться на интерпретации морфометрических показателей вещества, а также на количественном анализе программным обеспечением [35].

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Объект представлен двумя материалами: почвенным материалом агрегатов и микромонолитов из разных генетических горизонтов почв (табл. 1) и различными закрепителями.

Образцы почвы готовили к экспериментам двумя способами: 1) для МУРР-исследований — высушивали до воздушно-сухого состояния и растирали резиновым пестиком, после просеивали через сито 0.25 мм; 2) для КТ вырезали микромонолиты, которые затем высушивали до воздушно-сухого состояния. Разрез чернозема находится на территории Стрелецкой степи Центрально-Черноземного биосферного заповедника Курской области (51°34'16.7" N, 36°05'40.5" E, 190 над ур. м.). Объект изучен в работе других авторов [19].

Для более аридных условий изучались образцы почв солонцовых комплексов. Они расположены между III и IV лентами гослесополосы Чапаевск—Владимировка на территории Джаныбекского стационара Института лесоведения РАН (49°23'13" N, 46°47'25" E). Объект был изучен в работе [7].

Образцы закрепителей. Для экспериментов брали закрепители, которые в настоящее время наиболее широко используются при изготовлении

Таблица 1. Классификационное положение почв, выбранных в качестве объектов изучения методами МУРР и КТ

	Чернозем		р. 1-22МПЛ		р. 2-22МПЛ		р. 4-22МПЛ	
Классификация почв СССР (1977)	чернозем типичный		солонец каштановый мелкий*		солонец каштановый корковый		лугово-каштановая солончаковая	
Классификация и диагностика почв России (2004)	чернозем мицелярный		солонец светлый мелкий		солонец светлый корковый		светлогумусовая глинисто-иллювиальная квазиглееватая	
WRB	Haplic Chernozem		Protosalic Solonetz		Salic Gypsic Solonetz		Gleyic Luvic Kastanozem	
Горизонт**	AU	0–15	SEL	0–6	SEL	0–3	AJ	6–36
			BSN	6–20			Blq,	36–68
			BSNca	20–30			BCA	68–92
			BCA	30–70				
			BC	70–130				

* Солонец остепняющийся по Роде и Польскому [12].

** Горизонты, исследованные в работе. Индексация горизонтов проводилась по Классификации и диагностике почв России [4] с учетом последних внесенных в нее изменений [13, 14] и Полевому определителю почв России [10]. Цифрами отмечены глубины горизонтов в сантиметрах.

шлифов, аншлифов, монолитов для исследований методом КТ, СЭМ и т.д., в том числе в Почвенном институте имени В.В. Докучаева. В исследовании применяли следующие закрепители: Eliaqua Plus +, P&G Epoxy L + Hardener L, Allied EpoxySet, Akerpox 1005, Spolchemie CHS-Epoxy 520 + DEM 445, Diamant Premier E-1016, BrotLab Hill Colle HQ, канадский бальзам (смола канадской пихты). Их основные характеристики, учитывающие при пропитке образцов почвы, указаны в табл. 2.

МУРР-съемка. Измерения методом МУРР проводили с использованием программы автоматизированного управления на линии малоуглового рентгеновского рассеяния БиоМУР Курчатовского источника синхротронного излучения (Москва, Россия). Линия БиоМУР имеет следующие основные характеристики: 1) источник: поворотный магнит 1.7 Т @ синхротрон 2.5 ГэВ, $E_c = 7.1$ кэВ; 2) монохроматор: Треугольный кристалл Si(111), максимальная апертура белого пучка 4×10 мм, асимметричный срез 7° , изгиб для горизонтальной фокусировки; 3) энергия рентгеновского излучения: 8.5 кэВ ($\lambda = 0.1445$ нм); 4) энергетическая полоса пропускания ($\Delta E/E$): 5×10^{-3} ; 5) зеркало: одинарное, с родиевым покрытием, длина 1000 мм, изгиб для вертикальной фокусировки; 6) поток фотонов на образец: $\sim 10^9$ ф/с @ 100 мА; 7) размер пучка на образце: 500×350 мкм; 8) измеряемый диапазон q : $0.03\text{--}30$ нм $^{-1}$; 9) детектор: 2D, Dectris Pilatus3 1M, 1043×981 пикселей,

динамический диапазон 20 бит, 500 Гц. Более полные характеристики станции БиоМУР можно найти в работах [33, 34].

Исследования производили в три этапа. На первом производили съемку и анализ образцов заполнителей после отверждения в виде тонких пластинок толщиной 0.03–0.05 мм и диаметром 20 мм. Эти параметры образцов были выбраны для удобства дальнейшего сравнения с материалами шлифов, имеющих сопоставимую толщину. Отверждение смол проводили в соответствии с рекомендациями производителя.

На втором этапе использовали выборку смол из первого эксперимента, а также материал почвы. Растертые и просеянные образцы засыпали в кварцевые капилляры (Capillary Tybe Supplies Ltd) с толщиной стенки 0.1 мм, внешним диаметром 1.5 мм и длиной 80 мм. После заполнения капилляра образцом на всю высоту, капилляр полностью пропитывали закрепителем и дожидались цементации. На третьем этапе также была произведена заливка и цементация закрепителем различных почвенных горизонтов одной из проанализированных на предыдущих этапах эксперимента смол. Почву растирали, просеивали и засыпали в капилляр. МУРР проводили до и после пропитки.

При обработке МУРР-кривых сигнал рассеяния от пустого капилляра исключался путем вычитания его из кривой рассеяния заполненного капилляра.

Таблица 2. Некоторые физические характеристики исследуемых заполнителей

Параметр	Eliqua Plus +	P&G Epoxy L + Hardener L*	Allied EpoxySet	Akepox 1005	Spolchemie CHS-Epoxy 520 + DEM 445*	Diamant Premier E-1016	BrotLab Hill Colle HQ	Канадский балзам
№ образца	1	2	3	4	5	6	7	8
Показатель преломления, $n_{20/D}$	—	1.547	1.519	—	—	—	—	1.525
Плотность, г/см ³	—	1.05	0.99	1.06	—	1.03	—	0.99
Удлинение, %	>7	0.3	0.00008	—	—	—	—	<3
Твердость, HSD	75D	90D	89D	—	—	—	—	—

* Hardener L, DEM 445 — отвердители. В остальных случаях использовали отвердитель, поставляемый в комплекте со смолой.

Измерения образцов закрепителей и почвы в капиллярах производили с 10-кратной повторностью. Для оценки достоверности различий размеров на неоднородностей исследуемых почв использовали критерий Стьюдента. Время экспозиции для всех материалов составило 120 с.

Обработку дифракционных картин проводили в несколько этапов: 1) были получены двумерные рентгеновские дифракционные картины малоуглового рассеяния, из которых вычитали маску центральной зоны детектора; 2) с помощью специализированной открытой программы для обработки результатов малоугловых измерений Fit2D [25] производили интегрирование каждой из двумерных картин рассеяния. В результате были получены одномерные кривые рассеяния, представляющие распределение неоднородностей по размерам в координатах $I(s)$, где I — уровень сигнала на детекторе как функция переноса импульса $s = 4\pi\sin\theta/\lambda$, где 2θ — угол рассеяния, λ — длина волны рентгеновского излучения (нм⁻¹); 3) коррекцию кривых рассеяния и пересчет распределения неоднородностей по размерам проводили с помощью программы GNOM [40]. Полученный в результате дополнительных измерений сигнал капилляра вычитали из суммарного сигнала с помощью программы PRIMUS [24]; 4) расчет размеров неоднородностей (R_g) проводили по кривой рассеяния. Аппроксимацию размеров неоднородностей проводили исходя из предположения, что неоднородности имеют сферическую форму. Для этого использовали модель взаимодействующих сфер, для которой можно решить обратную задачу и получить распределение сфер, обеспечивающее такой же сигнал МУРР, как и наблюдаемый в ходе эксперимента [43].

КТ-съемка. Томографическую съемку осуществляли на микротомографе SkyScan 1172 при разрешении 7.91 мкм. Разрешение и настройки для съемки выбраны по опыту ряда более ранних исследований [18, 27, 30, 31]. Образцы для томографических исследований представлены микромонолитами и были отобраны в медицинские полипропиленовые шприцы диаметром 25 мм с отрезанным упором. Наконечник шприцов располагали по центру, что позволяло точно позиционировать образец внутри камеры КТ. При исследованиях с заполнителем образец не изымали из шприца — смола подавалась внутрь шприца в вакуумной камере во избежание формирования в почвенном монолите пузырьков воздуха. Для сухих образцов на первом этапе снимали два вертикальных сегмента по высоте с их последующей “склеивкой” при реконструкции объемной структуры. Для пропитанных образцов задействован больший объем почвы (3–4 сегмента по высоте) из-за непредсказуемости изменений, происходящих в структуре почвы при пропитке. Сухие и пропитанные образцы снимали и реконструировали с одинаковыми параметрами (табл. 3). Перед расчетами стеки (последовательный ряд КТ изображений) томографических данных были сжаты до разрешения 15.84 мкм (1000 пикселей по ширине изображения) в качестве дополнительной меры борьбы с цифровым шумом.

3D-регистрация и подготовка области расчетов (ROI). Стеки реконструированных топографических данных перед расчетом объемных показателей совмещали между собой в программе Bruker Data Viewer. Это позволило визуально оценить разницу между сухой и пропитанной почвой, а также подготовить dataset для расчета объемных показателей в границах образца. Из-за извлечения образцов из камеры томографа, их заливки и повторной

Таблица 3. Основные параметры КТ-съемки и реконструкции изображений для получения количественных структурных характеристик

КТ-съемка	КТ-реконструкция
Энергия съемки, кВ = 100	Формат томографического среза = BMP
Ток питания, мкА = 100	Длина томграфического среза, пиксель = 2000
Число строк = 1332	Ширина томографического среза, пиксель = 2000
Число колонок = 2000	Пространственное разрешение, мкм = 7.91772
Пространственное разрешение, мкм = 7.92	Угол съемки, град = 360.00
Фильтр = Al+Cu	Фильтр “смешивания” = 4
Формат теневых проекций = TIFF	Основа, ядро смешивания = 0, Asymmetrical boxcar
Бит на пиксель = 16	Настройка фильтра кольцевого артефакта = 14
Время экспозиции, мс = 1200	Наличие/отсутствие шкалы значений на срезе = OFF
Угловой шаг, град = 0.400	Режим “объект больше поля зрения” = ON
Количество накоплений на одну теневую проекцию = ON, 3	Настройка фильтра точечных артефактов, % = 3
Контрольные проекции = ON, 10	Настройка программной компенсации неравномерного просвечивания объекта, % = 50
Съемка с поворотом на 180° или 360° = 360°	Минимальное значение градаций серого, точка черного на изображении = 0.011444
	Максимальное значение градаций серого, точка белого на изображении = 0.053407

установки обратно область совмещения образцов получается заведомо меньше, чем у исходных данных. При регистрации параметры положения образца прописываются в Data Viewer с точностью до пикселя. Сохранение стека данных после пропитки с помощью Data Viewer с дальнейшими уточнениями ROI с параметрами пространственного смещения в Bruker CTan 1.20 (далее – CTan) позволило получить два максимально близких стека данных для каждого из образцов почвы (рис. 1).

Обработка, сегментация и расчет объемных показателей. Сухая почва и почва, пропитанная синтетической смолой, похожи друг на друга по градациям серого, но при этом значительно различаются при попытке сегментации томографических срезов на две фазы – поровое пространство и твердую фазу. Смола, частично заполнившая сеть пор, была отнесена к поровому пространству для удобства сегментации. Пропитанная почва – объект более плотный для рентгеновского излучения. Эти образцы сняты с более длительной выдержкой и реконструированные данные по ним оказались с наибольшим уровнем цифрового шума и постобработкой фильтром

median (radius 2) [44]. Различается и порог сегментации. Для сухой почвы порог варьирует в диапазоне 37–39 (установлен по пикам на графике рентгеновской плотности) и изменяется в зависимости от горизонта почвы (верхние – менее плотные, чем нижние). Для пропитанной требуется порог в диапазоне 58–63 из-за того, что смола по рентгеновской прозрачности занимает промежуточное положение между порами и твердой фазой.

Для сухих и пропитанных образцов с использованием CTan были рассчитаны объемные показатели для твердой фазы и порового пространства. Они включали в себя характеристики объемов и площадей поверхности каждой из фаз, количественные показатели (для одиночных частиц и закрытых пор), доли объема для каждой фазы (общая, открытая и закрытая пористость), а также распределение пор по размерам по методу заполнения сферами [23, 37, 42] (локальная толщина порового пространства). Перед расчетами стеки томографических данных были сжаты до разрешения 15.84 мкм (1000 пикселей по ширине изображения) в качестве дополнительной меры борьбы с цифровым шумом.

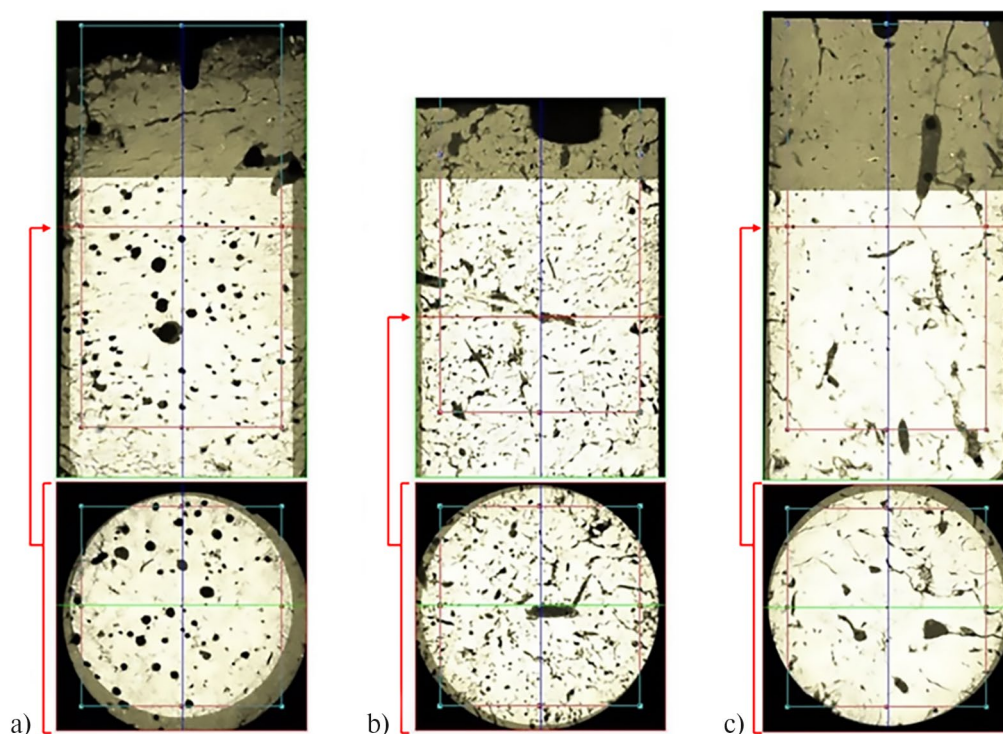


Рис. 1. 3D-регистрация (точное совмещение) двух стеков томографических данных — образцов почвы до (более тусклое изображение) и после заливки эпоксидной смолой. Область совмещения, она же зона расчета объемных показателей, более светлая на вертикальном (верхний ряд) и горизонтальном (нижний ряд) срезах. Слева направо: а — горизонт SEL с признаками AKL (разрез 1-22МПЛ), б — BSN (размер 2-22МПЛ), с — BIq (разрез 4-22МПЛ). Цветные линии на изображениях — технические оси совмещения стеков и границы условной области автоматического сопоставления двух стеков, из них синие и зеленые линии — вертикальные сечения через центр структуры, красные горизонтальные — расположение горизонтального среза, представленного в нижнем ряду.

ХОД ЭКСПЕРИМЕНТА

Для достижения поставленной цели исследование предполагало выполнение нескольких этапов (рис. 2). Первым этапом являлось сравнение заполнителей в полимеризованном состоянии методом малоуглового рентгеновского рассеяния. Исходили из предположения, что заполнитель не будет иметь неоднородностей микронного уровня после процесса вакуумирования, рекомендованного каждым производителем при подготовке смолы к полимеризации. МУРР покажет различие смол на более тонкой, нанометровой размерности. Задача первого этапа — выявить сходство и отличия нано неоднородностей в поровом пространстве смол в выборе наиболее подходящих для их использования при пропитке почв на следующих этапах. Предполагается, что в ряду исследуемых смол будут те, которые имеют значительные отклонения от общего тренда.

На втором этапе выбирали заполнители, попавшие в область однотипных неоднородностей. Если таких закрепителей оказывалось больше половины, то авторы оставляли те, которые наиболее

часто применяются в лаборатории при изготовлении шлифов. С ними проводили эксперимент по заполнению почвенной массы и ее анализа на МУРР. Этот этап позволил сравнить на наноуровне фракцию в нативном состоянии и с закрепителем, выявив влияние смолы на наноструктуру исследуемого объекта. Стоит отметить, что в этом и последующем этапах использовали фракцию <0.25 мкм, а изучаемые неоднородности по отношению к ней пренебрежимо малы (до 100–500 нм). Это не позволяет провести полную корреляцию с почвой, так как не сохраняется структура почвы. Тем не менее возможно изучить влияние заполнителя на отдельные структурные фрагменты, составляющие почву.

Третий этап проводили с применением эталонной смолы и различных почвенных горизонтов. Эталонность смолы определяли, исходя из результатов прошлых экспериментов. Если заполнители на прошлом этапе показывали одинаковый результат, то учитывались их оптико-физические параметры. На этом этапе планировали выявить закономерность влияния смолы на нанопоровое пространство разных почвенных горизонтов.

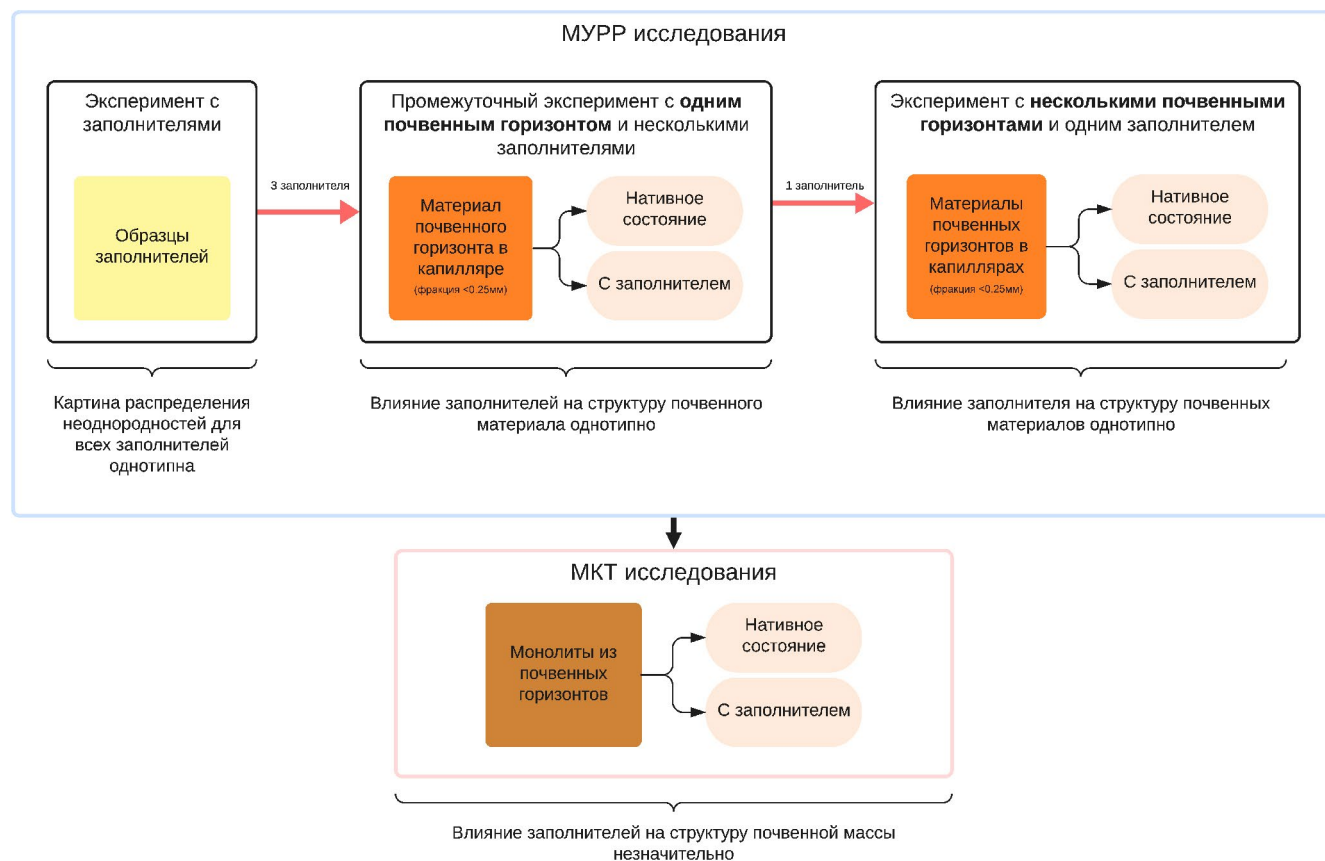


Рис. 2. Блок-схема проведения эксперимента по оценке влияния заполнителя на характер порового пространства почвы с использованием МУРР и КТ методов.

Далее, на четвертом этапе, предполагалось изучение влияния смолы на структуру и поровое пространство различных почвенных горизонтов с применением компьютерной томографии. Результатом этого этапа являлась количественная характеристика изменения порового пространства при пропитке смолой почвенного монолита.

Таким образом, получили разницу рентгеновской прозрачности смол и их влияние на некоторые почвенные горизонты на наноуровне, после этого перешли на микроуровень и уточнили вклад воздействия закрепителей на структуру образца в целом.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Определение оптимальных параметров для исследования почвы на станции БиоМУР. В результате исследования выяснилось, что наиболее информативным является использование расстояния до детектора в 2,5 м. Максимальный размер анализируемой почвенной МУРР неоднородности составляет примерно 150–170 нм, а наиболее информативный диапазон на графике составляет от 15 до ~180 точек. На начальном участке графика наблюдается

быстрый спад интенсивности на 4–5 порядков, что указывает на значительную разницу между максимальным и минимальным размером неоднородностей в образце. Более резкое уменьшение соответствует большему вкладу крупных частиц, которые характерны для почв. При выборе корреляционного сглаживающего коэффициента рекомендуется сравнивать экспериментальные данные и корреляционную функцию в области первых 5–6 точек графика, для которой разработаны преобразования Генье (32, 33).

Уменьшение расстояния между образцом и детектором до 1,5 м приводит к значительному уменьшению максимального размера определяемой неоднородности до 40 нм. При этом в такой полидисперсной системе, как почва, на графике корреляционной функции наблюдаются значительные осцилляции уже в области менее 20 нм, что неприемлемо для получения качественной картины МУРР.

Сравнение данных МУРР при исследовании различных заполнителей. На рис. 3 представлены функции распределения парных расстояний $P(R)$ образцов различных заполнителей (табл. 2)

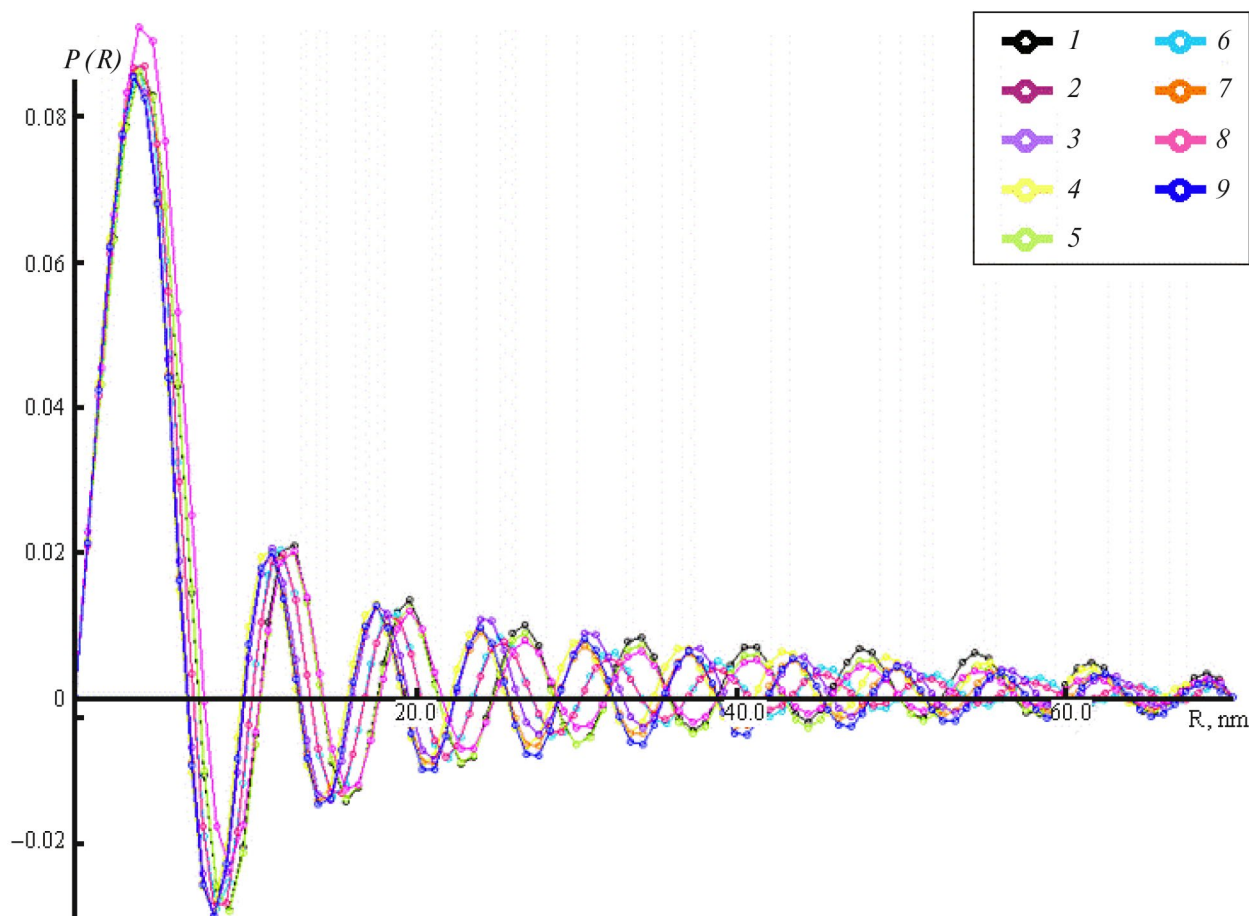


Рис. 3. Функции распределения парных расстояний $P(R)$ образцов из табл. 2 и воздуха (9 на легенде), полученные по данным о размерах неоднородностей. Данные о размерах неоднородностей получены интегрированием одномерных кривых МУРР в PRIMUS. R – размер неоднородностей, нм.

и воздуха (съемка без образца), представляющие собой осцилляции вокруг горизонтальной оси координат (R). Функция распределения парных расстояний $P(R)$ является основной характеристикой рассеивающих объектов, которая содержит информацию о форме и структуре частицы и позволяет оценивать ее максимальный размер [34].

Осцилляция функции распределения парных расстояний вокруг горизонтальной оси указывает на отсутствие неоднородности МУРР сигнала, т.е. можно сказать, что материал закрепителя является прозрачным по данным МУРР и не вносит вклад в картину распределения неоднородностей при изучении почвенных образцов.

Сравнение данных МУРР при исследовании почвы, пропитанной различными заполнителями. Так как все изучаемые закрепители оказались прозрачными, то для следующего этапа эксперимента из них были отобраны те, что используются наиболее часто специалистами по изготовлению шлифов. Объектом являлся гумусовый горизонт (AU по [4])

чернозема типичного Курской области. Отмечается, что канадский бальзам в чистом виде и с растворителем меняют размерности нанонеоднородностей в почвенном образце (табл. 4). Тогда как образцы с эпоксидными смолами Diamant E-1016 и Allied EpoxySet не изменяют наноструктуру почвы на нативном уровне.

Сравнение данных МУРР при исследовании различных горизонтов почвы, пропитанных заполнителем. Образцы почвы разреза 1-22МПЛ, за исключением горизонта ВСс, были пропитаны смолой Allied EpoxySet. Предыдущий этап показал, что почва, пропитанная заполнителями на синтетической основе, имеет распределение неоднородностей в наноструктуре, сопоставимое с их распределением в нативной почве. Свойства этой смолы превосходят второй закрепитель по физическим показателям, поэтому он выбран для дальнейших исследований.

Данные эксперимента представлены в виде диаграммы (табл. 5). В профиле отмечается тенденция

Таблица 4. Описательные статистики размеров неоднородностей (нм) образцов почвы горизонта AU (чернозем) с различными заполнителями

№ образца	Заполнитель	Min	<i>M</i>	μ	Max	25%	75%
1	Отсутствует	106.7	118.5	116.8	125.2	112.6	121.8
2	Эпоксидная смола Allied EpoxySet	115.6	119.1	118.3	120.3	117.3	119.7
3	Diamant E-1016	105.7	110.0	109.1	111.8	107.8	110.9
4	Канадский бальзам, разведенный ксилолом	86.7	100.9	98.0	106.6	93.8	103.7
5	Канадский бальзам	81.0	83.2	83.4	85.3	82.4	84.5

Примечание. Min – минимальное значение, Max – максимальное значение, *M* – медиана, μ – среднее, 25% – квартиль Q1, 75% – квартиль Q3. Каждый образец снят в 10 повторностях.

Таблица 5. Описательные статистики размеров неоднородностей образцов почвы (разрез 1-22МПЛ) с заполнителем Allied EpoxySet, нм

№ образца	Горизонт	Заполнитель	Min	<i>M</i>	μ	Max	25%	75%	<i>S</i>	<i>p</i> -value
1	SEL	Нет	76.3	80.2	79.9	84.3	77.3	76.3	3.2	0.141
2		Есть	78.4	83.4	82.9	90.7	79.2	78.4	4.8	
3	BSN	Нет	69.0	73.9	74.2	79.7	71.3	69	4.3	0.001
4		Есть	80.1	87.0	86.4	93.6	81.0	80.1	5.9	
5	BSNca	Нет	60.2	66.0	65.2	70.7	61.8	60.2	4.3	0.004
6		Есть	69.5	78.9	79.4	95.4	70.4	69.5	10.5	
7	BCA	Нет	60.7	69.5	69.0	75.2	61.5	60.7	4.1	0.025
8		Есть	72.8	84.4	85.1	98.7	80.1	72.8	9.7	
9	BC	Нет	72.2	85.9	86.7	89.2	73.4	72.2	7.6	0.011
10		Есть	83.4	93.2	93.0	102.4	87.7	83.4	7.7	

Примечание. Min – минимальное значение, Max – максимальное значение, *M* – медиана, μ – среднее, 25% – квартиль Q1, 75% – квартиль Q3, *s* – среднееквадратичное отклонение, *p*-value – уровень значимости (критерий Стьюдента) между образцом с заполнителем и без заполнителя. Каждый образец снят в 10 повторностях.

к увеличению размера неоднородностей от 3.8 до 23.4% с увеличением глубины при заливке смолой в сравнении с данными нативной почвы. Критерием Уилка–Шапиро определено, что данные имеют нормальное распределение, поэтому для оценки достоверных различий был применен критерий Стьюдента. Все образцы за исключением образца из горизонта SEL имеют достоверные различия при уровне значимости *p*-value = 0.05.

Оценка изменений в структуре и поровом пространстве по данным КТ. Для оценки степени воздействия заполнителя на структуру почвенной массы были обработаны данные КТ горизонтов SEL (2), BSNca (3) и BCA (3) почвы разреза

1-22МПЛ; SEL (3), BSN (3) – р.2-22МПЛ; AJ (2), BIq (2) и BCA (2) – р.4-22МПЛ. В скобках указано количество повторностей. Данные повторностей имеют малый разброс КТ характеристик внутри одного горизонта и являются сопоставимыми.

Разницу в структуре между естественной и пропитанной смолами почвой можно показать в числах, факт изменений порового пространства – показателем общей пористости. Увеличение “шумности” томографических данных и попадание части шумов при сегментации в поровое пространство покажет увеличение количества закрытых пор. Это можно проследить, проведя распределение пор по размерам и оценив изменения на пределе разрешения

Таблица 6. Количественные данные объемных показателей почвы, полученные по результатам обработки КТ-изображений, %

Параметр	р. 1-22МПЛ						р. 2-22МПЛ				р. 4-22МПЛ					
	SEL		BSNca		BCA		SEL		BSN		AJ		BIq		BCA	
	н.	п.	н.	п.	н.	п.	н.	п.	н.	п.	н.	п.	н.	п.	н.	п.
Закрытые поры	4.3	4.5	0.9	1.3	1.6	1.6	1.4	1.6	1.2	1.7	0.4	0.7	0.7	0.9	0.6	0.9
Открытые поры	5.2	5.2	8.5	7.6	7.3	5.6	9.2	8.7	11.2	9.9	31.6	28.4	6.7	6.4	8.7	8.3
Общая пористость	9.5	9.7	9.4	8.8	8.9	7.2	10.6	10.4	12.4	11.6	32.1	29.1	7.4	7.3	9.3	9.3
Доля закрытых пор в ПП	45.3	46.3	9.2	14.6	24.1	27.2	15.3	20.2	9.8	15.0	1.4	2.3	9.3	12.4	7.1	10.4
Доля открытых пор в ПП	54.7	53.7	90.8	85.4	75.9	72.8	84.7	79.8	90.2	85.0	98.6	97.7	90.7	87.6	92.9	89.6

Примечание. н. — нативная почва; п. — почва, пропитанная закрепителем.

томографической съемки. Таких пор на срезах относительно немного, но суммарно на них приходится значительная часть объема порового пространства.

В результате пропитки почвы и дальнейшей визуальной оценке произошли следующие изменения: трещины, менее выраженные в естественной почве, по краям стали более широкими и раскрытыми после пропитки. Незначительно изменилась форма и внутренние очертания некоторых рыхлых структур в теле почвы, но это также может быть связано с неточностью при 3D-регистрации. При объемном моделировании разница в большинстве почв между сухим и пропитанным образцом практически незаметна.

Для всех горизонтов почв, за исключением ВСА в разрезе 1-22МПЛ, характерна трансформация пор из крупных в мелкие после пропитки по границы раздела пор в 0.1–0.2 мм. Количество мелких пор увеличивается от 0.4 до 8% (в среднем 2.8%). У горизонта ВСА разреза 1-22МПЛ до 0.08 мм количество пор сокращается на 6%, переходя в более крупные. Общая пористость в результате пропитки смолой уменьшается в среднем на 0.8%. Доля закрытых пор изменяется и имеет тренд к увеличению от 1 до 5.5% (в среднем на 3.4%) в образцах с закрепителем (табл. 6).

ОБСУЖДЕНИЕ

Результат первого этапа эксперимента показывает, что все выбранные закрепители имеют прозрачный сигнал, схожий с сигналом от воздуха. Таким образом, наполнитель сам по себе не имеет значимых неоднородностей в наноструктуре, следовательно его влияние может иметь значение только применительно к конкретному объекту.

Второй этап эксперимента подтверждает результаты первого этапа. Некоторые эпоксидные смолы демонстрируют незначительный вклад при пропитке почвенной фракции. Пихтовая смола, возможно, из-за генетической гетерогенности и свойств, отражается на картине размеров нанонеоднородностей более явно, уменьшая его в среднем с 116.1 до 83.4 нм.

Тенденция к увеличению размера неоднородностей с увеличением глубины горизонта выявляется как в нативном, так и в пропитанном состоянии почвы по данным МУРР. На данном этапе можно только предполагать природу данного явления. Не исключено влияние со стороны органического вещества, количество которого уменьшается с глубиной. Проведенные дополнительные исследования минеральной части [9], косвенно доказывают увеличение размера неоднородностей с глубиной по изменению соотношения количества отдельных глинистых минералов. Тем не менее описать столь резкое (до 23.4%) увеличение неоднородностей при пропитке на данном этапе невозможно. Исследования малоуглового рентгеновского рассеяния почвенных образцов с различными заполнителями были проведены впервые и показали необходимость дальнейших экспериментов. До сих пор неизвестно, как заполнители реагируют с конкретными элементами твердой фазы почвы: органическим веществом различного состава, кластогенными и глинистыми минералами. Планируем провести подобный эксперимент в почвенных шлифах, чтобы полностью исключить вклад конкретной фракции почвы и рассмотреть почву в целом. Этот подход сложен в пробоподготовке, так как требует переноса 30 мкм среза почвенного монолита на тонкую пленку (клеякую ленту) для съемки на станции МУРР.

Анализ данных КТ в некоторой степени подтвердил ранее опубликованный эксперимент [3]. Наблюдаем ту же самую границу раздела фракций в области 0.2 мм в ходе пропитки образцов. Не исключено, что подобный переход характерен для различных текучих веществ, имеющих гидрофильные свойства по отношению к почве. Увеличение количества мелких пор может быть связано с незначительным набуханием почвенной массы и, как следствие, уменьшения размера более крупных пор, что и наблюдается при анализе КТ данных. Этот вывод согласуется с теорией усадки-набухания почвы в зависимости от увлажнения-иссушения [40]. Не исключено, что этот же процесс влияет на увеличение числа закрытых пор вследствие сжатия каналов, соединяющих открытые поры в нативном состоянии почвы. Значительное увеличение общей пористости на фоне повышения доли более крупных объектов может показать как раз изменения в мезоструктурах, как вариант — увеличение трещин. Следует отметить, что пропитка смолой практически не дает эффекта набухания почвы. Возможно, это также связано с типом используемой смолы.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенная методическая работа позволяет учитывать вклад закрепителя при пробоподготовке образцов к микроскопическим и микроморфологическим исследованиям для целого ряда методов, таких как изучение шлифов под оптическим микроскопом, исследования монолитов в КТ, СЭМ и других. Впервые был проведен комплексный эксперимент, в ходе которого показано влияние искусственных и натуральных заполнителей на почвенную массу на нано- и микроуровнях. Апробированы и приведены оптимальные характеристики оптической части станции БиоМУР КИСИ для органо-минеральных объектов.

Сделан вывод, что синтетическая смола в качестве закрепителя оказывает незначительное влияние на микроструктуру почвы в результате набухания почвенной массы. Это влияние незначительно, но его стоит учитывать при определенных условиях: сравнение количественных структурных показателей в шлифах, аншлифах или монолитах, которые были подвергнуты воздействию закрепителя, со сходными данными полученными при исследованиях в нативном состоянии. Исследование показало рентгеновскую прозрачность наноструктуры синтетических смол, используемых в качестве закрепителей при изготовлении почвенных микромонолитов и шлифов. Получены данные о влиянии заполнителя на наноструктуру различных почвенных горизонтов. Необходимы дальнейшие исследования почвы ненарушенного микросложения в тонких срезах из микромонолитов.

БЛАГОДАРНОСТЬ

Авторы выражают благодарность признательность Г.С. Петерсу за помощь в съемке на станции БиоМУР “КИСИ-Курчатов”; М.А. Лебедеву за рекомендации при пробоподготовке материалов закрепителей; П.В. Конареву за помощь в интерпретации данных МУРР. Томографические исследования проведены на базе Центра коллективного пользования научным оборудованием “Функции и свойства почв и почвенного покрова” Почвенного института им. В. В. Докучаева.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена при финансовой поддержке РНФ, проект № 21-74-20121.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абросимов К.Н., Герке К.Н., Семенов И.Н., и Корост Д.В. Применения алгоритма Оцу при сегментации порового пространства почв по томографическим данным // Почвоведение. 2021. № 4. С. 475–488.
<https://doi.org/10.31857/S0032180X21040031>
2. Бернштейн П.С., Буняк Н.Д. Пропитка заготовок для изготовления безрельефных аншлифов составами на основе сингенетических смол и мониторинг их в стандартные шашки // Тр. ЦНИГРИ цвет. и благород. металлов. 1974. № 142. С. 3–47.
3. Калинин Т.Г., Ивонин Д., Абросимов К.Н., Грачев Е.А., Сорокина Н.В. Анализ томографических изображений структуры порового пространства почв методами интегральной геометрии // Почвоведение. 2021. № 9. С. 1113–1123.
<https://doi.org/10.31857/S0032180X21090033>
4. Классификация и диагностика почв России. Смоленск: Ойкумена, 2004. 342 с.
5. Классификация и диагностика почв СССР. М.: Колос, 1977. 224 с.
6. Коненко В.Ф. Методика изготовления прозрачных препаратов для исследования на микрозонде // Минералогия и петрохимия интрузивных комплексов Сибири. Новосибирск: Наука, 1982, 156 с.
7. Лебедева М.П., Плотникова О.О., Чурилин Н.А., Романис Т.В., Шишков В.А. Влияние состава и свойств хвалыньских отложений на эволюцию почв Волго-Уральского междуречья (по результатам минералогических и микроморфологических исследований) // Геоморфология. 2022. № 53. С. 48–59.
<https://doi.org/10.31857/S0435428122050091>

8. Михайленко Ю. В. Изготовление прозрачных и полированных шлифов. Методические указания. Ухта: УГТУ, 2012. 43 с.
9. Мусаэлян Р.Э. Связь между данными малоуглового рентгеновского рассеяния и рентгеновской дифракции при определении минерального состава солонца (Джаныбекский стационар) // Глины и глинистые минералы — 2023. VI Рос. сов. по глинам и глинистым минералам “ГЛИНЫ-2023”. СПб., 13–16 июня 2023 г. М.: ИГЕМ РАН, 2023. 232 с.
10. Полевой определитель почв России. М.: Почв. ин-т им. В.В. Докучаева, 2008. 182 с.
11. Роде А.А., Польский М.Н. Почвы Джаныбекского стационара, их морфологическое строение, механический и химический состав и физические свойства // Почвы полупустыни Северо-Западного Прикаспия и их мелиорация. 1961. Т. 56. С. 3–214.
12. Хумров Н.Б., Герасимова М.И. Диагностические горизонты в классификации почв России: версия 2021 г. // Почвоведение. 2021. № 8. С. 899–910. <https://doi.org/0.31857/S0032180X22010087>
13. Хумров Н.Б., Герасимова М.И. Предлагаемые изменения в классификации почв России: диагностические признаки и почвообразующие породы // Почвоведение. 2022. № 1. С. 3–14. <https://doi.org/10.31857/S0032180X22010087>
14. Bahadur J., Radlinski A.P., Melnichenko Y.B., Mastalerz M., Schimmelmann A. Small-angle and ultra-small-angle neutron scattering (SANS/USANS) study of New Albany shale: a treatise on microporosity // Energy Fuels. 2015. V. 29. P. 567–576. <https://doi.org/10.1021/ef502211w>
15. Bendle J., Palmer A., Carr S. A comparison of micro-CT and thin section analysis of Lateglacial glaciolacustrine varves from Glen Roy, Scotland // Quarter. Sci. Rev. 2015. P. 114. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.02.008>
16. Neil C.W., Hjelm R.P., Hawley M.E., Watkins E.B., Cockreham C., Wu D., Mao Y. Probing oil recovery in shale nanopores with small-angle and ultra-small-angle neutron scattering // Int.J. Coal Geology. 2022. V. 253. P. 103950. <https://doi.org/10.1016/j.coal.2022.103950>
17. Elliot T., Heck R. A comparison of optical and X-ray CT technique for void analysis in soil thin section // Geoderma. 2007. V. 141. P. 60–70. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2007.05.001>
18. Fomin D.S., Yudina A.V., Romanenko K.A., Abrosimov K.N., Karsanina M.V., Gerke K.M. Soil pore structure dynamics under steady-state wetting-drying cycle // Geoderma. 2023. V. 432. P. 116401. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2023.116401>
19. Fomin D., Timofeeva M., Ovchinnikova O., Valdes-Korovkin I., Holub A., Yudina A. Energy-Based Indicators of Soil Structure by Automatic Dry Sieving // Soil Till. Res. 2021. V. 214. P. 105183. <https://doi.org/10.1016/j.still.2021.105183>
20. Ganyushkin D., Lessovaia S., Vlasov D., Kopitsa G., Almásy L., Chistyakov K., Panova E. Application of Rock Weathering and Colonization by Biota for the Relative Dating of Moraines from the Arid Part of the Russian Altai Mountains // Geosciences (Switzerland). 2021. V. 11(8). P. 342. <https://doi.org/10.3390/geosciences11080342>
21. Greenland D.J. Soil damage by intensive arable cultivation: temporary or permanent? // Phil. Trans. Royal Soc. 1977. V. 281. P. 193–208.
22. Hammersley A.P. FIT2D: a multi-purpose data reduction, analysis and visualization program // J. Appl. Crystallogr. 2016. V. 49. P. 646–652. <https://doi.org/10.1107/S1600576716000455>
23. Hildebrand T., Rueggsegger P. A new method for the model independent assessment of thickness in three dimensional images // J. Microsc. 1997. V. 185. P. 67–75. <https://doi.org/10.1046/j.1365-2818.1997.1340694.x>
24. IUSS Working Group WRB 2015 World Reference Base for Soil Resources 2014, update 2015 International soil classification system for naming soils and creating legends for soil maps / World Soil Resources Reports no 106. Rome: FAO. 2015.
25. Konarev P.V., Volkov V.V., Sokolova A.V., Koch M.H.J., Svergun D.I. PRIMUS: a Windows PC-based system for small-angle scattering data analysis // J. Appl. Crystallogr. 2003. V. 36. P. 1277–1282. <https://doi.org/10.1107/S0021889803012779>
26. Lebedeva M.P., Golovanov D.L., Abrosimov K.N. Micro-morphological diagnostics of pedogenetic, eolian, and colluvial processes from data on the fabrics of crusty horizons in differently aged extremely aridic soils of Mongolia // Quarter. Int. 2016. V. 418. P. 75–83. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.12.042>
27. Lessovaia S.N., Gerrits R., Gorbushina A.A., Polekhovsky Y.S., Dultz S., Kopitsa G.G. Modeling Biogenic Weathering of Rocks from Soils of Cold Environments // Processes and Phenomena on the Boundary Between Biogenic and Abiogenic Nature. Lecture Notes in Earth System Sciences. 2020. V. 789. P. 501–515. https://doi.org/10.1007/978-3-030-21614-6_27
28. Lessovaia S., Plötze M., Inozemzev S., Goryachkin S. Traprock transformation into clayey materials in soil environments of the Central Siberian Plateau, Russia // Clays and Clay Minerals. 2016. V. 64. P. 668–676. <https://doi.org/10.1346/CCMN.2016.064042>
29. Haili L., Anneleen F., Julie D., Bart P., Swennen R. X-ray high resolution micro-CT of thin sections: A new calibration approach between classical // EGU General Assembly Conference Abstracts. 2009.
30. Mady A.Y., Shein E.V., Abrosimov K.N., Skvortsova E.B. X-ray computed tomography: Validation of the effect of pore size and its connectivity on saturated hydraulic conductivity // Soil Environ. 2021. V. 40. P. 1–8. <https://doi.org/10.25252/SE/2021/182420>

31. *Mady A.Y., Shein E.V., Skvortsova E.B., Abrosimov K.N.* Evaluate the impact of porous media structure on soil thermal parameters using x-ray computed tomography // *Eurasian Soil Science*. 2020. V. 53. P. 1752–1759. <https://doi.org/10.1134/S1064229320120066>
32. *Nguyen T.X., Bhatia S.K.* Characterization of accessible and inaccessible pores in microporous carbons by a combination of adsorption and small angle neutron scattering // *Carbon*. 2012. V. 50. P. 3045–54. <https://doi.org/10.1016/j.carbon.2012.02.091>
33. *Peters G.S., Zakharchenko O.A., Konarev P.V., Kartmazikov Y.V., Smirnov M.A., Zabelin A.V., Mukhammedzhanov E.H.* The small-angle X-ray scattering beamline BioMUR at the Kurchatov synchrotron radiation source // *Nucl. Instruments Methods Phys. Res. Sect. A Accel. Spectrometers, Detect. Assoc. Equip.* 2019. V. 945. P. 162616. <https://doi.org/10.1016/J.NIMA.2019.162616>
34. *Peters G.S., Gaponov Y.A., Konarev P.V., Marchenkova M.A., Ilina K.B., Volkov V.V., Pisarevsky Y.V.* Upgrade of the BioMUR beamline at the Kurchatov synchrotron radiation source for serial small-angle X-ray scattering experiments in solutions // *Nucl. Instruments Methods Phys. Res. Sect. A Accel. Spectrometers, Detect. Assoc. Equip.* 2022. V. 1025. P. 166170. <https://doi.org/10.1016/J.NIMA.2021.166170>
35. *Plotnikova O., Romanis T., Kust P.* Comparison of digital image analysis methods for morphometric characterization of soil aggregates in thin sections // *Dokuchaev Soil Bulletin*. 2020. V. 104. P. 199–222. <https://doi.org/10.19047/0136-1694-2020-104-199-222>
36. *Radlinski A.P., Radlinska E.Z.* The microstructure of pore space in coals of different rank: a small angle scattering and SEM study // *Coalbed methane: scientific, environmental and economic evaluation* / Eds. Mastalerz M. et al. Dordrecht, 1999. P. 329–365. https://doi.org/10.1007/978-94-017-1062-6_20
37. *Remy E., Thiel E.* Medial axis for chamfer distances: computing look-up tables and neighbourhoods in 2D or 3D // *Pattern Recognition Lett.* 2002. V. 23. P. 649–661. [https://doi.org/10.1016/S0167-8655\(01\)00141-6](https://doi.org/10.1016/S0167-8655(01)00141-6)
38. *Ruppert L.F., Sakurovs R., Blach T.P., He L., Melnichenko Y.B., Mildner D.F.R., Alcantar-Lopez L.* A USANS/SANS Study of the Accessibility of Pores in the Barnett Shale to Methane and Water // *Energy and Fuels*. 2013. V. 27. P. 772–779. <https://doi.org/10.1021/EF301859S>
39. *Stirck G.B.* Some aspects of soil shrinkage and effect of cracking upon water entry into the soils // *Austr. J. Agric. Res.* 1954. P. 279–296. <https://doi.org/10.1071/AR9540279>
40. *Svergun D.I.* Determination of the regularization parameter in indirect-transform methods using perceptual criteria // *J. Appl. Crystallogr.* 1992. V. 25. P. 495–503. <https://doi.org/10.1107/S0021889892001663>
41. *Tsukimura K., Miyoshi Y., Takagi T., Suzuki M., Wada S.* Amorphous nanoparticles in clays, soils and marine sediments analyzed with a small angle X-ray scattering (SAXS) method // *Scientific Rep.* 2021. V. 11. <https://doi.org/10.1038/s41598-021-86573-9>
42. *Ulrich D., van Rietbergen B., Laib A., Ruegsegger P.* The ability of three-dimensional structural indices to reflect mechanical aspects of trabecular bone // *Bone*. 1999. V. 25. P. 55–60. [https://doi.org/10.1016/s8756-3282\(99\)00098-8](https://doi.org/10.1016/s8756-3282(99)00098-8)
43. *Volkov V.V., Konarev P.V., Kryukova A.E.* Combined Scheme of Reconstruction of the Particle Size Distribution Function Using Small-Angle Scattering Data // *JETP Lett.* 2021. V. 1129. P. 591–595. <https://doi.org/10.1134/S0021364020210110>
44. *Young I.T., Gerbrands J.J., van Vliet L.J.* Fundamentals of Image Processing. 2004. P. 112.
45. *Zhao J., Jin Zhijun, Hu Q., Jin Zhenkui, Barber T.J., Zhang Y., Bleuel M.* Integrating SANS and fluid-invasion methods to characterize pore structure of typical American shale oil reservoirs // *Sci. Rep.* 2017. V. 7. P. 1–16. <https://doi.org/10.1038/S41598-017-15362-0>

Effect of Different Synthetic Resins on Soil Nano- and Microstructure

R. E. Musaelyan^{1, *}, K. N. Abrosimov¹, and K. A. Romanenko¹

¹*Dokuchaev Soil Science Institute, Moscow, 119017 Russia*

**e-mail: romaniero1@gmail.com*

The use of synthetic and natural resins in the fixation of organic-mineral matter for further studies is common, e.g. in the micromorphological study of soils, since the procedure of making thin sections includes the impregnation of the sample with aggregates. At the same time, their effect on the soil structure has not been known until now. In this article, an experiment to study the effect of synthetic and natural resins on the nano- and microstructure of soil during impregnation is set up for the first time. Using small-angle X-ray scattering and computed tomography techniques, the first data are obtained on the characteristics of resins frequently used in laboratories, as well as on their effects on the structure of soil samples. The X-ray “transparency” of fixing materials was detected. Subsequent impregnation of AU horizon fraction from Haplic Chernozems of Kursk region by them allowed to establish the influence of epoxy resin on the change of size of nanostructural heterogeneities of soil. The experiment with different horizons of Protosalic Solonetz allowed to establish an increase in the size of nanoheterogeneities with depth in the trend of native soil in relation to the trend of impregnated soil. At the micro level, a decrease in microporosity within the first per cent after polymerisation of the curing agent was proved. The nanostructure of soil monoliths and separate fractions were investigated for the first time at this station. The above results can be used in sample preparation and further analysis of organic-mineral objects (soil, rock, ground) for a number of studies that require fixation of the substance structure at different dimensional levels.

Keywords: computed tomography, small angle X-ray scattering, SAXS, epoxy resin, Canadian balsam, microscopy, micromorphology, thin section

ПРОМЕРЗАНИЕ ПОЧВЕННОГО КОМПЛЕКСА МЕЛОВЫХ КРИОМОРФНЫХ ПОЧВ В ОРЕНБУРГСКОЙ ОБЛАСТИ: ТЕМПЕРАТУРНЫЙ РЕЖИМ И ПРОЯВЛЕНИЕ КРИОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ В ПОЧВЕННОМ ПРОФИЛЕ

© 2024 г. Д. Г. Поляков^{a, *}, А. Г. Рябуха^a, Т. А. Архангельская^b, И. В. Ковда^c

^aИнститут степи УрО РАН, ул. Пионерская, 11, Оренбург, 460000 Россия

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

^cПочвенный институт им. В.В. Докучаева, Пыжевский пер., 7, Москва, 117043 Россия

*e-mail: polakovdg@yandex.ru

Поступила в редакцию 09.11.2023 г.

После доработки 10.01.2024 г.

Принята к публикации 11.01.2024 г.

Исследована динамика температуры сопряженных почв палеокриогенного почвенного комплекса на меловых отложениях в Оренбургской области. Измерения температуры сочетали с изучением криогенных признаков. В лаборатории определили температуру замерзания почвенной влаги. Выявлена существенная неоднородность температурного поля почв комплекса. В течение осени–зимы почва микроповышения была холоднее, чем почвы микропонижения и микросклона, а в весенне-летний период микросклон прогревался быстрее, чем микроповышение и микропонижение. Расхождения между температурой почв в промерзшем слое на микроповышении и в микропонижении достигали -4.5°C в начале промерзания (15.12.2019 на глубине 15 см), -4.0°C в конце зимы (10–11.02.2020 на глубине 5 см), и -6.5°C при оттаивании (21–23.03.2020 на глубине 5 см). Расхождения в температурном режиме сопряженных почв сопровождались различиями в профильном распределении влаги и влияли на проявление криогенных процессов. Почвы микроповышения промерзали глубже, в них формировалась шлировая криогенная текстура на всю глубину промерзания, это сопровождалось морозным пучением, сортировкой крупнозема, формированием пористой корки на поверхности, что обеспечивало поддержание микрорельефа и структуры почвенного покрова меловых полигонов. Криогенные текстуры определяют формирование плитовидной структуры почв на микроповышениях. В микропонижениях промерзание блокировалось в средней части профиля вследствие относительно высоких температур почвы и низких температур промерзания почвы. Криогенные признаки и процессы, отмеченные на микроповышениях, в микропонижениях не выражены.

Ключевые слова: микрорельеф, палеокриогенез, переохлаждение воды в почве, ледяные шлиры, криогенная текстура, зимняя влагозарядка, морозное пучение

DOI: 10.31857/S0032180X24060056, EDN: YBQDNI

ВВЕДЕНИЕ

Промерзание оказывает влияние на функционирование и развитие почв даже при кратковременных понижениях температуры почвы ниже 0°C и эпизодических фазовых переходах воды [23]. Криогенез замедляет одни процессы и усиливает другие, трансформирует продукты почвообразования, придавая им новые свойства, зачастую нехарактерные для данного типа почвообразования [36].

Промерзание почв обычно начинается при температуре почвы чуть ниже 0°C . Глубина промерзания засоленных почв зависит не только от температуры почвы, но и от температуры замерзания почвенной влаги. Наблюдается зависимость температуры замерзания почвенной влаги от гранулометрического состава почвы и засоления. При увеличении содержания ила (частиц диаметром <0.002 мм) с 5 до 25% температура замерзания почвенной влаги снижается с -0.05 до -0.25°C [51].

Глинистые почвы могут не промерзать при температуре до -0.5°C [52]. Гораздо более существенное снижение температуры заморозания почвенной влаги может обуславливаться засолением [44], так как температура заморозания раствора понижается по мере увеличения его общей минерализации [16]. Температура промерзания лёсса из округа Ланьчжоу (КНР) с содержанием солей 0.876% при влажности 20% составила около -1.5°C [44]. По другим данным, при влажности 18% и отсутствии засоления температура промерзания почвы составляет около -0.5°C . Увеличение содержания солей до 0.5% понижает температуру промерзания почвы до -1.1°C , а при 1% засолении — до -2.5°C [52]. Высокоминерализованные почвенные растворы солончакового горизонта солончаков Монголии не заморают даже при -25°C [18].

Промерзание тонкодисперсных почв и грунтов сопровождается миграцией влаги к фронту промерзания, при котором может происходить выделение прослоек льда, чередующихся со слоями иссушения [13]. Вместе с влагой перемещаются ионы солей [43]. Эффект миграции в отношении льдонакопления в конечном счете определяется соотношением между скоростью промерзания почвы и скоростью подачи (подтока) воды к фронту промерзания. Это соотношение определяет в основном характер миграции воды в конкретных литологических условиях и морфологию ледяных включений. При очень быстром заморозании влаги ее заметного перемещения не происходит [31].

Скорость промерзания почвы определяется, с одной стороны, внешними условиями, т.е. величиной отрицательной температуры на поверхности почвы, и с другой стороны, свойствами самой почвы, в первую очередь количеством промерзающей влаги и температуропроводностью почвы, которая в свою очередь зависит от плотности почвы, ее гранулометрического состава и содержания органического вещества. Температуропроводность почвы — динамический показатель: в течение года она меняется при изменениях влажности и резко увеличивается после промерзания почвы. В частности, для суглинков и глин при плотности 1.3 г/см^3 и влажности 25% температуропроводность мерзлой почвы в 1.6 раза больше температуропроводности талой почвы, что обусловлено увеличением теплопроводности почвы при замене воды на лед и более чем двукратным уменьшением теплоемкости льда по сравнению с водой [27].

Глубина промерзания почвы связана с высотой снежного покрова: чем больше снежный покров, тем меньше мощность сезонно-мерзлого слоя. Например, по данным Барнаульской метеорологической станции, зимы 1928—1929 и 1932—1933 гг. характеризовались одинаковыми суммами отрицательных среднемесячных температур воздуха (-74.5°C), но различались количеством выпавшего

снега: во время многоснежной зимы 1928—1929 гг. средняя высота снежного покрова за зиму составила 34 см, а во время среднеснежной зимы 1932—1933 гг. — 22 см. Соответствующие глубины промерзания почвы при этом отличались более чем в 1.3 раза, составив 122 и 162 см [41]. Та же зависимость глубины промерзания почвы от мощности снежного слоя отмечалась в Барабинской степи, на различных участках которой высота снега составляла 180, 80 и 20 см при соответствующих глубинах промерзания почвы 10—12, 70 и 90 см [41].

Влияние криогенеза на почвообразование обусловлено, главным образом, физическими процессами. Интенсивность воздействия на почву внутрипочвенного льдообразования и таяния льда определяется флуктуациями влажности и температуры почвы в зимний период, а также градиентами температуры в почвенном профиле. Льдообразование в тонкодисперсных породах выступает как мощный стимулятор миграции воды, в результате чего она консервируется, переходя в лед и наращивая ледяные образования. Накопление льда в почвах может быть очень существенным. В некоторых горизонтах объем ежегодно формируемого текстурного льда может достигать 40% от общего объема почвы [45].

В отдельных случаях криогенные процессы формируют специфический водно-солевой режим. В засоленных гидроморфных почвах южного Забайкалья отмечается кратковременное летнее рассоление и длительное соленакопление, начинающееся осенью и заканчивающееся в начале лета. В осенне-зимнюю фазу периода соленакопления засоление происходит за счет перемещения солей вверх, к промерзающему горизонту. Весной, по мере оттаивания почвы, соли подтягиваются из оттаявших слоев к подсыхающей поверхности, где концентрируются за счет испарения и десукции [20]. Сходный генезис засоления был отмечен в условиях криоаридного климата Восточной Сибири [37, 38].

Температура почвы при промерзании может играть существенную роль в формировании характерных признаков почв. Например, существует мнение, что формирование угловато-крупитчатой структуры криометаморфического горизонта происходит в результате длительного осенне-зимнего промерзания почвы, в зоне нулевой завесы, характеризующейся установлением продолжительных околонулевых температур в слое фазовых переходов вода—лед [17].

В промерзающих почвах наблюдается годовой цикл развития криогенных процессов. Он включает в себя четыре фазы: I — функционирование почвы при положительных температурах, II — промерзание почвы и образование льда в почвенном профиле, III — мерзлое состояние почвы,

IV – оттаивание почвы. Выделяются следующие криогенные процессы в почвах: криогенное выветривание, льдообразование, оттаивание льда, десублимация, морозное пучение, криогенная сортировка, криогенное давление, криогенное оструктуривание, морозобойное растрескивание, криотурбации, образование псевдоморфоз, криогенная деструкция органического вещества. Фазы отличаются активностью рассматриваемых криогенных процессов, определяющих формирование криогенных признаков на разных уровнях организации почв [45].

Криогенные процессы приводят к формированию в почвах характерных криогенных признаков, основным ареалом проявления которых являются в основном почвы полярного и частично бореального поясов [26]. Реликтовые криогенные признаки могут встречаться вне этих зон, например, в палеокриогенных почвах, хорошо изученных в пределах лесной и лесостепной зон Русской равнины [1, 11, 22]. Здесь широко распространен реликтовый криогенный микрорельеф, содержащий в основе палеомерзлотный комплекс: блок (микropовышение) и псевдоморфоза по морозобойным трещинам (микropонижение) [11]. С палеокриогенезом на Русской равнине связано формирование характерных признаков и структуры почвенного покрова [1, 11, 22]. При этом даже сnivelированный палеокриогенный микрорельеф продолжает влиять на гидротермический режим и является основой сохранности структуры почвенного покрова, имеющей реликтовый криогенный характер [4].

Промерзающие почвы разных элементов современного или реликтового микрорельефа характеризуются неоднородностью факторов промерзания почвы: высотой снежного покрова, предзимней влажностью почвы, засоленностью. Кроме того, почвы комплексов обычно различаются по своим базовым физическим свойствам, что влияет на температуропроводность, и в результате температурный режим сопряженных почв может демонстрировать существенную латеральную неоднородность [4, 5, 7, 8, 10]. Так, на примере палеокриогенных почвенных комплексов Владимирского ополья было выявлено организующее воздействие неоднородного температурного поля на процессы функционирования почвенного покрова [2, 3].

Меловые полигоны Оренбургской области имеют закономерный характер пространственного расположения микropовышений и полигональное расположение микropонижений в плане и также являются примером реликтового криогенного микрорельефа (рис. S1). По классификации реликтового криогенного микрорельефа [11] они отнесены к полигонально-блочному. Авторы считают, что меловые полигоны сформировались в условиях криоаридного климата, многолетней мерзлоты, морозобойного растрескивания грунтов

и роста полигонально-жильных льдов [34, 35]. Условия для их формирования могли существовать во время последнего ледникового максимума валдайского оледенения (25–12 тыс. л. н.), когда для исследуемой территории была реконструирована вечная мерзлота [12, 50]. При этом удивляет факт хорошей сохранности палеокриогенного микрорельефа, а также разнообразие криогенных морфологических макро- и микропризнаков в почвах меловых полигонов [46, 47], что подразумевает наличие факторов и процессов, поддерживающих их в современных условиях за пределами криолитозоны.

Цель работы – исследование динамики температуры и проявления криогенных процессов в комплексном почвенном покрове меловых полигонов юга Оренбургской области.

ОБЪЕКТ И МЕТОДЫ

Объектом исследования послужили почвы специфических ландшафтов, которые называются “меловые полигоны” и встречаются в пределах Общего Сырта и Подуральского плато на участках с близким залеганием к дневной поверхности отложений белого писчего мела [24, 39], продукты дезинтеграции которого составляют основу почвообразующих пород комплекса. Ключевой участок, расположенный у с. Новопавловка Акбулакского района Оренбургской области (51°08'10" N, 55°37'16" E), подробно описан в работах [29, 46].

Климатические условия района исследований типичны для подзоны бедноразнотравных ковыльно-типчачковых степей Заволжья. По данным метеостанции Акбулак, расположенной в 15 км южнее исследуемого участка, климат характеризуется засушливостью, континентальностью, преобладанием испаряемости над осадками (коэффициент увлажнения около 0.55). Среднегодовая температура воздуха за период с 1990 г. по 2020 г. составила 5.7°C, средняя температура января равняется –11.9°C, июля – 22.8°C. Годовая сумма осадков составляет 336 мм. Глубина промерзания почвы может достигать 140 см, высота снежного покрова составляет около 30 см.

Микрорельеф участка представлен регулярной сетью микropовышений (бугров), имеющих форму выпуклых многоугольников, разделенных ложбинообразными микropонижениями. Длина волны, т.е. расстояние между центрами соседних микropовышений изменяется от 3.7 м до 7.9 м (медиана 5.7 м). Размеры микropовышений по днищу варьируют от 3.5 м до 7.2 м (медиана 5 м). Центральные части микropовышений лишены почвенного и растительного покрова и представляют собой белые пятна выдавленного мела, диаметром от 0.5 м до 4.1 м (медиана 2.3 м). Ложбинообразные микropонижения между полигонами U образной формы и хорошо выделяются за счет густого растительного

покрова. Их ширина составляет 0.5–0.8 м, расширяясь на пересечениях до 1.0–1.2 м. Амплитуда микрорельефа, т. е. превышение вершин бугров над наиболее низкой позицией днища ложбин, варьирует от 0.2 до 0.4 м с медианой 0.3 м. Наиболее часто амплитуда микрорельефа участка “Новопавловка” составляет 25–30 см.

Почвенный покров ландшафтов меловых полигонов связан с микрорельефом палеокриогенного мерзлотного комплекса (рис. S2). По псевдоморфозам в микропонижениях формируются Rendzic Calcaric Phaeozems с хорошо развитым гумусовым горизонтом. На микросклонах палеомерзлотных блоков развиты Calcaric Regosols (Ochric) с гумусовым горизонтом небольшой мощности. В центральной части палеомерзлотных блоков, занятых интрузиями с пятнами меловой породы, сформированы Calcaric Regosols [46]. Названия составляющих комплекс почв, в соответствии с классификацией почв России [28], предложены и подробно обсуждаются в работе [30]: светлогумусовые в микропонижениях, светлогумусовые криоструктурнометаморфические на микросклонах и криоструктурнометаморфические в центральной части микроповышений.

Почвы засолены. Наибольшее содержание солей отмечается в Calcaric Regosol микроповышений, для которых характерно очень сильное хлоридно-содовое засоление (0.88%) с поверхностным максимумом солей и солевым налетом на меловых пятнах. Calcaric Regosol (Ochric) микросклонов сильно засолены с поверхности хлоридами с участием соды (0.64%); вниз по профилю засоление снижается. Rendzic Calcaric Phaeozem микропонижений засолены в средней степени (0.31%); тип засоления сульфатно-хлоридный с участием соды, а содержание солей постепенно нарастает к нижней части профиля [29].

По гранулометрическому составу почвы комплекса представляют собой средние и тяжелые суглинки, легкие и средние глины; степень каменистости (содержание крупнозема) в разных горизонтах варьирует от слабой до сильной, также имеются внутригоризонтные скопления. Плотность почв изменяется от 1.07 г/см³ в верхней части гумусового горизонта микропонижения при наименьшем содержании мела, до 1.53 г/см³ в подповерхностной части микроповышения при высоком содержании мела [29].

Температуру почв измеряли с 01.11.2019 по 14.06.2020, что включало периоды промерзания, оттаивания и прогревания почвы. Измерения проводили стационарно в полевых условиях автономными регистраторами температуры – логгерами iButton. Использованы логгеры с разрешающей способностью 0.5°C и объемом памяти 2048 измерений (Л1), а также с разрешающей способностью

0.0625°C и объемом памяти 4096 измерений (Л2). Л1 были запрограммированы на запись 8 измерений в сутки, Л2 – на 16 измерений в сутки.

Логгеры располагали колонкой на разных элементах микрорельефа и глубинах около: 5, 10, 15, 20, 25, 40, 60, 80, 100 и 130 см (рис. S3). Их закладывали в вертикальную стенку траншеи на глубину около 10 см перпендикулярно срезу, после чего траншею послойно закапывали и трамбовали. По верху траншеи в микропонижении и на микросклонах выкладывали дерн, на микроповышении – меловой материал. Относительные превышения поверхности почвы в местах закладки логгеров составили: на микроповышении 27 см, в верхней и средней частях микросклона 20 и 17 см соответственно.

Снеговую съемку проводили однократно (11.03.2020). Высоту снежного покрова определяли снегомерной рейкой с шагом по горизонтали 50 см вдоль линий, соединяющих вершины соседних микроповышений. На участке температурных исследований снегомерную съемку не проводили, чтобы не нарушить снежный покров.

Образцы почвенных горизонтов для изучения глубины промерзания, криогенных текстур и криогенного перераспределения влаги отбирали в следующем сезоне, перед промерзанием (18.11.2020) и в промерзшей почве (17.12.2020). В промерзшей почве образцы отбирали с применением коронки для сверления бетона, закрепленной на аккумуляторном шуруповерте. Таким способом удалось получить ненарушенные образцы промерзшей почвы в микропонижении на всю глубину промерзания, а именно до 18 см. На микроповышении керны промерзшей почвы отобраны до глубины 32 см; глубже образцы отбирали ударно-буровым способом. Образцы при извлечении из коронки часто разламывались и расслаивались по шлям. Глубину промерзания устанавливали по изменению твердости почвы при бурении и контролировали наличием ледяных включений в отбираемых образцах. В талой зоне образцы отбирали с использованием стандартного почвенного бура. Влажность почвы в отобранных образцах определяли методом горячей сушки при 105°C [9, 49].

Температуру замерзания почвенной влаги в почвах контрастных элементов микрорельефа определяли в лаборатории для образцов, в которых уже было определено содержание предзимней влаги в полевых условиях. К воздушно-сухим образцам массой от 60 до 80 г. добавляли дистиллированную воду, доводя влажность почвы до 0.2 г/г, что близко к ее содержанию в талой зоне при промерзании (17.12.2020). Крупнозем из образцов не убирала, так как в естественных условиях он содержит влагу, которая участвует в процессах промерзания. После увлажнения почвы бюксы закрывали, щель между

крышкой и стаканчиком заклеивали изолентой и оставляли на сутки при комнатной температуре. После суточного выдерживания в центр образцов закладывали логгер и немного уплотняли почву. Логгеры предварительно программировали на измерение температуры с разрешающей способностью 0.0625°C и частотой записи показаний через 1 мин. Образцы помещали в морозильную камеру с температурой -20°C и выдерживали около 1 ч с 30-минутной задержкой измерений, необходимой для охлаждения образцов.

Температуру заморозания почвенной влаги определяли на графиках изменения температуры почвы как наивысшую температуру платообразного участка графика, наблюдаемого после температурного скачка [32, 42]. При замораживании образца вначале наблюдается быстрое понижение температуры и охлаждение образца ниже 0°C , без образования льда. При появлении первых центров кристаллизации воды начинается резкое повышение температуры (температурный скачок) за счет выделения скрытой теплоты льдообразования, после которого наступает период с относительно устойчивой отрицательной температурой и происходит кристаллизация наиболее свободной влаги. Эта температура является температурой начала заморозания грунтовой влаги. При дальнейшем замораживании грунта его температура понижается медленнее, чем на начальном этапе, по нелинейному закону с выпуклостью кривой к временной оси. На этом участке происходит заморозание рыхлосвязанной влаги с постепенно уменьшающимся выделением скрытой теплоты льдообразования. Когда в грунте остается лишь прочносвязанная вода, наблюдается быстрое понижение температуры до температуры окружающей среды.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Климатические условия в ноябре 2019—июле 2020 гг. отличались от среднемноголетних за последние 30 лет (1993—2022). В декабре—феврале осадков выпало на 41% больше средних многолетних значений, а температура воздуха была выше на 3.2°C — в декабре, на 6.2°C — в январе и на 5.9°C — в феврале. Это создало условия для менее интенсивного охлаждения и промерзания почвы, по сравнению с условиями последних десятилетий. Весна 2020 г. характеризовалась пониженным количеством осадков, составившим 68% от среднего. В марте выпало 67%, в апреле — 88%, а в мае — 53% осадков от нормы. Температура воздуха в апреле и мае практически не отличалась от среднемноголетних, март был теплее на 5.8°C . В целом, погода в период наблюдений была мягче климатических условий, сложившихся за последние 30 лет (рис. S4).

Температура почвы. Температура почвы на разных глубинах отличалась по элементам

микрорельефа. Рассмотрим сезонный ход температуры в разных частях почвенного профиля: в приповерхностной части — на глубине 5 см, в средней — на глубине 20 см и в нижней — на глубине 80 см.

В приповерхностной части (на глубине 5 см) температура почвы в основном определяется условиями теплообмена на деятельной поверхности. Почва в микропонижении была самой теплой от начала измерений и до второй декады марта, затем она заняла промежуточное положение между почвами микросклона и микроповышения. Температура на микросклоне и микроповышении была примерно одинаковой до второй декады марта, после которой микросклон стал сильнее прогреваться, а на микроповышении температура стала самой низкой.

Более низкие температуры почвы на микроповышении по сравнению с микропонижением объясняются микрорельефом, меньшей глубиной снежного покрова и большей теплопроводностью почв микроповышений, которая при промерзании существенно увеличивается, так как почва сковывается льдом. Теплопроводность воды составляет $1.34 \times 10^{-7} \text{ м}^2/\text{с}$, а при ее заморозании повышается до $11.5 \times 10^{-7} \text{ м}^2/\text{с}$ [25].

В начале зимы, при понижении температуры воздуха до -15°C и ниже, на графиках динамики температуры почвы на глубине 5 см появлялись характерные отклики в виде V-образных спадов температуры с последующим подъемом вслед за повышением температуры воздуха. После выпадения снега в почвах микропонижений быстрые спады температуры практически не выражены, на микросклоне и микроповышении они отчетливо проявлялись до 2 декабря, пока снежный покров не достиг 5 см (рис. 1). Январские морозы вызвали менее заметные спады, чем ранее, что можно объяснить формированием снежного покрова. Спады температуры при морозах в феврале не зафиксированы в микропонижении, слабо выражены на микросклоне, и наиболее выражены на микроповышении. Вероятно, к этому времени произошло формирование снежного покрова с наибольшей мощностью в микропонижении и наименьшей на микроповышении. Такое распределение показала снегомерная съемка, проведенная нами в первой декаде марта. Мощность снежного покрова на микроповышениях составила в среднем $3 \pm 1 \text{ см}$ ($N=7$), в средней части микросклона — $12 \pm 3 \text{ см}$ ($N=15$), в микропонижении — $28 \pm 4 \text{ см}$ ($N=15$).

После снеготаяния и начала прогревания почвы распределение температуры в почвах комплекса изменилось. Наиболее теплой стала приповерхностная часть микросклона. Температура поверхности микропонижения была средней, а микроповышения — самой холодной, что можно объяснить более высоким альбедо мела, которое достигает

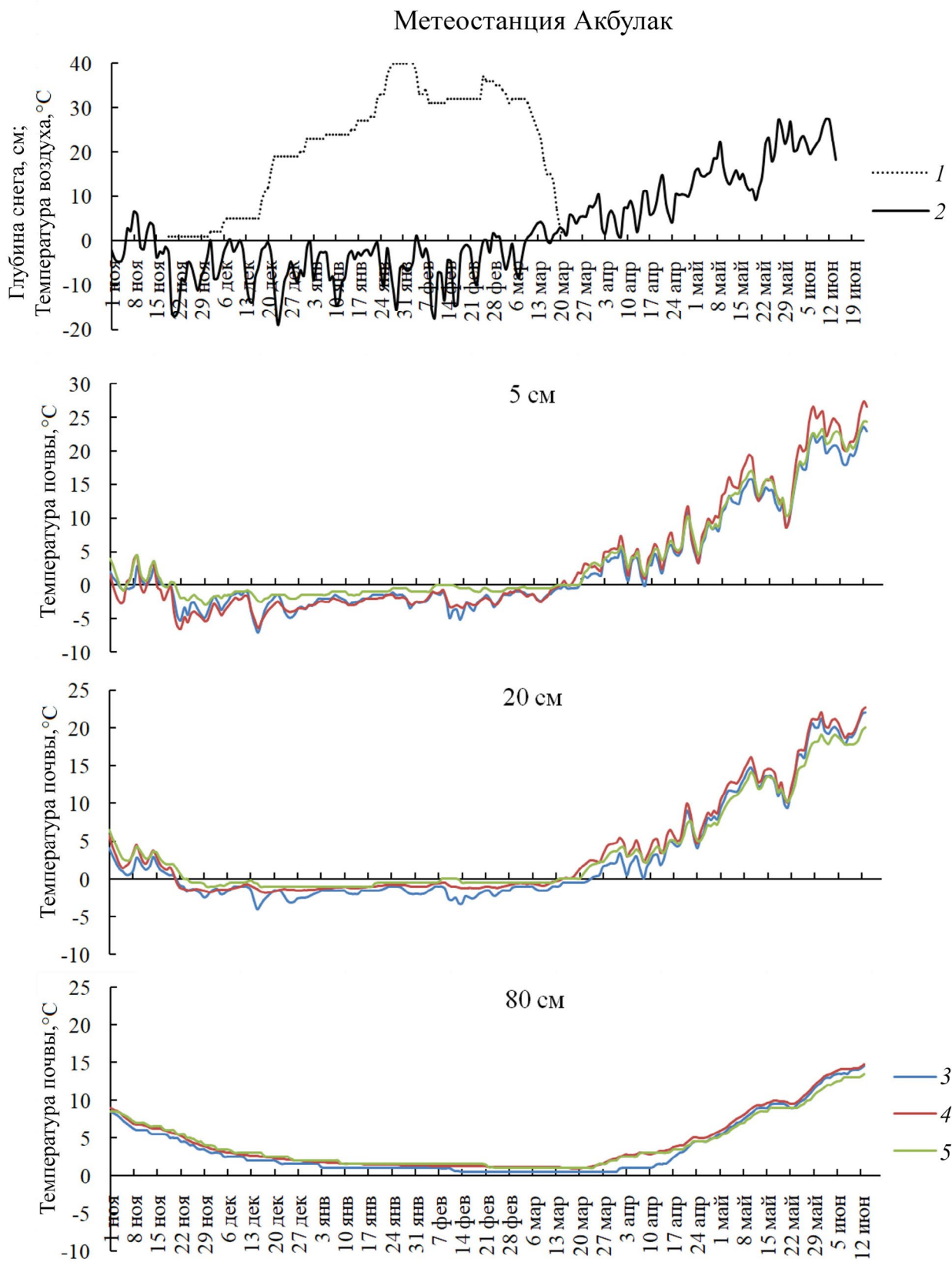


Рис. 1. Динамика высоты снежного покрова на метеостанции Акбулак (1), среднесуточной температуры воздуха на метеостанции (2) и среднесуточных температур почв комплекса на различных глубинах по элементам микро рельефа: микроповышение (3), средняя часть микросклона (4) и микропонижение (5).

0.4–0.45 [21], по сравнению с альбедо почвы — 0.05–0.35 [40].

В целом, на глубине 5 см за исследованный период температура почвы в почвах микроповышения составила в среднем 2.7°C, с колебаниями среднесуточной температуры от –7.1°C (15 декабря) до 23.6°C (12 июня). В почвах микросклона средняя температура увеличилась до 3.3°C (с колебаниями от –6.6°C (22 ноября) до 27.4°C (12 июня)), а в почвах микропонижения до 3.9°C (с колебаниями от –2.9°C (29 ноября) до 24.4°C (12–13 июня)).

На глубине 20 см, в позднеосенний и зимний период, наиболее теплой была также почва микропонижения, однако после схода снега в марте и установления постоянных положительных температур воздуха она постепенно стала самой холодной (рис. 1). Такой ход температуры согласуется с относительно низкой теплопроводностью почв микропонижения [29] и температурой на глубине 5 см. Микропонижения медленно охлаждались зимой и медленно прогревались после схода снега.

Температура почв микросклона на глубине 20 см характеризовалась средними показателями среди почв комплекса в период от начала наблюдений до схода снежного покрова, после чего она достигала самых высоких значений по сравнению с другими позициями микрорельефа. Динамика температуры повторила ее ход на глубине 5 см.

Температура почвы микроповышения на глубине 20 см, наоборот, была самой низкой до середины весны, что связано с ходом температуры на глубине 5 см. Затем, несмотря на наибольшую теплопроводность [29], стала средней. Это можно объяснить затратами тепла на фазовые переходы воды при образовании и таянии избыточного льда, накапливающегося при промерзании в шлирах.

За исследованный период температура почвы на глубине 20 см в почве микроповышения составила в среднем 2.9°C с колебаниями среднесуточной температуры от –4.0°C (15 декабря) до 22.1°C (13 июня); в почве микросклона средняя температура достигла 3.8°C с колебаниями от –1.8°C (18 декабря) до 22.8°C (13 июня). В почве микропонижения эти показатели составили 3.6°C с колебаниями от –1.0°C (30 ноября–2 декабря, 16 декабря–18 января) до 20.1°C (13 июня).

На глубине 80 см температура почвы не опускалась до 0°C и не была подвержена суточным колебаниям. В осенне-зимний период нижняя часть профиля была самой теплой в микропонижении, и самой холодной на микроповышении. После схода снега наиболее высокие температуры на глубине 80 см наблюдались на микросклоне, а в микропонижении температура в течение весны постепенно стала наиболее низкой. Нагревание почвы на этой глубине началось в разное время: на микросклоне

температура прогрева почвы на глубине 80 см начала расти на 3 сут позже того, как началось повышение температуры на глубине 5 см, в микропонижении — на 5 сут позже, а на микроповышении — 12 сут позже. Наиболее вероятно, что задержка начала роста температуры глубоких слоев почвы на микроповышении, несмотря на наибольшую теплопроводность почвы на этом участке, свидетельствует о существенном накоплении льда, для плавления которого потребовалось большее количество тепловой энергии.

За исследованный период температура почвы на глубине 80 см на микроповышении составила в среднем 3.6°C, с колебаниями среднесуточной температуры от 0.5 до 14.5°C; в почвах микросклона достигла 4.3°C с колебаниями от 0.9 до 14.7°C; в почвах микропонижения эти показатели составили 4.1°C, с колебаниями от 1.0 до 13.5°C.

Рассмотрим *динамику распределения температуры по профилю* (рис. 2). В начале периода измерений наблюдается быстрое охлаждение почв комплекса, которое замедляется после 19 декабря, когда по данным метеостанции выпал первый снег. Далее, поведение нулевой изотермы на микроповышении отличается от микросклона и микропонижения. На микроповышении нулевая изотерма устойчиво опускается вглубь профиля вплоть до конца февраля, после чего происходит непродолжительная стабилизация, затем вертикальный уход вверх и исчезновение в последней декаде марта. В пределах микросклона и микропонижения проникновение нулевой изотермы останавливается в третьей декаде декабря, что совпадает с выпадением на метеостанции снега мощностью 19–20 см. Затем глубина расположения нулевой изотермы практически не изменяется до резкого потепления в начале марта. В итоге в пределах микроповышения глубина проникновения нулевой изотермы достигает 65 см, в средней части микросклона — 40 см и в микропонижении — 30 см.

Рассмотрим *профильное распределение температуры в почвах комплекса в разные сроки* (рис. 3). Охлаждение почв (8.11.2019) сопровождается формированием латеральной неоднородности температурного поля по микрорельефу. Теплопроводность мелового материала существенно выше теплопроводности гумусового горизонта [29]. Высокая теплопроводность и отсутствие растительности обеспечивают быстрое охлаждение почв в пределах микроповышения, в результате чего на границе зон с различной скоростью теплообмена изотермы располагаются субвертикально. В это время расхождения в температуре на глубине 5 см между микроповышением и верхней частью микросклона на расстоянии 73 см составили 4.0°C, что соответствует латеральному температурному градиенту 5.5°C/м. Между верхней и средней частями микросклона на расстоянии

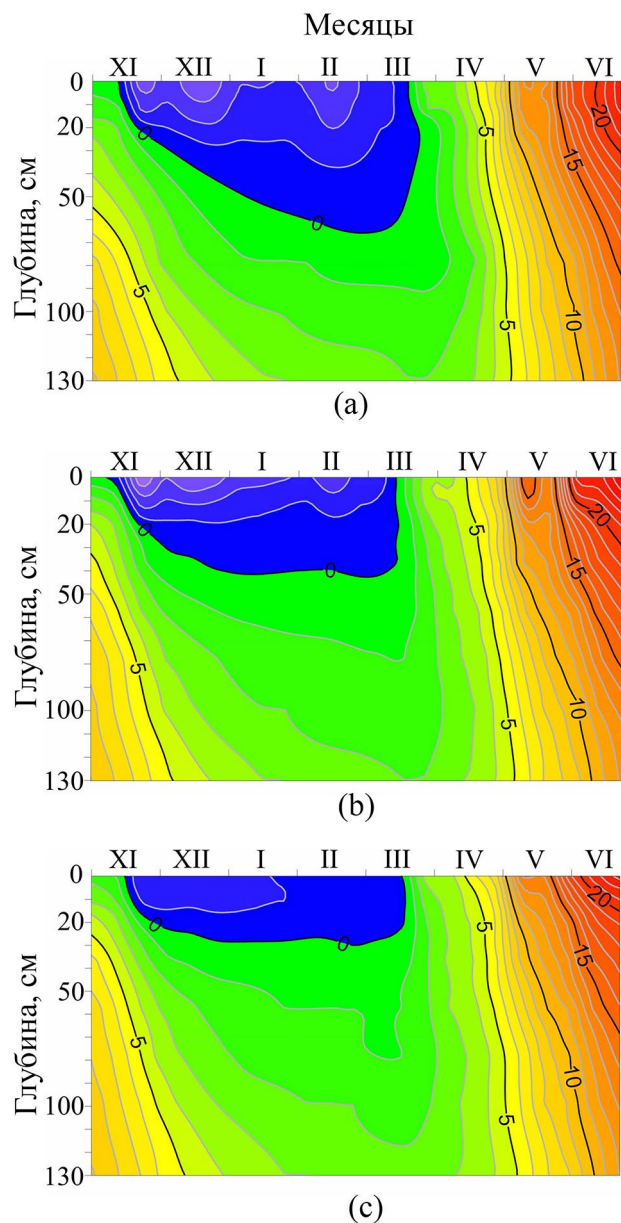


Рис. 2. Термоизоплеты почв на микроповышении — а, в средней части микросклона — б и в микропонижении — с (построены по среднедекадным значениям).

33 см и между средней частью микросклона и микропонижением на расстоянии 100 см перепад температур составлял 0.5°C , что соответствует латеральным градиентам температуры 1.5 и $0.5^{\circ}\text{C}/\text{м}$ соответственно.

Начало промерзания почвы (19.11.2019) сопровождалось появлением нулевой изотермы на микроповышении и микросклоне. Ее расположение на микроповышении стало горизонтальным, и объясняется стабильной околонулевой температурой воздуха в течение суток до начала мороза

19 ноября, когда к вечеру температура воздуха снизилась до -10°C . Температура почвы на глубине 5 см в пределах микроповышения и микросклона была одинаковой, что свидетельствует об отсутствии здесь латерального градиента температуры в это время. Между средней частью микросклона и микропонижением наблюдалось расхождение в 1.0°C , что соответствует латеральному градиенту температуры $1.0^{\circ}\text{C}/\text{м}$.

Дальнейшее понижение температуры воздуха до -20°C к 21.11.2019 г. привело к промерзанию всего комплекса. Расхождения в температуре на глубине 5 см между микроповышением и верхней частью микросклона составили 2.5°C , между верхней и средней частями микросклона — 0.5°C , между средней частью микросклона и микропонижением — 4.0°C , что соответствует латеральным градиентам температуры 3.4 , 1.5 и $4.0^{\circ}\text{C}/\text{м}$ соответственно. После промерзания почвы и до ее оттаивания, несмотря на отмечавшиеся резкие изменения температуры воздуха в течение суток, в профиле почв комплекса больше не отмечались субвертикальное расположение изотерм. Это связано с влиянием нулевой завесы, которая формируется при выделении скрытой теплоты при промерзании и препятствует обмену тепла между промерзшей и талой зоной.

Конец зимы (28.02.2020) характеризуется неравномерной глубиной проникновения нулевой изотермы. Причина этого — разница температуропроводности почв и высоты снежного покрова в пределах комплекса. Расхождения в температуре на глубине 5 см между микроповышением и верхней частью микросклона составили 1.5°C , что соответствует латеральному температурному градиенту $2.1^{\circ}\text{C}/\text{м}$. Между верхней и средней частями микросклона расхождения в температуре отсутствовали, а между средней частью микросклона и микропонижением температурный градиент снизился до $0.5^{\circ}\text{C}/\text{м}$.

Начало весны (9.03.2020) сопровождалось продвижением нулевой изотермы в верхнюю часть профиля и оттаиванием микропонижений. На микроповышении и микросклоне положение нулевой изотермы не изменилось по сравнению с концом февраля. Высота снежного покрова на микроповышениях составляла в среднем 3 см, в средней части микросклона — 12 см, а в микропонижениях — 28 см. В микропонижениях почвы полностью оттаяли, а на микросклонах и микроповышениях оставались промерзшими с поверхности. Расхождения в температуре и латеральный температурный градиент на глубине 5 см между микроповышением и верхней частью микросклона составили 0.5°C и $0.7^{\circ}\text{C}/\text{м}$, между средней частью микросклона и микропонижением — 1.5°C и $1.5^{\circ}\text{C}/\text{м}$, в пределах микросклона отсутствовали.

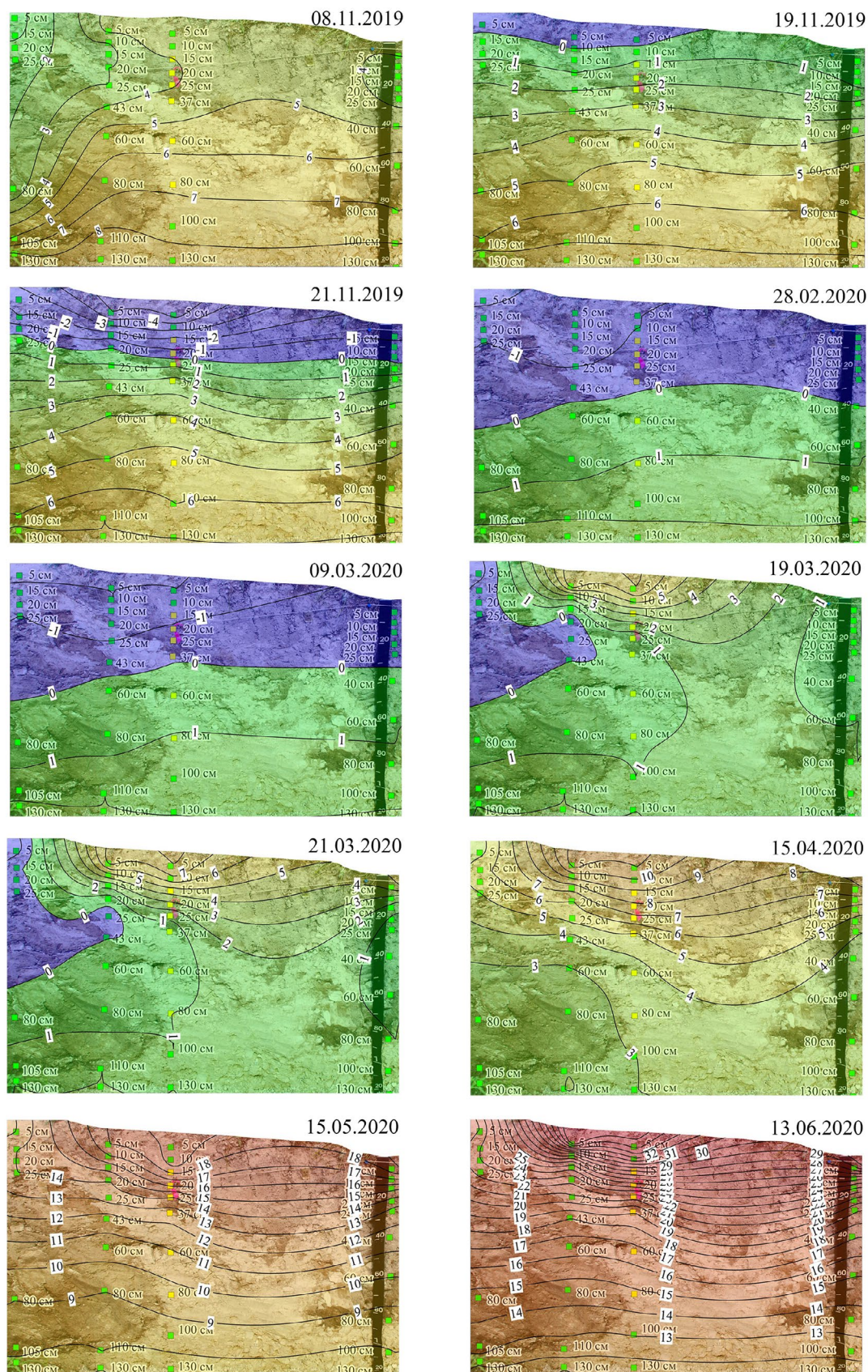


Рис. 3. Распределение температуры в профиле почвенного комплекса в различные даты на 18:00.

К 19 марта микропонижение и средняя часть микросклона полностью оттаяли и имели положительную температуру. Быстрее всех прогревался микросклон. Гумусовый горизонт в верхней части микросклона имел положительные температуры, а залегающая под ним меловая интрузия — отрицательные. Микроповышение было охлаждено ниже нуля до той же глубины, что и в конце зимы, что, видимо, связано с эффектом нулевой завесы при протаивании почвы. Наличие отрицательных температур в почвах комплекса в это время связано с наличием линз и прослоек льда (см. ниже раздел “Криогенные процессы и признаки”). На оттаивание льда, накопившегося в линзах и прослойках, требуется дополнительное количество тепловой энергии, что привело к более позднему оттаиванию микроповышений и интрузий. Эта тенденция по-прежнему наблюдалась и 21 марта, когда температура на глубине 5 см на микросклоне составила $7.0\text{--}7.5^\circ\text{C}$ и микропонижение прогрелась до 5°C , на микроповышении температура оставалась отрицательной и составляла -1.5°C . В это время расхождения в температуре и латеральный градиент температуры между микроповышением и верхней частью микросклона достигли 9.0°C и $12.3^\circ\text{C}/\text{м}$, между верхней и средней частями микросклона — 0.5°C и $1.5^\circ\text{C}/\text{м}$, а между средней частью микросклона и микропонижением — $3.0^\circ\text{C}/\text{м}$ и $3.0^\circ\text{C}/\text{м}$.

Прогревание почвы (рис 3), данные для 15.04.2020, 15.05.2020 и 13.06.2020, после полного оттаивания всех составляющих комплекса, сопровождалось наиболее существенной пространственной неоднородностью температуры, вплоть до конца периода наблюдений. Несмотря на высокую теплопроводность почвы микроповышения, которая наблюдается в течение всего периода весеннего прогревания почвы [6], и отсутствие растительного покрова на меловом пятне, температура в верхней части профиля в этот период оставалась наиболее холодной по микрорельефу. Наименьшая температура почв на микроповышении связана с высоким альбедо меловой поверхности и более интенсивным испарением влаги с микроповышений, о чем может свидетельствовать солевой налет на меловой корке. Наибольшие температурные градиенты между элементами микрорельефа на глубине 5 см наблюдались в последний день измерений (13 июня). Между микроповышением и верхней частью микросклона перепад температур достиг 14.5°C при градиенте $19.8^\circ\text{C}/\text{м}$. Между верхней и средней частями микросклона расхождения в температуре и латеральный температурный градиент снизились 2.0°C и $6.1^\circ\text{C}/\text{м}$, а между средней частью микросклона и микропонижением — до 4.5 и $4.5^\circ\text{C}/\text{м}$. Латеральные градиенты температуры, формируемые при нагревании почв меловых

полигонов в поверхностной части микроповышения, были выше вертикальных.

Влажность почв до и после промерзания. При отборе образцов перед промерзанием (18.11.2020) распределение влаги по профилю микроповышения и микропонижения заметно различалось (рис. 4). Почва микропонижения с поверхности была немного увлажнена на фоне постепенного снижения влажности почвы вниз по профилю. Это является признаком недавнего выпадения осадков. По данным метеостанции, с 7 по 18 ноября выпало 7.3 мм осадков. Верхняя часть почв микроповышения была иссушена до глубины 30 см. Микроповышения, вероятно, остались сухими в связи с перераспределением осадков по микрорельефу и из-за слабой водопроницаемости меловой корки.

При отборе образцов мерзлой почвы (17.12.2020) снежный покров отсутствовал. К этому времени распределение влаги по профилю почв существенно изменилось по сравнению с 18.11.2020.

Промерзание микропонижения привело к увеличению содержания влаги в промерзшем слое в 1.5–1.8 раза по сравнению с влажностью перед промерзанием. Существенное изменение влажности почвы в верхней части профиля связано как с миграцией влаги при промерзании, так и с впитыванием атмосферных осадков, особенно в верхней части промерзшей почвы. Под фронтом промерзания, на глубине 20–50 см, также наблюдалось увеличение влажности в 1.1–1.2 раза, что определяется миграцией влаги к фронту промерзания. На глубинах 50–70 см происходило незначительное увеличение влажности, а ниже небольшое иссушение.

Промерзание микроповышения приводило к накоплению влаги в средней части промерзшей зоны. В промерзшем слое содержание влаги увеличилось в 1.3–1.6 раза, за исключением нижней

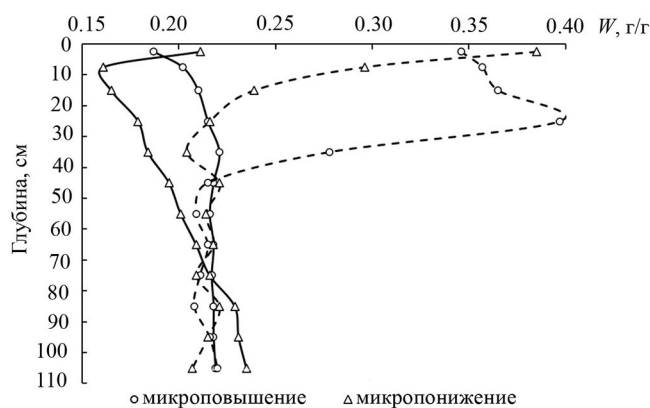


Рис. 4. Влажность почвы перед промерзанием (сплошная линия) и в промерзшей почве (пунктир) контрастных элементов микрорельефа.

части, где содержание влаги не отличалось от таковой зоны. Промерзание микроповышений сопровождалось избыточным накоплением влаги в слое 0–30 см, так как при оттаивании образцов в лаборатории происходило вытекание влаги, что отсутствовало в образцах из микропонижения. Талая зона оказалась немного иссушена. Формирование максимума влажности в середине промерзшего слоя на глубине 20–30 см может быть связано с несколькими факторами. Во-первых, интенсивность льдовыделения может значительно различаться в зависимости от условий промерзания. Во-вторых, в промерзшем слое остается некоторая доля непромерзшей влаги, которая мигрирует к более холодным участкам и частично замерзает по пути, увеличивая льдистость [15].

Известно, что медленное промерзание почв и формирование шлиров льда в засоленных почвах приводит к перераспределению солей к фронту промерзания [43, 48]. Весной, по мере оттаивания почвы, соли подтягиваются из оттаявших слоев к подсыхающей поверхности. На микроповышениях, характеризующихся избыточным выделением льда зимой и более мощной толщей зимней влагозарядки, летом отмечается солевой налет. В микропонижениях налет отсутствовал. По-видимому, более интенсивное промерзание микроповышений, сопровождаемое активным шширообразованием, способствует перераспределению солей в зимний период и дополняет различия водно-солевого режима, проявляющегося в летний период повышенным испарением с поверхности микроповышений.

Температура начала замерзания почвенной влаги и промерзание почв. Неоднородное содержание солей по профилю почв контрастных элементов микрорельефа отражается на изменении температуры их промерзания. На микроповышениях, где в верхней части профиля содержание солей максимально, температуры замерзания почвенной

влаги наиболее низкие. В микропонижениях, где в верхней части профиля содержание солей минимально, температура замерзания почвенной влаги, напротив, самая высокая. С глубиной она снижается из-за увеличения содержания водорастворимых солей (рис. 5).

Разница профильного распределения температуры замерзания почвенной влаги на разных элементах микрорельефа приводит к неоднородности промерзания микрокомплекса. Повышение температуры замерзания влаги с глубиной на микроповышениях не препятствует промерзанию почвы, тогда как в микропонижениях снижение температуры замерзания влаги с глубиной приводит к переохлаждению воды без промерзания почвы.

Неоднородность глубины проникновения нулевой изотермы в почвах комплекса можно проследить на рис. 2 и 3. Неоднородность промерзания почвы фиксировалась также при полевых исследованиях на других участках меловых полигонов и проявлялась в более глубоком и долгом промерзании микроповышений.

В конце осени начале зимы, после сильных морозов (20–21 ноября, 16 декабря), среднесуточная температура почвы на глубине 5 см опускалась до -7°C на микроповышении и лишь до -3°C в микропонижении, что тем не менее ниже температуры замерзания почвенной влаги на этих элементах микрорельефа и приводило к промерзанию почв на всех элементах микрорельефа. К началу зимы отрицательные температуры достигли глубины 20 см. На микроповышении температура почвы в зимнее время колебалась от -1 до -3°C , что ниже температуры замерзания почвенной влаги и допускало промерзание почвы. В микропонижении температура почвы на той же глубине колебалась в пределах от 0 до -1°C , что было выше температуры замерзания влаги и не допускало промерзания почвы. Полученные выводы согласуются с полевыми наблюдениями: промерзание микропонижения, измеренное в поле 17.12.2020, не продвинулось глубже 20 см, где для влажности 20 г/г наблюдается резкое понижение температуры начала замерзания почвенной влаги до -2.5°C .

Таким образом, температура начала замерзания почвенной влаги зависит от содержания солей и их профильного распределения. Поэтому засоление почв комплекса, наряду с другими условиями промерзания, является важным фактором, контролирующим зимние температурные градиенты и перераспределение влаги в исследованных почвах.

Криогенные процессы и признаки. В меловых почвенных комплексах Оренбургской области уже был отмечен ряд ярко выраженных криогенных признаков [19, 46, 47]. Некоторые из них реликтовые и могут быть связаны с наличием палеомерзлоты: полигональный микрорельеф

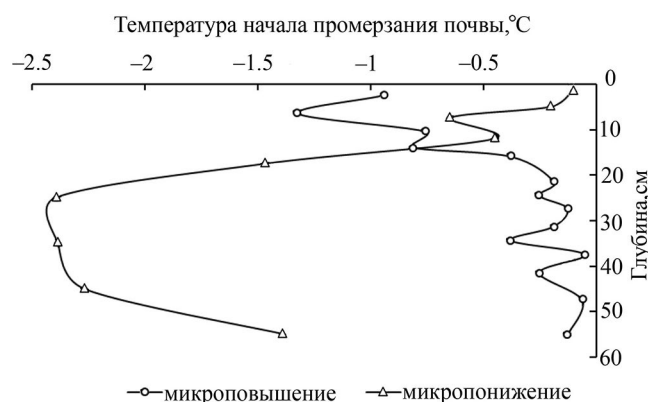


Рис. 5. Температура начала промерзания почв меловых полигонов при влажности образцов 0.2 г/г.

(результат морозобойного растрескивания), двухъярусные палеомерзлотные жилы (морозобойного растрескивания и псевдоморфообразования), мозаичность профиля и вихревой рисунок морфонов (криотурбаций, инволюций).

Также хорошо выражены признаки процессов, которые могут быть как реликтовыми, так и унаследованными или современными: шлировая криотекстура (результат льдообразования, который мы непосредственно наблюдали в ходе исследований), плитчатая, ореховатая, гранулированная структура (криогенного структурообразования), пятна-корки над интрузиями на микроповышениях (пучения, десублимации), зоны обогащения крупноземом (вымораживания, криогенной сортировки) и др.

Представляет интерес проследить дифференцированную выраженность этих признаков и процессов в почвах комплекса в связи с современными условиями промерзания для понимания возможности их реализации в настоящее время.

Почвы комплекса существенно отличаются по глубине промерзания. 17 декабря 2021 г. глубина промерзания Rendzic Calcaric Phaeozems микропонижений составила 18 см, а Calcaric Regosols микроповышений — 50 см. Эти наблюдения соответствуют наблюдениям за температурой, проведенным зимой 2019–2020 гг. Проникновение нулевой изотермы в Calcaric Regosols микроповышений более чем в 2 раза превышает ее глубину в Rendzic Calcaric Phaeozems микропонижений. Характерно, что промерзание почв микропонижений в декабре 2021 г. не продвинулось глубже 20 см — глубины, на которой по данным лабораторных измерений, в них существенно снижается температура замерзания почвенной влаги.

Ярко выраженным криогенным признаком является криогенная текстура, которая отличается в почвах микропонижений и микроповышений. Верхняя часть промерзшего слоя Rendzic Calcaric Phaeozems микропонижений до глубины 4 см представлена микрошлировой линзовидно-плетенчатой криотекстурой, ниже она переходит в массивную (рис. S5). В Calcaric Regosols микроповышений наблюдалась тонкошлировая криогенная текстура во всей промерзшей зоне, сочетающая линзовидно-плетенчатую до глубины 10 см и слоистую ниже (рис. S6). Характерной особенностью является увеличение с глубиной мощности ледяных включений и почвенного материала между ними.

Морфологические различия криогенной текстуры соответствуют современным условиям промерзания почв микрокомплекса. Устойчивое продвижение нулевой изотермы вглубь микроповышений до конца февраля, на фоне прекращения продвижения на микросклоне и в микропонижении уже в начале января формирует неоднородность градиента термодинамического потенциала

почвенной влаги и создает предпосылки для перераспределения влаги в промерзающую зону микроповышений из непромерзших участков. Результатом этого является существенное увеличение содержания влаги и образование мощных шлиров льда на микроповышении, и их отсутствие в микропонижении, что было подтверждено настоящими наблюдениями.

В свою очередь особенности шлиров обуславливает изменение структуры грунтов [31, 33]. Calcaric Regosols микроповышений характеризуются преобладанием постшлировой (плитовидной) почвенной структуры и ее постепенным утолщением с глубиной, что соответствует морфологии криотекстуры. Структура почвы Rendzic Calcaric Phaeozem микропонижений комковатая, распадается на остросереберные мелкозернистые и мелкокомковатые отдельности. Отсутствие плитовидной оструктуренности или слоистости в верхнем слое почвы микропонижений, где была отмечена микрошлировая линзовидно-плетенчатая криотекстура, по-видимому, связано с небольшим размером ледяных включений. Дополнительным фактором может выступать активная корневая деятельность в этом слое. Таким образом, структура почв отражает современные условия и криогенные процессы.

Меловые пятна с корками маркируют выходы интрузий на дневную поверхность. Интрузии — как результат выдавливания пластичного мела с включениями окатанного и неокатанного крупнозема — являются реликтовыми признаками времени формирования микрорельефа меловых полигонов. Фактически меловые пятна на поверхности являются реликтами почв-пятен тундры, образовавшихся под давлением путем излияния тиксотропной меловой массы при прорыве поверхности. Однако на многих участках распространения меловых полигонов этот микрорельеф до сих пор хорошо выражен по амплитуде, а меловые пятна на поверхности лишены растительности и имеют свежий облик, что вызывает вопрос: каков механизм поддержания микрорельефа и пятен, происходит ли в настоящее время движения материала по ним.

Судя по полученным данным, промерзание и возможность выдавливания в нижней и средней части микрокомплексов в настоящее время отсутствует. Предположительно можно провести определенные аналогии с механизмом морозного пучения на равнинных территориях Казахстана, описанном в работе [14]. Современное формирование туфуров в Казахстане возможно при избирательном морозном пучении, обусловленном наличием хотя бы незначительного микрорельефа, влаги, способной к перераспределению, и дифференцированным по микрорельефу снежным покровом. Сочетание этих факторов определяет первоочередное промерзание наиболее охлажденных микроповышений и

миграцию к фронту промерзания т.е. к микроповышениям, влаги. Полученные данные полностью подтвердили наличие этих условий. Морозное пучение меловых полигонов можно объяснить накоплением влаги и увеличением ее объема при промерзании. Меловой материал интрузий даже летом характеризовался повышенной влажностью; в зимний период за счет более быстрого промерзания, сопровождаемого дополнительным подтягиванием влаги из микропонижений, в нем отмечалось активное шпирообразование. Избыточное льдовыделение в интрузиях на почвах микроповышений сопровождается увеличением объема, пучением и таким образом поддерживает микрорельеф, а слабая задернованность мелового пятна обуславливается в том числе снежной коррозией.

По-видимому, за счет описанных выше процессов в пределах интрузий может продолжаться процесс криогенной сортировки мелового крупнозема, который выталкивается вверх за счет формирования ледяной каймы. Большая теплопроводность мелового крупнозема по сравнению с мелкоземом обеспечивается кондуктивным механизмом переноса тепла — нижняя часть мелового крупнозема охлаждается быстрее, чем окружающий его мелкозем. Разность температур сопровождается формированием термодинамического потенциала почвенной влаги, приводит к перераспределению влаги к поверхности крупнозема и ее замерзанию и более активным нарастанием льда снизу. Подтверждением процесса криогенной сортировки является обогащение интрузии и мелового пятна крупноземом с преобладанием крупного размера и изометричной формы, что было установлено ранее [46].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Температурный режим почв меловых полигонов значительно отличается в составляющих комплекса. В *Calcaric Regosols* микроповышений, отмечалось наиболее быстрое охлаждение в осенний период, глубокое проникновение нулевой изотермы и наименьшие температуры почвы на сравниваемых глубинах в зимний период. *Rendzic Calcaric Phaeozems* микропонижений проявляли противоположные тенденции.

Выявленные особенности температурного режима отражают неоднородность строения толщи, состоящей из комплекса блок—псевдоморфоза. Сочетание гумусированных псевдоморфоз с низкой теплопроводностью в микропонижениях и палеомерзлотных блоков, сложенных меловым материалом с высокой теплопроводностью на микроповышениях, создает условия для возникновения дифференцированного температурного режима и формирования неоднородного температурного поля.

Микрорельеф и высокая теплопроводность микроповышений обуславливают продолжительное во времени промерзание почв и возможность реализации ряда криогенных процессов. Оно сопровождается накоплением льда, повышением теплопроводности, формированием шпировой криотекстуры, криогенной оструктуренности на макроуровне, морозным пучением, поддержанием микрорельефа и меловых пятен с вымораживанием крупнозема. Засоление верхней части почв микроповышений не препятствует промерзанию почвы, так как наименьшие температуры замерзания почвенной влаги формируются в наиболее охлаждаемой верхней части профиля.

Промерзание микропонижений затруднено вследствие низкой теплопроводности и подчиненного положения. Более мощный снежный покров оказывает отепляющее воздействие. Это вместе со снижением температуры замерзания почвенной влаги по мере продвижения вглубь профиля препятствует промерзанию почвы глубже 20 см, где происходит охлаждение почвы ниже 0°C без ее промерзания.

Сегрегационное льдовыделение в пределах микроповышений и вызванное им морозное пучение является элементом обратной связи и поддержания микрорельефа: криотекстуры формируют (поддерживают) микрорельеф, микрорельеф обеспечивает неоднородность теплообмена и градиенты температур, что в свою очередь, способствует формированию криотекстур. Неоднородность температурного поля и криогенных процессов обеспечивают обратные связи в системе свойства—функционалирование и являются важным фактором функционирования почв меловых полигонов, при котором сохраняются реликтовые криогенные свойства, поддерживаются унаследованные и формируются современные криогенные признаки.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена по темам НИР Института степи УрО РАН № AAAA-A 21-12101190016-1 и Почвенного института им. В.В. Докучаева FGUR-2022-0013.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

ДОПОЛНИТЕЛЬНАЯ ИНФОРМАЦИЯ

Онлайн-версия содержит дополнительные материалы, доступные по адресу <https://doi.org/10.31857/S0032180X24060056>

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алифанов В.М., Гугалинская Л.А., Овчинников А.Ю. Палеокриогенез и разнообразие почв центра Восточно-Европейской равнины. М.: ГЕОС, 2010. 160 с.
2. Архангельская Т.А. Генезис сезоннопромерзающих серых лесных почв со вторым гумусовым горизонтом (на примере Владимирского ополья) // Криосфера Земли. 2003. Т. 7. № 1. С. 39–48.
3. Архангельская Т.А. Температурный режим комплексного почвенного покрова. М.: ГЕОС, 2012. 282 с.
4. Архангельская Т.А., Бутылкина М.А., Мазиров М.А., Прохоров М.В. Состав и свойства пахотных почв палеокриогенного комплекса Владимирского ополья // Почвоведение. 2007. № 3. С. 261–271.
5. Архангельская Т.А., Губер А.К., Мазиров М.А., Прохоров М.В. Температурный режим комплексного почвенного покрова Владимирского ополья // Почвоведение. 2005. № 7. С. 832–843.
6. Архангельская Т.А., Поляков Д.Г., Альберт Р.Ф., Рябуха А.Г., Ковда И.В. Верификация методов определения температуропроводности почв на примере контрастных горизонтов мелового почвенного комплекса // Тенденции развития агрофизики: от актуальных проблем земледелия и растениеводства к технологиям будущего. СПб.: АФИ. С. 27–31.
7. Архангельская Т.А., Прохоров М.В., Мазиров М.А. Годовая динамика температуры пахотных почв палеокриогенных комплексов Владимирского ополья // Криосфера Земли. 2008. Т. XII. № 3. С. 80–86.
8. Большаков А.Ф. О тепловом режиме почв // Проблемы советского почвоведения. 1941. № 12. С. 119–133.
9. Вадюнина А.Ф., Корчагина З.А. Методы исследования физических свойств почв и грунтов. М.: Высшая школа, 1973. 399 с.
10. Васильевская В. Д., Караваева Н. А., Наумов Е. М. Формирование структуры почвенного покрова полярных областей // Почвоведение. 1993. № 7. С. 44–55.
11. Величко А.А., Морозова Т.Д., Нечаев В.П., Порожнякова О.М. Палеокриогенез, почвенный покров и земледелие. М.: Наука, 1996. 145 с.
12. Величко А.А. (ред.). Палеоклиматы и палеоландшафты внетропического пространства Северного полушария. Поздний плейстоцен – голоцен. Атлас-монография. М.: ГЕОС, 2009. 120 с.
13. Глобус А.М. О термоградиентных механизмах миграции почвенной и грунтовой влаги и передвижении воды в промерзающем грунте // Почвоведение. 1962. № 2. С. 7–18.
14. Горбунов А.П., Северский Э.В., Титков С.Н. Туфуры гор и равнин Казахстана // Криосфера Земли. 1999. Т. 3. С. 23–30.
15. Ершов Э.Д. Влагоперенос и криогенные текстуры в дисперсных породах. М.: Изд-во МГУ, 1979. 214 с.
16. Зелинская Е.В., Воронина Е.Ю. Теоретические аспекты использования гидроминерального сырья. М.: Акад. естествознания, 2009. 118 с.
17. Каверин Д.А., Пастухов А.В. Особенности температурного режима сезоннопромерзающих почв тундровых ландшафтов европейского Северо-востока России // Бюл. Почв. ин-та им. В.В. Докучаева. 2017. № 87. С. 3–21.
18. Кияшко Н.В., Комаров И.А., Голованов Д.Л. Криометаморфизм почвенных растворов и формирование солевого профиля солончаков Монголии (по результатам моделирования) // Почвоведение. 2014. № 5. С. 530–536. <https://doi.org/10.7868/S0032180X14050062>
19. Ковда И.В., Рябуха А.Г., Поляков Д.Г., Левыкин С.В., Петрищев В.П., Яковлев И.Г., Норейка С.Ю., Ряхов Р.В. Криогенные признаки в почвах меловых полигонов Оренбургской области // Почвы в биосфере. Томск, 2018. С. 37–41.
20. Королюк Т.В. Особенности солевой динамики в длительно-сезонно-мерзлотных засоленных почвах южного Забайкалья // Почвоведение. 2014. № 5. С. 515–529. <https://doi.org/10.7868/S0032180X14050098>
21. Костин С.И., Покровская Т.В. Климатология. Л.: Гидрометеиздат, 1953. 427 с.
22. Макеев А.О. Поверхностные палеопочвы лёссовых водоразделов Русской равнины. М.: Молнет, 2012. 300 с.
23. Макеев О.В. Почва, мерзлота, криопедология // Почвоведение. 1999. № 8. с. 947–957. Makeev O. V. Soil, permafrost, and cryopedology // Eurasian Soil Sci. 1999. V. 32. № 8. P. 854–863.
24. Михно В.Б. Меловые ландшафты Восточно-Европейской равнины. Воронеж: Петровский сквер, 1992. 232 с.
25. Назинцев Ю.Л., Панов В.В. Фазовый состав и теплофизические характеристики морского льда. СПб.: Гидрометеиздат, 2000. 83 с.
26. Национальный атлас почв Российской Федерации. М.: Астрель: АСТ, 2011. 632 с.
27. Павлов А.В. Теплофизика ландшафтов. Новосибирск: Наука, 1979. 284 с.
28. Полевой определитель почв России. М.: Почв. ин-т им. В.В. Докучаева, 2008. 182 с.
29. Поляков Д.Г., Архангельская Т.А., Рябуха А.Г., Ковда И.В. Температуропроводность криоомфных почв степных комплексов на меловых породах // Почвоведение. 2021. № 9. С. 1051–1060. <https://doi.org/10.31857/S0032180X21090069>

30. Поляков Д.Г., Ковда И.В., Рябуха А.Г. Почвы меловых полигонов Подуральяского плато: морфология, свойства и классификация // Почвоведение. 2024. № 1. С. 183–198.
<https://doi.org/10.31857/S0032180X24010148>
31. Попов А.И. Розенбаум Г.Э., Тумель Н.В. Криолитология. М.: Изд-во МГУ, 1985. 239 с.
32. Пособие по определению физико-механических свойств промерзающих, мерзлых и оттаивающих дисперсных грунтов / Под ред. Роман Л.Т. и др. М.: КДУ, Университетская книга, 2018. 188 с.
33. Рогов В.В. Основы криогенеза. Новосибирск: ГЕО, 2009. 203 с.
34. Рябуха А.Г., Поляков Д.Г., Стрелецкая И.Д., Ковда И.В. Морфология и современное функционирование меловых полигонов Общего Сырта, юго-восток Восточно-Европейской равнины // Геоморфология. 2022. № 3. С. 128–133.
<https://doi.org/10.31857/S0435428122030130>
35. Рябуха А.Г., Стрелецкая И.Д., Поляков Д.Г. Морфология, генезис и современная динамика полигональных меловых ландшафтов в долине р. Итчаскан // Вестник ВГУ. Сер. География, геоэкология. 2022. № 3. С. 57–68.
<https://doi.org/10.17308/geo/1609-0683/2022/3/57-68>
36. Худяков О.И. Криогенез и почвообразование. Пушкино, 1983. 196 с.
37. Черноусенко Г. И. Засоленные почвы котловин юга Восточной Сибири: Монография. М.: МАКС Пресс, 2022. 480 с.
38. Черноусенко Г.И., Панкова Е.И., Калинина Н.В., Убугунова В.И., Рухович Д.И., Убугунов В.Л., Цыремпилов Э.Г. Засоленные почвы Баргузинской котловины // Почвоведение. 2017. № 6. № 6. С. 652–671.
<https://doi.org/10.7868/S0032180X1706003X>
39. Чибилев А.А., Мусихин Г.Д., Павлейчик В.М., Петрищев В.П., Сивохин Ж.Т. Геологические памятники природы Оренбургской области. Оренбург: ОКИ, 2000. 400 с.
40. Шейн Е.В. Курс физики почв. М.: Изд-во МГУ, 2005. 432 с.
41. Шульгин А.М. Климат почвы и его регулирование. Л.: Гидрометеиздат, 1967. 299 с.
42. Andersland B.O., Ladanyi B. Frozen Ground Engineering. Reston: ASCE Press and John Wiley & Sons, 2003. 363 p.
43. Bing H., He P., Zhang Y. Cyclic freeze–thaw as a mechanism for water and salt migration in soil // Environ Earth Sci. 2015. V. 74. P. 675–681.
<https://doi.org/10.1007/s12665-015-4072-9>
44. Bing H., Ma W. Laboratory investigation of the freezing point of saline soil // Cold Regions Science and Technology. 2011. V. 67(1-2). P. 79–88.
<https://doi.org/10.1016/j.coldregions.2011.02.008>
45. Gubin S.V. Role of cryogenic processes in the organization of soils at macro-, meso- and micro-levels // Byulleten Pochvennogo institute im. V.V. Dokuchaeva. 2016. V. 86. P. 53–63.
46. Kovda I., Polyakov D., Ryabukha A., Lebedeva M., Khaydapova D. Microrelief and spatial heterogeneity of soils on limestone, SubUral plateau, Russia: attributes and mechanism of formation // Soil Till. Res. 2021. V. 209. P. 104931.
<https://doi.org/10.1016/j.still.2021.104931>
47. Kovda I., Ryabukha A., Polyakov D. Cryogenic processes in soils of chalky landscapes in steppe zone south of the Orenburg region // IOP Conf. Ser.: Earth Environ. Sci. 2019. V. 368. P. 012026.
<https://doi.org/10.1088/1755-1315/368/1/012026>
48. Liu J., Yang P., Yang Z. (Joey). Water and salt migration mechanisms of saturated chloride clay during freeze-thaw in an open system // Cold Regions Sci. Technol. 2021. V. 186. P. 103277.
<https://doi.org/10.1016/j.coldregions.2021.103277>
49. Schmugge T.J., Jackson T.J., McKim H.L. Survey of methods for soil moisture determination // Water Resources Research. 1980. V. 16. P. 961–979.
<https://doi.org/10.1029/wr016i006p00961>
50. Vandenberghe J., French H., Gorbunov A. et al. The Last Permafrost Maximum (LPM) map of the Northern Hemisphere: permafrost extent and mean annual air temperatures, 25–17 ka BP // Boreas. 2014. V. 43. № 3. P. 652–666.
<https://doi.org/10.1111/bor.12070>
51. Vu Q., Pereira J.M., Tang A.M. Effect of fines content on soil freezing characteristic curve of sandy soils // Acta Geotech. 2022. V. 17. P. 4921–4933.
<https://doi.org/10.1007/s11440-022-01672-9>
52. Wan X., Lai Y., Wang C. Experimental study on the freezing temperatures of saline silty soils // Permafrost. Periglac. Process. 2015. V. 26(2). P. 175–187.
<https://doi.org/10.1002/ppp.1837>

Freezing of Chalk Cryomorphic Soil Complexes of the Orenburg Region: Temperature Regime and Cryogenic Processes in the Soil Profile

D. G. Polyakov¹, A. G. Ryabukha¹, T. A. Arkhangelskaya², and I. V. Kovda³

¹*Steppe Institute of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences, Orenburg, 460000 Russia*

²*Lomonosov Moscow State University, Moscow, 119991 Russia*

³*Dokuchaev Soil Institute, Moscow, 119017 Russia*

**e-mail: polakovdg@yandex.ru*

The dynamics of the temperature of conjugated soils of a paleocryogenic soil complex on chalk sediments in the Orenburg region is studied. Temperature measurements were combined with the investigation of cryogenic features. The freezing point of soil moisture was determined in the laboratory. A significant heterogeneity of the temperature field within the soil complex was revealed. During the autumn–winter, the soil of micro-elevation was colder than the soils of micro-depression and micro-slope, and in the spring–summer period, the micro-slope warmed up faster than the micro-elevation and micro-depression. The differences between the temperature of soils in the frozen layer at micro-elevation and in the micro-depression reached -4.5°C at the beginning of freezing (15.12.2019 at a depth of 15 cm), -4.0°C at the end of winter (10–11.02.2020 at a depth of 5 cm), and -6.5°C during thawing (21–23.03.2020 at a depth of 5 cm). Differentiation of temperature regime along the microrelief were accompanied by differences in the profile distribution of moisture and determined the manifestation of cryogenic processes. Micro-elevations froze deeper, a cryogenic texture was formed across the whole zone of freezing, and was accompanied by frost heaving, cryogenic sorting of coarse fragments, formation of a porous crust on the soil surface, what ensures the maintenance of the microrelief and the structure of the soil cover of chalk polygons. Cryogenic textures determine the formation of a platy soil structure on micro-elevations. In the micro-depressions, freezing was blocked in the middle part of the profile due to relatively high soil temperatures and low soil freezing temperatures. Cryogenic features and processes described for micro-elevations are not expressed in micro-depressions.

Keywords: microrelief, paleocryogenesis, supercooling of water in the soil, ice segregation schliers, cryogenic texture, winter moisture charging, frost heaving

ОСОБЕННОСТИ ПУЛА ГИДРОЛИТИЧЕСКИХ ФЕРМЕНТОВ В ПОЧВАХ ЗЕМЛЕДЕЛЬЧЕСКИХ ТЕРРАС ВОСТОЧНОГО КАВКАЗА

© 2024 г. Е. В. Чернышева^{а, *}, Ф. Форназьер^{б, с}

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

^бСовет по исследованиям в области сельского хозяйства и анализу экономики сельского хозяйства,
Исследовательский центр виноградарства и энологии, Виа Тристезе 23, Гориция, 34170 Италия

^сSOLIOMICS, Виа дель Котонифичо, 129/В, Удине 33100 Италия

*e-mail: e.chernyysheva@yandex.ru

Поступила в редакцию 20.07.2023 г.

После доработки 10.01.2024 г.

Принята к публикации 10.01.2024 г.

Проведено исследование влияния сельскохозяйственной деятельности в эпоху средневековья (X–XV вв. н.э.) на активности 11 гидролитических ферментов, участвующих в биогеохимических циклах основных элементов в почвах. В качестве объектов исследования выбраны агростратоземы средневековых земледельческих террас среднегорного Дагестана (Plaggic и Hortic Anthrosol). Во всех случаях ферментативная активность изученных почв, во всех почвенных слоях уменьшалась в следующем ряду: щелочная фосфатаза > фосфодиэстераза > кислая фосфатаза > пирофосфатаза > лейцинаминопептидаза > арилсульфатаза > хитиназа > β-глюкозидаза > ксиланаза > α-глюкозидаза > целлюбиогидролаза. Ферментативная активность изученных почв, в первую очередь, определялась величиной микробной биомассы ($C_{\text{мик}}$). Активность ферментов различных групп на 61–94% зависела от $C_{\text{мик}}$. Сельскохозяйственная практика, связанная с распашкой, внесением навоза и орошением, приводит к конвергенции активности ферментов азотного цикла в почвах горной зоны, что связано со сходными особенностями круговорота азота в агрогенных почвах, независимо от биоклиматических условий. Внесение органических материалов привело к увеличению физиологической эффективности микробных сообществ и скорости продуцирования ферментов, при этом высокая биологическая активность может сохраняться около 1000 лет. Распашка с внесением органических удобрений в прошлом, привела к увеличению ферментативной активности, выраженной на единицу микробной биомассы (удельная активность).

Ключевые слова: органическое вещество, навоз, микробные сообщества, ферментативная активность, сельскохозяйственное освоение

DOI: 10.31857/S0032180X24060066 , EDN: YBPMPQ

ВВЕДЕНИЕ

Почвенные ферменты катализируют многие химические реакции, являясь более чувствительным индикатором изменения почвы в результате антропогенной деятельности, чем физико-химические свойства почв [19, 25, 44, 52, 56]. Гидролитические ферменты отражают функциональное разнообразие и активность микроорганизмов, включенных в процессы разложения, и, следовательно, играют важнейшую роль в биогеохимических циклах элементов [32, 47, 54].

Стадия трансформации органических материалов в почве ферментами представляет собой важнейшее звено круговорота углерода, так как обеспечивает передвижение поступающего в почву углерода и последующую аккумуляцию его в форме почвенного органического вещества [10].

Начальный этап трансформации азоторганических соединений начинается с действия ферментов пептидаз, гидролизующих пептидные компоненты органических материалов до свободных аминокислот. Эти ферменты играют важную роль

в метаболизме азота в почве и обуславливают динамику минеральных форм азота [10].

Фосфогидролазы выполняют важнейшую биохимическую функцию в непрерывном круговороте фосфора в биогеоценозах, осуществляют мобилизацию закрепленного в органическом веществе фосфора и способствуют его поступлению в корни растений [10].

Минерализацию органических соединений серы и перевод их в доступные растениям неорганические формы осуществляет фермент арилсульфатаза [32].

На долю почвенных внеклеточных ферментов приходится 40–60% общей ферментативной активности почв [56]. Внеклеточными называются ферменты, стабилизированные на почвенной матрице, т.е. связанные с органическим веществом и/или глинистыми минералами, а также свободные и закрепленные ферменты на поверхности микробных клеток [19]. В связи с этим ферментативная активность не всегда отражает активность живых микробных клеток и часто наблюдается слабая взаимосвязь между микробной биомассой и ферментативной активностью [29].

Судить о ферментативной активности как о непосредственной деятельности почвенных микроорганизмов, позволяет так называемая удельная ферментативная активность, выраженная на единицу микробной биомассы [46]. Показано, что данный показатель является чувствительным индикатором в ответ на смену режима землепользования, а также указывает на физиологическое состояние микробного сообщества [26, 34]. Высокая удельная ферментативная активность в почвах может быть обусловлена большей доступностью питательных элементов или более быстрой оборачиваемостью микробной биомассы, что приводит к большей скорости синтеза новых ферментов [17, 43].

В последние годы получил распространение метод определения ферментативной активности с использованием флуорогенно-меченных субстратов, при гидролизе которых образуется флуоресцирующее соединение 4-метилумбеллиферон (МУФ) или 7-амино-4-метилкумарин (АМК) [33, 38]. Преимуществом данного подхода является возможность сравнивать активность ферментов различных групп между собой.

В литературе широко представлены результаты исследования изменения ферментативной активности в результате смены режима землепользования, распашки, орошения, загрязнения поллютантами и др. [6, 7, 14, 38, 55], а также процессов восстановления ферментативной активности после прекращения хозяйственного использования почв [8, 42]. Однако до сих пор мало сведений о том, как изменяется активность ферментов, участвующих в циклах основных химических элементов,

после перехода почвы в погребенное состояние. Известны лишь работы по оценке фосфатазной активности почв, погребенных под разновозрастными курганами [5], а также исследования изменений ферментативной активности после прекращения (более 1000 лет) антропогенной деятельности, связанной с внесением органических удобрений и селитебной нагрузкой [21, 22, 27, 49].

Цель работы — оценить изменение активности ферментов циклов углерода, азота, фосфора и серы в стратифицированных почвах средневековых земледельческих террас Восточного Кавказа.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ¹

Объекты исследования. В среднегорной зоне Восточного Кавказа (Республика Дагестан) были изучены террасы, предположительно, созданные в эпоху развитого Средневековья (X–XV вв. н.э.) и функционировавшие до 80–90 гг. прошлого столетия (рис. 1). Почвы — агростратоземы светлогумусовые и темnogумусовые (Plaggic и Hortic Anthrosol соответственно). Многовековая распашка склонов привела к активному вовлечению материала почвообразующей породы в области тылового шва террас, росту почвенного профиля в прибровочной части и формированию системы погребенных постагрогенных горизонтов [2, 3]. В настоящее время почвы террасы находятся в залежном состоянии.

Ключевые участки террасовых почв в среднегорной зоне Восточного Кавказа были расположены на выходах различных почвообразующих пород:

- делювий глин и песчаников (ключевой участок Гуниб, среднегодовое количество осадков 600 мм),
- известняки (ключевой участок Муги, среднегодовое количество осадков 400 мм),
- глинистые сланцы (ключевой участок Джаба, среднегодовое количество осадков 350 мм),
- песчаники (ключевой участок Акуша, среднегодовое количество осадков 450 мм),
- аллювиально-делювиальные отложения известковистого песчаника, крупного галечника с примесью суглинистых и глинистых отложений аллювиальной природы (ключевой участок Гоцатль, среднегодовое количество осадков 450 мм). Было заложено два почвенных разреза: на орошаемом и неорошаемом участках.

Отбор почвенных образцов. Для заложения почвенных разрезов выбирали наиболее репрезентативные участки. Почвенные разрезы во всех случаях закладывали в прибровочной аккумулятивной части террасы каждого ключевого участка, на

¹ Описание объектов и свойства почв ключевых участков, представленных в настоящей работе, были опубликованы ранее, поэтому ограничимся краткой информацией.

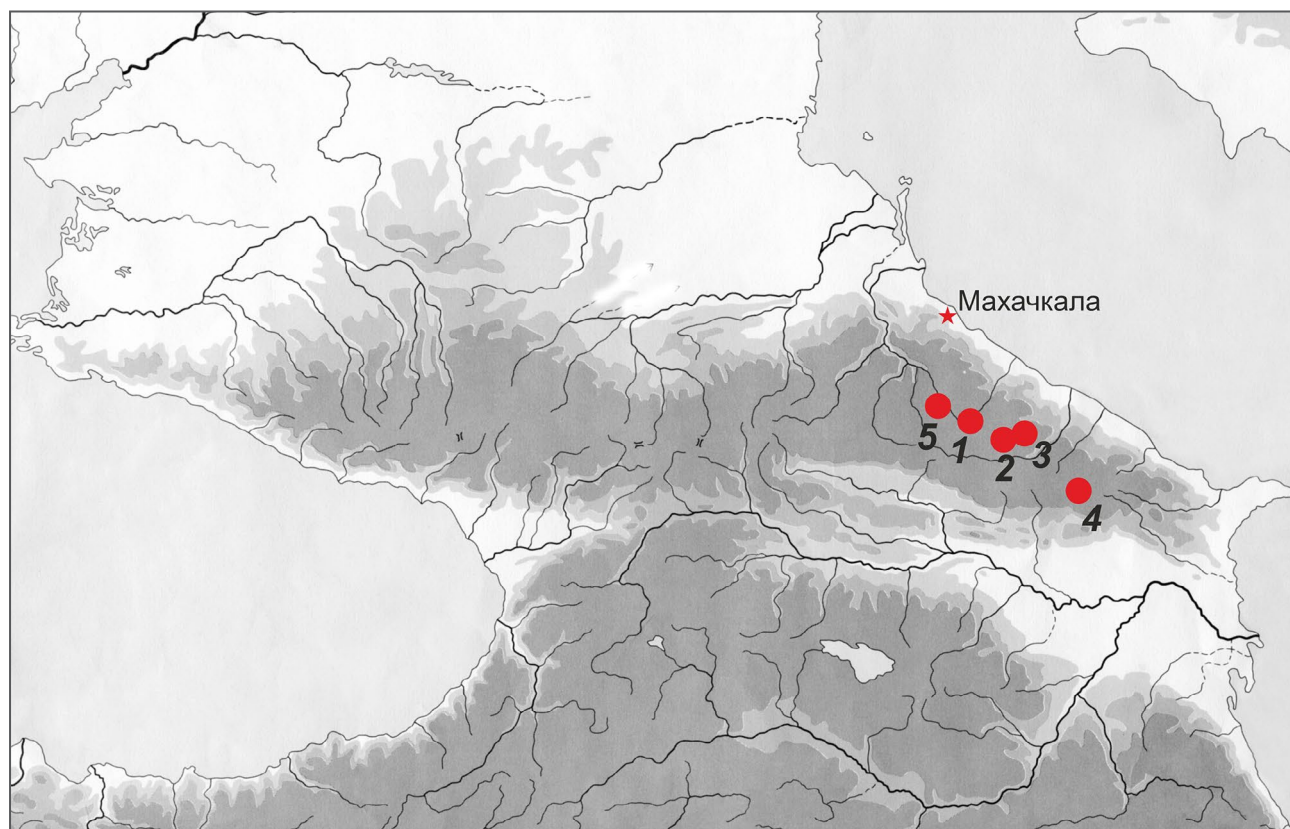


Рис. 1. Расположение объектов исследования. 1 — ключевой участок Гуниб, 2 — ключевой участок Акуша, 3 — ключевой участок Муги, 4 — ключевой участок Джаба, 5 — ключевой участок Гоцатль.

некотором удалении от откоса. Именно в этом месте можно получить наиболее полное представление о почвах террас как с генетико-эволюционных позиций, так и с точки зрения оценки современного состояния почв [3]. На выбранных участках выполнено морфолого-генетическое описание профилей почв, отобраны образцы. На микробиологические анализы образцы отбирали с соблюдением условий асептики. После отбора почвенные образцы на микробиологические анализы замораживали при -18°C . Перед проведением анализов образцы размораживали в холодильнике при $+4^{\circ}\text{C}$, затем их просеивали, отбирали корни и предынкубировали при 22°C в течение 72 ч. До выполнения микробиологических анализов образцы хранили не более одного месяца.

Методы исследования. *Определение физико-химических свойств почв.* Содержание органического углерода ($\text{C}_{\text{орг}}$) определяли в воздушно-сухой почве методом мокрого сжигания по Тюрину, pH водной вытяжки потенциометрическим методом, гранулометрический состав — пипеточным методом [9]. Физические и химические свойства определяли в воздушно-сухой почве. Химические анализы выполняли в ЦКП ИФХиБПП РАН.

Определение микробной биомассы. Углерод микробной биомассы ($\text{C}_{\text{мик}}$) оценивали по содержанию почвенной двухцепочечной ДНК (дцДНК) с использованием коэффициента пересчета 5.2 [45]. Почвенную ДНК выделяли с помощью коммерческого набора FastDNA® SPIN kit for Soil (MP Biomedicals, Германия). дцДНК в супернатанте измеряли флуориметрически с использованием красителя пикогрина (Life Technologies, США) на микропланшетном ридере FLUOstar omega (BMG Labtech, Германия). Как было показано в ряде работ, определение микробной дцДНК является альтернативным методом измерения почвенной микробной биомассы и позволяет оценивать микробную биомассу, учитывая непосредственное количество базового клеточного компонента, универсального для всех живых организмов [15, 45].

Определение ферментативной активности. Провели исследование активности 11 гидролитических ферментов (табл. 1). Ферментативную активность определяли с использованием процедуры гетеромолекулярного обмена с разрушением почвенных агрегатов и микробных клеток [23]. В микроцентрифужную пробирку (две повторности) помещали 0.4 г почвы вместе с 1.4 мл 3% раствора лизоцима,

Таблица 1. Ферменты и параметры определения их активности

Фермент	Код фермента	Аббре-виатура	Субстрат	pH	Время инкубации, ч
Цикл серы					
Арилсульфатаза	3.1.6.1	АС	4-МУФ-сульфат	5.8	4
Цикл углерода					
α -Глюкозидаза	3.2.1.20	АГ	4-МУФ- α -D-глюкопиранозид	5.8	12
β -Глюкозидаза	3.2.1.21	БГ	4-МУФ- β -D-глюкопиранозид	5.8	3
Целлобиогидролаза	3.2.1.4	ЦЛ	4-МУФ- β -D-целлобиозид	5.8	12
Ксиланаза	3.2.1.8	КС	4-МУФ- β -D-ксилопиранозид	5.8	12
Цикл азота					
Хитиназа	3.2.1.14	ХТ	4-МУФ-N-ацетил- β -D-глюкозаминид	5.8	12
Лейцинаминопептидаза	3.4.11.1	ЛП	L-лейцин-7-АМК гидрохлорид	7.5	3
Цикл фосфора					
Кислая фосфатаза	3.1.3.2	КФ	4-МУФ-фосфат	5.8	3
Щелочная фосфатаза	3.1.3.1	ЩФ	4-МУФ-фосфат	9.0	1
Фосфодиэстераза	3.1.4.1	БФ	Бис(4-МУФ)ортофосфорная кислота	7.5	2
Пирофосфатаза	3.6.1.1	ПФ	Бис(4-МУФ)дифосфорная кислота	5.8	2

0.4 мл стеклянных шариков ($d = 100$ мкм) и 0.4 мл шариков из оксида циркония ($d = 1000$ мкм). Почвенные агрегаты разрушали с помощью вибрационной мельницы Retsch 400 mill (Германия) при 30 уд./с в течение 3 мин. Затем центрифугировали при 20000 g в течение 5 мин при температуре 10°C. Супернатант (30 мкл), содержащий десорбированные ферменты, помещали в планшет, в каждой ячейке которого находилось 50 мкл раствора модифицированного универсального буфера с оптимальным pH для каждого фермента. После этого приливали 50 мкл субстрата в каждую ячейку планшета. Измерения проводили в четырех повторностях. Количество флуоресценции измеряли на флуориметре Fluoroskan (Thermo Scientific) при длине волны возбуждения эмиссии 355 нм и испускания 460 нм.

Статистическая обработка данных. Результаты выражали на абсолютно сухую навеску почвы. Статистическую обработку данных проводили в программе Past 4.03. Использовали такие методы, как составление корреляционной матрицы (r Пирсона), канонический анализ соответствия (ССА), а также составляли кластеризованную тепловую карту, пересчитав абсолютные значения исследованных показателей на относительные значения в процентах от максимальных.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Физико-химические свойства всех изученных почв представлены в табл. 2. Исследованные почвы земледельческих террас среднегорного Дагестана существенно отличались по своим свойствам.

В агростратоземах содержание $C_{орг}$ зависело не только от особенностей агротехники и внесения органических удобрений, но и от свойств почвообразующих пород. Максимальное его содержание выявлено в агростратоземе темногумусовом на известняках (ключевой участок Муги). Насыщенность почв основаниями обусловила накопление органического вещества за счет уменьшения скорости его минерализации [39, 40].

Содержание глины в почвах земледельческих террас также определялось свойствами почвообразующих пород. Наиболее тяжелыми по гранулометрическому составу были агростратозем светлогумусовый и темногумусовый ключевых участков Джаба (глинистые сланцы) и Муги (известняки) соответственно, наиболее легким — агростратозем светлогумусовый ключевого участка Акуша (песчаники).

Во всех изученных почвах земледельческих террас среднегорного Дагестана реакция среды изменялась от слабо- до сильнощелочной.

Таблица 2. Физико-химические свойства почв, микробная биомасса и активность гидролитических ферментов изученных почв (расшифровка аббревиатур представлена в табл. 1)

Почва	Горизонт/ глубина, см	С _{орг}	Глина	рН	С _{микс} ² мкг С/г почвы	Агстратозем темногумусовый на известняках (Ключевой участок Мути)										Агстратозем светлогумусовый на глинистых сланцах (Ключевой участок Джаба)									
		%				АС	АГ	БГ	ЦЛ	КС	ХТ	ЩФ	КФ	БФ	ПФ	ЛП	нмоль 7-АМК/г почвы в час								
Современный слой Постагрогенный слой	0–10	4.20	48	7.8	313.6	13.8	0.5	3.7	0.2	1.1	4.1	319.4	65.8	77.2	31.5	36.8									
	10–20	2.80	42	7.9	260.3	17.0	0.5	4.0	0.2	0.9	4.7	401.3	79.1	126.5	60.4	35.5									
	20–30	1.70	49	8.1	143.9	4.4	0.2	1.6	0.0	0.3	2.2	133.0	30.4	50.9	15.0	16.1									
	30–40	1.60	47	8.1	111.6	3.2	0.3	1.2	0.0	0.2	2.4	120.7	23.4	38.9	12.1	10.8									
	40–50	1.60	46	8.1	82.0	2.1	0.2	0.8	0.0	0.1	1.4	58.4	12.9	18.5	4.1	8.9									
	50–60	1.80	48	8.2	82.9	2.3	0.3	0.9	0.0	0.2	1.3	57.5	14.7	17.6	4.5	8.7									
	60–70	2.10	48	8.1	80.5	1.9	0.3	0.9	0.0	0.1	1.4	61.5	14.3	15.8	4.4	7.8									
	70–80	2.00	47	8.1	84.7	1.9	0.2	0.9	0.0	0.0	1.3	75.7	14.5	16.2	4.5	8.3									
	80–90	2.70	48	8.1	83.1	2.2	0.3	1.1	0.0	0.3	1.6	67.7	18.5	21.7	7.6	7.2									
Погребенная почва	90–100	2.80	49	8.1	92.9	3.3	0.4	1.4	0.0	0.2	2.0	102.2	28.4	29.6	14.1	10.9									
	100–110	3.30	52	8.1	81.7	2.4	0.2	1.0	0.0	0.1	1.6	68.3	19.3	19.5	10.8	6.7									
	110–120	3.30	23	8.1	85.1	1.3	0.0	0.7	0.0	0.0	1.4	66.7	23.2	15.7	16.4	5.5									
Современный слой Постагрогенный слой	0–20	2.00	41	7.7	223.5	6.9	0.5	8.8	0.5	1.3	6.6	199.8	56.9	31.4	18.9	79.9									
	20–40	1.40	53	7.7	178.5	7.3	0.4	3.9	0.0	0.9	4.2	145.9	38.9	27.7	15.3	28.8									
	40–60	1.20	52	8.0	122.2	2.9	0.0	1.9	0.0	0.4	3.3	106.8	24.0	21.6	14.1	14.5									
	60–80	1.20	39	8.1	66.2	1.0	0.0	0.5	0.0	0.0	1.5	53.2	11.3	10.6	7.7	6.0									
	80–100	1.10	48	8.2	33.1	0.4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.5	24.5	4.2	6.7	2.5	4.7									
	100–120	1.00	52	8.5	27.2	0.4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.5	19.6	4.2	4.6	2.0	4.5									
	120–140	1.10	47	8.4	23.3	0.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.4	17.7	3.0	5.0	1.5	12.5									

Окончание табл. 2

Почва	Горизонт/ глубина, см	С _{орг}	Глина	pH	С _{микс} мкг С/г почвы	ферментативная активность, нмоль 4-МУФ/г почвы в час										ПФ	ЛП
		%				АС	АГ	БГ	ЦЛ	КС	ХТ	ЩФ	КФ	БФ			
—“—	140—160	1.00	49	8.4	19.2	0.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.2	12.2	2.4	3.4	0.9	1.2	
—“—	160—180	0.90	47	8.2	9.8	0.2	0.0	0.3	0.0	0.0	0.0	9.4	1.8	2.2	0.7	1.4	
—“—	180—200	0.90	49	8.3	9.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	7.6	1.8	1.4	0.5	1.2	
—“—	200—220	0.90	50	8.5	15.9	0.0	0.0	0.2	0.0	0.0	0.3	10.0	2.0	2.0	1.1	1.5	
—“—	220—260	0.95	45	8.5	13.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	6.6	0.8	1.6	0.5	1.0	
—“—	260—275	1.10	54	8.6	9.4	0.0	0.0	0.3	0.0	0.0	0.0	4.8	1.2	1.0	0.5	1.1	
—“—	275—305	1.10	47	8.5	8.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	3.6	1.1	1.0	0.3	1.1	
Агростратозем светлогумусовый на песчаниках (Ключевой участок Акуша)																	
Современный слой Постагрогенный слой Ploughed layer	0—10	2.14	24	7.5	193.4	6.3	0.6	4.8	0.4	1.3	3.8	277.2	40.3	50.5	19.2	37.3	
	10—20	1.23	24	7.8	123.9	5.3	0.4	2.2	0.3	0.7	3.7	172.7	34.9	42.3	13.6	20.6	
	20—30	0.97	25	7.8	104.4	2.7	0.2	2.4	0.2	0.8	3.6	114.5	16.9	35.3	5.9	11.1	
	30—40	0.78	25	7.8	61.4	1.6	0.0	1.4	0.0	0.3	1.7	72.3	11.3	21.9	4.1	8.3	
	40—50	0.70	27	8.1	52.1	1.4	0.0	1.6	0.0	0.3	1.6	56.6	8.0	16.9	2.9	6.8	
	50—60	0.76	27	8.1	25.9	0.3	0.0	0.3	0.0	0.0	0.4	25.4	3.6	5.5	1.2	2.7	
	60—70	0.87	25	8.1	27.9	0.4	0.0	0.3	0.0	0.0	0.5	22.1	4.4	5.5	1.1	3.4	
	70—80	0.88	24	8.1	24.8	0.3	0.0	0.3	0.0	0.0	0.4	21.7	4.2	4.6	1.2	2.7	
	80—90	0.94	23	8.0	29.3	0.3	0.0	0.3	0.0	0.0	0.4	20.2	4.4	3.7	0.9	2.9	
	90—100	0.84	27	8.0	23.1	0.0	0.0	0.6	0.0	0.0	0.3	16.8	3.2	2.5	0.9	1.9	
	100—110	0.68	26	8.1	16.7	0.2	0.0	0.6	0.0	0.0	0.3	18.0	5.6	3.8	1.2	2.9	
	110—120	0.79	31	8.1	12.4	0.1	0.0	0.3	0.0	0.0	0.2	17.1	5.0	3.7	0.8	1.2	
	120—130	0.81	32	8.1	9.4	0.0	0.0	0.2	0.0	0.0	0.0	12.2	4.8	2.0	0.7	0.9	
	130—160	1.01	38	8.2	10.6	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	12.9	5.1	3.7	0.7	1.1	
Burial soil																	

Агростратозем светлогумусовый на делювии глин и песчаников (Ключевой участок Гуниб)

Современный слой Постагrogenный слой —“— —“— —“— —“— —“— —“—	0–20	2.25	42	7.3	286.6	13.5	1.4	6.4	0.3	1.1	9.1	296.3	64.3	82.6	33.3	30.1
	20–40	1.05	40	7.1	111.3	4.4	0.4	2.3	0.0	0.4	3.4	127.7	28.4	40.2	10.9	13.5
	40–60	0.65	36	7.4	45.4	1.9	0.0	1.1	0.0	0.2	2.2	61.2	15.5	16.2	4.8	6.5
	60–80	0.60	34	7.6	32.8	1.4	0.0	1.0	0.0	0.1	1.7	52.6	12.3	13.2	3.2	4.8
	80–100	0.65	40	7.9	25.5	1.1	0.0	0.9	0.0	0.0	1.3	44.2	11.3	9.4	2.5	4.3
	100–120	0.75	37	8.0	31.9	1.4	0.0	0.7	0.0	0.0	1.2	48.9	12.9	13.1	3.2	4.5
	120–140	0.70	38	8.0	23.3	0.6	0.0	0.3	0.0	0.0	0.4	24.5	9.1	7.6	1.5	2.6
	140–160	0.70	40	7.8	16.1	0.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.3	19.9	7.0	4.6	1.1	1.9
Погребенная почва	160–180	0.70	39	7.9	10.8	0.5	0.0	0.2	0.0	0.0	0.2	18.0	6.2	4.4	1.1	1.7
	180–220	0.45	41	8.1	6.6	0.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	9.9	5.3	2.6	0.7	1.4

Агростратозем светлогумусовый на аллювиально-делювиальных отложениях известкового песчаника (Ключевой участок Гоцатль, орошаемый участок)

Современный слой —“— Посторошаемый слой —“— Постагrogenный слой —“— Погребенная почва —“—	Ад 0–2	2.27	30	8.2	305.5	4.5	2.5	10.5	1.7	3.2	9.1	465.4	41.6	40.8	33.7	34.8
	А1 2–15	1.83	32	8.5	239.6	4.4	0.6	3.0	0.3	0.7	3.3	347.0	32.5	40.8	20.4	16.9
	АВ 15–28	0.86	30	8.7	109.9	2.5	0.3	0.9	0.2	0.2	1.2	239.4	20.5	30.8	9.8	5.5
	В1 28–50	0.81	34	8.8	67.4	1.1	0.2	0.6	0.1	0.1	0.6	131.3	11.8	16.5	14.6	2.8
	В2 50–65	0.74	41	8.7	38.0	0.7	0.0	0.3	0.1	0.0	0.2	95.3	8.0	9.9	9.4	1.9
	[АВ] 65–75	0.82	46	8.8	36.9	0.6	0.0	0.3	0.1	0.0	0.3	67.3	6.0	8.4	6.8	1.7
	[В] 75–100	0.88	46	8.6	29.8	0.4	0.0	0.2	0.1	0.0	0.2	73.4	5.2	8.2	6.3	1.9
	[ВС] 100–115	0.76	45	8.6	22.8	0.3	0.0	0.2	0.0	0.0	0.2	83.9	3.9	9.1	9.8	1.7

Агростратозем светлогумусовый на аллювиально-делювиальных отложениях известкового песчаника (Ключевой участок Гоцатль, не орошаемый участок)

Современный слой Постагrogenный слой —“— —“— —“—	А1 0–20	0.9	29	8.6	92.5	2.5	0.3	5.2	0.7	1.4	3.2	260.6	28.9	38.0	24.1	15.5
	АВ 20–30	0.7	37	8.6	50.3	1.1	0.1	1.2	0.2	0.3	1.4	113.6	13.9	19.5	18.9	4.7
	В 35–52	1.0	38	8.6	51.6	0.9	0.1	1.0	0.2	0.2	1.0	91.0	12.0	18.3	14.7	3.9
	[А] 52–85	0.5	44	8.7	27.4	0.4	0.0	0.4	0.1	0.0	0.4	36.2	5.2	6.2	5.3	1.6
	[ВС] 85–100	0.6	45	8.7	19.6	0.1	0.0	0.1	0.0	0.0	0.1	17.3	2.0	3.4	3.0	0.6

Микробная биомасса. В целом изученные почвы характеризовались невысоким содержанием $C_{орг}$, что дает основание использовать метод определения содержания дцДНК в качестве оценки микробной биомассы [15]. Кроме того, сильнощелочная реакция среды большинства почв, делает невозможным использование традиционного расчета микробной биомассы методом субстрат-индуцированного дыхания [13, 45].

Микробная биомасса террасовых почв определялась свойствами почвообразующих пород. Так, в агростратоземе темногомусовом на известняках (ключевой участок Мути) высоким значениям $C_{мик}$ способствовал тяжелый гранулометрический состав, а также большое содержание $C_{орг}$. Известно, что гуминовые вещества способны связывать внеклеточную ДНК с помощью катионной связи [24], а способность глины связывать ДНК на три порядка выше, чем у песка [18].

Минимальные значения $C_{мик}$ наблюдались в почве неорошаемой террасы на аллювиальных отложениях (ключевой участок Гоцатль). Кроме того, варьирование микробной биомассы по профилю террасовых почв связано с различной интенсивностью поступления органических удобрений при распадке в прошлом. Известно, что поступление значительного количества органических удобрений (навоза и компостов) приводит к стабилизации и увеличению содержания почвенного органического вещества и микробной биомассы [30, 31, 33].

Активность ферментов углеродного цикла. В общем углеводном обмене в почве наибольший интерес представляют целлюлазы, глюкозидазы и ксиланаза [10]. Целлобиогидролаза расщепляет молекулу целлюлозы до целлобиозы, которая затем под действием β -глюкозидазы, разлагается до глюкозы, ксиланаза участвует в разложении ксилана, входящего в состав гемицеллюлоз, α -глюкозидаза участвует в разложении мальтозы.

В изученных почвах активность четырех важнейших ферментов, вовлеченных в минерализацию углеводов, в целом была невысокой и уменьшалась во всех почвенных слоях в следующем порядке: β -глюкозидаза > ксиланаза > α -глюкозидаза > целлобиогидролаза. Основным фактором, влияющим на активность ферментов углеродного цикла, была величина $C_{мик}$. Варьирование ферментативной активности определялось на 80–94% также величиной $C_{мик}$. Ослабление зависимости отмечено только в отношении целлобиогидролазы, активность которой зависела от $C_{мик}$ лишь на 61%. Высокие значения ферментов углеродного цикла отмечались только в верхних горизонтах почв, затем их активность резко падала с глубиной.

Активность ферментов азотного цикла. Рассмотрим особенности изменения активности двух ферментов: лейцинаминопептидазы, ответственной за

разложение азотсодержащих органических компонентов до аминокислот [20], и хитиназы, ответственной за гидролиз грибного хитина и бактериального пептидогликана и являющейся важным посредником в цикле азота и углерода в почвах [51].

Активность лейцинаминопептидазы была существенно выше активности хитиназы во всех изученных почвах. В исследованных террасовых почвах, сформированных на различных почвообразующих породах, активность ферментов азотного цикла была достаточно близка, т.е. несмотря на различия в условиях почвообразования, сельскохозяйственная практика с применением органических удобрений в прошлом привела к выравниванию ферментативной активности в почвах. В свою очередь, это может указывать на сходные особенности круговорота азота в постагрогенных почвах среднегорной зоны Восточного Кавказа. Кроме того, отмечено возрастание ферментативной активности, в первую очередь лейцинаминопептидазы, на различных глубинах в пахотных слоях. Существенное уменьшение активности лейцинаминопептидазы наблюдалось лишь в почве неорошаемой террасы на аллювиальных отложениях (ключевой участок Гоцатль).

Активность ферментов фосфорного цикла. Фосфомоноэстеразы являются наиболее изученными ферментами, в связи с их высокой значимостью в минерализации органического фосфора. В зависимости от реакции почвенной среды выделяют кислую и щелочную фосфомоноэстеразу, которые продуцируются многими грибами, бактериями, а также корнями растений [28, 42, 50]. Неорганическая пирофосфатаза катализирует гидролиз пирофосфатов до ортофосфатов. Фосфодиэстераза осуществляет гидролиз фосфодиэфирной связи органических соединений [20].

Как правило, в почвах сельскохозяйственных террас исследованных ключевых участков активность ферментов фосфорного цикла по всему почвенному профилю уменьшалась в ряду: щелочная фосфатаза > фосфодиэстераза > кислая фосфатаза > пирофосфатаза. Выявленные различия в ферментативной активности указывают на существенные различия в метаболических путях трансформации соединений фосфора в почвах антропогенно-преобразованных экосистем.

Увеличение ферментативной активности при внесении навоза почв — хорошо известный факт, что в первую очередь относится именно к активности щелочной фосфатазы [21, 35].

Активность ферментов фосфорного цикла во многом определялась содержанием $C_{мик}$ и физической глины, а также особенностями хозяйственного использования почв в прошлом. Максимальная активность фосфатаз наблюдалась в агростратоземе светлогумусовом ключевого участка Гоцатль.

Данная территория характеризуется засушливыми условиями с периодическими засухами, поэтому до недавнего времени практиковалось орошение напуском [2]. Предположительно этот агротехнический прием привел к увеличению биологической активности почв [1, 11, 16].

В агростратоземе темногумусовом ключевого участка Муги фосфатазная активность также была высокой по всему профилю почвы, что связано с высоким содержанием $C_{орг}$ и физической глины. Здесь в слое погребенной почвы (90–120 см) активность щелочной фосфатазы достигала 100 нмоль 4-МУФ/(г почвы ч), однако в слое 0–10 см наблюдалось уменьшение ферментативной активности, вызванное распахкой с использованием тяжелой техники. Минимальная активность ферментов фосфорного цикла выявлена в агростратоземе светлогумусовом легкого гранулометрического состава на песчаниках (ключевой участок Акуша) и агростратоземе светлогумусовом среднесуглинистом неорошаемого участка на аллювиальных отложениях (ключевой участок Гоцатль). Следует отметить, что регулярное припахивание больших объемов материала почвообразующей породы в почвенную толщу при распахке приводило к эффекту “разбавления” биологической активности почв.

Активность арилсульфатазы. Арилсульфатаза важнейший фермент цикла серы, и ее активность может существенно изменяться при земледельческом освоении территории. Показано, что именно

активность арилсульфатазы в большей степени изменяется в ответ на внесение навоза [35].

Из-за очень схожих тенденций изменения активности арилсульфатазы в изученных почвах с активностью фосфатаз, ограничимся кратким описанием особенностей изменения активности данного фермента в почвах. Активность арилсульфатазы в изученных почвах достигала 17 нмоль 4-МУФ/(г почвы ч). В отличие от фосфатаз данный фермент в худшей степени сохранялся в глубоких почвенных слоях, где активность арилсульфатазы не выявлена.

Таким образом, ферментативная активность почв исследованных земледельческих террас уменьшалась в следующем ряду: щелочная фосфатаза > фосфодиэстераза > кислая фосфатаза ≥ пирофосфатаза ≥ лейцинаминопептидаза > арилсульфатаза > хитиназа > β-глюкозидаза > ксиланаза > α-глюкозидаза > целлобиогидролаза. Это может указывать на недостаточную обеспеченность всех исследованных почв фосфором, в соответствии с общей теорией микробного метаболизма, так как недостаток тех или иных элементов питания в доступной форме приводит к необходимости увеличения активности ферментов, участвующих в круговороте биогенных элементов [36, 48].

Статистическая обработка полученных данных. Во всех изученных почвах земледельческих террас ферментативная активность была статистически значимой и имела прямую взаимосвязь (табл. 3). Наиболее сильная зависимость наблюдалась

Таблица 3. Коэффициенты корреляции между ферментативной активностью и содержанием $C_{орг}$ и $C_{мик}$ в изученных почвах. Незначимые корреляции при $\alpha < 0.05$ отмечены

Параметр	1*	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
$C_{орг}$ (1)	1	0.70	0.66	0.49	0.45	0.43	0.52	0.54	0.69	0.62	0.61	0.54	0.24*
$C_{мик}$ (2)		1	0.88	0.80	0.85	0.82	0.91	0.83	0.94	0.86	0.85	0.92	0.61
Арилсульфатаза (3)			1	0.58	0.67	0.61	0.78	0.75	0.96	0.95	0.87	0.79	0.33
α-Глюкозидаза (4)				1	0.85	0.89	0.86	0.60	0.66	0.58	0.65	0.80	0.85
β-Глюкозидаза (5)					1	0.95	0.94	0.87	0.80	0.65	0.72	0.83	0.83
Ксиланаза (6)						1	0.88	0.75	0.72	0.62	0.71	0.85	0.91
Хитиназа (7)							1	0.82	0.86	0.76	0.76	0.83	0.70
Лейцин-АП (8)								1	0.85	0.67	0.67	0.71	0.55
Кислая фосфатаза (9)									1	0.93	0.90	0.86	0.48
Фосфодиэстераза (10)										1	0.91	0.85	0.39
Пирофосфатаза (11)											1	0.90	0.57
Щелочная фосфатаза (12)												1	0.75
Целлобиогидролаза (13)													1

Примечание. Цифры — это номер параметра. В столбце параметры в скобках указаны эти номера.

между активностями ферментов цикла углерода и хитиназы. Активность арилсульфатазы тесно коррелировала с активностью кислой фосфатазы, а активность щелочной фосфатазы с пиродифосфатазой, фосфодифосфатазой и кислой фосфатазой. Для всех ферментов, кроме целлобиогидралазы, отмечена тесная взаимосвязь с микробной биомассой.

Корреляционная связь между содержанием $C_{орг}$ и ферментативной активностью была слабая и средняя. Наиболее слабой была корреляция между содержанием $C_{орг}$ и активностью ферментов цикла углерода, а также пиродифосфатазы. Более выраженная взаимосвязь активности всех изученных ферментов с $C_{мик}$ по сравнению с $C_{орг}$ может указывать на преимущественно микробное происхождение ферментов в почвах земледельческих террас. В изученных почвах связь между ферментами определялась оптимумами pH их работы. В целом ферменты с оптимальными кислыми условиями определения (pH 5.8), а именно активность ксиланазы, целлобиогидралазы, хитиназы, кислой фосфатазы и пиродифосфатазы тесно коррелировали между собой.

Канонический анализ соответствий отражает взаимосвязь ферментативной активности с почвенными и климатическими характеристиками (рис. 2). Все изученные характеристики, кроме количества осадков и величины pH были статистически значимыми ($p < 0.05$). В удобряемых террасовых почвах отмечена некоторая зависимость активности кислой фосфатазы и фосфодифосфатазы от содержания $C_{орг}$. Также выявлена обратная взаимосвязь активности лейцинаминопептидазы и пиродифосфатазы с содержанием физической глины.

На рис. 3 представлена кластеризованная тепловая карта, которая отражает структуру пула гидролитических ферментов в изученных почвах. Все ферменты группировались в два больших кластера (рис. 3а): в первый вошли ферменты с минимальной активностью в почвах, а именно ферменты углеродного цикла, а также кислая фосфатаза; во второй – щелочная фосфатаза, фосфодифосфатаза, пиродифосфатаза, лейцинаминопептидаза и хитиназа, т.е. ферменты с максимальной относительной активностью. Увеличение активности ферментов фосфорного и азотного циклов непосредственно связано с внесением навоза и других

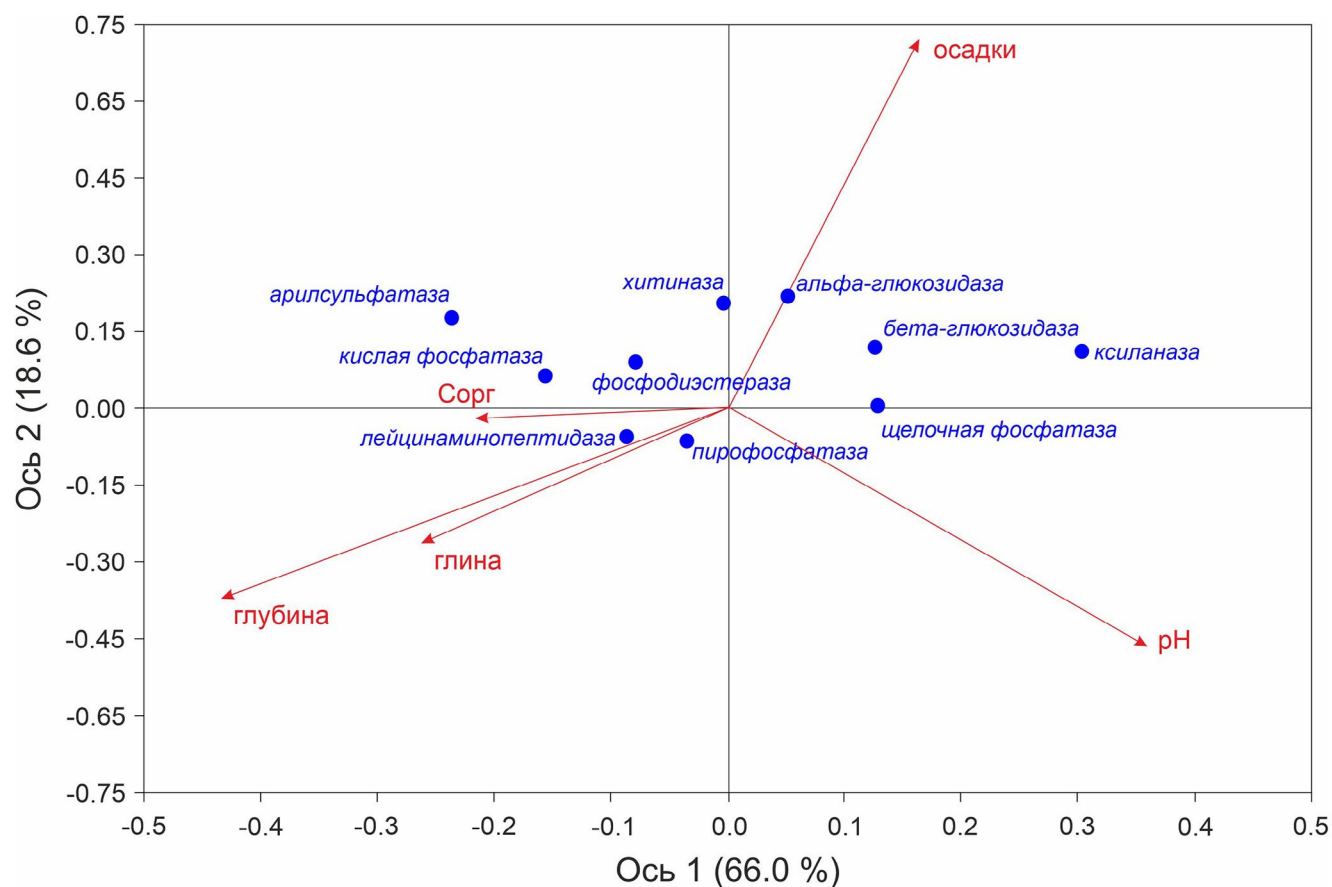


Рис. 2. Канонический анализ соответствия для почвенных характеристик и активности гидролитических ферментов изученных почв.

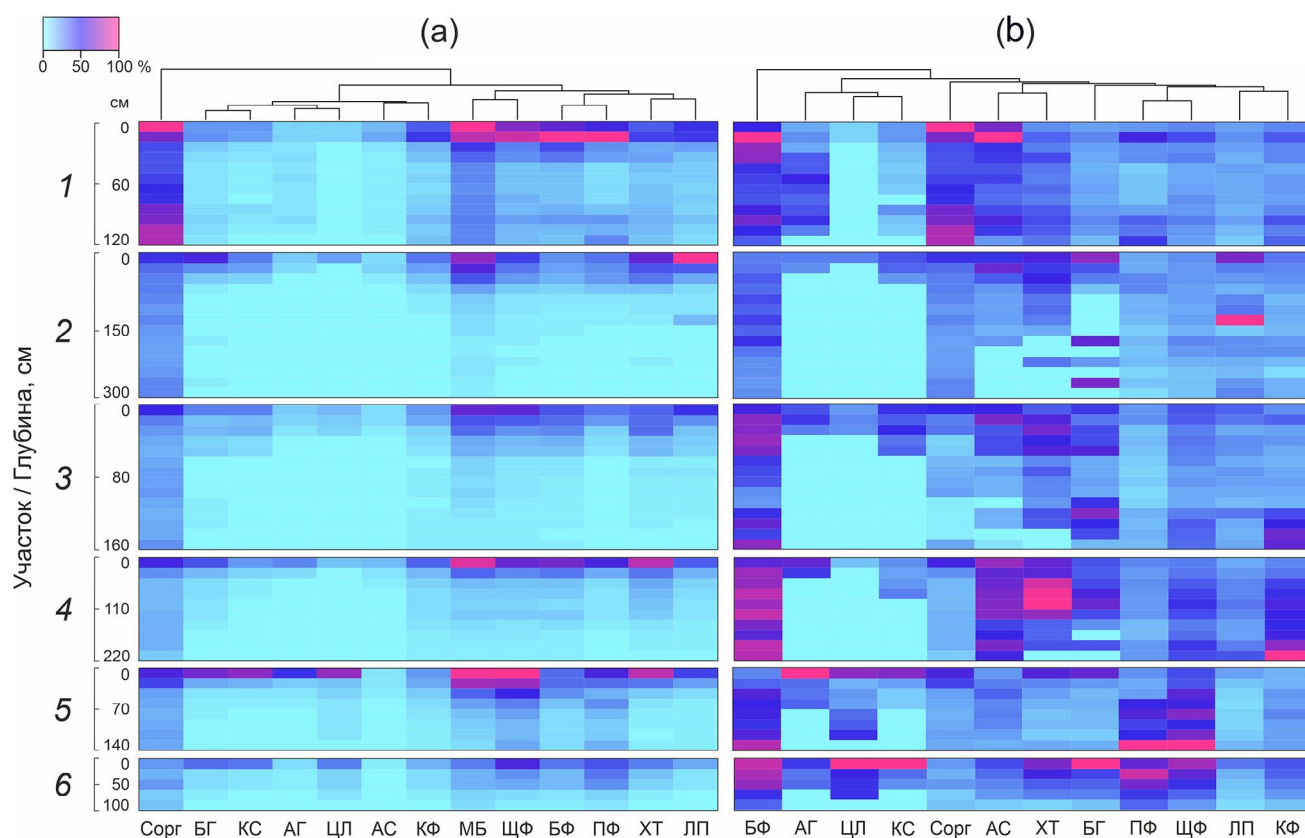


Рис. 3. Кластеризованная тепловая карта ферментативной активности, содержания $C_{орг}$ и $C_{мик}$ в изученных почвах. Фактические значения исследованных показателей пересчитаны в проценты от максимальных. (а) абсолютная ферментативная активность, (б) удельная активность. 1 – ключевой участок Муги, 2 – ключевой участок Джаба, 3 – ключевой участок Акуша, 4 – ключевой участок Гуниб, ключевой участок Гоцатль; 5 – почва орошаемого участка, 6 – почва неорошаемого участка.

органических субстратов, что неоднократно было отмечено ранее [21, 27, 30, 31, 35].

Для оценки пула ферментов, связанных непосредственно с функционированием микроорганизмов, рассчитана удельная ферментативная активность на единицу микробной биомассы. Установлено, что антропогенная деятельность, связанная с распахкой и внесением органических удобрений, привела к увеличению удельной ферментативной активности. Это указывает на повышение физиологической эффективности микробных сообществ почв в результате хозяйственного использования почв, что, в свою очередь, связано с увеличением скорости продуцирования ферментов. Данное наблюдение было отмечено авторами [17, 34, 43]. Так, в исследованных почвах в некоторых случаях удельная ферментативная активность в слоях глубже 70 см была даже выше, чем активность в верхних горизонтах (0–10/0–20 см).

Удельная ферментативная активность почв разделялась на следующие кластеры (рис. 3б): в первый вошли ферменты с минимальной активностью: α -глюкозидаза, целлюбиогидралаза и

ксиланаза, а во второй – ферменты фосфорного и азотного циклов, а также арилсульфатаза и β -глюкозидаза. В отдельный кластер выделялась фосфодифосфатаза, фермент с максимальной удельной активностью во всех изученных террасных почвах.

Таким образом, увеличение удельной ферментативной активности указывает на увеличение скорости продуцирования новых ферментов микроорганизмами и повышение доступности элементов минерального питания, вызванное внесением органических субстратов, причем высокий уровень биологической активности может сохраняться до 2000 лет.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Исследование ферментативной активности в почвах сельскохозяйственных террас Восточного Кавказа показало, что их хозяйственное использование в эпоху Средневековья привело к ослаблению взаимосвязи ферментативной активности с основными почвенными характеристиками, такими как содержание органического углерода и содержанием

физической глины. На уровне тенденций можно говорить о большей активности ферментов фосфорного и азотного циклов в почвах с высоким содержанием органического вещества и со средне-тяжелосуглинистым гранулометрическим составом. Однако полученные результаты могут говорить и о более сложном, многофакторном характере зависимости ферментативной активности от условий окружающей среды. Тесная взаимосвязь микробной биомассы и ферментативной активности может указывать на преимущественно микробное происхождение ферментов в почвах земледельческих террас.

Увеличение удельной ферментативной активности, рассчитанной на единицу микробной биомассы, непосредственно связано с внесением органических удобрений.

Внесение навоза увеличивало скорость продуцирования ферментов микроорганизмами, которые затем связывались с органо-минеральным комплексом почв, что обусловило сохранение высокого уровня их активности до наших дней.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Исследование осуществлено в рамках выполнения государственного задания № 0191-2019-0046.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бабаев М.П., Оруджева Н.И. Оценка биологической активности почв субтропической зоны Азербайджана // Почвоведение. 2009. № 10. С. 1248–1255.
2. Борисов А.В., Коробов Д.С., Идрисов И.А., Калинин П.И. Почвы земледельческих террас с подпорными стенками в горном Дагестане // Почвоведение. 2018. № 1. С. 26–36. <https://doi.org/10.7868/S0032180X17010038>
3. Борисов А.В., Каширская Н.Н., Ельцов М.В., Пинской В.Н., Плеханова Л.Н., Идрисов И.А. Почвы древних земледельческих террас Восточного Кавказа // Почвоведение. 2021. № 5. С. 542–557. <https://doi.org/10.31857/S0032180X2105004X>
4. Демкина Т.С., Борисов А.В., Хомутова Т.Э. Сравнительная характеристика современных и погребенных почвенных комплексов в пустынно-степной зоне Волго-Донского междуречья // Почвоведение. 2019. № 11. С. 1295–1306. <http://dx.doi.org/10.1134/S0032180X19110029>
5. Каширская Н.Н., Плеханова Л.Н., Чернышева Е.В., Ельцов М.В., Удальцов С.Н., Борисов А.В. Пространственно-временные особенности фосфатной активности естественных и антропогенно-преобразованных почв // Почвоведение. 2020. № 1. С. 89–101. <https://doi.org/10.31857/S0032180X20010098>
6. Куликова А.Х., Антонова С.А., Козлов А.В. Ферментативная активность почвы в зависимости от удобрения // Вестник Ульяновской государственной сельскохозяйственной академии. 2017. № 4. С. 36–42.
7. Минникова Т.В., Мокриков Г.В., Казеев К.Ш., Акименко Ю.В., Колесников С.И. Оценка ферментативной активности черноземов Ростовской области под бинарными посевами подсолнечника // Известия ТСХА. 2017. Вып. 6. С. 141–155.
8. Собина А.С., Хачиков Э. А., Шмаряева А. Н., Федоренко А. Н., Приходько В.Д., Казеев К.Ш. Биологическая активность чернозема обыкновенного через 5 лет после прекращения агрогенной обработки // Агрохимический вестник. 2022. № 1. С. 22–26.
9. Теории и методы физики почв / Под ред. Шейна Е.В., Карпачевского Л.О. М.: Гриф и К, 2007. 616 с.
10. Хазиев Ф.Х. Системно-экологический анализ ферментативной активности почв. М.: Наука, 1982. 204 с.
11. Хамова О.Ф., Бойко В.С. Влияние минеральных удобрений и орошения на биологическую активность лугово-черноземной почвы и урожайность многолетних трав // Агрохимия. 2004. № 11. С. 9–13.
12. Хомутова Т.Э., Демкина Т.С., Борисов А.В., Шишлина Н.И. Состояние микробных сообществ подкуренных палеопочв пустынно-степной зоны эпохи средней бронзы (XXVII–XXVI вв. до н.э.) в связи с динамикой увлажненности климата // Почвоведение. 2017. № 2. С. 239–248. <https://doi.org/10.7868/S0032180X1702006X>
13. Чернышева Е.В., Форназьер Ф., Борисов А.В. Коэффициенты пересчета содержания двухцепочечной ДНК в углерод микробной биомассы почв: физико-химические аспекты и влияние антропогенной деятельности // Почвоведение. 2023. № 5. С. 664–675. <https://doi.org/10.31857/S0032180X2260127X>
14. Шур А.В., Виноградов Д.В., Валько В.П. Влияние различных уровней агроэкологических нагрузок на биохимические характеристики почвы // Юг России: экология, развитие. 2016. Т. 11. № 4. С. 139–148.
15. Anderson T.-H., Martens R. DNA determinations during growth of soil microbial biomasses // Soil Biol. Biochem. 2013. V. 57. P. 487–495. <https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2012.09.031>
16. Bastida F., Torres I.F., Romero-Trigueros C., Baldrian P., Větrovský T., Alarcon J.J. Combined effects of reduced irrigation and water quality on the soil microbial community of a citrus orchard under

- semi-arid conditions // *Soil Biol. Biochem.* 2017. V. 104. P. 226–237.
<https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2016.10.024>
17. *Beheshti A., Raiesi F., Golchin A.* Soil properties, C fractions and their dynamics in land use conversion from native forests to croplands in northern Iran // *Agric. Ecosyst. Environ.* 2012. V. 148. P. 121–133.
<https://doi.org/10.1016/j.agee.2011.12.001>
 18. *Blum S.A.E., Lorenz M.G., Wackernagel W.* Mechanism of retarded DNA degradation and prokaryotic origin of DNases in nonsterile soils // *Systematic Appl. Microbiol.* 1997. V. 20. P. 513–521.
[https://doi.org/10.1016/S0723-2020\(97\)80021-5](https://doi.org/10.1016/S0723-2020(97)80021-5)
 19. *Burns R.G., DeForest J.L., Marxsen J., Sinsabaugh R.L., Stromberger M.E., Wallenstein M.D., Weintraub M.N. et al.* Soil enzymes in a changing environment: Current knowledge and future directions // *Soil Biol. Biochem.* 2013. V. 58. P. 216–234.
<https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2012.11.009>
 20. *Chen W., Wu L., Frankenberger W.T., Chang A.C.* Soil enzyme activities of long-term reclaimed wastewater-irrigated soils // *J. Environ. Qual.* 2008. V. 37 (S5). P. S-36–41.
<https://doi.org/10.2134/jeq2007.0315>
 21. *Chernysheva E., Khomutova T., Fornasier F., Kuznetsova T., Borisov A.* Effects of long-term medieval agriculture on soil properties: A case study from the Kislovodsk basin, Northern Caucasus, Russia // *J. Mt. Sci.* 2018. V. 15. P. 1171–1185.
<https://doi.org/10.1007/s11629-017-4666-7>
 22. *Chernysheva E., Korobov D., Khomutova T., Fornasier F., Borisov A.* Soil microbiological properties in livestock corals: An additional new line of evidence to identify livestock dung // *J. Archaeol. Sci. Rep.* 2021. V. 37. 103012
<https://doi.org/10.1016/j.jasrep.2021.103012>
 23. *Cowie A., Lonergan, V.E., Rabbi F.S.M., Fornasier F., Macdonald C., Harden S., Akitomo Kawasaki A. et al.* The impact of carbon farming practices on soil carbon in northern New South Wales // *Soil Res.* 2013. V. 51. P. 707–718.
<https://doi.org/10.1071/SR13043>
 24. *Crecchio C., Stotzky G.* Binding of DNA on humic acids: effect on transformation of *Bacillus subtilis* and resistance to DNase // *Soil Biol. Biochem.* 1998. V. 30. P. 1060–1067.
[https://doi.org/10.1016/S0038-0717\(97\)00248-4](https://doi.org/10.1016/S0038-0717(97)00248-4)
 25. *Cui Y., Bing H., Fang L., Jiang M., Shen G., Yu J., Wang X. et al.* Extracellular enzyme stoichiometry reveals the carbon and phosphorus limitations of microbial metabolisms in the rhizosphere and bulk soils in alpine ecosystems // *Plant Soil.* 2019. V. 458. P. 7–20.
<https://doi.org/10.1007/s11104-019-04159-x>
 26. *De Medeiros E.V., de Alcantara Notaro K., de Barros J.A., da Silva Moraes W., Silva A. O., Moreira K.A.* Absolute and specific enzymatic activities of sandy entisol from tropical dry forest, monoculture and intercropping areas // *Soil Tillage Res.* 2015. V. 145. P. 208–215.
<https://doi.org/10.1016/j.still.2014.09.013>
 27. *Dick R.P., Sandor J.A., Eash N.S.* Soil enzyme activities after 1500 years of terrace agriculture in the Colca Valley, Peru // *Agr. Ecosyst. Environ.* 1994. V. 50. P. 123–131.
[https://doi.org/10.1016/0167-8809\(94\)90131-7](https://doi.org/10.1016/0167-8809(94)90131-7)
 28. *Dinkelaker B., Marschner H.* In vivo demonstration of acid phosphatase activity in the rhizosphere of soil-grown plants // *Plant Soil.* 1992. V. 144. P. 199–205.
<https://doi.org/10.1007/BF00012876>
 29. *Duly O., Nannipieri P.* Intracellular and extracellular enzyme activity in soil with reference to elemental cycling // *Zeitschrift für Pflanzenernährung und Bodenkunde.* 1998. V. 161. P. 243–248.
<https://doi.org/10.1002/jpln19983581610310>
 30. *Edmeades D.C.* The long-term effects of manure and fertilisers on soil productivity and quality: a review // *Nutr. Cycl. Agroecosys.* 2003. V. 66. P. 165–180.
<https://doi.org/10.1023/A:1023999816690>
 31. *Giacometti C., Demyan M.S., Cavani L., Marzadori C., Ciavatta C., Kandeler E.* Chemical and microbiological soil quality indicators and their potential to differentiate fertilization regimes in temperate agroecosystems // *Appl. Soil Ecol.* 2013. V. 64. P. 32–48.
<https://doi.org/10.1016/j.apsoil.2012.10.002>
 32. *Hendriksen N.B., Creamer R.E., Stone D.* Winding A. Soil exo-enzyme activities across Europe – The influence of climate, land-use and soil properties // *Appl. Soil Ecol.* 2016. V. 97. P. 44–48.
<https://doi.org/10.1016/j.apsoil.2015.08.012>
 33. *Homburg J.A., Sandor J.A.* Anthropogenic effects on soil quality of ancient agriculture systems of the American Southwest // *Catena.* 2011. V. 85. P. 144–154.
<https://doi.org/10.1016/j.catena.2010.08.005>
 34. *Lagomarsino A., Benedetti A., Marinari S., Pompili L., Moscatelli M.C., Roggero P.P., Lai R. et al.* Soil organic C variability and microbial functions in a Mediterranean agroforest ecosystem // *Biol. Fertil. Soils.* 2011. V. 47. P. 283–291.
<https://doi.org/10.1007/s00374-010-0530-4>
 35. *Liu S., Wang J., Pu S., Blagodatskaya E., Kuzyakov Y., Razavi B.S.* Impact of manure on soil biochemical properties: A global synthesis // *Sci. Total Environ.* 2020. V. 745. P. 141003.
<https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2020.141003>
 36. *Margalef O., Sardans J., Fernández-Martínez M., Molowny-Horas R., Janssens I.A., Ciais P., Goll D. et al.* Global patterns of phosphatase activity in natural soils // *Sci. Rep.* 2017. V. 7. P. 1337.
<https://doi.org/10.1038/s41598-017-01418-8>
 37. *Marx M.C., Wood M., Jarvis S.C.* A microplate fluorimetric assay for the study of enzyme diversity in soils // *Soil Biol. Biochem.* 2001. V. 33. P. 1633–1640.
[https://doi.org/10.1016/S0038-0717\(01\)00079-7](https://doi.org/10.1016/S0038-0717(01)00079-7)
 38. *Moghimi N., Hosseini S.M., Kooch Y., Darki B.Z.* Impacts of changes in land use/cover on soil microbial and enzyme activities // *Catena.* 2017. V. 157. P. 407–414.
<https://doi.org/10.1016/j.catena.2017.06.003>

39. *Muneer M., Oades J.M.* The role of Ca-organic interactions in soil aggregate stability. 1. Laboratory studies with glucose-C-14, CaCO_3 and $\text{CaSO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$ // *Austral. J. Soil Res.* 1989. V. 27. P. 389–399.
<https://doi.org/10.1071/SR9890389>
40. *Muneer M., Oades J.M.* The role of Ca-organic interactions in soil aggregate stability. 2. Field studies with C-14-labeled straw, CaCO_3 and $\text{CaSO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$ // *Austral. J. Soil Res.* 1989. V. 27. P. 401–409.
<https://doi.org/10.1071/SR9890401>
41. *Nannipieri P., Giagnoni L., Landi L., Renella G.* Role of Phosphatase Enzymes in Soil // *Phosphorus in Action. Soil Biology* / Eds. Bünemann E., Oberson A., Frossard E. Berlin: Springer, 2011. V. 26. P. 215–243.
42. *Ovsepyan L., Kurganova I., de Gerenyu V.L., Kuzyakov Y.* Conversion of cropland to natural vegetation boosts microbial and enzyme activities in soil // *Sci. Total Environ.* 2020. V. 743. P. 140829.
<https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2020.140829>
43. *Raiesi F., Beheshti A.* Soil specific enzyme activity shows more clearly soil responses to paddy rice cultivation than absolute enzyme activity in primary forests of northwest Iran // *Appl. Soil Ecol.* 2014. V. 75. P. 63–70.
<https://doi.org/10.1016/j.apsoil.2013.10.012>
44. *Rosinger C., Rousk J., Sandén H.* Can enzymatic stoichiometry be used to determine growth-limiting nutrients for microorganisms? – A critical assessment in two subtropical soils // *Soil Biol. Biochem.* 2019. V. 128. P. 115–126.
<https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2018.10.011>
45. *Semenov M., Blagodatskaya E., Stepanov A., Kuzyakov Ya.* DNA-based determination of soil microbial biomass in alkaline and carbonaceous soils of semi-arid climate // *J. Arid Environ.* 2018. V. 150. P. 54–61.
<https://doi.org/10.1016/j.jaridenv.2017.11.013>
46. *Silva E.D., de Medeiros E.V., Duda G.P., Lira M.A., Brossard M., de Oliveira J.B., dos Santos U.J. et al.* Seasonal effect of land use type on soil absolute and specific enzyme activities in a Brazilian semi-arid region // *Catena.* 2019. V. 172. P. 397–407.
<https://doi.org/10.1016/j.catena.2018.09.007>
47. *Sinsabaugh R.L., Lauber C.L., Weintraub M.N., Ahmed B., Allison S.D., Crenshaw C. et al.* Stoichiometry of soil enzyme activity at global scale // *Ecol. Lett.* 2008. V. 11. P. 1252–1264.
<https://doi.org/10.1111/j.1461-0248.2008.01245.x>
48. *Sinsabaugh R.L., Moorhead D.L.* Resource allocation to extracellular enzyme production: A model for nitrogen and phosphorus control of litter decomposition // *Soil Biol. Biochem.* 1994. V. 26. P. 1305–1311.
[https://doi.org/10.1016/0038-0717\(94\)90211-9](https://doi.org/10.1016/0038-0717(94)90211-9)
49. *Scherer S., Höpfer B., Deckers K., Fischer E., Fuchs M., Kandeler E., Lechterbeck J.* Middle Bronze Age land use practices in the northwestern Alpine foreland—a multi-proxy study of colluvial deposits, archaeological features and peat bogs // *Soil.* 2021. V. 7. P. 269–304.
<https://doi.org/10.5194/soil-7-269-2021>
50. *Tarafdar J.C., Claassen N.* Organic phosphorus compounds as a phosphorus source for higher plants through the activity of phosphatases produced by plant roots and microorganisms // *Biol. Fertil. Soils.* 1988. V. 5. P. 308–312.
<https://doi.org/10.1007/BF00262137>
51. *Tischer A., Blagodatskaya E., Hamer U.* Microbial community structure and resource availability drive the catalytic efficiency of soil enzymes under land-use change conditions // *Soil Biol. Biochem.* 2015. V. 89. P. 226–237.
<https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2015.07.011>
52. *Wang Q., Wang S.* Response of labile soil organic matter to changes in forest vegetation in subtropical regions // *Appl. Soil Ecol.* 2011. V. 47. P. 210–216.
<https://doi.org/10.1016/j.apsoil.2010.12.004>
53. *Welc M., Frossard E., Egli S., Bünemann E.K., Jansa J.* Rhizosphere fungal assemblages and soil enzymatic activities in a 110-years alpine chronosequence // *Soil Biol. Biochem.* 2014. V. 74. P. 21–30.
<https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2014.02.014>
54. *Xiao W., Chen X., Jing X., Zhu B.* A meta-analysis of soil extracellular enzyme activities in response to global change // *Soil Biol. Biochem.* 2018. V. 123. P. 21–32.
<https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2018.05.001>
55. *Zhao T., Lozano Y.M., Rillig M.C.* Microplastics increase soil pH and decrease microbial activities as a function of microplastic shape, polymer type, and exposure time // *Front. Environ. Sci.* 2021. V. 9. P. 675803.
<https://doi.org/10.3389/fenvs.2021.675803>
56. *Zuccarini P., Sardans J., Asensio L., Peñuelas J.* Altered activities of extracellular soil enzymes by the interacting global environmental changes // *Glob. Chang. Biol.* 2023. V. 29. P. 2067–2091.
<https://doi.org/10.1111/gcb.16604>

Particularities of Hydrolytic Enzymes Pool in Soils of Agricultural Terraces in the Eastern Caucasus

E. V. Chernysheva^{1, *}, and F. Fornasier^{2, 3}

¹*Institute of Physicochemical and Biological Problems in Soil Science, Pushchino, 142290 Russia*

²*CREA – VE Consiglio per la ricerca in Agricoltura e l'Analisi della Economia Agraria, Centro di Ricerca Viticoltura ed Enologia, Gorizia, 34170 Italy*

³*SOLIOMICS, Udine, 33100 Italy*

**e-mail: e.chernyysheva@yandex.ru*

A study of the influence of farming practices in the Middle Ages (X–XV AD) on the activities of 11 hydrolytic enzymes involved in the biogeochemical cycles of basic elements in soils was carried out. Agrostratozems of medieval agricultural terraces of mid-mountain Dagestan (Plaggic and Hortic Anthrosol) were chosen as objects of study. In all cases, the enzymatic activity of the studied soils, in all soil layers, decreased in the following order: alkaline phosphatase > phosphodiesterase > acid phosphatase > pyrophosphatase > leucine aminopeptidase > arylsulfatase > chitinase > β -glucosidase > xylanase > α -glucosidase > cellobiohydrolase. The enzymatic activity of the studied soils was primarily determined by the amount of microbial biomass (C_{mic}). Thus, the activity of enzymes of various groups depended on C_{mic} by 61–94%. Agricultural practices associated with ploughing, manuring, and irrigation lead to convergence in the activity of nitrogen cycle enzymes in soils of the mountain zone, which is associated with similar features of the nitrogen cycle in agrogenic soils, regardless of bioclimatic conditions. The addition of organic materials has led to an increase in the physiological efficiency of microbial communities and the rate of enzyme production, and high levels of biological activity can persist in soil for about 1000 years. Ploughing with the application of organic fertilizers in the past led to an increase in enzymatic activity expressed per unit of microbial biomass (specific activity), and therefore this indicator can be used as an indicator of agrogenic transformation of soils in the past.

Keywords: organic matter, manure, microbial communities, phosphatase, agricultural development

ДОМИНИРУЮЩИЕ БАКТЕРИАЛЬНЫЕ ТАКСОНЫ В ЧЕРНОЗЕМАХ И ФАКТОРЫ, ВЛИЯЮЩИЕ НА ИХ ДОЛЮ В БАКТЕРИАЛЬНОМ СООБЩЕСТВЕ

© 2024 г. К. С. Бояршин^{а,*}, В. В. Адамова^а, В. Чжен^а, Е. В. Никитинская^б,
О. Ю. Обухова^а, М. В. Колкова^а, В. А. Нестеренко^с, О. С. Беспалова^а,
В. В. Клюева^а, К. А. Дегтярева^а, Л. В. Нестерук^а, Ю. Н. Куркина^а,
О. А. Маканина^а, Е. С. Иванова^б, Чж. Ли^д, И. В. Батлуцкая^а

^аИнститут фармации, химии и биологии Белгородского государственного университета,
ул. Победы, 85, корп. 17, Белгород, 308015 Россия

^бЧереповецкий государственный университет, Череповец, пр-т Луначарского, 5, 162600 Россия

^сПочвенный институт им. В.В. Докучаева, Москва, Пыжевский пер., 7, стр. 2, 119017 Россия

^дИнститут биофизики, Университет Дэжжоу, ш. Даксуэ, 566, Дэжжоу, 253023 Китай

*e-mail: kboyarshin@mail.ru

Поступила в редакцию 06.10.2023 г.

После доработки 24.12.2023 г.

Принята к публикации 27.12.2023 г.

Идентифицированы семейства и роды бактерий, доминирующие в черноземах лесостепной зоны. Проведено микробиологическое профилирование по гену 16S рРНК образцов пахотных и непахотных черноземов в разные фазы вегетационного периода: в июне и августе. Показаны изменения доли отдельных семейств бактерий в зависимости от землепользования и времени. Выявлены корреляционные связи между распространенностью семейств бактерий и химическими параметрами почвы. Показана преобладающая роль нитратов в формировании структуры сообщества, в этом процессе играют важную роль содержание органического углерода, влажность почвы и ее pH. Несмотря на выявленные различия долей рассмотренных семейств в зависимости от землепользования и времени сбора образцов, набор доминирующих семейств бактерий в исследуемых образцах оставался стабильным. Среди доминирующих семейств первые 6 составляют около 1/4 всего сообщества, а первые 20 – около 40%. Полученные результаты создают предпосылки для дальнейшего изучения изменчивости таксономического состава бактериального сообщества черноземов в различных биотических и агрохимических условиях.

Ключевые слова: почвенная микробиота, микробиологическое профилирование, Naplic Chernozem, Luvic Chernozem

DOI: 10.31857/S0032180X24060076 , **EDN:** YBNAZW

ВВЕДЕНИЕ

Черноземы [3] занимают значительные площади на евразийском континенте [24] и активно используются для сельскохозяйственного производства [11, 13]. Этому способствуют такие их свойства, как высокое содержание органических веществ [25] и значения pH, близкие к нейтральным [36]. Обилие органического вещества в почве обеспечивает удержание влаги и питательных веществ [39, 41], что повышает ее естественное плодородие и эффективность использования удобрений. Эти свойства

черноземов обуславливают их ценность и своеобразное место эталона пахотных почв. Большое количество работ посвящено их физико-химическим характеристикам [42], биологическому разнообразию и поддержанию плодородия [40].

Цель работы – выявление бактериальных таксонов на уровне семейства и рода, доминирующих в черноземах лесостепной зоны на примере Белгородской области, и оценка влияния на них различных агрохимических факторов. В современной почвенной микробиологии следует отметить тенденцию к широкому использованию

статистических методов, позволяющих характеризовать и сопоставлять почвенные микробные сообщества в целом [8, 43, 28]. В то же время, как правило, не ставится целью подробное рассмотрение встречаемости отдельных семейств и родов микроорганизмов. В значительной мере это связано с методологическими проблемами, так как достоверность количественных данных по отдельным семействам и родам может ставиться под сомнение, по причине, в частности, преимущественного связывания ПЦР-праймеров с последовательностями, принадлежащими определенным таксонам [34, 21].

В настоящей работе исходили из предположения, что уклоны ПЦР (PCR biases) не будут искажать таксономическую структуру сообщества до неузнаваемости, если включить в нее достаточное количество семейств и родов, занимающих значительные доли в сообществе. Брали в расчет не только средние показатели встречаемости таксона, но и их разброс, демонстрирующий менее типичные, но также допустимые в природе ситуации.

Рассматривали 20 наиболее многочисленных семейств, занимающих в сообществе суммарную долю в среднем около 40%, и, вероятно, играющих значительные роли в его биохимической активности. Формирование такого перечня групп, доминирующих в бактериальной микробиоте черноземов, представляет фундаментальный интерес с точки зрения дальнейшего изучения распределения в ней

ее основных биохимических функций, таких как химические превращения питательных веществ, используемых растениями, сохранение или расход почвенного органического вещества, влияние на значения pH. Также выявляли корреляционные зависимости, связывающие доли бактериальных семейств в сообществе с землепользованием и агрохимическими показателями.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Отбор образцов почвы. Исследование проводили на территории Белгородской области России, в южной части Среднерусской возвышенности, в бассейнах рек Оскол и Северский Донец, входящих в речную систему Дона (рис. 1). Белгородская область расположена в зоне лесостепи на приподнятой равнине с выраженными эрозионными явлениями, высота над уровнем моря составляет в среднем 200 м. Среднегодовая температура воздуха в различных точках региона варьирует в пределах 5.4–6.8°C. Январь является самым холодным месяцем, безморозный период продолжается в течение 155–160 дней, продолжительность солнечного сияния – 1800 ч/год. Зимой почва промерзает на 0.5–1.0 м. В различных районах области годовое количество осадков варьирует от 540–550 до 400 мм. Лесистость области составляет 9.8% [1]. Зональные почвы представлены различными подтипами

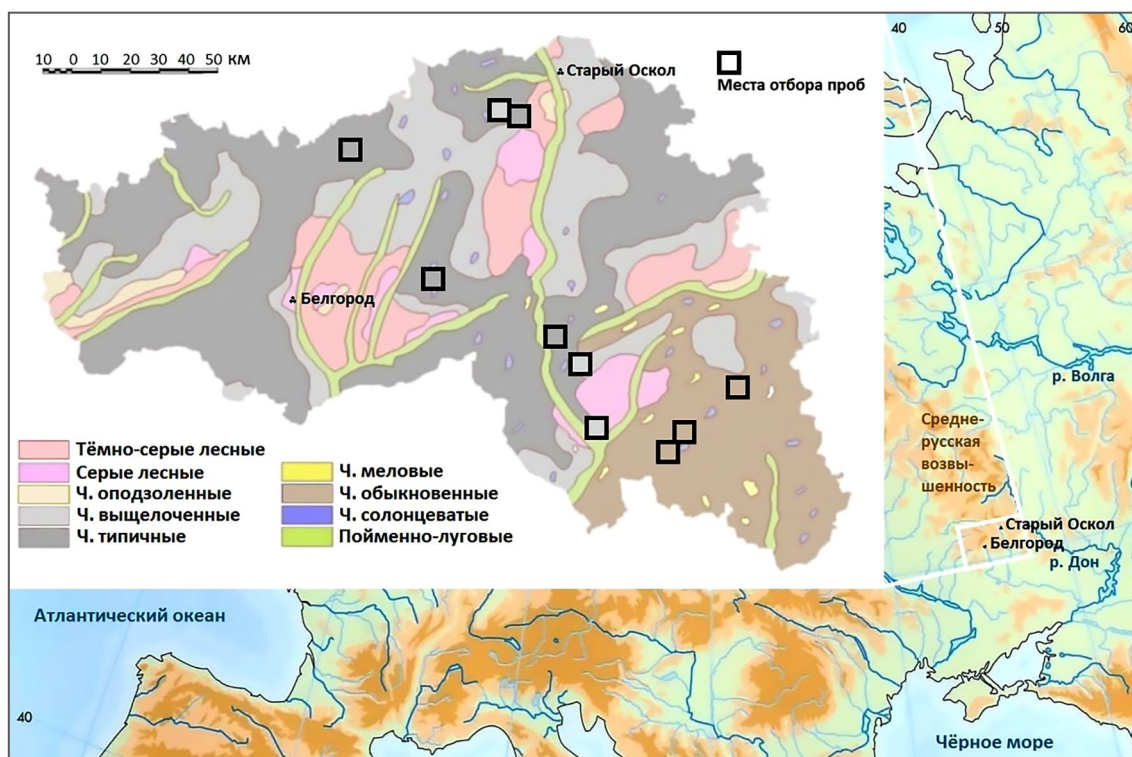


Рис. 1. Точки отбора проб на почвенной карте Белгородской области России.

черноземов, занимающими 77% территории, и серыми лесными почвами (15% территории) [2].

На исследуемой территории наиболее распространен в регионе типичный чернозем (Haplic Chernozem). Его обширные участки соседствуют с выщелоченными черноземами (Luvic Chernozem), которые также широко распространены. В юго-восточной части области преобладает обыкновенный чернозем (Haplic Chernozem), характерный для более аридных условий. Кроме того, в области присутствуют менее распространенные разновидности черноземов, привязанные к определенным формам рельефа. Это пойменно-луговые черноземы (Gleyic Chernozems), обычные в поймах рек. Эрозионные процессы выводят к поверхности залежи мела, при этом на склонах нередко формируются карбонатно-меловые черноземы (Calcargic Phaeozems). Также присутствуют солонцеватые черноземы (Gleyic Chernozems (Protosodic)).

Изучены типичный, выщелоченный и обыкновенный черноземы, отобрано 40 почвенных образцов (табл. 1). Для отбора выбирали места, в которых пахотные угодья соседствовали с непахотными (неокультуренные и окультуренные почвы). Пахотные участки всех изученных черноземов были засеяны озимой пшеницей, растительность непахотных участков включала разнотравье либо листовенные породы и травяной подлесок. Каждая проба состояла из 20 частей, собранных в гумусово-аккумулятивном горизонте (A1) с глубины 5–15 см на расстоянии 3–4 м друг от друга. Места отбора образцов пахотной и непахотной почвы каждого типа чернозема находились на расстоянии 10–20 м. Вес каждой сборной пробы около 1 кг. Отбор проводили на тех же местах дважды в конце июня и в конце августа 2022 г.

Микробиологическое профилирование. Экспериментальные процедуры проводили как описано в работе [9]. В день сбора каждый образец почвы тщательно измельчали до размера частиц менее 2 мм, перемешивали. Корни растений и другие выявленные органические остатки удаляли. После перемешивания образцы замораживали без

предварительного высушивания и хранили при температуре –80°C. ДНК выделяли из навески массой 0.3 г с использованием FastDNA Spin Kit for Soil DNA Extraction (MP Biomedicals, США). Для получения ампликонов фрагмента гена 16S рРНК, содержащего гипервариабельные участки V3 и V4 проводили двухстадийную ПЦР. После очистки на магнитных частицах Agencourt AMPure XP (Beckman Coulter, США) ампликоны использовали для подготовки библиотек и парноконцевого секвенирования на секвенаторе Illumina MiSeq (Illumina, США). Для каждого образца получено не менее 10 000 парных прочтений. Для первичной обработки данных использовали программный пакет QIIME 1.9.1 [10], в частности отсеивали последовательно с показателем качества менее Q30. Таксономическую идентификацию полученных последовательностей проводили с использованием базы данных Silva [27] версии 132. Применяли классификационный порог 97%. Расчеты встречаемости различных таксонов выполняли при помощи алгоритмов, созданных для этой цели на программном языке Python 3.

Агрохимический анализ. Значение рН почвы определяли в растворе 1 М КСl при соотношении почва : раствор 1 : 2.5 с использованием стеклянного электрода (ГОСТ 26483-85). Массовую долю органического вещества (C_{org} , %) определяли по методу Тюрина, фотометрическим методом, основанным на окислении раствором $K_2Cr_2O_7$ в серной кислоте с последующим определением содержания трехвалентного хрома при длине поглощаемой волны 590 нм (ГОСТ 26213-2021). Подвижные формы Р и К (в пересчете соответственно на P_2O_5 и K_2O , мг/кг почвы) определяли по методу Чирикова, основанному на извлечении подвижных соединений фосфора и калия из почвы 0.5 М раствором уксусной кислоты при отношении почвы к раствору 1 : 25 с последующим определением фосфора в виде синего фосфорно-молибденового комплекса на фотоэлектроколориметре, и калия – на пламенном фотометре (ГОСТ 26204-91). Содержание нитратов ($N-NO_3$, мг/кг почвы) измеряли путем

Таблица 1. Количество образцов пахотного (п.) и непахотного (н.п.) чернозема разного подтипа (горизонт A₁, глубина 5–15 см)

Время	Чернозем						Сумма
	типичный		выщелоченный		обыкновенный		
	п.	н.п.	п.	н.п.	п.	н.п.	
Конец июня 2022 г.	4	4	3	3	3	3	20
Конец августа 2022 г.	4	4	3	3	3	3	20
Сумма	8	8	6	6	6	6	40

их извлечения из почвы 1 М раствором K_2SO_4 при соотношении массы пробы почвы и объема раствора 1 : 2,5 с последующим определением нитратов в вытяжке с помощью ионоселективного электрода (ГОСТ 26951-86). Определение содержания аммония ($N-NH_4$, мг/кг почвы) проводили путем его извлечения из почвы 1 М раствором KCl и получения окрашенного индофенольного соединения путем воздействия гипохлоритом и салицилатом натрия в щелочной среде с последующим фотометрированием окрашенного раствора (ГОСТ 26489-85).

Статистическая обработка данных. Для анализа влияния подтипа почвы, землепользования и химических свойств почвы на структуру сообщества микроорганизмов применяли перестановочный (пермутационный) многомерный дисперсионный анализ (Permutational Multivariate Analysis of Variance, Permanova) [7] с использованием матриц расстояний [29]. Взаимодействие независимых переменных между собой не учитывали, зависимой переменной выступала таксономическая структура сообщества на уровне семейств. Индексы несходства были рассчитывали методом Брэя–Кертиса, на их основе составили матрицу расстояний между сообществами, которую использовали для проведения многомерного дисперсионного анализа.

Тестировали различия долей микроорганизмов каждого из семейств в микробных сообществах черноземов, различающихся 1) типом землепользования, 2) подтипом чернозема, 3) временем отбора почвенных образцов, используя метод непараметрического дисперсионного анализа Крускала–Уоллиса [23]. Для анализа различий встречаемости семейств в разных подтипах чернозема использовали попарные множественные сравнения с использованием критерия ранговой суммы Уилкоксона [44] с коррекцией p -значений методом Бениамини–Хохберга.

Корреляционный анализ взаимосвязи между долей семейств в сообществе и значениями химических параметров почвы проводили с использованием коэффициента корреляции Спирмена. Все статистические расчеты выполняли в среде R версии 4.1.2 с использованием пакета 'vegan' [14].

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Бактериальные семейства, доминирующие в микробиоте чернозема. Анализ бактериальных сообществ на соседствующих пахотных и непашотных участках, в конце июня и в конце августа, показал близость средних долей доминирующих семейств (табл. 2). Все рассмотренные семейства способны многократно менять свои доли в зависимости от локации (табл. 3). Они могут быть охарактеризованы как постоянные и существенные участники функционирования микробиоты черноземов. При этом размах их варьирования может быть

следствием определенной степени экологической взаимозаменяемости, при которой экологические ниши представителей различных семейств в значительной мере перекрываются [20, 16]. С этим толкованием согласуется относительное постоянство средних значений, сохраняющееся даже в отличающихся экологических условиях, таких как сельскохозяйственная деятельность или ее отсутствие, а также на разных фазах вегетационного периода. Этот наблюдаемый уровень постоянства открывает потенциальную возможность более детального изучения распределения базовых экологических функций в микробных сообществах черноземов.

Микробиологическое профилирование показало наличие в собранных образцах бактерий, относимых не менее чем к 237 семействам. Первые шесть из них, представленные в таблицах, в среднем формируют около четверти общего состава бактериального сообщества, с учетом нераспознанных последовательностей. Первые двадцать формируют около 40%. Таким образом, рассмотренный в работе список семейств характеризует существенную часть микробиоты.

Большинство семейств включает определенные доминирующие роды. Их доли в сообществе варьируют в еще более широких пределах, чем доли семейств, что указывает на еще большую экологическую взаимозаменяемость на этом таксономическом уровне. Вероятно, следует рассматривать высокую среднюю долю некоторых бактериальных родов, как признак их участия в осуществлении наиболее важных биохимических функций, выполняемых бактериями в почве. Таким образом, детальное изучение биохимических возможностей их представителей способно помочь оценить выраженность определенных процессов и их значение для почвенной экосистемы.

К сожалению, работ, позволяющих сопоставить полученными результаты, мало. Как правило исследования, использующие микробиологическое профилирование, ставят целью целостную характеристику микробных сообществ с точки зрения биоразнообразия, постоянства их структуры и влияния определенных факторов, не углубляясь в перечисление доминирующих таксонов на уровне семейств и родов. Тем не менее, существует ряд работ, содержащих такие сведения.

В работе [18] показано, что в типичном черноземе (пахотные и непашотные участки, Курская область, примерно в 100 км северо-западнее района настоящего исследования) наиболее распространенными семействами были *Bradyrhizobiaceae*, *Mycobacteriaceae*, *Streptomycesaceae*, *Pseudomonadaceae*, *Planctomycetaceae*, *Micromonosporaceae*, *Xanthomonadaceae*, *Sphingomonadaceae*, *Acidobacteraceae* и *Comamonadaceae*. В настоящем исследовании семейства *Micromonosporaceae*, *Xanthomonadaceae*

Таблица 2. Доля наиболее многочисленных семейств в пахотных (п.) и непахотных (н.п.) черноземах в разные фазы вегетационного периода (июнь, август). Жирный шрифт указывает на статистически значимое преобладание в почвах, подчеркивание – то же для одного из месяцев, %, среднее $\pm$ стандартное отклонение.

Семейство	Июнь		Август		Среднее ($n = 40$)
	п. ($n = 10$)	н.п. ($n = 10$)	п. ($n = 10$)	н.п. ($n = 10$)	
Gemmatimonadaceae	7.59 $\pm$ 1.66	3.87 $\pm$ 1.99	6.85 $\pm$ 1.25	3.32 $\pm$ 1.87	5.41 $\pm$ 2.49
Chitinophagaceae	4.54 $\pm$ 0.50	4.53 $\pm$ 1.06	<u>5.70 $\pm$ 0.79</u>	4.70 $\pm$ 1.05	4.87 $\pm$ 0.98
Sphingomonadaceae	6.31 $\pm$ 2.25	6.38 $\pm$ 2.81	4.29 $\pm$ 1.66	1.33 $\pm$ 0.77	4.58 $\pm$ 2.84
Xanthobacteraceae	3.03 $\pm$ 0.60	4.56 $\pm$ 1.94	2.79 $\pm$ 0.65	4.86 $\pm$ 1.08	3.81 $\pm$ 1.47
Chthoniobacteraceae	2.10 $\pm$ 1.05	2.52 $\pm$ 1.97	2.50 $\pm$ 0.98	4.29 $\pm$ 2.61	2.85 $\pm$ 1.92
Rubrobacteriaceae	2.51 $\pm$ 0.87	3.01 $\pm$ 1.23	1.73 $\pm$ 0.60	2.30 $\pm$ 0.93	2.39 $\pm$ 1.01
Burkholderiaceae	2.30 $\pm$ 1.33	2.18 $\pm$ 0.76	1.65 $\pm$ 0.40	1.10 $\pm$ 0.39	1.81 $\pm$ 0.92
Microscillaceae	0.88 $\pm$ 0.75	2.12 $\pm$ 0.72	1.64 $\pm$ 0.95	2.00 $\pm$ 0.99	1.66 $\pm$ 0.96
Nocardiodaceae	1.36 $\pm$ 0.27	<u>2.03 $\pm$ 0.48</u>	1.37 $\pm$ 0.40	1.37 $\pm$ 0.15	1.53 $\pm$ 0.44
Micromonosporaceae	0.97 $\pm$ 0.31	1.40 $\pm$ 0.70	1.42 $\pm$ 0.53	1.80 $\pm$ 0.66	1.40 $\pm$ 0.62
Solirubrobacteraceae	<u>1.18 $\pm$ 0.32</u>	<u>1.97 $\pm$ 0.59</u>	0.92 $\pm$ 0.25	1.21 $\pm$ 0.17	1.32 $\pm$ 0.53
Pedospaeraceae	1.07 $\pm$ 0.49	0.79 $\pm$ 0.47	<u>1.59 $\pm$ 0.38</u>	<u>1.73 $\pm$ 0.46</u>	1.29 $\pm$ 0.58
Pyrinomonadaceae	1.05 $\pm$ 0.37	0.53 $\pm$ 0.23	1.62 $\pm$ 0.69	<u>1.93 $\pm$ 0.67</u>	1.28 $\pm$ 0.74
SC-I-84 (Burkholderiales)	1.90 $\pm$ 1.02	0.97 $\pm$ 0.49	1.34 $\pm$ 0.77	0.73 $\pm$ 0.52	1.23 $\pm$ 0.83
Ilumatobacteraceae	0.86 $\pm$ 0.26	1.72 $\pm$ 0.91	1.07 $\pm$ 0.28	1.24 $\pm$ 0.47	1.22 $\pm$ 0.62
Nitrosomonadaceae	1.33 $\pm$ 0.45	0.91 $\pm$ 0.25	1.35 $\pm$ 0.38	1.20 $\pm$ 0.41	1.20 $\pm$ 0.41
Xanthomonadaceae	1.48 $\pm$ 1.13	1.15 $\pm$ 0.58	1.42 $\pm$ 0.64	0.52 $\pm$ 0.11	1.14 $\pm$ 0.78
Blastocatellaceae	1.06 $\pm$ 0.37	0.99 $\pm$ 0.31	1.46 $\pm$ 0.48	0.67 $\pm$ 0.27	1.04 $\pm$ 0.45
Haliangiaceae	1.03 $\pm$ 0.51	0.76 $\pm$ 0.33	1.15 $\pm$ 0.37	1.05 $\pm$ 0.40	1.00 $\pm$ 0.42
Caulobacteraceae	0.91 $\pm$ 0.48	<u>1.40 $\pm$ 0.62</u>	0.70 $\pm$ 0.27	0.54 $\pm$ 0.21	0.89 $\pm$ 0.52
Сумма	43.43	43.77	42.56	37.86	41.91

и *Sphingomonadaceae* также относятся к преобладающим. По сравнению с настоящими результатами, в работе [18] семейства *Mycobacteriaceae*, *Streptomycetaceae* и *Pseudomonadaceae* существенно более распространены. На уровне родов, как и в полученных в настоящем исследовании результатах, весьма многочисленен род *Bradyrhizobium*. Оба исследования показали обилие представителей родов *Solirubrobacter*, *Sphingomonas* и *Chthoniobacter*.

В Курской области проведена работа, освещающая различия встречаемости бактериальных таксонов в пахотном и непахотном типичном черноземе [4]. Показана высокая численность родов *Pseudomonas* (*Pseudomonadaceae*), *Bacillus* (*Bacillaceae*), *Kaistobacter* (*Sphingomonadaceae*) и *Candidatus Solibacter* (*Solibacteraceae*). Род *Kaistobacter* является гетеротипическим синонимом *Sphingomonas* [32], который продемонстрировал высокую встречаемость в проведенном нами исследовании.

В работе [33] образцы пахотного и непахотного типичного чернозема были собраны в Воронежской области. Частично приведенные данные по доминирующим семействам и родам продемонстрировали обилие представителей семейства *Chitinophagaceae*, что совпадает с настоящими результатами, а также большее количество представителей *Gaiellaceae*, *Hyphomicrobiaceae* и *Syntrophobacteraceae*. Показана высокая численность рода *Chthoniobacter*, более многочисленен род *Rhodoplanes*, составляющий в наших образцах в среднем лишь 0.34%.

Различия в списке доминирующих таксонов в черноземах одного и того же подтипа соседствующих Белгородской, Курской и Воронежской областей могут иметь различные причины, в том числе методологического характера. Статьи, опубликованные в разные годы, отличаются используемой таксономической номенклатурой, с чем

Таблица 3. Доминирующие роды 20 крупнейших семейств почвенных бактерий. Приведены диапазоны средних процентных долей в микробных сообществах черноземов для семейств и родов. Показаны роды, которые могут составлять более 1% от всего сообщества, если в семействе таких не обнаружено, приведен и выделен курсивом наиболее распространенный род. Столбец Среднее относится к родам, средние доли семейств приведены в табл. 2

Семейство	Доля, %	Род	Доля, %	Среднее, %
Gemmatimonadaceae	1.62–10.19	Gemmatimonas	0.2–5.8	2.15 ± 1.4
Chitinophagaceae	3.11–6.71	Ferruginibacter	0.17–1.67	0.55 ± 0.32
		Flavisolibacter	0.02–1.72	0.66 ± 0.39
		Terrimonas	0.1–1.64	0.54 ± 0.26
Sphingomonadaceae	0.42–11.35	Sphingomonas	0.18– 8.84	3.58 ± 2.42
		Novosphingobium	0.0–1.13	0.20 ± 0.20
		Altererythrobacter	0.0–1.01	0.29 ± 0.24
Xanthobacteraceae	1.5–8.85	Bradyrhizobium	0.6–3.51	1.53 ± 0.63
Chthoniobacteraceae	0.58–10.52	Cand. Udaeobacter	0.25–9.64	2.21 ± 1.81
		Chthoniobacter	0.2– 1.32	0.64 ± 0.28
Rubrobacteriaceae	0.75–4.96	Rubrobacter	0.75–4.96	2.39 ± 1.01
Burkholderiaceae	0.52–5.34	Massilia	0.0–2.05	0.30 ± 0.42
Microscillaceae	0.16–3.49	Chryseolinea	0.0–0.88	0.18 ± 0.22
Nocardioideaceae	0.9–3.18	Nocardioides	0.37–1.84	0.86 ± 0.37
		Kribbella	0.19–1.12	0.44 ± 0.17
Micromonosporaceae	0.48–2.95	Actinoplanes	0.0–1.53	0.29 ± 0.30
Solirubrobacteraceae	0.62–2.79	Solirubrobacter	0.31–2.15	0.86 ± 0.41
Pedospaeraceae	0.18–2.48	ADurb.Bin063-1	0.0–0.37	0.09 ± 0.10
Pyrinomonadaceae	0.17–2.92	RB41	0.17–2.92	1.28 ± 0.74
SC-I-84 (Burkholderiales)	0.08–3.18	—	—	—
Ilumatobacteraceae	0.33–3.6	Ilumatobacter	0.0–1.48	0.30 ± 0.26
Nitrosomonadaceae	0.57–1.99	Ellin6067	0.14–1.18	0.60 ± 0.24
		MND1	0.06–1.06	0.47 ± 0.28
Xanthomonadaceae	0.31–4.46	Stenotrophomonas	0.0–1.95	0.11 ± 0.30
		Lysobacter	0.04–1.66	0.53 ± 0.33
		Pseudoxanthomonas	0.0–1.07	0.14 ± 0.21
Blastocatellaceae	0.31–2.17	Aridibacter	0.0–0.28	0.01 ± 0.04
Haliangiaceae	0.31–2.16	Haliangium	0.31–2.16	1.00 ± 0.42
Caulobacteraceae	0.23–2.13	Phenylobacterium	0.02– 1.2	0.36 ± 0.22

приходится сталкиваться при сопоставлении литературных данных. Применяемые методы микробиологического профилирования могут иметь погрешности, занижающие или завышающие доли определенных таксонов. Основное влияние оказывает различная эффективность амплификации гипервариабельных участков генов 16S рРНК с различной нуклеотидной последовательностью при помощи тех или иных пар праймеров. В настоящей работе микробиологическое профилирование проводили с использованием гипервариабельных

участков гена 16S рРНК V3 и V4 [9]. Участок V4 использовался в работах [4, 33], работа [18] основана на применении метагеномного секвенирования методом дробовика (shotgun sequencing). Наконец, экологическая взаимозаменяемость видов, принадлежащих к разным таксонам, основанная на значительном совпадении доступных им экологических ниш, может вести к значительным различиям в таксономической структуре сообществ даже при сходных почвенных условиях. Стоит учитывать, что в одном и том же регионе и на одном

и том же типе почвы химические условия могут отличаться по случайным причинам или из-за использования различных методов ведения сельского хозяйства. Эти факторы, в частности, связанные с погрешностью результатов ПЦР, делают особенно полезным сравнение данных различных исследований и обобщение полученной информации. Они делают необходимым сохранение постоянства методики и постоянных зон отбора проб в экспериментальных исследованиях с использованием молекулярного профилирования микробных сообществ, если конечной целью является изучение экологических свойств видов или групп микроорганизмов.

Агрохимический анализ пахотных и непашотных черноземов. Основные химические показатели изученных пахотных и непашотных почв оказались близкими (рис. 2). Средние значения pH практически совпадают несмотря на то, что для пахотных почв характерна тенденция к закислению [37]. Это находит объяснение в эффективности мер по известкованию почвы, широко применяемых в регионе. Слабокислые и нейтральные значения pH типичны для черноземов [5], с тенденцией к большей кислотности в менее аридных частях их ареала. Диапазон разброса pH составил 5.8–7.3 для пахотных почв и 5.9–7.2 для непашотных.

Доля органических соединений в пахотных почвах оказалась в среднем немного ниже, чем в непашотных. В целом этот показатель высок, что характерно для черноземов [19]. Разброс значений составил 3.9–6.6% для пахотных, и 5.6–8.6% для непашотных участков. Обилие органического вещества должно способствовать развитию микробного сообщества, обеспечивая его разнообразие [35]. В настоящем исследовании ни содержание

органического вещества, ни pH, ни другие химические параметры не оказывали статистически значимого влияния на бактериальное сообщество в целом (табл. 4).

Изученная выборка характеризуется широким разбросом концентраций подвижного калия. В пахотных почвах его содержание в среднем ниже и находится в диапазоне 122–516 мг/кг, в непашотных оно лежит в пределах 117–630 мг/кг. Широкий диапазон характерен и для концентраций подвижного фосфора, он составил 60–289 мг/кг при сельскохозяйственной обработке и 44–237 мг/кг без нее. При используемой агротехнике баланс фосфора поддерживается ближе к естественному уровню, чем баланс калия.

Пахотные почвы характеризуются повышенным средним содержанием нитратного азота, и это единственное статистически достоверное различие по химическим параметрам между пахотными и непашотными черноземами в полученной выборке. В то же время показатель варьирует в широких пределах, 8–46 мг/кг. В непашотных почвах разброс его разброс также значителен, 2–7 мг/кг. Среднее содержание аммонийного азота при этом остается близким для образцов пахотных и непашотных почв, оно составляет 10–20 мг/кг в первом случае, и 9–21 мг/кг во втором.

Несмотря на то, что химические особенности пахотных почв в конкретной местности обусловлены применяемой агротехникой, диапазоны, в которых лежат изученные параметры, имеют большое значение в настоящем исследовании, обеспечивая разнообразие выборки для анализа корреляционных взаимодействий между химическими параметрами и встречаемостью представителей тех или иных бактериальных семейств (табл. 5).

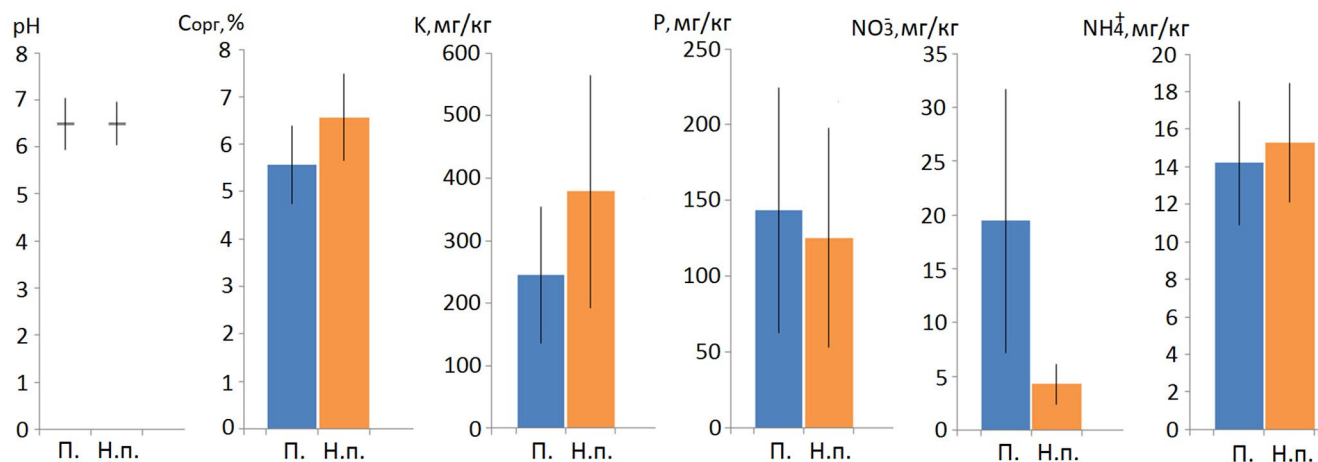


Рис. 2. Химические характеристики пахотных (П.) и непашотных (Н.п.) черноземов с их стандартными отклонениями: pH KCl, массовая доля органических веществ ($C_{орг}$, %), массовые концентрации обменного калия в пересчете на K_2O , обменного фосфора в пересчете на P_2O_5 , NO_3^- и NH_4^+ в пересчете на азот.

Таблица 4. Перестановочный (пермутационный) многомерный анализ влияния факторов на структуру почвенных бактериальных сообществ. Единственный фактор, оказывающий статистически значимое влияние, выделен жирным шрифтом, и подразумевает пахотное земледелие либо его отсутствие

Фактор	D_f	Σ квадратов	R^2	F	$Pr(>F)$
Подтип чернозема	2	0.04754	0.10129	1.5543	0.170
Землепользование	1	0.13671	0.29128	8.9397	0.001
Влажность	1	0.01809	0.03855	1.1832	0.302
pH	1	0.01974	0.04206	1.2908	0.258
Органическое вещество (C_{org})	1	0.02346	0.04999	1.5341	0.177
Калий	1	0.01235	0.02632	0.8078	0.524
Фосфор	1	0.01170	0.02493	0.7651	0.566
Нитрат	1	0.02831	0.06032	1.8513	0.132
Аммоний	1	0.01470	0.03132	0.9612	0.410

Таблица 5. Коэффициенты корреляции между долями доминирующих семейств в почвенном сообществе и химическими параметрами почвы. Отображены только значения с уровнем значимости ниже 0.05

Семейство	Влажность	pH	C_{org}	P	NO_3^-
Gemmatimonadaceae	0.47		-0.57		0.82
Chitinophagaceae					
Sphingomonadaceae					0.82
Xanthobacteraceae			0.46		-0.78
Chthoniobacteraceae				-0.47	
Rubrobacteriaceae					
Burkholderiaceae					
Microscillaceae		0.58			
Nocardioideaceae					
Micromonosporaceae					
Solirubrobacteraceae			0.67		
Pedospaeraceae					
Pyrinomonadaceae					
SC-I-84 (Burkholderiales)	0.47	-0.46			0.44
Ilumatobacteraceae					-0.47
Nitrosomonadaceae			-0.56		
Xanthomonadaceae	0.47				0.76
Blastocatellaceae	0.46				0.72
Haliangiaceae					
Caulobacteraceae					0.48

Экологические признаки отдельных семейств, доминирующих в микробиоте чернозема. Конец июня и конец августа представляют собой две различные фазы вегетационного периода, отличающиеся по состоянию растительного покрова как пахотных, так и непахотных почв. На непахотных участках к концу июня в рассматриваемом регионе заканчивается сезон сенокоса, воспроизводство биомассы травянистых растений замедляется. Замедление вегетации в период с конца июня до конца августа сопряжено со снижением физиологической активности корней. Таким образом, средовые условия в подповерхностном слое почвы существенно меняются, что может вести к изменениям в составе почвенной микрофлоры.

На посевных площадях, занятых под озимую пшеницу, в это время происходят еще более выраженные изменения. К концу июня колосья уже сформированы, и начинается усыхание побега. С этого времени вегетация на таких полях практически отсутствует, отмершие корни, а затем и запаханная солома начинают подвергаться разложению. Для бактерий исчезают экологические ниши, связанные с корневой экссудацией, и расширяются ниши, связанные с переработкой растительных остатков.

В исследовании [6], посвященном изменениям состава микробных сообществ в ходе вегетационного периода, типичный чернозем существенно различался по содержанию типов бактерий в мае, июле и сентябре. К сожалению, эти различия не были прослежены на других таксономических уровнях. При этом существование сезонных перестроек состава микробиоты показано в ней для данного типа почв.

Рассматривая различия в размере долей тех или иных доминирующих бактериальных семейств

между пахотными и непахотными черноземами в июне и августе (табл. 2), можно отметить шесть семейств, достоверно меняющих доли в зависимости от стадии вегетационного цикла (данные отмечены подчеркиванием). В двух случаях, *Solirubrobacteraceae* и *Pedosphaeraceae*, изменения оказываются однонаправленными для пахотных и непахотных почв. Различия между пахотными и непахотными почвами в разные месяцы достоверно совпадают только для *Gemmatimonadaceae* и *Solirubrobacteraceae*. Таким образом, семейство *Solirubrobacteraceae* достоверно предпочитает июнь и нераспаханые почвы.

Перестановочный (пермутационный) многомерный дисперсионный анализ из всех рассмотренных факторов показал достоверное влияние на структуру бактериального сообщества чернозема только фактора землепользования. Сельскохозяйственное использование почв связано с конкретными факторами, способными влиять на их микрофлору, в первую очередь это разрушение естественной структуры почвы и ее переуплотнение, ведущее к снижению аэрации и нарушению дренирования с более продолжительным сохранением влаги в подповерхностном слое. Как показано выше, собранная выборка пахотных черноземов по сравнению с непахотными характеризовалась повышенным средним содержанием нитратов. Однако эти факторы по отдельности не продемонстрировали достоверного влияния на таксономическую структуру сообщества, что можно связать с различной восприимчивостью к их действию разных компонентов сообщества. Землепользование, в свою очередь, представляет собой комплекс факторов, суммарно оказывающих влияние на значительную часть сообщества и, таким образом, ведущих к его существенной перестройке. Нельзя исключать влияние причин, возникающих в ходе сельскохозяйственного использования почвы, которые не были рассмотрены.

Корреляционный анализ позволил выявить зависимость доли тех или иных семейств в сообществе от химических характеристик почвы. Фактором, в наибольшей мере влияющим на состав сообщества, является концентрация нитратов, для шести из доминирующих семейств это влияние оказалось положительным, а еще для двух — отрицательным. Может возникнуть вопрос, не является ли эта корреляция следствием того, что высокие концентрации нитратов сопровождают сельскохозяйственное использование? Однако, широкий разброс концентраций в рассмотренной выборке пахотных почв свидетельствует в пользу достоверности полученного результата.

Четыре семейства зависят от содержания органических веществ, два в положительную сторону, два в отрицательную. Возможно, отрицательные корреляции здесь связаны с благоприятствованием

высокого содержания органических веществ численности определенных конкурентов или антагонистов, влияющих на значительную часть их представителей. Также четыре семейства зависят от влажности. В рассмотренном диапазоне между 17.5 и 33.4% влажности, все они предпочитают более высокие значения показателя. Значение pH оказывает влияние на три семейства, два из которых предпочитают более щелочные, а одно более кислые значения. Доля представителей семейства *Chthoniobacteraceae* характеризуется отрицательной зависимостью от концентрации подвижного фосфора. Обращает на себя внимание отсутствие корреляции концентраций калия и аммония с долями в сообществе каких-либо из распространенных семейств. Любопытно, что обилие представителей аммонийоксиляющего семейства *Nitrosomonadaceae* не коррелирует с концентрациями ни аммония, ни нитрата. Это может быть связано с достаточно узким диапазоном варьирования концентраций аммония в выборке.

Пять семейств не продемонстрировали корреляционной зависимости ни от одного из рассмотренных химических параметров почвы. Более того, *Rubrobacteriaceae* и *Haliangiaceae* не показали зависимости ни от землепользования, ни от фазы вегетационного периода. Такое постоянство может характеризовать группы организмов, занимающих экологические ниши, связанные с наиболее медленными биохимическими процессами в почве, которые в наименьшей степени подвержены сезонным изменениям. В то же время диапазоны химических факторов в естественных и обрабатываемых почвах могут быть слишком узкими, чтобы можно было анализировать их влияние на организмы, обладающие широкой нормой реакции. Отдельным вопросом остается накопление в почвах мертвой ДНК различных бактериальных таксонов.

Если рассматривать каждое из наиболее распространенных семейств по отдельности, доля *Gemmatimonadaceae* положительно коррелирует с концентрацией нитрат-ионов, и отрицательно коррелирует с содержанием органических веществ. Как в июньских, так и августовских пробах средняя доля его представителей приблизительно вдвое выше в пахотных почвах, чем в непахотных, эта разница статистически достоверна. Доля *Gemmatimonadaceae* коррелирует с влажностью. Из представителей наиболее распространен род *Gemmatimonas*, также присутствует род *Gemmatirosa*. Представители *Gemmatimonadaceae* представляют собой подвижные палочковидные неспорообразующие облигатно аэробные бактерии, поддающиеся культивированию в среде, содержащей низкие концентрации глюкозы, пептона и других органических веществ [45].

С концентрацией нитрат-ионов коррелирует встречаемость семейства *Sphingomonadaceae*.

В июне она практически одинакова в пахотных и непашотных почвах, в августе их доля в сообществе ниже. Семейство представлено в черноземах не менее чем 14 родами, среди которых доминируют *Ferruginibacter*, *Flavisolibacter* и *Terrimonas*. Их общими признаками являются аэробность и хемо-органотрофия. Род *Sphingomonas* способен вырабатывать экзополисахариды, называемые сфинганами, некоторые входящие в него виды способны к разложению полиароматических соединений [22]. Род *Blastomonas*, обладающий бактериохлорофиллом а [17], представлен в малых количествах.

Напротив, доля семейства *Xanthobacteraceae* характеризуется отрицательной корреляцией с содержанием нитратов. Статистически достоверные различия между пахотными и непашотными почвами формируются к августу. В пробах присутствуют 7 родов, среди которых преобладает *Bradyrhizobium*, также значительные доли в сообществе могут составлять *Rhodoplanes* (0.04–0.86%) и *Pseudolabrys* (0.04–0.82%). Для семейства характерен аэробный хемогетеротрофный тип питания, хотя встречается факультативная хемолитоавтотрофия с использованием водорода или восстановленной серы. Распространена способность к фиксации атмосферного азота [26], которой, в частности, обладает род *Bradyrhizobium*.

Расчеты показывают отрицательную связь встречаемости семейства *Chthoniobacteraceae* с концентрациями подвижного фосфата. В августе наблюдается статистически большая доля его представителей в непашотных почвах. В пробах обнаружены три рода: *Chthoniobacter*, *Candidatus Udaeobacter* и LD29. Последний, не вошедший в табл. 3, составляет всего до 0.03% сообщества. К семейству относятся неподвижные неспорообразующие аэробные бактерии, типовой вид способен использовать для роста углеводные компоненты растительной биомассы, а также пировиноградную кислоту. Часть видов выступает эндосимбионтами нематод и переходит к анаэробизму [31].

Доля *Chitinophagaceae* в пахотных и непашотных почвах практически одинакова в июне, но к августу становится достоверно большей в пахотных условиях. К этому семейству относятся 17 бактериальных родов, представленных в пробах, наибольшие доли приходится на роды *Ferruginibacter*, *Flavisolibacter* и *Terrimonas*. Представители семейства аэробы или факультативные анаэробы, виды рода *Chitinophaga* способны к гидролизу целлюлозы и хитина. Некоторые представители способны к передвижению скольжением, а также к формированию микроцист [30].

Rubrobacteraceae можно привести в качестве примера семейства, которое не проявляет зависимости ни от одного из факторов, рассмотренных в исследовании. Его единственный род *Rubrobacter*

неподвижен и не образует спор, способен использовать большое количество моносахаридов без кислотообразования. *R. radiotolerans* в анаэробных условиях восстанавливает нитраты до нитритов [38]. Он способен выдерживать высыхание и воздействие ионизирующего излучения [15]. В частности, *Rubrobacter* обнаружен в образцах с поверхности известняковой кладки исторических сооружений [12]. Нельзя исключать, что сохранение покоящихся и инактивированных клеток может вести к накоплению неактивной ДНК этого семейства *Rubrobacteraceae* в почвах. Однако полученные данные демонстрируют уменьшение доли ДНК этого семейства в образцах более чем на 30% в течение двух месяцев. Таким образом, возможное присутствие мертвой ДНК в почвах в данном случае не препятствует детекции изменения доли семейства в сообществе на выбранном временном промежутке.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Составление перечня основных компонентов бактериальной микробиоты черноземов на уровне семейств и родов позволило выделить характерные группы бактерий, высокие доли которых свидетельствуют об их вовлеченности в выполнение существенных экологических функций, обеспечиваемых микроорганизмами в почвах. Основные выводы, сделанные на основе полученных результатов:

1) Таксономическая структура бактериального сообщества черноземов лесостепной зоны достаточно стабильна, несмотря на различия в зависимости от землепользования и стадии вегетационного периода.

2) Выраженное доминирование отдельных родов в рассмотренных семействах делает целесообразным рассмотрение таксономической структуры сообщества в дальнейших исследованиях на уровне родов, что облегчит сопоставление данных микробного профилирования с данными классической микробиологии.

3) Из химических факторов на доли многих доминирующих семейств влияет концентрация нитратов, в то время как концентрации калия и аммония в наблюдаемых диапазонах выражено не влияют на них. Важным представляется вывод, что в реальных диапазонах химических факторов может не проследиваться влияние на таксоны, на которые они теоретически должны были бы заметно воздействовать, как в случае концентраций аммония и доли семейства *Nitrosomonadaceae*. Этот результат подчеркивает сложность перехода от культуральных характеристик к экологическим, и актуальность сбора данных по экологии микроорганизмов в естественных условиях, или

в экспериментальных условиях, приближенных к естественным.

Важен поиск экспериментальных подходов для экологического тестирования сложных микробных сообществ с изучением влияния выбранных факторов на их структуру. Такой метод должен позволить конкретным видам или группам в составе сообщества проявлять именно те адаптационные способности, которые актуальны в естественных условиях, его ценность должна быть основана на экологической релевантности. Полученные результаты создают необходимый задел, очерчивая границы изменчивости сообщества в естественных условиях и перечень важнейших таксонов, благополучие которых может стать критерием адекватности экспериментальных моделей.

БЛАГОДАРНОСТЬ

Авторы благодарят за поддержку ООО “Русагро Инвест” и ФГБУ “Государственный заповедник “Белогорье”, Белгородская область, Россия.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Исследование проведено при поддержке Российского научного фонда, № 22-14-20024, и правительства Белгородской области, Россия.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Авраменко П.М., Акулов П.Г., Атанов Ю.Г. Природные ресурсы и окружающая среда Белгородской области. Белгород: Белгород, 2007. 556 с.
2. Григорьев Г.Н. География Белгородской области. Белгород: Изд-во БелГУ, 1996. 144 с.
3. Докучаев В.В. Русский чернозем. СПб.: Типография Деклерона и Евдокимова, 1883. 376 с.
4. Иванова Е.А., Кутюкова О.В., Тхакахова А.К., Чернов Т.И., Першина Е.В., Маркина Л.Г., Андронов Е.Е., Когут Б.М. Структура микробного сообщества агрегатов чернозема типичного в условиях контрастных вариантов сельскохозяйственного использования // Почвоведение. 2015. № 11. С. 1367–1382. <https://doi.org/10.7868/S0032180X15110088>
5. Чевердин Ю.И., Зборищук Ю.Н. Закономерности изменения показателей кислотности черноземов Каменной Степи // Вестник Моск. ун-та. Сер. 17, почвоведение. 2009. № 4. С. 22–25.
6. Чернов Т.И., Тхакахова А.К., Иванова Е.А., Кутюкова О.В., Турусов В.И. Сезонная динамика почвенного микробиома многолетнего агрохимического опыта на черноземах Каменной Степи // Почвоведение. 2015. № 12. С. 1483–1488. <https://doi.org/10.7868/S0032180X15120059>
7. Anderson M.J. Permutational Multivariate Analysis of Variance (PERMANOVA) // Wiley StatsRef: Statistics Reference Online. Wiley, 2017. P. 1–15. <https://doi.org/10.1002/9781118445112.stat07841>
8. Bennett L.T., Kasel S., Tibbits J. Non-parametric multivariate comparisons of soil fungal composition: Sensitivity to thresholds and indications of structural redundancy in T-RFLP data // Soil Biol. Biochem. 2008. V. 40(7). P. 1601–1611. <https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2008.01.008>
9. Boyarshin K.S., Adamova V.V., Zheng W., Obuhova O.Y., Kolkova M.V., Nesterenko V.A., Bessalova O.S., et al. The effect of long-term agricultural use on the bacterial microbiota of chernozems of the forest-steppe zone // Diversity. 2023. V. 15(2). P. 191. <https://doi.org/10.3390/d15020191>
10. Caporaso J.G., Kuczynski J., Stombaugh J., Bittinger K., Bushman F.D., Costello E.K., Fierer N., et al. QIIME allows analysis of high-throughput community sequencing data // Nat. Methods. 2010. V. 7. P. 335–336. <https://doi.org/10.1038/nmeth.f.303>
11. Chibilyov A.A. Ecology-geographical essay about steppes of northern Eurasia // Вопросы степеведения. 2000. № 2. P. 12–29.
12. Coelho C., Mesquita N., Costa I., Soares F., Trovão J., Freitas H., Portugal A., Tiago I. Bacterial and archaeal structural diversity in several biodeterioration patterns on the limestone walls of the old cathedral of Coimbra // Microorganisms. 2021. V. 9(4). P. 709. <https://doi.org/10.3390/microorganisms9040709>
13. Dedov A.V., Boluchevsky D.A. Influence of biological techniques for restoring soil fertility and methods of soil treatment on the fertility of typical chernozem and yield of winter wheat // Bull. Agric. Sci. 2014. V. 46(1). P. 38–41.
14. Dixon P. VEGAN, a package of R functions for community ecology // J. Veg. Sci. 2003. V. 14(6). P. 927–930. <https://doi.org/10.1111/j.1654-1103.2003.tb02228.x>
15. Ferreira A., Nobre M., Moore E., Rainey F.A., Battista J.R., da Costa M.S. Characterization and radiation resistance of new isolates of *Rubrobacter radiotolerans* and *Rubrobacter xylanophilus* // Extremophiles. 1999. V. 3. P. 235–238. <https://doi.org/10.1007/s007920050121>
16. Fujita H., Ushio M., Suzuki K., Abe M.S., Yamamichi M., Okazaki Y., Canarini A., Hayashi I., Fukushima K., Fukuda Sh., Kiers E.T., Toju H. Metagenomic analysis of ecological niche overlap and community collapse in microbiome dynamics // bioRxiv. 2023. P. 524457. <https://doi.org/10.1101/2023.01.17.524457>
17. Glaeser S., Kämpfer P. The family Sphingomonadaceae // The Prokaryotes: Alphaproteobacteria and Betaproteobacteria. Springer, 2013. P. 641–707. https://doi.org/10.1007/978-3-642-30197-1_302

18. Gorbacheva M.A., Melnikova N.V., Chechetkin V.R., Kravatsky Yu.V., Tchurikov N.A. DNA sequencing and metagenomics of cultivated and uncultivated chernozems in Russia // *Geoderma Reg.* 2018. V. 14. P. e00180. <https://doi.org/10.1016/j.geodrs.2018.e00180>
19. Goryanin O., Chichkin A., Dzhangabaev B., Shcherbina E. Scientific bases of the humus stabilization in ordinary chernozem in Russia // *Geogr. Environ. Sustain.* 2019. V. 52(1). P. 113–128. <https://doi.org/10.17951/pjss.2019.52.1.113>
20. Hester E.R., Jetten M.S.M., Welte C.U., Lückner S. Metabolic overlap in environmentally diverse microbial communities // *Front. Genet.* 2019. V. 10. P. 989. <https://doi.org/10.3389/fgene.2019.0098>
21. Kool J., Tymchenko L., Shetty S.A., Fuentes S. Reducing bias in microbiome research: Comparing methods from sample collection to sequencing // *Front. Microbiol.* 2023. V. 14. P. 1094800. <https://doi.org/10.3389/fmicb.2023.1094800>
22. Kosako Y., Yabuuchi E., Naka T., Fujiwara N., Kobayashi K. Proposal of *Sphingomonadaceae* fam. nov., consisting of *Sphingomonas* Yabuuchi et al. 1990, *Erythrobacter* Shiba and Shimidu 1982, *Erythromicrobium* Yurkov et al. 1994, *Porphyrobacter* Fuerst et al. 1993, *Zymomonas* Kluyver and van Niel 1936, and *Sandaracinobacter* Yurkov et al. 1997, with the type genus *Sphingomonas* Yabuuchi et al. 1990 // *Microbiol. Immunol.* 2000. V. 44(7). P. 563–575. <https://doi.org/10.1111/j.1348-0421.2000.tb02535.x>
23. Kruskal W.H., Wallis W.A. Use of Ranks in One-Criterion Variance Analysis // *J. Am. Stat. Assoc.* 1952. V. 47(260). P. 583–621. <https://doi.org/10.2307/2280779>
24. Liu X., Burras C.L., Kravchenko Y.S., Duran A., Huffman T., Morrás H.J., Studdert G.A., Zhang X., Cruse R.M., Yuan X. Overview of Mollisols in the world: Distribution, land use and management // *Can. J. Soil Sci.* 2012. V. 92(3). P. 383–402. <https://doi.org/10.1139/CJSS2010-058>
25. Mikhailova E.A., Post Ch. Organic carbon stocks in the Russian Chernozem // *Eur. J. Soil Sci.* 2005. V. 57(3). P. 330–336. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2389.2005.00741.x>
26. Oren A. The family *Xanthobacteraceae* // *The Prokaryotes*. Springer, 2014. P. 709–726. https://doi.org/10.1007/978-3-642-30197-1_258
27. Quast C., Pruesse E., Yilmaz P., Gerken J., Schweer T., Yarza P., Peplies J., Glöckner F.O. The SILVA ribosomal RNA gene database project: Improved data processing and web-based tools // *Nucleic Acids Res.* 2013. V. 41. P. D590–D596. <https://doi.org/10.1093/nar/gks1219>
28. Ricotta C., Szeidl L., Pavoine S. Towards a unifying framework for diversity and dissimilarity coefficients // *Ecol. Indic.* 2021. V. 129. P. 107971. <https://doi.org/10.1016/j.ecolind.2021.107971>
29. Roger B.J., Curtis J.T. An Ordination of the Upland Forest Communities of Southern Wisconsin // *Ecol. Monogr.* 1957. V. 27(4). P. 325–349. <https://doi.org/10.2307/1942268>
30. Rosenberg E. The family Chitinophagaceae // *The Prokaryotes*. Springer, 2014. P. 493–495. https://doi.org/10.1007/978-3-642-38954-2_137
31. Sangwan P., Chen X., Hugenholtz P., Janssen P.H. *Chthoniobacter flavus* gen. nov., sp. nov., the first pure-culture representative of subdivision two, *Spartobacteria classis* nov. of the phylum *Verrucomicrobia* // *Appl. Environ. Microbiol.* 2004. V. 70(10). P. 5875–5881. <https://doi.org/10.1128/AEM.70.10.5875-5881.2004>
32. Schoch C.L., Ciufu S., Domrachev M., Hottot C.L., Kannan S., Khovanskaya R., Leipe D., et al. NCBI Taxonomy: a comprehensive update on curation, resources and tools // *Database (Oxford)*. 2020. P. baaa062. <https://doi.org/10.1093/database/baaa062>
33. Semenov M.V., Chernov T.I., Tkhakakhova A.K., Zhelezova A.D., Ivanova E.A., Kolganova T.V., Kutovaya O.V. Distribution of prokaryotic communities throughout the Chernozem profiles under different land uses for over a century // *Appl. Soil Ecol.* 2018. V. 127. P. 8–18. <https://doi.org/10.1016/j.apsoil.2018.03.002>
34. Silverman J.D., Bloom R.J., Jiang S., Durand H.K., Dallow E., Mukherjee S., David L.A. Measuring and mitigating PCR bias in microbiota datasets // *PLoS Comput. Biol.* 2021. V. 17(7). P. e1009113. <https://doi.org/10.1371/journal.pcbi.1009113>
35. Six J., Feller Ch., Denef K., Ogle S., Carlos de Moraes Sa J., Albrecht A. Soil organic matter, biota and aggregation in temperate and tropical soils – Effects of no-tillage // *Agronomie*. 2002. V. 22(7–8). P. 755–775. <https://doi.org/10.1051/agro:2002043>
36. Stanek-Tarkowska J., Pastuszczyk M., Szpunar-Krok E., Kacaniova M., Kluz M., Czyż E., Pieniążek R., Skrobacz K., Pietrzyk K. Comparison of the effect of fertilization with ash from wood chips on bacterial community in podzolic and chernozem soils for the cultivation of winter oilseed rape: a preliminary study // *Agronomy*. 2022. V. 12(3). P. 576. <https://doi.org/10.3390/agronomy12030576>
37. Stekolnikov K.E., Gasanova E.S., Stekolnikova N.V. Agro-genic transformation (degradation) of chernozems of the Central Chernozem Region // *BIO Web Conf.* 2021. V. 36. P. 03021. <https://doi.org/10.1051/bioconf/20213603021>
38. Suzuki K., Collins M.D., Iijima E., Komagata K. Chemotaxonomic characterization of a radiotolerant bacterium, *Arthrobacter radiotolerans*: Description of *Arthrobacter radiotolerans* gen. nov., comb. nov. // *FEMS Microbiol. Lett.* 1988. V. 52(1–2). P. 33–39. <https://doi.org/10.1111/j.1574-6968.1988.tb02568.x>
39. Szalay A. Cation exchange properties of humic acids and their importance in the geochemical enrichment

- of UO_2^{++} and other cations // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1964. V. 28(10–11). P. 1605–1614.
[https://doi.org/10.1016/0016-7037\(64\)90009-2](https://doi.org/10.1016/0016-7037(64)90009-2)
40. Trofimov I.A., Trofimova L.S., Yakovleva E.P., Emelyanov A.V., Skripnikova E.V. Preserving the fertility of Russian chernozems. Status, trends, forecast // *IOP Conf. Ser.: Earth Environ. Sci.* 2021. V. 817. P. 012108.
<https://doi.org/10.1088/1755-1315/817/1/012108>
41. Van D.H. Cation binding of humic acids // *Geoderma*. 1971. V. 5(1). P. 53–67.
[https://doi.org/10.1016/0016-7061\(71\)90024-3](https://doi.org/10.1016/0016-7061(71)90024-3)
42. Vysloužilová B., Ertlen D., Schwartz D., Šefrna L. Chernozem. From concept to classification: A review // *Acta Univ. Carol. Geogr.* 2016. V. 51(1). P. 85–95.
<https://doi.org/10.14712/23361980.2016.8>
43. Weaver B., Wuensch K.L. SPSS and SAS Programs for Comparing Pearson Correlations and OLS Regression Coefficients // *Behav. Res. Methods*. 2013. V. 45(3). P. 880–895.
<https://doi.org/10.3758/s13428-012-0289-7>
44. Wilcoxon F. Individual comparisons by ranking methods // *Biomathem. Bull.* 1945. V. 1(6). P. 80–83.
<https://doi.org/10.2307/3001968>
45. Zhang H., Sekiguchi Y., Hanada S., Hugenholtz P., Kim H., Kamagata Y., Nakamura K. *Gemmatimonas aurantiaca* gen. nov., sp. nov., a gram-negative, aerobic, polyphosphate-accumulating micro-organism, the first cultured representative of the new bacterial phylum *Gemmatimonadetes* phyl. nov. // *Int. J. Syst. Evol. Microbiol.* 2003. V. 53. P. 1155–1163.
<https://doi.org/10.1099/ijs.0.02520-0>

Dominant Bacterial Taxa of Chernozems and Factors Affecting Their Abundance in the Bacterial Community

K. S. Boyarshin^{1, *}, V. V. Adamova¹, W. Zheng¹, E. V. Nikitinskaya²,
 O. Yu. Obukhova¹, M. V. Kolkova¹, V. A. Nesterenko³, O. S. Bespalova¹,
 V. V. Klyueva¹, K. A. Degtyareva¹, L. V. Nesteruk¹, Yu. N. Kurkina¹, O. A.
 Makanina¹, E. S. Ivanova², Zh. Li⁴, and I. V. Batlutskaya¹

¹International Laboratory for Applied Biotechnology, Institute of Pharmacy, Chemistry and Biology,
 Belgorod State University, Belgorod, 308015 Russia

²Ecological analytical laboratory, Department of Biology, Cherepovets State University, Cherepovets, 162600 Russia

³Dokuchaev Soil Science Institute, Moscow 119017 Russia

⁴Shandong Provincial Key Laboratory of Biophysics, Institute of Biophysics, Dezhou University, Dezhou, 253023 China

*e-mail: kboyarshin@mail.ru

Families and genera of bacteria that dominate in the chernozems of the forest-steppe zone have been identified. Microbiological profiling of samples of arable and non-arable chernozems using the 16S rRNA gene sequencing was carried out in different phases of the vegetation period: in June and August. The changes in the proportion of individual bacterial families depending on land use and time are shown. Correlations between the prevalence of bacterial families and the chemical parameters of the soil have been revealed. The predominant role of nitrates in the formation of the community structure, in this process the content of organic carbon, soil moisture and its pH play an important role. Despite the revealed differences in the proportions of the studied families depending on land use and the time of sample collection, the set of dominant bacterial families in the studied samples remained stable. The first 6 dominant families make up about 1/4 of the entire community, and the first 20 make up about 40%. The obtained results create prerequisites for further study of the variability of the taxonomic composition of the bacterial community of chernozems in various biotic and agrochemical conditions.

Keywords: Soil microbiota, microbiological profiling, 16S rRNA, chernozem, arable grounds

ДЕГРАДАЦИЯ, ВОССТАНОВЛЕНИЕ И ОХРАНА ПОЧВ

УДК 631.4

ЭКОСИСТЕМНЫЕ СЕРВИСЫ, РЕАЛИЗУЕМЫЕ ГОРОДСКИМИ ПОЧВАМИ, И ИХ ОЦЕНКА (ОБЗОР)

© 2024 г. К. С. Орлова^{а, *}, И. Ю. Савин^{а, b}

^аПочвенный институт им. В.В. Докучаева, Москва, Пыжевский пер., 7, стр. 2, 119017 Россия

^bРоссийский университет дружбы народов, Москва, Подольское ш., 8, 115095 Россия

*e-mail: orlkse@yandex.ru

Поступила в редакцию 06.09.2023 г.

После доработки 18.01.2024 г.

Принята к публикации 18.01.2024 г.

Рассмотрена история развития концепции сервисов городских почв, антропоцентрические и педоцентрические подходы к их оценке, опыт применения в различных городах, представлен их актуальный перечень. В настоящее время концепция экосистемных сервисов является комплексным инструментом, позволяющим по аналогии транслировать почвенную информацию в сферу принятия управленческих решений, а также сохранять устойчивость городских экосистем путем внедрения мер по сохранению сервисов городских почв. Несмотря на накопленный опыт в изучении методов оценки экосистемных сервисов и примеров их применения в процессе градостроительной деятельности в отдельных городах, отсутствует единый подход к оценке сервисов городских почв. Широкому применению данной концепции зачастую препятствует недостаточная изученность свойств городских почв при их высокой пространственно-временной изменчивости, а также недостаточная разработанность самого подхода оценки сервисов почв. Тем не менее, активное развитие теоретических и практических подходов к интеграции сведений о характеристиках почв в управленческую сферу является предпосылкой для оптимизации системы обращения с почвенными ресурсами в больших и малых городах.

Ключевые слова: экология города, качество окружающей среды, экосистемное управление, почвенные ресурсы

DOI: 10.31857/S0032180X24060083 , **EDN:** YBMOIO

ВВЕДЕНИЕ

Рост количества городов и их размеров является тенденцией последних несколько десятков лет практически во всех регионах мира. По данным Департамента экономических и социальных дел ООН, предоставленным в отчете 2018 г., о мировых перспективах урбанизации, в 1950 г. на планете насчитывалось 751 млн чел., проживающих в городах, в 2021 г. по приблизительным оценкам это число достигло 4.46 млрд чел. [102, 104, 105]. По прогнозам ООН к 2050 г. в городах будет проживать до 6.68 млрд чел (68% населения). Наибольший уровень урбанизации в настоящее время отмечается в странах Северной и Латинской Америки, Карибского бассейна, Европы и Океании. Отмечается стремительный рост городского населения в зарубежной Азии (Китай, Индия и др.), где в данный момент уровень урбанизации составляет около 52%. В таких странах, как Гонконг, Сингапур,

Монако, Кувейт и др. уровень урбанизации достигает 100%. По данным Росстата, в 2021 г. в России в городах проживало 75% населения (~110 млн чел.) [3]. В России отмечается и рост площади урбоэкосистем [39].

В условиях быстрого экономического развития и урбанизации роль почв, как источника и проводника важнейших экологических процессов, становится еще более актуальной для обеспечения здоровья человека и функционирования окружающей среды. В исследованиях [53] отмечается, что площадь, занятая городскими почвами, составляет около 3% всей земной поверхности на планете и постоянно растет.

Городские почвы выполняют важнейшие экологические функции, являясь источником плодородия для городской растительности [103], регулируя микроклимат и являясь механической основой для инфраструктуры и инженерных

коммуникаций [54]. Почвы урбанизированных территорий входят в состав региональных водосборов и регулируют сток поверхностных и подземных вод [80]. В глобальном масштабе городские почвы включены в круговорот питательных веществ и могут способствовать смягчению последствий изменения климата за счет поглощения углерода из атмосферы и его депонирования [52, 76, 88, 89, 94]. Таким образом, для оценки качества окружающей среды в крупных и малых городах крайне важен анализ экологического состояния и функционирования почв, а также их способности предоставлять важные для человека сервисы (услуги).

За счет миграции людей по всему миру происходит рост городов, площадей застройки, интенсификации хозяйственной градостроительной деятельности, что в свою очередь сказывается на почвах, их функционировании и сервисах [13, 14, 91]. Например, чрезмерное уплотнение почв в городах приводит к уменьшению инфильтрации, сокращению площадей плодородных земель [56]. Привнесение грунта с высоким содержанием органического вещества при благоустройстве в скверах и парках, находящихся в городских тепловых островах, приводит к образованию горячих точек эмиссии CO₂ [108]; а загрязнение почв тяжелыми металлами и продуктами неполного сгорания топлива автотранспорта приводит к прямой опасности для здоровья человека [58, 74, 90, 92]. Многие из этих процессов, связанных с городскими почвами, могут повлиять на достижение целей устойчивого развития в Российской Федерации на городских территориях [17], в особенности задач 11.3 “Открытая для всех и экологически устойчивая урбанизация”, 11.6 “Уменьшение негативного экологического воздействия городов, уделяя особое внимание качеству воздуха и удалению городских отходов”, которые напрямую связаны с функционированием почв.

Городские почвы являются объектами современных научных исследований, источниками ключевых экологических функций, способствующих формированию благоприятной экологической обстановки в городах [30], в то же время оставаясь наименее заметным компонентом окружающей среды [80, 84]. В подавляющем большинстве случаев при планировании городских территорий и застройке земель [63] ответственные организации воспринимают почву как простую механическую платформу или грунт, подлежащий удалению при проведении хозяйственных работ. Учет роли почв, их функций и сервисов в городском пространстве производится крайне редко [36, 103], что приводит к отсутствию осведомленности населения о потенциальном вкладе, который городские почвы могут внести не только в благосостояние жителей, но и регулирования глобальных задач, таких, например,

как смягчение последствий наблюдаемых изменений климата [80].

Цель работы — обзор научных публикаций в области изучения сервисов, выполняемых городскими почвами, для выявления возможности применения данной концепции при оценке роли городских почв в формировании качества окружающей среды на урбанизированных территориях. Задачами являлось рассмотрение современного развития концепции сервисов городских почв; выявление потенциала ее применения для повышения экологической устойчивости городов; проведение обзора подходов и существующих практик для оценки качества и экологического состояния городских почв; рассмотрение методов и подходов, позволяющих применять и интерпретировать экологическую информацию о почвах в процессе градостроительной деятельности; выявление возможных перспектив развития данной концепции. Для раскрытия поставленных задач в системах: WoS, Scopus, Google Scholar и РИНЦ — подбирали литературу по ключевым словам: ecosystem services, urban soils, soil functions, urban soil quality, soil management др.

КОНЦЕПЦИЯ ЭКОСИСТЕМНЫХ СЕРВИСОВ

В рамках существующих классификаций экосистемные сервисы (ЭС) определяются как прямой или косвенный вклад экосистемы в благосостояние человека [60, 102]. МЕА [79] определяет экосистемные сервисы как выгоды, которые экосистемы приносят людям. В публикации [40] авторы определяют “экосистемные сервисы” как экономические блага (выгоды), которое люди прямо или косвенно получают от функционирования экосистем.

Основная структура и принципы концепции ЭС представлены в работах: МЕА [79], ТЕЕВ [101], CICES [60, 61], SЕЕА [106], IPBES [32, 82]. Для определения и классификации ЭС используются различные подходы. Наиболее цитируемой классификацией ЭС является классификация МЕА [43, 79]. В ней указано на существование таких “функций экосистем” (ecosystem functions), которые определяют получение в результате функционирования экосистемы сервисов, приносящих непосредственную пользу людям. ЭС в рамках подхода МЕА разделены на поддерживающие (вспомогательные), обеспечивающие, регулирующие и культурные [6, 79, 43].

В классификации CICES [60] модифицируется подход МЕА, который исключает группу поддерживающих сервисов с целью минимизировать возможность двойного учета благ. Отмечается [36], что исключение поддерживающих сервисов из классификации может отрицательно сказываться на экономическом анализе почвенных сервисов, так как из внимания пропадает часть важных собственно почвенных процессов, которые влияют на

предоставление сервисов. Однако в современной версии CICES v5.1 [61] объединяет группу поддерживающих сервисов с регулируемыми и вводит понятие абиотической и биотической природы всех сервисов, разделяя их на две секции (biotic и abiotic).

Федеральное управление по охране окружающей среды (FOEN) определяет экосистемные сервисы и блага (FEGS [45]), как товары или услуги, которые предоставляются природой напрямую и потребляются людьми или используются для производства рыночных товаров. Таким образом, термин FEGS проводит разделение между сервисами, способствующими реализации других ЭС, и сервисами, непосредственно определяющими благополучие или обеспечивающими производство товара или услуги.

В настоящее время концепция ЭС активно развивается и рассматривается с точки зрения разных подходов и дополняется новыми методами исследований. Концепция применима для оценки сервисов не только целых экосистем или ландшафтов, но и отдельных природных компонентов.

ПОЧВЫ В КОНЦЕПЦИИ ЭКОСИСТЕМНЫХ СЕРВИСОВ

В рамках определения ЭС МЭА [43, 80] можно считать, что сервисы почв реализуются через их экологические функции и определяются как вклад непосредственно почв (а не экосистем в целом) в благополучие жизнедеятельности человека или как экономические выгоды, которые человек получает благодаря сервисам, предоставляемым именно почвами. Во многих случаях вычлнить только почвенную составляющую сложно, так как экосистемные сервисы существуют лишь во взаимосвязи всех компонентов экосистем. Тем не менее, свойства и функции почв часто играют определяющую роль в функционировании городских экосистем, и оценка именно их вклада в ЭС представляет большой интерес.

До начала 2010-х гг. роли почв в структуре экосистемных сервисов уделялось мало внимания. В работах [48, 49, 51, 91] рассмотрены структура и механизмы реализации экосистемных сервисов, оказываемых именно почвами (как одного из компонентов экосистемы), а также оценен общий вклад почв в жизнь человека и их возможностей при решении различных экологических проблем. Позднее были изучены подходы к оценке почвенных сервисов, в том числе базирующиеся на изучении отдельных почвенных характеристик [13, 22, 35]. В работе [80] впервые рассматриваются именно почвенные сервисы городских и техногенных почв, приводится исследование потенциала реализации сервисов городскими и техногенными почвами четырех групп: квазиприродных, сконструированных,

почв заброшенных территорий и запечатанных почв.

Необходимо отметить, что функции и сервисы почв (в том числе и городских) были объектом множества комплексных и детальных исследований на протяжении последних десятилетий, и осознание многофункциональности почв было широко признано до появления концепции ЭС [4, 9, 35, 107].

В настоящее время активно исследуются подходы по интеграции почвенной информации в городское планирование и систему принятия управленческих решений на основании анализа сервисов городских почв [28, 35, 55, 106].

В научной литературе сервисы городских почв рассматривались в меньшей степени в сравнении с почвами внегородских территорий. Впервые перечень сервисов городских и техногенных почв приводится в публикации [80], в который включены только обеспечивающие, регулирующие и культурные сервисы в достаточно генерализованных трактовках. Также отмечается, что почвы могут продуцировать “диссервисы”, негативно воздействуя на окружающую среду и благосостояние человека. Однако авторы [20] при исследовании возможностей экономической оценки ущерба от деградации земель на основании почвенных сервисов отмечают, что в отличие от функции, экосистемные сервисы для человека могут проявляться только в положительном значении, так как в их определении заложено получение выгоды.

В библиометрическом анализе [78] указано, что большая часть научной литературы (125 источников за период 1997–2019), посвященной сервисам, оказываемым городскими почвами, предназначена исследованию группы поддерживающих сервисов, далее идут регулирующие, обеспечивающие и культурные сервисы. Авторы отмечают, что культурные сервисы никак не отражены в научных работах. Но, в качестве примера подобных оценок, можно привести работы [11, 16].

В работе [43] приводит наиболее полный перечень сервисов, оказываемых городскими почвами, который основан на интеграции современных классификаций [79] и данных отдельных исследований [24, 49, 26]:

1. Поддерживающие сервисы:
 - 1.1. Круговорот питательных веществ.
 - 1.2. Круговорот воды.
 - 1.3. Биологическая активность почв.
 - 1.4. Почвообразование.
 - 1.5. Плодородие.
2. Обеспечивающие сервисы:
 - 2.1. Чистая питьевая вода (поверхностных и подземных источников).
 - 2.2. Продукция (пища, корма и др. питательные вещества), топливо, сырье, материалы.

- 2.3. Источник биохимических и фармацевтических ресурсов.
- 2.4. Обеспечение жизненного пространства организмам, физическая опора для растений.
- 2.5. Источник генетических ресурсов и биоразнообразия.
- 2.6. Физическая опора для человеческой деятельности.
3. Регулирующие сервисы:
 - 3.1. Контроль поверхностного стока, дренаж и буфер.
 - 3.2. Предотвращение/смягчение последствий потоков и наводнений.
 - 3.3. Биоремедиация, контроль пестицидов и патогенных микроорганизмов.
 - 3.4. Энергетический круговорот (переработка и разложение отходов, загрязнений органическими и неорганическими поллютантами).
 - 3.5. Регулирование качества воды.
 - 3.6. Хранение и секвестрация углерода.
 - 3.7. Регулирование макро- и микроклимата.
 - 3.8. Контроль эрозии и осадконакопления
 - 3.9. Регулирование качества воздуха и газообмена.
 - 3.10. Пополнение запаса грунтовых вод.
 - 3.11. Смягчение последствий засухи.
4. Культурные сервисы:
 - 4.1. Культурная история, самобытность и наследие.
 - 4.2. Эстетика, духовность, религия, вдохновение.
 - 4.3. Чувство места (осознание локальной идентичности на основе жизненного пространства).
 - 4.4. Образование и научные исследования.
 - 4.5. Рекреация, экотуризм и ментальное здоровье.

Данный перечень сервисов городских почв не является идеальным (Данный список является наиболее собирательным перечнем сервисов, выполняемых городскими почвами, согласно исследованиям, опубликованных в научных журналах и монографиях. При этом он может быть усовершенствован и доработан.) Многие сервисы пересекаются и тесно связаны друг с другом. Например, такие как: 3.1. Контроль поверхностного стока, дренаж и буфер, 3.2. Предотвращение/смягчение последствий потоков и наводнений, 3.8. Контроль эрозии и осадконакопления, 1.2. Круговорот воды, 2.1. Чистая питьевая вода (поверхностных и подземных источников) и т.д. Само разделение сервисов на группы также может быть подвергнуто критике. Но этот список является одной из хороших начальных точек для его развития и усовершенствования.

СВОЙСТВА, ФУНКЦИИ И СЕРВИСЫ ПОЧВ

При рассмотрении функций почв в экосистемах и биосфере, авторы [4] трактовали их как роль и значение почв и почвенных процессов в жизнедеятельности указанных объектов, их поддержании и эволюции. Реализацию экологических функций почв определяют почвенные свойства и характеристики, их оптимальные значения позволяют почвам наиболее эффективно выполнять свои функции. В работе [49] представлен обширный литературный обзор почвенных сервисов и концепция их интеграции с почвенными функциями и свойствами почв. Отмечается сложная взаимосвязь как почвенных функций и процессов между собой, так и конкретного почвенного свойства с сервисами. Например, сложно определить вклад и дать однозначную оценку такому свойству как объемная плотность почв для реализации круговорота воды или для плодородия. Автором [49] разработана концепция, связывающая запасы природного (в том числе почвенного) «капитала», который определяется статическими (уклон, экспозиция, подстилающие породы, каменистость) и динамическими характеристиками (рН, содержание углерода, температура почвы, растительность и характер наземного покрова), с реализацией экосистемных сервисов, которые направлены на обеспечение потребностей человека. Интеграция концепций экосистемных сервисов и экологических функций также рассмотрена в работе [22], где описана взаимосвязь почвенных свойств и их сервисов через почвенные функции. Согласно [91] свойства почвы, как сложной системы, могут быть сгруппированы в разных вариантах для одновременной оценки разных сервисов на различных уровнях.

Концептуальное описание схем интеграции почвенных свойств, их экологических функций и сервисов представлено в исследованиях о направлении устойчивого планирования городских и сельскохозяйственных территорий [27, 54, 55, 62, 87, 102] (рис. 1). Влияние отдельных свойств на реализацию различных экосистемных сервисов в городской среде рассмотрено в исследованиях [1, 75, 86, 98]. Прогностическое моделирование экосистемных сервисов на основе почвенных индикаторов в условиях изменчивых внешних условий приводится в работах [37].

В схеме экономического анализа природного капитала денежная оценка экосистемных сервисов считается вершиной последовательных этапов исследования. Экономической оценке предшествуют: перечисление всего спектра экосистемных сервисов, их качественный и количественный обзор [102]. Это справедливо и для экономической оценки (исправлено в предложении выше) сервисов городских почв. Однако для качественной экономической оценки [81] в настоящее время

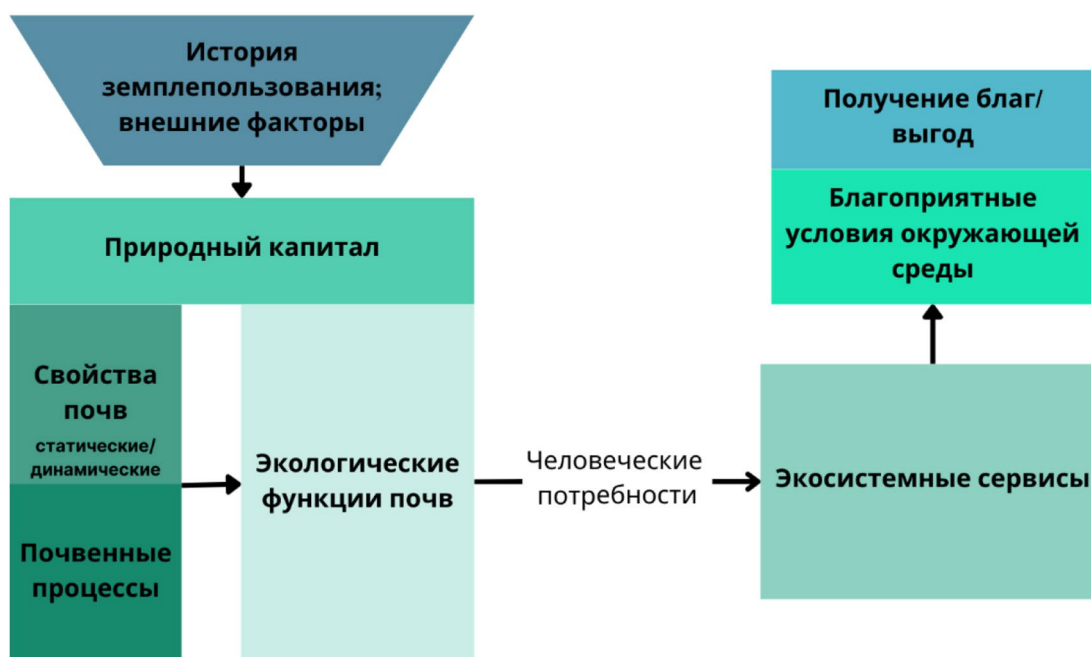


Рис. 1. Концептуальная схема связи почвенных характеристик и функций с сервисами (по [22, 55, 91]).

существует нехватка информации о свойствах и характеристиках городских почв, для понимания их взаимосвязи с экосистемными сервисами, которые в последствии могут быть переведены в денежный эквивалент.

Вероятно, экономическая оценка сервисов почв затруднена не только из-за нехватки информации о почвенных свойствах, а в силу малой проработанности связей на каждом этапе каскадного перехода. Сложная организация почв и их пространственная неоднородность затрудняют передачу информации о почвах в систему принятия управленческих решений.

ПОДХОДЫ И МЕТОДЫ ОЦЕНКИ СЕРВИСОВ ПОЧВ

До 90-х гг. XX в. качество почвы рассматривалось преимущественно с точки зрения обеспечения устойчивого роста сельскохозяйственных культур, в 1970–1990-х гг. основное внимание уделялось продуктивности почв, в 1990–2000-х гг. изучение качества почв приобрело более комплексный характер, почвы исследовались как компонент окружающей среды, имеющий взаимосвязи с другими компонентами, в 2010-х гг. начали появляться мультифункциональные исследования, работы об экосистемных сервисах [34]. Такая эволюция подходов может быть связана с получением новых знаний об окружающей среде, лучшим пониманием механизмов реализации экологических функций и отчасти эволюцией отношения человека к

проблеме устойчивости экосистем. Оценка природных компонентов подразумевает назначение им определенного веса в рамках системы ценностей человека. Принятая обществом система ценностей может видоизменяться, балансируя между антропоцентризмом и биоцентризмом, а также может отличаться в разных культурах и религиях. IPBES в своей классификации ЭС [47, 82] выделяет следующие типы ценности природных товаров и услуг: антропоцентрическую (инструментальную и реляционную) и неантропоцентрическую (внутреннюю). Инструментальной ценностью характеризуется какое-либо средство, которое служит для достижения определенной цели, реляционная ценность существует в контексте отношений между человеком и обществом, отношений людей с природой и различными аспектами мира. Неантропоцентрическая или внутренняя ценность представляет собой ценность, которой обладает объект или явление независимо от человеческой оценки [82]. Экономическая теория основана в значительной степени на антропоцентрическом внешнем взгляде, тогда как биоцентрический подход приводит доводы в пользу внутренней ценности природы и того, что она или ее части уже имеют моральный статус сами по себе. Концепция экосистемных сервисов балансирует на компромиссных подходах оценки экосистем путем назначения им денежных эквивалентов одновременно с признанием значимости сложных природных процессов, являющихся основой не только человеческих благ и благополучия, но и устойчивости экосистем.

В работе [20] рассматривается несколько видов оценки почв и земель: 1) экологическая оценка почв и земель (сопоставление соответствия существующего состояния почв с экологической нормой), 2) оценка природно-хозяйственной значимости (определение бонитета, определение биопродуктивности почв на основании оценки их плодородия); 3) эколого-бонитировочная оценка (оценка бонитета с учетом экологического состояния); 4) экономическая оценка (определение общественной полезности земли т.е. ее вклада в человеческое благополучие); 5) эколого-экономическая оценка (экономическая оценка с учетом экологического состояния) [18]. С помощью концепции экосистемных сервисов оценка городских почв и земель может производиться по экономическому сценарию — для расчета инвестиционных программ, сметных расчетов градостроительных проектов и демонстрации экономической выгоды тех или иных решений [20, 103], а также оценка может быть произведена по эколого-экономическому сценарию — путем анализа максимального набора потенциальных экосистемных сервисов на исходном участке, которые в различной степени будут способствовать благополучию человека в городе, приведении их к денежному эквиваленту [28, 55].

Зачастую оценка экосистемных сервисов является попыткой измерить неизмеримое, так как не все экологические функции, в том числе почвенные, могут быть монетизированы [28]. Однако в урбанизированной среде в силу специфики градостроительной деятельности многие сервисы находят денежный эквивалент. Например, санация почвы, вывоз опасных грунтов, подсыпка плодородного слоя являются процедурами, которые поддаются экономическому учету. В исследовании [28] авторы определяют качество отдельных выделов почвенного покрова на предмет способности предоставлять экосистемные сервисы помощью программного пакета DESTISOL. Этапы исследования предполагают выделение репрезентативных почвенных индикаторов (например, гранулометрический состав, pH), определение однородных участков, балльный расчет продуцирующих экологических функций и расчет потенциала выполнения экосистемных функций с учетом характера поверхности (склон, эрозия, растительный покров). Данная схема позволяет выявить пространственную неоднородность предоставляемых почвами сервисов, однако в работе не предоставлен обзор порядка учета и веса почвенных индикаторов и характеристик поверхности в анализе почвенных функций и сервисов. На этапе рассмотрения почвенных характеристик [55] отмечается необходимость учета истории землепользования и современного характера использования территории. Однако при

недостатке фондовых материалов не всегда есть возможность анализа истории землепользования. В исследовании [11] проводится экономическая оценка экосистемных сервисов для различных городских ландшафтов (парково-рекреационного, селитебного и селитебно-транспортного), в том числе на основании экологических функций почв, реализуемых за счет определенных почвенных свойств.

Несмотря на существующее понимание сопряженности концепций почвенных экологических функций и экосистемных сервисов естественных почв [22, 49], связи функций и сервисов городских почв до сих пор малоизучены [25]. Зачастую неизвестно, в какой степени те или иные почвенные свойства влияют на реализацию различных почвенных сервисов. В работе [107] описана каскадную модель для оценки сервисов городских и техногенных почв и продемонстрирована возможность ее применения на основании конкретных индикаторов. Отмечается [42], что иногда при построении каскадного перехода функций к сервисам происходит упрощение реальных взаимосвязей природных процессов и одновременно усложнение самого определения экосистемных сервисов. Зачастую в линейных каскадах происходит расчет от конкретных процессов к только той выгоде, которой люди придают ценность, вследствие чего часть сервисов остается без внимания, что ведет к утрате комплексного подхода к изучению многофункциональных систем.

Методы монетизации сервисов почв рассматриваются в статьях [7, 11, 21, 40, 41, 67, 107]. В рамках программы UNEP-TEEB и проекта ESMERALDA [30], разработана классификация, выделяющая первичные методы экономической оценки экосистемных сервисов и методы трансфера стоимости. Первичные методы приводят разнообразие природных характеристик к денежному эквиваленту. Однако эти методы требуют значительных временных и экономических затрат на получение данных. Ко второй группе относятся методы трансфера (передачи) стоимости (value transfer methods), которые позволяют использовать накопленную информацию на исследованных участках (с помощью первичных методов), в отношении участков, которые требуют решения задач управленческих решений. Использование этих методов снижает денежные и временные затраты, но применимо только для хорошо изученных участков (с помощью первичных методов). В работах [2, 8] указаны алгоритмы и подходы экономической оценки экосистемных сервисов в условиях городов.

Таким образом, существует опыт различных подходов к оценке ЭС, среди них есть методики оценки именно почвенных сервисов, применяемые на практике. Однако до сих пор оценка сервисов почв носит локально-региональный характер,

набор сервисов и методик их изучения всегда зависит от узких научных или хозяйственных целей конкретного исследования.

ОЦЕНКА КАЧЕСТВА ГОРОДСКИХ ПОЧВ НА ОСНОВЕ АНАЛИЗА ИХ ФУНКЦИЙ И СЕРВИСОВ

Концепция функций и сервисов почв может являться основой для оценки качества городских почв. Основная идея подобных подходов заключается в том, что качество городских почв определяется их способностью предоставлять сервисы, важные для поддержания экологической устойчивости города. Поэтому, чем лучше почвы могут предоставлять такие сервисы, тем более ценны они для города и его обитателей. Оценке по этому подходу могут подлежать и техногенные поверхностные образования, которые выделяются в современной классификации почв России [5], например, реплантоземы, конструктороземы [14], при условии соответствия каскадному принципу (свойство—функция—сервис) [66].

На концепциях почвенных экосистемных функций и сервисов базируются, например, такие методы индексной оценки качества городской среды, как the BOKS (bodenkonzept stuttgart) [111], the SQUID (soil quality indicator) [47, 48], различные варианты собственно uSQI (urban soil quality index) [97, 78, 57, 65]. Данные индексы позволяют производить бонитировку городских почв в зависимости от величины неких почвенных индикаторов. Изначально, индекс качества почвы (SQI) предполагал рассмотрение трех почвенных функций: а) обеспечение круговорота воды (фильтрация, хранение, источник), б) пул питательных веществ и обеспечение их круговорота, в) обеспечение устойчивой биологической активности [69]. На основе принципа расчета индекса качества почв в городе созданы модели CSHT (cornell soil health test) [95], ISEQE (improved soil environmental quality evaluation) [31, 97]. В рамках территориального планирования используется ряд моделей, позволяющих производить оценку экосистемных сервисов и их стоимости, такие как InVEST (integrated valuation of ecosystem services and tradeoffs), FUTURES (future urban-regional environment simulation), ARIES (artificial intellect for ecosystem services), FLUS (future land use simulation) [109, 110, 112, 113]. Среди подобных моделей InVEST является наиболее часто используемой моделью для комплексной оценки сервисов городских почв [99]. Данная модель позволяет рассчитывать сценарии удержания городских ливневых вод, снижения риска наводнений, смягчения воздействия городского острова тепла, динамику запасов углерода и др. [64, 68, 93, 100] с учетом конкретных почвенных характеристик.

В некоторых городах на протяжении последних десятилетий производится внедрение концепции экосистемных сервисов на законодательном уровне [23, 27, 59, 77, 99, 102]. Согласно [42], в Штутгарте (Германия) в основу градостроительной деятельности положен индекс качества почвы, основанный на оценке способности почвы поддерживать экологические функции и сервисы. В Дрездене (Германия) в плане развития заложена норма в 40% городских земель, которые будут отводиться под застройку и инфраструктуру, в то время как остальная площадь отводится для незапечатанных почв в целях обеспечения реализации почвами их важных для города функций и сервисов. В Берлине с 2004 г. принят закон о применении различных мер мелиорации для защиты почв от переуплотнения. В Онтарио (Канада) в 12 из 13 городских планов, обозначены те или иные сервисы почв, которые они могут предоставлять [72]. Однако отмечается, что в официальных планах чаще указываются потенциальные сервисы, без учета реальных условий землепользования и состояния природных компонентов. В Москве в 2007 г. принят закон “О городских почвах”, в котором прописана необходимость сохранения экологических функций городских почв, но не указаны конкретные меры их защиты и определяющие показатели, не обозначена необходимость учета сервисов городских почв, а также методика их оценки. В материалах развития города Москвы (Генеральный план развития г. Москвы до 2035 г.) указывается на необходимость создания единой системы управления качеством городских почв на базе оценки их экологического состояния, что позволило бы эффективно решать вопросы размещения объектов застройки и инфраструктуры. В России в настоящее время не учитываются функции и сервисы городских почв при создании генеральных и мастер планов в городах [15, 19].

В городской среде при интенсивной антропогенной нагрузке на почвы все более актуальным становится антропоцентрический подход к их оценке. С точки зрения концепции экосистемных сервисов, почвы являются важнейшим источником благ и услуг для человека, экономическая выгода от которых в свою очередь стимулирует принимать решения по выявлению и обеспечению реализации почвенных сервисов. Оценку почвенных сервисов в масштабе стран проводят лишь в некоторых регионах или конкретных научных и хозяйственных градостроительных исследованиях, что вероятно связано с отсутствием нормативного закрепления подобных методик и затруднениями при интеграции почвенной информации в общую систему ЭС.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изучение городских почв, их экологического состояния и качества является актуальным и развивающимся направлением. В процессе хозяйственной деятельности в городе почвы часто остаются без внимания, их оценка проводится исключительно по отдельным параметрам (агрохимическим, санитарно-химическим и др.), которые часто не имеют отношения к поддержанию и сохранению функций почв, важных именно для городской среды. Научные исследования по почвам городов последние два десятилетия обширны [9, 10, 71, 80, 83], работ по классификации и свойствам городских почв достаточно много, но с точки зрения рассмотрения именно сервисов городских почв их явно недостаточно.

Базовые понятия концепции экосистемных сервисов претерпевают изменения, но основной принцип приведения экологической информации в сферу принятия управленческих решений по почвенным ресурсам в городе остается определяющим. При этом оценка вклада именно почв в оценку экосистемных сервисов имеет важное теоретическое и практическое значение.

Использование концепции сервисов почв предоставляет возможность оценить качество городских почв с целью его учета при планировании градостроительной деятельности. В настоящее время активно исследуются механизмы интеграции и каскадные модели перехода от конкретных почвенных характеристик к сервисам почв, однако все еще отсутствуют методики комплексного учета почвенных свойств и процессов реализации экологических функций городских почв и корреляции почвенных сервисов между собой.

С помощью концепции сервисов, предоставляемых городскими почвами, может производиться выработка как локальных наиболее выгодных управленческих решений, так и более масштабное городское планирование. В настоящее время проводятся исследования по созданию прогностических моделей влияния городских почв на предотвращение наводнений, секвестрацию углерода, смягчение городских температурных аномалий [73]. Разработаны модели комплексного учета потенциальных экосистемных сервисов для отдельных участков [28, 55]. Применяются каскадные модели анализа экосистемных сервисов от конкретных почвенных свойств к принятию управленческих решений [107]. Однако по-прежнему существует нехватка первичной информации о городском почвенном покрове, его свойствах и характеристиках, механизмах реализации экологических функций почв, на основе которых должна строиться оценка почвенных сервисов. Стоит отметить, что с точки зрения получения экологической информации для применения методов первичной оценки сервисов

почв, городские территории имеют преимущество за счет доступности непосредственно предмета исследования, наличия таких базовых хозяйственных процедур, как подсыпка плодородного слоя грунта, утилизация загрязненных почв и грунтов, имеют определенную денежную стоимость, что упрощает экономическую оценку экосистемных сервисов.

Концепция экосистемных (в том числе почвенных) сервисов находит применение в нормативных градостроительных документах, регламентируя стратегию развития городов в развитых странах мира. Однако в России в настоящий момент существуют лишь единичные примеры вовлечения почвенной информации в систему управленческих решений (в основном это экспериментальные научные исследования), в то время как основная номенклатурная база не включает в себя методики и возможности учета концепций экосистемных сервисов в процессе градостроительной деятельности. Комплексная экологическая оценка на всех этапах взаимодействия с почвенными ресурсами в городской среде может способствовать устойчивому развитию малых и больших городов России, а также принятию решений по устойчивому планированию новых.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Исследование выполнено при финансовой поддержке Российской Федерации (соглашение с Минобрнауки России № 075-15-2022-321 от 21 апреля 2022 г.).

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Ананьева Н.Д., Иващенко К.В., Сушко С.В.* Микробные показатели городских почв и их роль в оценке экосистемных сервисов (обзор) // Почвоведение. 2021. № 21. С. 1231–1246. <https://doi.org/10.31857/s0032180x21100038>
2. *Бобылев С.Н.* Подходы к оценке экосистемных услуг на уровне города и механизмы платежей // Бюл. “На пути к устойчивому развитию России”. 2014. № 70. С. 3–12.
3. Демографический ежегодник России. М., 2021. 256 с.
4. *Добровольский Г.В., Никитин Е.Д.* Функции почв в биосфере и экосистемах. М.: Наука, 1990. 270 с.
5. Классификация и диагностика почв России. Смоленск: Ойкумена, 2004. 342 с.
6. *Конюшков Д.Е.* Формирование и развитие концепции экосистемных услуг: обзор зарубежных

- публикаций // Бюл. Почв. ин-та. 2015. Вып. 80. С. 26–49.
<https://doi.org/10.19047/0136-1694-2015-80-26-49>
7. Макаров О.А., Цветнов Е.В., Абдулханова Д.Р. История, современное состояние и перспективы развития экономической оценки почв в России (обзор) // Вестник Моск. Ун-та. Сер. 17, почвоведение. 2023. Т. 18. № 2. С. 26–34.
 8. Медведева О.Е. Алгоритм стоимостной оценки экосистемных услуг природных территорий города Москвы // Бюл. “На пути к устойчивому развитию России”. 2014. № 70. С. 13–32.
 9. Почва, город, экология М., 1997. 320 с.
 10. Прокофьева Т. В., Герасимова М. И., Безуглова О.С., Бахматова К.А., Гольева А.А., Горбов С.Н., Жарикова Е.А. и др. Введение почв и почвоподобных образований городских территорий в классификацию почв // Почвоведение. 2014. № 10. С. 1155–1164.
<https://doi.org/10.7868/S0032180X14100104>
 11. Семенюк О.В., Стома Г.В., Бодрова К.С. Оценка стоимости экосистемных услуг городских ландшафтов (на примере г. Москвы) // Почвоведение. 2021. № 12. С. 1535–1548.
<https://doi.org/10.31857/S0032180X21120108>
 12. Смагин А.В., Азовцева Н.А., Смагина М.В., Степанов А.Л. Некоторые критерии и методы оценки экологического состояния почв в связи с озеленением городских территорий // Почвоведение. 2006. № 5. С. 603–615.
 13. Смагин А.В. Городские почвы // Природа. 2010. № 7. С. 15–24.
 14. Строганова М.Н., Мягкова А.Д., Прокофьева Т.В. Роль почв в городе // Почвоведение. 1997. № 1. С. 96–101.
 15. Федеральный закон “Градостроительный кодекс Российской Федерации” от 29.12.2004 № 190-ФЗ.
 16. Цветнов Е.В., Макаров О.А., Григорян К.Л., Красильникова В.С. Оценка экосистемных услуг земель историко-культурного назначения (на примере музея-усадьбы Л.Н. Толстого “Ясная Поляна”) // Вест. Моск. ун-та. Сер. 17, почвоведение. 2018. № 4. С. 47–53.
 17. Цели устойчивого развития в Российской Федерации. М., 2022. 87 с.
 18. Шоба С.А., Яковлев Н.Г., Рыбальский Н.Г. Экологическое нормирование и управление качеством почв и земель. М.: НИА-Природа, 2013. 310 с.
 19. Экосистемные услуги России: Прототип национального доклада. Т. 3. Зеленая инфраструктура и экосистемные услуги крупнейших городов России. М.: Изд-во Центра охраны дикой природы, 2021. 112 с.
 20. Яковлев А.С., Макаров О.А., Киселев С.В., Молчанов Э.Н. Эколого-экономическая оценка деградации земель. М.: МАКС Пресс, 2016. 252 с.
 21. Abakumov E., Suleymanov A., Guзов Y., Titov V. Vashuk A., Shestakova E., Fedorova I. Ecosystem services of the cryogenic environments: identification, evaluation and monetisation – A review // J. Water Land Dev. 2022. V. 52. P. 1–8.
<https://doi.org/10.24425/jwld.2021.139937>
 22. Adhikari K., Hartemink A.E. Linking soils to ecosystem services – A global review // Geoderma. 2016. V. 262. P. 101–111.
<https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2015.08.009>
 23. Babi Almenar J., Rugani B., Geneletti D., Brewer T. Integration of ecosystem services into a conceptual spatial planning framework based on a landscape ecology perspective // Landscape Ecology. 2018. V. 33. P. 2047–2059.
<https://doi.org/10.1007/s10980-018-0727-8>
 24. Band L., Cadenasso M., Grimmond C., Grove M., Pickett S.T.A. Heterogeneity in urban ecosystems: patterns and process. ecosystem function in heterogeneous landscapes // Ecosystem Function in Heterogeneous Landscapes. 2005. P. 257–278.
https://doi.org/10.1007/0-387-24091-8_13
 25. Bartkowski B., Bartke S., Helming K., Paul C., Tehen A.-K., Hansjürgens B. Potential of the economic valuation of soil-based ecosystem services to inform sustainable soil management and policy // PeerJ. 2020. V. 8. P. e8749.
<https://doi.org/10.7717/peerj.8749>
 26. Baveye Ph., Baveye J., Gowdy J. Soil “Ecosystem” Services and Natural Capital: Critical Appraisal of Research on Uncertain Ground // Front. Environ. Sci. 2016. V. 4. P. 41.
<https://doi.org/10.3389/fenvs.2016.00041>
 27. Blanchart A., Consalès J.-N., Séré G., Schwartz C. Consideration of soil in urban planning documents – a French case study // JSS. 2019. V. 19. P. 3235–3244.
<https://doi.org/10.1007/s11368-018-2028-x>
 28. Blanchart A., Séré G., Cherel J., Warot G., Stas M., Consalès J.-N., Morel J.-L., Schwartz C. Towards an operational methodology to optimize ecosystem services provided by urban soils // Landsc Urban Plan. 2018. V. 176. P. 1–9.
<https://doi.org/10.1016/j.landurbplan.2018.03.019>
 29. Blum W.E.H. Soil Protection concept of the Council of Europe and integrated soil research // Soil Environ. 1993. V. 1. P. 37–47.
https://doi.org/10.1007/978-94-011-2008-1_5
 30. Bongaarts J. IPBES, 2019. Summary for policymakers of the global assessment report on biodiversity and ecosystem services of the Intergovernmental Science-Policy Platform on Biodiversity and Ecosystem Services. Population and Development Review. 2019. 22 p.
<https://doi.org/10.1111/padr.12283>
 31. Borgogno Mondino E., Fabietti G., Ajmone Marsan F. Soil quality and landscape metrics as driving factors in

- a multi-criteria GIS procedure for peri-urban land use planning // *UFUG*. 2015. V. 14. № 4. P. 743–750.
<https://doi.org/10.1016/j.ufug.2015.07.004>
32. *Brander L.M.* Guidance manual on value transfer methods for ecosystem services. United Nations Environment Programme. Nairobi, Kenya: UNON, 2013. 77 p.
 33. *Brander L., Van Beukering P.J.H., Balzan M., Broekx S., Liekens I., Marta-Pedroso C., Szkop Z.* Report on Economic Mapping and Assessment Methods for Ecosystem Services Deliverable D3.2 // EU Horizon 2020 EMERALDA Project, Grant agreement. 2018. 67 p.
 34. *Bünemann E. K., Bongiorno G., Bai Zh., Creamer R., Deyn G.B., de Goede R., Fleskens L., et al.* Soil quality – A critical review // *Soil Biol. Biochem.* 2018. V. 120. P. 105–125.
<https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2018.01.030>
 35. *Calzolari C., Tarocco P., Lombardo N., Marchi N., Ungaro F.* Assessing soil ecosystem services in urban and peri-urban areas: from urban soils survey to providing support tool for urban planning // *Land Use Policy*. 2020. V. 99. P. 105037.
<https://doi.org/10.1016/j.landusepol.2020.105037>
 36. *Cecchi C.* Towards an EU research and innovation policy agenda for nature-based solutions & re-naturing cities. Final report of the Horizon 2020 expert group on nature-based solutions and re-naturing cities. Luxembourg: Publications Office of the European Union. 2015. 75 p.
<https://doi.org/10.2777/479582>
 37. *Chapman E.J., Small G.E., Shrestha P.* Investigating potential hydrological ecosystem services in urban gardens through soil amendment experiments and hydrologic models // *Urban Ecosyst.* 2022. V. 25. P. 867–878.
<https://doi.org/10.1007/s11252-021-01191-7>
 38. *Chu N., Zhang P., Wu X.* Spatiotemporal evolution characteristics of urbanization and its coupling coordination degree in Russia – perspectives from the population, economy, society, and eco-environment // *Environ. Sci. Pollut. Res.* 2022. V. 29. P. 1–18.
<https://doi.org/10.1007/s11356-022-20215-z>
 39. *Costanza R., d'Are R., de Groot R., Farber S., Grasso M., Hannon B., Limburg K. et al.* The value of the world's ecosystem services and natural capital // *Nature*. 1997. V. 387. P. 253–260.
<https://doi.org/10.1038/387253a0>
 40. *Costanza R.* Valuing natural capital and ecosystem services toward the goals of efficiency, fairness, and sustainability // *Ecosyst. Serv.* 2020. V. 43. P. 101096.
<https://doi.org/10.1016/j.ecoser.2020.101096>
 41. *Costanza R., Groot R., Braat L., Fioramonti L., Sutton P., Farber S., Grasso M.* Twenty years of ecosystem services: How far have we come and how far do we still need to go? // *Ecosyst. Serv.* 2016. V. 28. P. 1–16.
<https://doi.org/10.1016/j.ecoser.2017.09.008>
 42. *Cortinovis C., Geneletti D.* Ecosystem services in urban plans: What is there, and what is still needed for better decisions // *Land Use Policy*. V. 70. P. 298–312.
<https://doi.org/10.1016/j.landusepol.2017.10.017>
 43. *Delibaş M., Tezer A., Kuzniecowa Bacchin T.* Towards embedding soil ecosystem services in spatial planning // *Cities*. 2021. V. 113. P. 103150.
<https://doi.org/10.1016/j.cities.2021.103150>
 44. *DeWitt T., Berry W., Canfield T., Fulford R., Harwell M., Hoffman J., Johnston J.* The Final Ecosystem Goods & Services (FEGS) Approach: A Beneficiary-Centric Method to Support Ecosystem-Based Management / Ecosystem-Based Management, Ecosystem Services and Aquatic Biodiversity / Eds. O'Higgins T.G. et al. Springer, 2020. P. 127–145.
https://doi.org/10.1007/978-3-030-45843-0_7
 45. *Díaz S., Demissew S., Carabias J., Joly C., Lonsdale M., Ash N.* The IPBES conceptual framework – connecting nature and people // *Curr. Opin. Environ. Sustain.* 2015. V. 14. P. 1–16.
<https://doi.org/10.1016/j.cosust.2014.11.002>
 46. *Drobnik T., Schwaab J., Grêt-Regamey A.* Moving towards integrating soil into spatial planning: No net loss of soil-based ecosystem services // *J. Environ. Manage.* 2020. V. 263. P. 110406.
<https://doi.org/10.1016/j.jenvman.2020.110406>
 47. *Drobnik T., Greiner L., Keller A., Grêt-Regamey A.* Soil quality indicators – from soil functions to ecosystem services // *Ecol. Indic.* 2018. V. 94. P. 151–169.
<https://doi.org/10.1016/j.ecolind.2018.06.052>
 48. *Dominati E., Patterson M., Mackay A.* A framework for classifying and quantifying the natural capital and ecosystem services of soils // *Ecol. Econ.* 2010. V. 69. P. 1858–1868.
<https://doi.org/10.1016/j.ecolecon.2010.05.002>
 49. *Dominati E.* Natural capital and ecosystem services of soils // *Ecosystem services in New Zealand – conditions and trends*. 2013. 11 p.
 50. *Dominati E., Robinson D.A., Marchant S.C., Bristow K.L., Mackay A.D.* Natural Capital, Ecological Infrastructure, and Ecosystem Services in Agroecosystems. *Encyclopedia of Agriculture and Food Systems*. 2014. P. 245–264.
<https://doi.org/10.1016/b978-0-444-52512-3.00243-6>
 51. *EEA Report.* Healthy environment, healthy lives: how the environment influences health and well-being in Europe. Luxembourg: Publications Office of the European Union, 2020. 172 p.
 52. *Edmondson J.L., Davies Z.G., Mchugh N., Gaston K.J., Leake J.R.* Organic carbon hidden in urban ecosystems // *Sci. Rep.* 2012. V. 2. P. 963.
<https://doi.org/10.1038/srep00963>
 53. *Egoh B., Drakou E., Dunbar M., Maes J., Willemsen L.* Indicators for mapping ecosystem services: a review. Luxembourg: Publications Office of the European Union, 2012. 113 p.
<https://doi.org/10.2788/41823>

54. *Foldal C., Leitgeb E., Michel K.* Characteristics and Functions of Urban Soils // Chapter in book: Soils in Urban Ecosystem. 2022. P. 25–45.
55. *Fossey M., Angers D., Bustany C., Cudennec Ch., Durand P., Gascuel-Oudou Ch., Jaffrezic A., et al.* A Framework to Consider Soil Ecosystem Services in Territorial Planning // *Front. Environ. Sci.* 2020. V. 8. P. 1–12. <https://doi.org/10.3389/fenvs.2020.00028>
56. *Gardi C., Florczyk A.J., Scalenghe R.* Outlook from the soil perspective of urban expansion and food security // *Heliyon*. 2021. V. 7. P. e05860. <https://doi.org/10.1016/j.heliyon.2020.e05860>
57. *Gholamhosseinian A., Bashtia M.H., Sepeh, A.* Soil Quality: Concepts, Importance, Indicators, and Measurement // *Soils in Urban Ecosystem*. Springer, Singapore / Eds. Rakshit A. et al. 2022. P. 161–187. https://doi.org/10.1007/978-981-16-8914-7_8
58. *Guilland C., Maron P.-A., Damas O., Ranjard L.* Biodiversity of urban soils for sustainable cities // *Environ. Chem. Lett.* 2018. V. 16. P. 1267–1282. <https://doi.org/10.1007/s10311-018-0751-6>
59. *Haase D., Larondelle N., Andersson E. et al.* A Quantitative Review of Urban Ecosystem Service Assessments: Concepts, Models, and Implementation // *AMBIO*. 2014. V. 43. P. 413–433. <https://doi.org/10.1007/s13280-014-0504-0>
60. *Haines-Young R., Potschin M.B.* Common international classification of ecosystem services (CICES) V5.1 and guidance on the application of the revised structure // *A Policy Brief. One Ecosystem*. V. 3. P. e27108. <https://doi.org/10.3897/oneeco.3.e27108>
61. *Haines-Young R., Potschin-Young M.* Revision of the Common International Classification for Ecosystem Services (CICES V5.1): A Policy Brief. // *One Ecosystem*. 2018. V. 3. P. e27108. <https://doi.org/10.3897/oneeco.3.e27108>
62. *Halecki W., Stachura T.* Evaluation of soil hydrophysical parameters along a semiurban small river: Soil ecosystem services for enhancing water retention in urban and suburban green areas // *Catena*. 2020. V. 196. P. 104910. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2020.104910>
63. *Hasan S., Shi W., Zhu X.* Impact of land use land cover changes on ecosystem service value – A case study of Guangdong, Hong Kong, and Macao in South China // *PLoS ONE*. 2020. V. 15. P. e0231259. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0231259>
64. *He C., Zhang D., Huang Q., Zhao Y.* Assessing the potential impacts of urban expansion on regional carbon storage by linking the LUSD-urban and InVEST models // *Environ. Model Softw.* 2016. V. 75. P. 44–58. <https://doi.org/10.1016/j.envsoft.2015.09.015>
65. *Hyun J., Kim Y. J., Yoo G.* A method for soil quality assessment in the metropolitan greenery: A comprehensive view of ecosystem services and soil functions // *MethodsX*. 2023. V. 10. P. 102102. <https://doi.org/10.1016/j.mex.2023.102102>
66. *Ivashchenko K., Lepore E., Vasenev V., Ananyeva N., Demina S., Khabibullina F., Vaseneva I., et al.* Assessing Soil-Like Materials for Ecosystem Services Provided by Constructed Technosols. *Land* 2021. V. 10. P. 1185. <https://doi.org/10.3390/land10111185>
67. *Jónsson J.O., Davíðsdótti B.R.* Classification and valuation of soil ecosystem services // *Agric. Syst.* 2016. V. 145. P. 24–38. <https://doi.org/10.1016/j.agsy.2016.02.010>
68. *Kadaverugu A., Rao Ch., Gorthi K.* Quantification of flood mitigation services by urban green spaces using InVEST model: a case study of Hyderabad city, India // *MESE*. 2021. V. 7. P. 589–602. <https://doi.org/10.1007/s40808-020-00937-0>
69. *Karlen D.L., Stott D.E.* A framework for evaluating physical and chemical indicators of soil quality // *Defining soil quality for a sustainable environment*. The Soil Science Society of America, Inc. 1994. № 35. P. 53–72. <https://doi.org/10.2136/sssaspecpub35.c4>
70. *Keesstra S., Bouma J., Wallinga J., Tittone P.A., Smith Pete., Cerdà A., Montanarella L., et al.* FORUM paper: The significance of soils and soil science towards realization of the UN sustainable development goals (SDGs) // *SOIL Discuss.* V. 2. P. 111–128. <https://doi.org/10.5194/soil-2015-88>
71. *Kumar K., Hundal L.* Soil in the City: Sustainably Improving Urban Soils // *J. Environ. Qual.* 2016. V. 45. P. 2–8. <https://doi.org/10.2134/jeq2015.11.0589>
72. *Lam S.T., Conway T.M.* Ecosystem services in urban land use planning policies: A case study of Ontario municipalities // *J. Land Use Sci.* 2018. V. 77. P. 641–651. <https://doi.org/10.1016/j.landusepol.2018.06.020>
73. *Latawiec A., Rodrigues A., Korys K., Medeiros B.* Methodical Aspects of Soil Ecosystem Services Valuation // *J. Agric. Eng.* 2022. V. 26. P. 39–49. <https://doi.org/10.2478/agriceng-2022-0004>
74. *Li G. Sun G.-X., Ren Y., Luo X.-S.* Urban soil and human health: A review // *Eur. J. Soil Sci.* 2018. V. 69. P. 196–215. <https://doi.org/10.1111/ejss.12518>
75. *Lima A.C.R., Brussaard L., Totola M.R., Hoogmoed W.B., de Goede R.G.M.* A functional evaluation of three indicator sets for assessing soil quality // *Appl. Soil Ecol.* 2013. V. 64. P. 194–200. <https://doi.org/10.1016/j.apsoil.2012.12.009>
76. *Liu R., Wang M.-E., Chen W.* The influence of urbanization on organic carbon sequestration and cycling in soils of Beijing // *Landsc. Urban Plan.* 2018. V. 169. P. 241–249. <https://doi.org/10.1016/j.landurbplan.2017.09.002>
77. *Louwagie G., Kibblewhite M., Morris J., Burghardt W., Hoeke S., Manning D., Gregersen J. et al.* Soil resource

- efficiency in urbanised areas – analytical framework and implications for governance // EEA report. 2016. V. 7. 95 p.
<https://doi.org/10.2800/020840>
78. *Mamehpour N., Rezapour S., Ghaemian N.* Quantitative assessment of soil quality indices for urban croplands in a calcareous semi-arid ecosystem // *Geoderma*. 2021. V. 382. P. 114781.
<https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2020.114781>
 79. MEA – Millennium Ecosystem Assessment. Ecosystems and human well-being: a framework for assessment. Washington DC: Island Press, 2003. 155 p.
 80. *Morel J.-L., Chenu C., Lorenz K.* Ecosystem services provided by soils of urban, industrial, traffic, mining, and military areas (SUITMAs) // *J. Soils Sediments*. 2015. V. 15. P. 1659–1666.
<https://doi.org/10.1007/s11368-014-0926-0>
 81. *O’Riordan R., Davies J., Stevens C., Quinton J.N., Boyko C.* The ecosystem services of urban soils: a review // *Geoderma*. 2021. V. 395. P. 115076.
<https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2021.115076>
 82. *Pascual U., Balvanera P., Díaz S., Pataki G., Roth E., Stenseke M., Watson R. T. et al.* Valuing nature’s contributions to people: the IPBES approach // *Curr. Opin. Environ. Sustain.* 2017. V. 26–27. P. 7–16.
<https://doi.org/10.1016/j.cosust.2016.12.006>
 83. *Paul S., Rakshit A.* Classification and Functional Characteristics of Urban Soil // *Soils in Urban Ecosystem*. Springer, 2022.
https://doi.org/10.1007/978-981-16-8914-7_2
 84. *Pereira P., Bogunovic I., Munoz-Rojas M., Brevik E.C.* Soil ecosystem services, sustainability, valuation and management // *Curr. Opin. Environ. Sci. Health*. 2018. V. 5. P. 7–13.
<https://doi.org/10.1016/j.coesh.2017.12.003>
 85. *Potschin-Young M., Haines-Young R., Görg C., Heink U., Jax K., Schleyer C.* Understanding the role of conceptual frameworks: Reading the ecosystem service cascade // *Ecosyst. Serv.* 2016. V. 29. P. 428–440.
<https://doi.org/10.1016/j.ecoser.2017.05.015>
 86. *Pouyat R., Szlavecz K., Yesilonis I., Groffman P., Schwarz K.* Chemical, physical and biological characteristics of urban soils // *Urban Ecosystem Ecology. Agronomy Monograph 55*. Madison, WI: American Society of Agronomy. 2010. P. 119–152.
<https://doi.org/10.2134/agronmonogr55.c7>
 87. *Pozza L.E., Field D.J.* The science of Soil Security and Food Security // *Soil Security*. 2020. V. 1. P. 100002.
<https://doi.org/10.1016/j.soisec.2020.100002>
 88. *Rate A. W.* Urban Soils / *Progress in Soil Science*: Springer, 2022. 451 p.
 89. *Rees F., Dagois R., Derrien D., Fiorelli J.-L., Watteau F., Morel J.-L., Schwartz C. et al.* Storage of carbon in constructed technosols: in situ monitoring over a decade // *Geoderma*. 2018. V. 337. P. 641–648.
<https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2018.10.009>
 90. *Rinot O., Levy G.J., Steinberger Y., Svoray T., Eshel G.* Soil health assessment: a critical review of current methodologies and a proposed new approach // *Sci. Total Environ.* 2019. V. 648. P. 1484–1491.
<https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.08.259>
 91. *Robinson D., Fraser I., Dominati E., Davidsdottir B., Jónsson J., Jones L., Jones S., et al.* On the Value of Soil Resources in the Context of Natural Capital and Ecosystem Service Delivery // *Soil Sci. Soc. Am. J.* 2014. V. 78. P. 685–700.
<https://doi.org/10.2136/sssaj2014.01.0017.5>
 92. *Rodríguez-Espinoza T., Navarro-Pedreño J., Gómez Lucas I., Manuel Miguel J., Bech-Borras J., Zorpas A.* Urban areas, human health and technosols for the green deal // *Environ. Geochem. Health*. 2021. V. 43. P. 5065–5086.
<https://doi.org/10.1007/s10653-021-00953-8>
 93. *Ronchi S., Salata S., Arcidiacono A.* Which urban design parameters provide climate-proof cities? An application of the Urban Cooling InVEST Model in the city of Milan comparing historical planning morphologies // *Sustain. Cities Soc.* 2020. V. 63. P. 102459.
<https://doi.org/10.1016/j.scs.2020.102459>
 94. *Sapkota M., Young J., Coldren C., Slaughter L., Longing S.* Soil physiochemical properties and carbon sequestration of Urban landscapes in Lubbock, TX, USA // *Urban For. Urban Green*. 2020. V. 56. P. 126847.
<https://doi.org/10.1016/j.ufug.2020.126847>
 95. *Schindelbeck R. R., van Es H. M., Abawi G. S., Wolfe D. W., Whitlow T. W., Gugino B. K., Idowu O. J., Moebius-Clune B. N.* Comprehensive assessment of soil quality for landscape and urban management // *Landsc. Urban Plan.* 2008. V. 88. № 2–4. P. 73–80.
<https://doi.org/10.1016/j.landurbplan.2008.08.006>
 96. *Shen J., Li S., Liang Z., Liu L., Li D., Wu S.* Exploring the heterogeneity and nonlinearity of trade-offs and synergies among ecosystem services bundles in the Beijing-Tianjin-Hebei urban agglomeration // *Ecosyst. Serv.* 2020. V. 43. 15 pp.
<https://doi.org/10.1016/j.ecoser.2020.101103>
 97. *Sefati Z., Khalilimoghadam B., Nadian H.* Assessing urban soil quality by improving the method for soil environmental quality evaluation in a saline groundwater area of Iran // *Catena*. 2019. V. 173. P. 471–480.
<https://doi.org/10.1016/j.catena.2018.10.040>

98. *Stumpe B., Bechtel B., Heil J., Jörges Ch., Jostmeier A., Kalks F., Schwarz K., et al.* Soil texture mediates the surface cooling effect of urban and peri-urban green spaces during a drought period in the city area of Hamburg // *Sci. Total Environ.* 2023. V. 897. 19 p. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2023.165228>
99. *Tan J., Peng L., Wu W., Huang Q.* Mapping the evolution patterns of urbanization, ecosystem service supply–demand, and human well-being: A tree-like landscape perspective // *Ecol. Indic.* 2023. V. 154. P. 110591. <https://doi.org/10.1016/j.ecolind.2023.110591>
100. *Tang Y., Gao Ch., Wu F.-Y.* Urban Ecological Corridor Network Construction: An Integration of the Least Cost Path Model and the InVEST Model // *ISPRS Int. J. Geoinf.* 2020. V. 9. № 33. P. 9010033. <https://doi.org/10.3390/ijgi9010033>
101. TEEB The Economics of Ecosystems and Biodiversity Mainstreaming the Economics of Nature: A synthesis of the approach, conclusions and recommendations of TEEB. Malta: Progress Press, 2010. 39 p.
102. *Teixeira da Silva R., Fleskens L., van Delden H.* Incorporating soil ecosystem services into urban planning: status, challenges and opportunities // *Landsc. Ecol.* 2018. V. 33. P. 1087–1102. <https://doi.org/10.1007/s10980-018-0652-x>
103. *Tresch S., Moretti M., Le Bayon R.-C., Mäder P., Zanetta A., Frey D. A.* Gardener's influence on urban soil quality // *Front. Environ. Sci.* 2018. V. 6. P. 25. <https://doi.org/10.3389/fenvs.2018.00025>
104. United Nations, Department of Economic and Social Affairs, Population Division. World Urbanization Prospects 2019. N.Y.: United Nations, 2019. 47 p.
105. United Nations, Department of Economic and Social Affairs, Population Division. World Urbanization Prospects: The 2018 Revision (ST/ESA/SER.A/420). New York: United Nations, 2019. 38 p.
106. United Nations. System of Environmental-Economic Accounting – Ecosystem Accounting (SEEA EA). N.Y.: United Nations, 2021. 393 p.
107. *Vasenev V., van Oudenhoven A., Romzaykina O., Haggiaghaeva R.* The ecological functions and ecosystem services of urban and technogenic soils: from theory to practice (a review) // *Eurasian Soil Sci.* 2018. V. 51. P. 1119–1132. <https://doi.org/10.1134/S1064229318100137>
108. *Vasenev V., Varentsov M., Konstantinov P.* Projecting urban heat island effect on the spatial-temporal variation of microbial respiration in urban soils of Moscow megalopolis // *Sci. Total Environ.* 2021. V. 768. P. 147457. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2021.147457>
109. *Wang Ch., Wang X., Wang Y., Zhan J., Chu X., Teng Y., Wei L. et al.* Spatio-temporal analysis of human well-being and its coupling relationship with ecosystem services in Shandong province, China // *J. Geogr. Sci.* 2023. V. 33. P. 392–412. <https://doi.org/10.1007/s11442-023-2088-8>
110. *Wang R., Xu R., Bai Y., Alatalo J., Yang Z., Yang W., Yang Z.* Impacts of Urban Land Use Changes on Ecosystem Services in Dianchi Lake Basin // *Sustain. Sci.* 2021. V. 13. P. 4813. <https://doi.org/10.3390/su13094813>
111. *Wolff G.* Das Bodenschutzkonzept Stuttgart (BOKS). Stuttgart: Amt für Umweltschutz, 2006. 72 p.
112. *Qiao X., Li Z., Lin J., Wang H., Zheng S., Yang S.* Assessing current and future soil erosion under changing land use based on InVEST and FLUS models in the Yihe River Basin, North China // *Int. Soil Water Conserv. Res.* 2023. <https://doi.org/10.1016/j.iswcr.2023.07.001>
113. *Ye H., Sun C., Wang K., Zhang G.-Q., Lin T., Yan H.* The role of urban function on road soil respiration responses // *Ecol. Indic.* 2018. V. 85. P. 271–275. <https://doi.org/10.1016/j.ecolind.2017.10.004>
114. *Zhang Z., Shen Z., Liu L., Zhang Y., Yu C., Cui L., Gao Y.* Integrating ecosystem services conservation into the optimization of urban planning policies in eco-fragile areas: A scenario-based case study // *Cities.* 2023. V. 134. P. 1668. <https://doi.org/10.1016/j.cities.2023.104200>

Ecosystem Services Provided by Urban Soils and Their Assessment: a Review

K. S. Orlova^{1,*} and I. Yu. Savin^{1,2}

¹Dokuchaev Soil Science Institute, Moscow, 119017 Russia

²Peoples' Friendship University of Russia, Moscow, 115095 Russia

**e-mail: orlkse@yandex.ru*

The history of the development of the concept of urban soil services, their current list, anthropocentric and pedocentric approaches to their assessment, and experience of application in various cities are considered. At present, the concept of ecosystem services is a comprehensive tool that allows, by analogy, to translate soil information into the sphere of management decision-making, as well as to maintain the sustainability of urban ecosystems by introducing measures to preserve urban soil services. Despite the accumulated experience in methods for assessing ecosystem services and examples of their application in urban planning in individual cities, there is no unified approach to assessing the services of urban soils. The widespread application of this concept is often hampered by insufficient knowledge of the properties of urban soils with their high spatiotemporal variability, as well as by the insufficient development of the approach itself for assessing soil services. However, the active development of theoretical and practical approaches to integrating information about soil characteristics into management is a prerequisite for optimizing the system of soil resource management in cities and towns.

Keywords: urban ecology, environmental quality, ecosystem management, soil resources

ДЕГРАДАЦИЯ, ВОССТАНОВЛЕНИЕ И ОХРАНА ПОЧВ

УДК 546.32/.36/.47/.73/.79:631.41

ЭКОЛОГО-ТОКСИКОЛОГИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА
ПОЧВЕННО-РАСТИТЕЛЬНОГО ПОКРОВА
НЕКОСИМОЙ ЧАСТИ УЧАСТКА “СТРЕЛЕЦКАЯ СТЕПЬ”
ЦЕНТРАЛЬНО-ЧЕРНОЗЕМНОГО ЗАПОВЕДНИКА ИМ. В.В. АЛЕХИНА

© 2024 г. В. С. Анисимов^{a,*} (<http://orcid.org/0000-0001-8493-3104>),
С. В. Фесенко^a, Г. П. Глазунов^b, Л. Н. Анисимова^a, А. И. Санжаров^a,
С. В. Корвин^a, Д. В. Крыленкин^a, Ю. Н. Корнеев^a, Н. В. Новикова^a,
М. В. Мезина^a, Д. А. Желтов^c

^aВсероссийский НИИ радиологии и агроэкологии НИЦ “Курчатовский институт”,
Киевское ш., 1, корп. 1, Обнинск, 249035 Россия

^bЦентрально-Черноземный государственный природный биосферный заповедник имени профессора В.В. Алехина,
пос. Заповедный, Курский район, 305528 Россия

^cИнститут ядерной физики, ул. Ибрагимова 1, Алматы, 050032 Казахстан

*e-mail: vsanisimov@list.ru

Поступила в редакцию 10.11.2023 г.

После доработки 08.01.2024 г.

Принята к публикации 10.01.2024 г.

Определено содержание ряда тяжелых металлов (ТМ) и радионуклидов в типичном черноземе. Рассчитаны значения кларков концентрации, индексов геоаккумуляции ТМ (As, Cd, Co, Cs, Cu, Pb, Sr, Zn), естественных радионуклидов (^{232}Th , ^{238}U) и калия, а также индексов загрязнения почвы отдельными ТМ. Показано, что повышенные значения педогеохимического фона по сравнению с кларковыми значениями в литосфере наблюдаются только в отношении Cd и As. В то же время для исследованных элементов (As, Cd, Cu, Pb, Zn) можно утверждать об отсутствии загрязнения ими почвы. Определено содержание радионуклидов (^{40}K , ^{137}Cs , ^{232}Th , ^{238}U), ТМ и калия в различных видах естественной степной растительности. На основании коэффициентов накопления радионуклидов и ТМ растениями оценена степень их биофильности. Рассчитаны значения коэффициентов перехода ^{137}Cs и ^{40}K из почвы в растения, проведен сравнительный анализ биологической доступности цезия и калия при корневом поглощении. Изучено вертикальное распределение радионуклидов ^{137}Cs и ^{40}K в корнеобитаемом слое почвы 0–20 см. Установлено, что ^{40}K равномерно распределен в корнеобитаемом слое почвы, в то время как особенностью вертикального распределения ^{137}Cs по профилю является смещение максимума содержания радионуклида с глубины 0–5 до 5–10 см. На основании полученных данных рассчитано значение миграционного коэффициента ^{137}Cs , учитывающего конвективную и диффузионную составляющие процесса транслокации радионуклида в типичном черноземе.

Ключевые слова: радионуклиды, тяжелые металлы, удельная активность, плотность, вертикальное распределение, миграция, степные травы, валовое содержание элементов

DOI: 10.31857/S0032180X24060093, **EDN:** YBLLUN

ВВЕДЕНИЕ

Биосферные заповедники, созданные в различных биоклиматических зонах Российской Федерации, предоставляют уникальную возможность для оценки фоновых уровней содержания радионуклидов и тяжелых металлов в почве и растениях, а

также параметров их естественной мобильности и биологической доступности в системе почва–растения.

^{137}Cs . При оценке радиологической и химико-токсикологической обстановки на территориях биосферных заповедников необходимо учитывать,

что наряду с тяжелыми естественными радионуклидами (такими, как ^{238}U и ^{232}Th) и тяжелыми металлами, поступающими в результате процессов техногенеза, в почвах содержится ^{137}Cs глобальных и чернобыльских выпадений. Несмотря на то, что наиболее существенное загрязнение радиоцезием отмечалось в регионе распространения легких дерново-подзолистых почв (Брянская область), загрязнению также подверглись сельскохозяйственные угодья, расположенные на тяжелых почвах в Тульской, Орловской, Курской и других областях [1, 5]. В Курской области вклад чернобыльского компонента значительно превалирует над глобальным фоновым загрязнением, обусловленным, главным образом, испытаниями ядерного оружия в середине XX в. Ввиду значительного промежутка времени (более 35 лет), прошедшего после Чернобыльской аварии, радиоэкологическая обстановка на территории России существенно изменилась, а сельскохозяйственные угодья и залежи подверглись значительному антропогенному воздействию, приведшему к нарушению сложения верхнего корнеобитаемого слоя. Вследствие этого важное значение имеет информация о естественной мобильности ^{137}Cs в почвах и его биологической доступности в антропогенно-нечтвенных ландшафтах, таких как биосферные заповедники и иные особо охраняемые природные территории (ООПТ).

Для искусственных радионуклидов, таких как ^{137}Cs , поступивших на поверхность почвы в результате радиоактивных выпадений одним из наиболее значимых факторов, оказывающих влияние на накопление в растениях, является вертикальное перераспределение в почвенном профиле с течением времени. Кроме того, его учитывают при расчете мощности дозы гамма-излучения и эффективной дозы внешнего облучения человека [4, 19, 27, 33].

^{133}Cs . На поведение радиоцезия в природных и антропогенных экосистемах, безусловно, критическое конкурирующее воздействие оказывает присутствующий в почве нативный стабильный нуклид ^{133}Cs — изотопный носитель радиоцезия. По литературным данным [40], содержание его в почвах различных типов находится в диапазоне 1–30 мг/кг (в среднем 7.5 мг/кг). Конкурируя с техногенными радиоактивными изотопами $^{134,137}\text{Cs}$ в физико-химических процессах трансформации в почвах, транслокации в почвенный раствор и биологического поглощения (включая корневое поглощение растениями), стабильный цезий снижает селективность процесса сорбции радиоцезия почвой, а также корневое поглощение последнего.

^{40}K . Элементом-аналогом цезия в биогеохимических процессах традиционно считается калий. Природный калий представлен двумя стабильными изотопами: ^{39}K (93.2581%) и ^{41}K (6.7302%), а также радиоактивным изотопом ^{40}K (0.0117%). Радиологические характери-

стики ^{40}K : $T_{1/2} = 1.248 \times 10^9$ лет, удельная активность = 2.651×10^2 Бк/мг, $E_\gamma = 1460.82$ кэВ [36]. Поскольку ^{40}K является неотъемлемым компонентом природного калия, то последний является источником гамма-излучения с удельной активностью радионуклида (A_{sp}) = 3.102×10^4 Бк/кг $^{39+40+41}\text{K}$. Соответственно, ^{40}K может служить надежным базовым маркером биогеохимических процессов транслокации элементов в окружающей среде. Поскольку K является биогенным металлом, характеризующимся высокой подвижностью в системе почва–растение, то относительно его радиоактивного изотопа ^{40}K можно классифицировать подвижность в исследуемых биогеоценозах таких радиологически значимых техногенных радионуклидов, как ^{134}Cs и ^{137}Cs . В данном исследовании приведено сравнение биологической доступности ^{137}Cs (представленного, главным образом, чернобыльскими выпадениями), стабильного изотопа ^{133}Cs и природного ^{40}K для различных видов естественной степной растительности.

$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$. Среди тяжелых естественных радионуклидов особое место занимают уран и торий, присутствующие повсеместно в почвах и грунтах в рассеянном состоянии и являющиеся родоначальниками цепочек распада, включающих радий, радон, которые, в почвах присутствуют главным образом в виде изоморфных примесей в кислых массивно-кристаллических породах — гранитоидах. Уран присутствует в виде смеси трех изотопов: ^{234}U (0.0054%, $T_{1/2} = 2.455 \times 10^5$ лет, $A_{sp} = 2.301 \times 10^5$ Бк/мг), ^{235}U (0.7204%, $T_{1/2} = 7.04 \times 10^8$ лет, $A_{sp} = 79.92$ Бк/мг) и ^{238}U (99.2742%, $T_{1/2} = 4.468 \times 10^9$ лет, $A_{sp} = 12.433$ Бк/мг), а торий — в виде единственного изотопа ^{232}Th (99.98%, $T_{1/2} = 1.40 \times 10^{10}$ лет, $A_{sp} = 4.071$ Бк/мг) [36].

Среднее значение массовой доли суммы изотопов урана в почвах РФ по данным [40] составляет 3.8 ppm [40], в черноземах — 2.4–3.7 [47]; тория — 13.4 мг/кг [40]. Среднее содержание ^{238}U в почвах мира составляет 35 Бк/кг, или 2.8 мг/кг [47], тория — 38 Бк/кг, или 9.2 мг/кг [40]. Изотопы урана и тория, при повышенном содержании их в биогеоценозах представляют собой комплексную угрозу биоте и человеку, поскольку являются не только химическими, но и радиоактивными токсикантами [47]. Согласно требованиям ВОЗ [48], предел суточного поступления урана в организм взрослого человека не должен превышать 6 мкг на 1 кг массы тела. Усредненное значение массы тела человека принимается равным 60 кг. Таким образом, исходя из нормы потребления воды 2 л/сут, ВОЗ установила временный допустимый уровень содержания урана в питьевой воде 15 мкг/дм³. Для тория предел суточного поступления в организм человека в рекомендациях ВОЗ не установлен. Однако характеризующий радиотоксичность уровень вмешательства (УВ), (guidance levels), для ^{238}U , установленный

ВОЗ в питьевой воде, исходя из значения рекомендуемой дозовой нагрузки (a recommended reference dose level – RDL) в виде эффективной поглощенной дозы, равной 0.1 мЗв [34, 38], формирующейся в результате годового потребления питьевой воды, содержащей ^{238}U , существенно мягче параметра, установленного ВОЗ для ^{238}U , содержащегося в питьевой воде и характеризующего хемотоксичность последнего: $\text{УВ} = 10 \text{ Бк/дм}^3$ (800 мкг/дм^3), [38]. Для ^{232}Th соответствующее значения УВ (по радиотоксичности) в питьевой воде равно 1 Бк/дм³ (250 мкг/дм^3).

Тяжелые металлы. К ТМ традиционно относятся элементы – металлы и металлоиды с атомной массой >40 а.е.м., проявляющие токсичные свойства для живых организмов [3, 16]. Некоторые из них, например, As, Cd, Pb, относятся к “абсолютным” токсикантам, негативно влияющим на жизнедеятельность растений даже в малых количествах. Они представляют особую опасность для биоты и человека поскольку отличаются высокой технофильностью. Другие ТМ, такие как Fe, Mn, Cu, Co, Zn, относятся к элементам, являющимся необходимыми для жизнедеятельности растений в малых количествах, но токсичными – в больших. Эти ТМ относят к микроэлементам [3, 16, 42]. Они входят в состав ферментов, участвующих в процессах синтеза аминокислот, связывания солнечной энергии, метаболизма белков и углеводов, стабилизации мембран и т.д. Более половины ТМ-микроэлементов (Co, Cu, Mo, Zn) относятся к обширной группе рассеянных элементов [40], содержание которых в земной коре составляет менее 0.1% (1000 мг/кг). Содержание наиболее опасных технофильных ТМ и металлоидов в почвах, сопредельных средах и в продуктах питания нормируются в соответствии с токсикологическими критериями. При нормировании ТМ, содержащихся в почвах, в рамках санитарно-гигиенического подхода широко применяются критерии нормирования на основе миграционных показателей. Этот подход более совершенен, а разработанные с учетом свойств почв нормативы (ОДК) точнее отражают опасность ТМ для человека по сравнению с чрезмерно жесткими санитарно-гигиеническими нормативами (ПДК). Кроме того, в нормативах ОДК учитывается средний (на территории России) региональный фон для трех основных литогеохимических групп почв: песчаных и супесчаных (кислых (суглинистых и глинистых), $\text{pH}_{\text{KCl}} < 5.5$; близких к нейтральным и нейтральным (суглинистых и глинистых), $\text{pH}_{\text{KCl}} > 5.5$ (ГН 2.1.7.2511-09)).

Важным компонентом регионального эколого-токсикологического мониторинга является определение фоновое содержания радионуклидов и тяжелых металлов в почвах ООПТ регионов, где производятся мониторинговые изыскания [25, 26, 31]. Полученные данные помогают определить

своеобразную базовую линию в формирующемся представлении об особенностях и направленности техногенного загрязнения почв различных участков обследуемых территорий.

Цель работы – изучение педогеохимического фона и получение основных биогеохимических показателей миграции радионуклидов и тяжелых металлов в системе почва–естественная степная растительность на ключевом участке ЦЧЗ им. В.В. Алехина.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Объекты исследований и отбор проб. Ключевой участок, где проводили исследования ($51^\circ 34' 14.75'' \text{ N}$, $36^\circ 05' 40.50'' \text{ E}$), расположен на водораздельном плато полого-холмистой равнины, в 500 м от п. Заповедный Курской области, на территории ЦЧЗ им. В.В. Алехина в пределах участка “Стрелецкой степи”, находящегося в режиме некосимая степь. На поверхности почвенного покрова, представленного целинным типичным среднегумусным тучным черноземом, сформировавшемся на лёссовидном карбонатном суглинке, образовалась разнотравно-ковыльно-безостовая растительная ассоциация. Мощность гумусового слоя варьирует от 80 до 110 см [6, 12, 13, 17, 30, 32]. Водный режим в некосимой степи в период исследований формировался по непромывному типу. Принадлежность почв к типичным черноземам определяли путем бурения скважин. Наличие карбонатов – с помощью 10%-ного раствора HCl. Для этого капельницей наносили на извлеченный почвенный образец раствор соляной кислоты и определяли глубину, с которой начинается вскипание, а также интенсивность вскипания.

Послойный отбор образцов в пределах ключевого участка выполняли в пятикратной повторности, что является репрезентативным относительно степной части заповедника. Данный участок относится к категории абсолютно заповедных, так как на нем не ведется никакой хозяйственной деятельности, и он не может сравниваться с участками, подверженными антропогенному воздействию, поэтому относительно них не может быть репрезентативным и является эталонным.

Выбор учетной площадки для отбора сопряженных проб почвы и растений (по видам) осуществляли в соответствии с методическими рекомендациями МАГАТЭ [35]. Почва на исследуемом участке была классифицирована как чернозем типичный тяжелосуглинистый (Haplic Chernozem) [6, 12, 13, 17, 39]. Отбор образцов почвы по слоям 0–5, 5–10, 10–15, 15–20 см проводили специально разработанным для послойного отбора проб почвы буром-пробоотборником, разработанным в Курском ФАНЦ (патент № 2657555). Диаметр рабочей части бура с контейнером для отбираемой пробы

составляет 100 мм. Особенностью данного бура, помимо количественного отбора почвенного материала из определенного слоя почвы, является возможность оценки плотности сложения почвы в соответствующем слое. Послойный отбор проб почвы вели методом квадрата в пяти точках (по углам и в центре пробной площадки $10 \times 10 \text{ м}^2$), одновременно с отбором сопряженных проб растений.

Методы исследований. Определение удельной активности радионуклидов в почве и растительности проводили методом γ -спектрометрии с помощью спектрометра Гамма-1П с полупроводниковым детектором из особо чистого германия с относительной эффективностью регистрации 35%. Из высушенных растений (по видам) предварительно удаляли частицы пыли при помощи обработки сжатым воздухом в камере-циклон. В качестве фильтра, удерживающего частицы пыли в циклоне, использовали мешки, изготовленные из фильтрующего полотна Петрянова марки ФПП-15-1.5.

Физические и химические показатели почвы (табл. 1) определяли общепринятыми методами [7, 23]: pH_{KCl} ($\text{pH}_{\text{H}_2\text{O}}$) – потенциометрическим, в суспензии почвы в 1 М растворе KCl (дистиллированной воде) при соотношении твердой и жидкой фаз (т : ж) 1 : 2.5, содержание органического углерода – по методу Тюрина, гидролитическую кислотность – по Каппену, сумму поглощенных оснований – по Каппену–Гильковицу, содержание подвижных форм P_2O_5 и K_2O – по методу Чирикова (экстракция 0.5 М CH_3COOH) в модификации ЦИНАО (т : ж = 1 : 25).

Гранулометрический состав почв определяли седиментационным методом на приборе марки SediGraph III 5120 (Particle Size Analysis System). Предварительно образец подвергался диспергированию ультразвуковым диспергатором мощностью 120 Вт в 50 мл диспергирующей жидкости (1%-ном растворе пирофосфата натрия $\text{Na}_4\text{P}_2\text{O}_7$) в течение 10 мин.

Минералогический состав илистой фракции ($<1 \text{ мкм}$) изучаемой почвы исследовали методом рентгендифрактометрии образцов, насыщенных Mg, на приборе ДРОН-3¹. Количественное определение содержания иллита, каолинита в сумме с хлоритом и лабильных минералов (в процентах от суммы этих трех компонентов) проводили по модифицированной методике Э.А. Корнблюма [29]. Режимы съемки: режим трубки БСВ-29 (Cu) 20 мА 35 кВт, фильтр – Ni; щели: вертикальная 1.00 горизонтальная 8.00 Соллер; детектор – сцинтилляционный. НП-200.0, ВП-2500.0, КУ-4.0, Уп-720. Щели: вертикальная 2.00, горизонтальная

16.00 Соллер. Метод съемки: порошок – $w/2t$; комбинированный $t = 3.000 \text{ с}$, $V = 8.0 \text{ гр/мин}$.

Валовый анализ элементного состава образцов почв выполняли масс-спектрометрическим методом с использованием квадрупольного масс-спектрометра с индуктивно-связанной плазмой (ИСП-МС) ELAN-9000 (PerkinElmer SCIEX) после мокрого разложения образцов смесью концентрированных кислот ($\text{HNO}_3 + \text{HCl}$ и HF) с последующим переводом образовавшихся солей в нитратную форму путем многократной обработки образовавшихся фторидов концентрированной HNO_3 в соответствии с методикой [24].

Для коррекции инструментального дрейфа во все измеряемые пробы и градуировочные растворы вводили внутренние стандарты ^{103}Rh 5 мкг/л (для ИСП-МС). Для приготовления градуировочных растворов использовали стандартные образцы состава металлов производства Perkin Elmer, США: N9300233 (10.0 мкг/мл As, Cd, Co, Cu, Pb, Fe, Mg, Mn, Cr, Ni, V, Zn), Certipur (Merck, Германия): Cesium ICP Standard (1000 мкг/мл) и ICP multi-element standard solution IV (1000 мкг/мл Cd, K, Pb, Sr).

Массовую долю кислоторастворимых форм ТМ и калия в почве, а также элементный состав растений определяли масс-спектрометрическим методом с использованием ИСП-МС спектрометра Supes 7000 (Китай) после микроволнового разложения образцов в СВЧ-минерализаторе RayCal XT-9930 (Китай) и MARS-5 (США) с помощью концентрированной HNO_3 без добавления HF согласно процедуре, изложенной в руководстве EPA-3052 [37]. Методики микроволнового кислотного разложения образцов почвы и растений с помощью СВЧ-минерализатора были идентичны за исключением массы использовавшихся навесок почвы и растений – последние были в 2 раза меньше (0.25 г). Для приготовления градуировочных растворов использовали стандартные образцы состава металлов производства Certipur (Германия): Cesium ICP Standard (1000 мкг/мл), ICP multi-element standard solution IV (1000 мкг/мл Cd, K, Pb, Sr), IX (As, 100 мкг/мл). ООО НПП “Скат” (Cu, Zn – 3 мкг/мл, Co – 1 мкг/мл, U – 0.5 мкг/мл), стандартный раствор ^{232}Th (2000 мкг/мл, 8.14 Бк/мл) готовили из чистой безводной соли $^{232}\text{Th}(\text{NO}_3)_4$ (ВО “ИЗОТОП”).

Методика анализа данных. Для оценки степени возможного загрязнения почвы ТМ (относительно природных фоновых значений) использовали ряд показателей: кларк концентрации (K_K) ТМ, представляющий собой отношение содержания элемента в изучаемой системе к его кларку в литосфере [14, 22], а также индекс геоаккумуляции и литогеохимический (Index of geoaccumulation litogeochemical – $I_{\text{geo-L}}$) и индекс загрязнения (Pollution index – PI).

¹ Минералогический анализ выполнялся на кафедре химии почв МГУ им. М.В. Ломоносова Т.А. Соколовой и Е.И. Толпештой в 2010 г.

Таблица 1. Физико-химические характеристики образцов типичного чернозема, отобранных послойно из корнеобитаемого слоя на пробной площадке, среднее $\pm$ стандартное отклонение, $n = 3$

Показатель	Величина показателя			
Слой почвы, см	0–5	5–10	10–15	15–20
$C_{орг}$, %	5.35 ± 0.11	5.18 ± 0.05	4.73 ± 0.13	4.26 ± 0.08
pH_{H_2O}	6.28 ± 0.06	6.21 ± 0.02	6.28 ± 0.01	6.39 ± 0.07
pH_{KCl}	5.35 ± 0.04	5.36 ± 0.01	5.39 ± 0.00	5.50 ± 0.09
Сумма поглощенных оснований, смоль(+)/кг	41.4 ± 0.8	41.7 ± 0.4	41.6 ± 0.3	41.0 ± 0.8
Hг, смоль(+)/кг	5.67 ± 0.08	5.61 ± 0.01	5.04 ± 0.30	4.72 ± 0.28
P_2O_5 подвижный, мг/кг	91.9 ± 4.4	86.3 ± 1.8	70.0 ± 3.5	66.3 ± 0.0
K_2O подвижный, мг/кг	222 ± 18	110 ± 1	89 ± 0	71 ± 10
Плотность сложения почвы, г/см ³	0.79 ± 0.01	0.86 ± 0.01	0.91 ± 0.01	1.02 ± 0.03
Содержание фракций (мкм), %:				
<1	37.5 ± 1.5	36.4 ± 2.5	38.0 ± 2.1	39.0 ± 0.5
1–5	12.7 ± 1.6	11.3 ± 2.8	11.4 ± 2.1	10.7 ± 0.9
5–10	9.9 ± 0.5	9.8 ± 0.2	9.7 ± 0.2	9.5 ± 0.3
10–50	36.8 ± 4.1	40.1 ± 0.5	38.0 ± 0.5	39.0 ± 0.5
50–250	3.2 ± 2.9	2.5 ± 0.8	2.8 ± 0.3	1.8 ± 0.5
>250	—	—	—	—

I_{geo-L} рассчитывали путем сравнения текущей концентрации элемента в почве и его геохимической фоновой концентрации в земной коре с использованием уравнения:

$$I_{geo-L} = \log_2(C_i / 1.5B_i), \quad (1)$$

где C_i — измеренное содержание элемента i в почве, B_i — геохимическое фоновое значение элемента i в земной коре, а 1.5 — постоянная величина, учитывающая естественную вариабельность концентрации элемента в окружающей среде [41, 46].

Значения PI для каждого из исследуемых элементов определяли как отношение измеренной концентрации элемента i к максимально допустимой его концентрации в почве:

$$PI = C_i / S_i, \quad (2)$$

где C_i — измеренное содержание элемента i в почве, S_i — максимальное допустимое содержание элемента i в почве [41, 46].

Также были проведены изыскания с целью выявления возможных парагенетических ассоциаций ТМ, содержание которых в исследуемой почве превышает глобальный литогеохимический фон. Количественной мерой ассоциации является суммарный показатель загрязнения Z_C , представляющий

собой аддитивную сумму превышений коэффициентов концентрации (рассеяния) над единичным (фоновым) уровнем [10]:

$$Z_C = \sum_1^i \frac{C_i - C_\phi}{C_\phi} + 1 = \sum_1^i K_C - (n - 1), \quad (3)$$

где K_C — коэффициент концентрации (отношение содержания ТМ в оцениваемом объекте к его фоновому содержанию)², n — число химических элементов, входящих в изучаемую ассоциацию, C_i — аномальное содержание; C_ϕ — фоновое содержание.

На основании данных по удельной активности радионуклидов в слоях почвы и в растениях были рассчитаны коэффициенты перехода (**КП**) ^{137}Cs и ^{40}K в вегетативную массу исследованных растений разных видов, представляющие собой отношение удельной активности радионуклида в сухой вегетативной массе (Бк/кг) к поверхностной плотности загрязнения участка радионуклидом (Бк/м²).

Для тяжелых естественных радионуклидов ^{232}Th и ^{238}U , стабильного изотопа ^{133}Cs , тяжелых металлов Cd, Co, Zn, а также стабильного K, концентрация которых в слоях почвы не изменяется, были рассчитаны значения коэффициентов накопления

² Поскольку в качестве фоновое содержание ТМ были взяты величины их кларков в литосфере по А.П. Виноградову, то K_C представляют собой кларки концентрации ТМ — КК.

(КН) соответствующих элементов в растениях в пересчете на потенциально доступную растениям кислоторастворимую форму нахождения (вытяжка концентрированной HNO_3):

$$\text{КН}_{\text{Me}} = C(\text{Me})_{\text{растение}} / C(\text{Me})_{\text{почва}},$$

где C — концентрация элемента (Me), мг/кг.

Для анализа данных по вертикальной миграции ^{137}Cs использовали квази-диффузионную модель миграции радионуклидов в почве с учетом конвективного переноса:

$$\frac{\partial q(x, t)}{\partial t} = D \frac{\partial^2 q(x, t)}{\partial x^2} - v \frac{\partial q(x, t)}{\partial x} - \lambda \cdot q(x, t), \quad (4)$$

где $q(x, t)$ — объемная концентрация ^{137}Cs в почве (Бк/см³) на глубине x (см) в момент времени t (лет), D — эффективный коэффициент миграции (см²/год) и v — скорость конвективного переноса радионуклида в почве (см/год). Учитывая, что плотность выпадений ^{137}Cs на участке биосферного заповедника, на котором проводили исследования, существенно превышала плотность глобальных выпадений начальные и граничные условия для уравнения (4) рассматривали в виде:

$$q(x, t) = 0 \text{ при } x > 0, t = 0, \quad (5)$$

$$q(x, t) \rightarrow 0$$

$$\frac{\partial q(x, t)}{\partial x} \rightarrow 0 \text{ при } x \rightarrow \infty, t > 0. \quad (6)$$

Условие на границе почва атмосфера рассматривали в потоковой форме:

$$D \frac{\partial q(x, t)}{\partial x} - v = f(t) \text{ при } x = 0, t \geq 0. \quad (7)$$

Полагая, что выпадения после аварии на Чернобыльской АЭС носили кратковременный характер можно принять, что:

$$f(t) = Q \cdot \delta(t) \quad (8)$$

где Q плотность выпадений кБк/м², δ — дельта функция Дирака:

$$\delta(t) = \begin{cases} \infty, & \text{если } t = 0 \\ 0, & \text{если } t > 0 \end{cases}.$$

Решение уравнения (4) для начальных и граничных условий (5)–(8) имеет следующий вид:

$$q(x, t) = Q \left\{ \frac{1}{\sqrt{\pi D t}} \exp \left[-\frac{(x - vt)^2}{4 D T} \right] - \frac{v}{2 D} \exp \left(\frac{vx}{D} \right) \operatorname{erfc} \left[\frac{x}{2 \sqrt{D t}} + \frac{v}{2} \sqrt{\frac{t}{D}} \right] \right\}. \quad (9)$$

Статистический анализ экспериментальных данных проводили стандартными методами с использованием MS-Excel, на основании теоретических аспектов, изложенных в работах [15, 43].

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Физико-химические свойства и минералогический состав типичного чернозема. Результаты анализов химического и гранулометрического составов, а также физико-химических свойств исследуемой почвы по слоям 0–5, 5–10, 10–15 и 15–20 см представлены в табл. 1. На основании полученных данных была составлена общая характеристика физико-химических свойств типичного чернозема.

По содержанию гумуса исследуемую почву можно отнести к чернозему типичному среднегумусному [6, 12, 13, 17], со средним содержанием подвижного фосфора и высоким содержанием обменного калия; по степени кислотности — к слабокислым почвам, с низкой степенью насыщенности основаниями [20]. По гранулометрическому составу типичный чернозем на ключевом участке по классификации Качинского [7] может быть отнесен к разновидности: суглинок тяжелый крупнопылеватый-иловатый. Обращает на себя внимание слабокислая реакция водной и солевой вытяжек из почв и снижение ацидификации почвы с ростом глубины. На процесс ацидификации поверхностных слоев почвы исследуемого участка, по-видимому, существенное влияние оказывает биологическая активность как почвенного микробиоценоза, так и фитоценоза.

Преобладающими минералогическими компонентами илистой фракции чернозема типичного являются диоктаэдрические иллиты (32–43%), каолинит (34–38%) и лабильные минералы (19–31%), представленные смектитом и вермикулитом (рис. 1). В незначительных количествах присутствуют смешанослойные минералы с хлоритовыми пакетами, кварц и полевые шпаты.

Оценка вертикальной миграции ^{137}Cs в почве. На основании имеющихся данных по плотности сложения почв в слоях 0–5, 5–10, 10–15 и 15–20 см была рассчитана объемная концентрация исследуемых радиоактивных изотопов ^{137}Cs и ^{40}K и в каждом слое, а также плотности загрязнения (кБк/м²) ими расчетного слоя почвы 0–20 см (табл. 2). Максимальное содержание техногенного радионуклида ^{137}Cs наблюдалось в слое 5–10 см, в то время как природный радионуклид ^{40}K был равномерно распределен по пятисантиметровым слоям почвы до глубины 20 см.

Для оценки миграционной способности ^{137}Cs в почве использовали модель вертикальной миграции радионуклидов в почвенном слое, приведенную выше (уравнение (6)). Определение

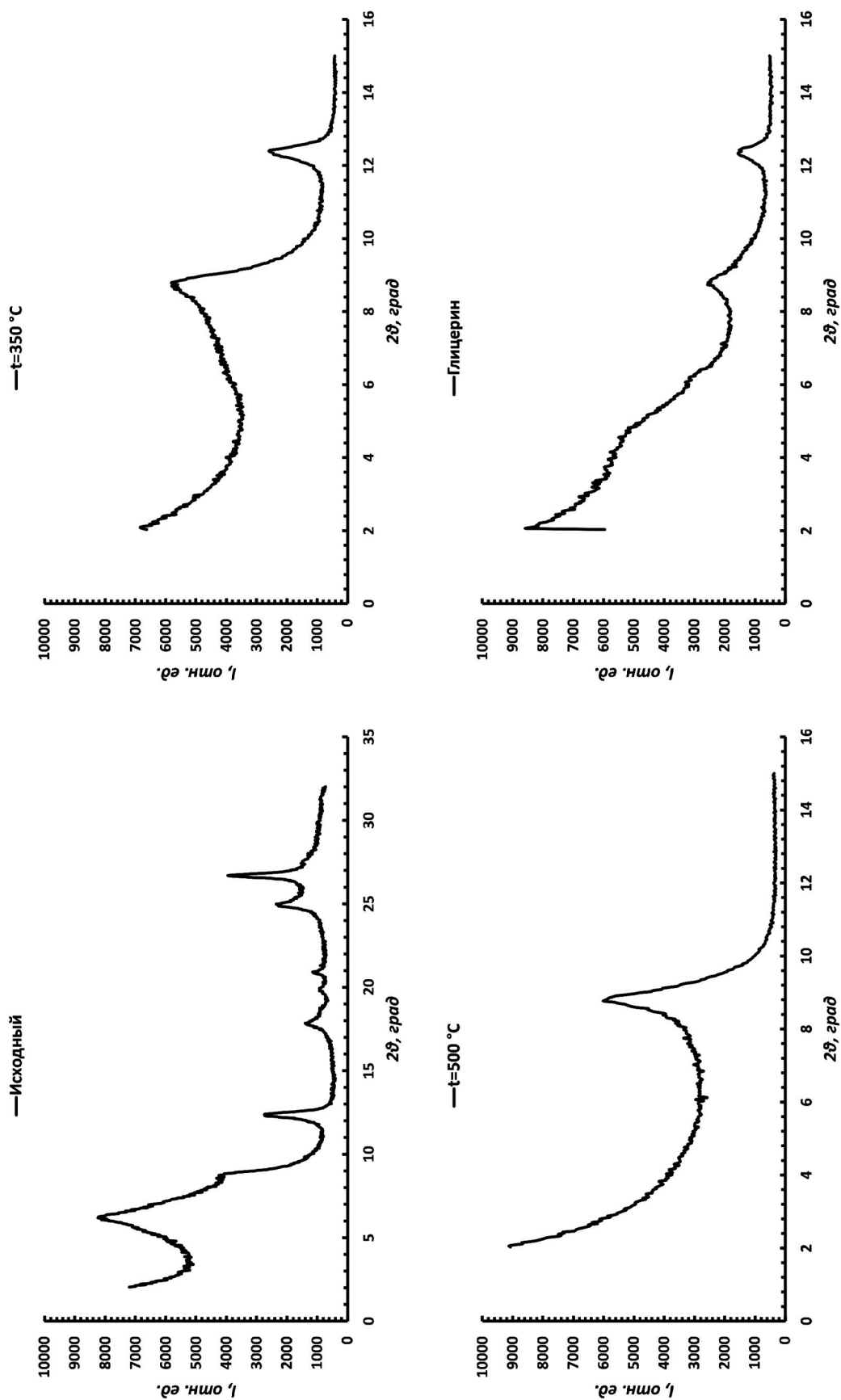


Рис. 1. Рентген-дифрактограммы образцов илистой фракции, извлеченной из типичного чернозема, подготовленных для минералогического анализа по методу Корнблума (образцы: исходный – Mg-насыщенный, обработанный глицерином, прокаленные при 350 и 500°C).

Таблица 2. Послойное распределение радионуклидов ^{137}Cs , ^{40}K в корнеобитаемом слое типичного чернозема в пределах пробной площадки среднее $\pm$ стандартное отклонение, $n = 3$

Почва	Слой (глубина), см	Удельная активность, Бк/кг		Объемная активность, Бк/дм ³		Плотность загрязнения, кБк/м ²	
		^{137}Cs	^{40}K	^{137}Cs	^{40}K	^{137}Cs	^{40}K
Чернозем типичный	0–5	36.6 ± 7.8	608 ± 14	$28,8 \pm 6.4$	478 ± 8	1.44 ± 0.32	23.9 ± 0.4
	5–10	54.7 ± 2.7	572 ± 12	47.1 ± 2.8	492 ± 8	2.37 ± 0.14	24.6 ± 0.4
	10–15	24.8 ± 1.1	583 ± 30	22.5 ± 1.1	528 ± 27	1.13 ± 0.05	26.4 ± 1.4
	15–20	9.7 ± 1.5	582 ± 40	9.9 ± 1.6	594 ± 36	0.50 ± 0.08	29.7 ± 1.8

параметров модели (коэффициентов квазидиффузии ($D = 0.41 \text{ см}^2/\text{год}$) и скорости конвективного переноса ($v = 0.17 \text{ см/год}$) проводили с использованием метода покоординатного спуска [8].

Пример валидации модели представлен на рис. 2. Видно, что модель (8) с параметрами, представленными выше, адекватно описывает вертикальное распределение ^{137}Cs в почве и может быть использована для долгосрочного прогноза содержания этого радионуклида в верхнем слое почвы.

Отметим, что параметры вертикальной миграции радионуклидов ($D = 0.41 \text{ см}^2/\text{год}$ и $v = 0.17 \text{ см/год}$), достаточно близки к аналогичным параметрам, полученным при изучении вертикальной миграции ^{137}Cs в почве глобальных (до чернобыльских) выпадений. По данным [28] значения эффективного коэффициента диффузии и скорости направленного переноса для почв средней полосы России находятся в диапазоне от $0.3\text{--}2.2 \text{ см}^2/\text{год}$ и $0.1\text{--}1.0 \text{ см/год}$ при тенденции к более высоким значениям для легких почв. Для тяжелосуглинистых почв заповедника Аскания-Нова значение эффективного коэффициента диффузии было оценено как $0.41 \text{ см}^2/\text{год}$, что практически совпадает с оценкой этого параметра, сделанной в работе [18]. При этом следует отметить определенную устойчивость во времени оценок параметров миграции ^{137}Cs в почве, что позволяет использовать полученные данные для долгосрочного прогноза. Результаты исследований показывают, что по прошествии времени мобильность чернобыльского ^{137}Cs в почвах достаточно близка к мобильности глобального радиоцезия.

Из данных рис. 3 видно, что содержание ^{137}Cs в корневой зоне растений быстро убывает, что связано как радиоактивным распадом, так и с перераспределением радионуклида в вертикальном профиле почвы.

Содержание радионуклидов и тяжелых металлов в почве, оценка их биологической доступности. Биофильность ТМ (включая радионуклиды) определяется параметрами их накопления в биомассе растений. К этим параметрам можно отнести

массовую долю ТМ в фитомассе, коэффициенты биологического поглощения Полюнова–Перельмана [22], коэффициенты накопления (КН), коэффициенты перехода (КП) и наблюдаемые отношения, или коэффициенты дискриминации элементов [2].

Сравнительную оценку миграционной способности радионуклидов ^{137}Cs и ^{40}K (калий является неизотопным носителем цезия) в системе почва–растение проводили с использованием доминирующих на исследуемом ключевом участке фитоценоза типичных видов степной растительности: ковыля перистого (*Stipa pennata* L.), вейника наземного (*Calamagrostis epigejos* L.), подмаренника мягкого (*Galium mollugo* L.) и полыни обыкновенной (*Artemisia vulgaris* L.). В выборку также были включены два вида рудеральных растений, найденных в пределах пробной площадки и широко распространенных на территории РФ: бодяк полевой (*Cirsium arvense* L. Scop.) и крапива двудомная (*Urtica dioica* L.). Для этого была определена удельная активность ^{40}K , ^{137}Cs в вегетативной массе растений, а также массовая (удельная) и объемная активности соответствующих радиоизотопов по пятисантиметровым слоям почвы до глубины 20 см (т.е. на глубину расчетного корнеобитаемого слоя, принятую в радиологических исследованиях [35, 43, ГОСТ 17.4.4.02-2017]). Кроме того, подавляющая часть поступившего на поверхность почвы ^{137}Cs находится в этом слое.

Также были рассчитаны КП ^{137}Cs и ^{40}K в вегетативную массу исследованных растений разных видов (табл. 3). Установлено, что КП ^{137}Cs варьировали в диапазоне $(0.87\text{--}6.65) \times 10^{-4} \text{ м}^2/\text{кг}$; КП ^{40}K : $(20.9\text{--}62.5) \times 10^{-4} \text{ м}^2/\text{кг}$. Таким образом, миграционная способность в системе почва–растение радиоизотопа ^{40}K на порядок превышает миграционную способность ^{137}Cs . Учитывая, что значительная часть ^{40}K , содержащегося в исследуемом типичном черноземе, в отличие от техногенного радиоизотопа ^{137}Cs , входит в состав матрицы первичных почвенных минералов, она является недоступной растениям. Поскольку эта

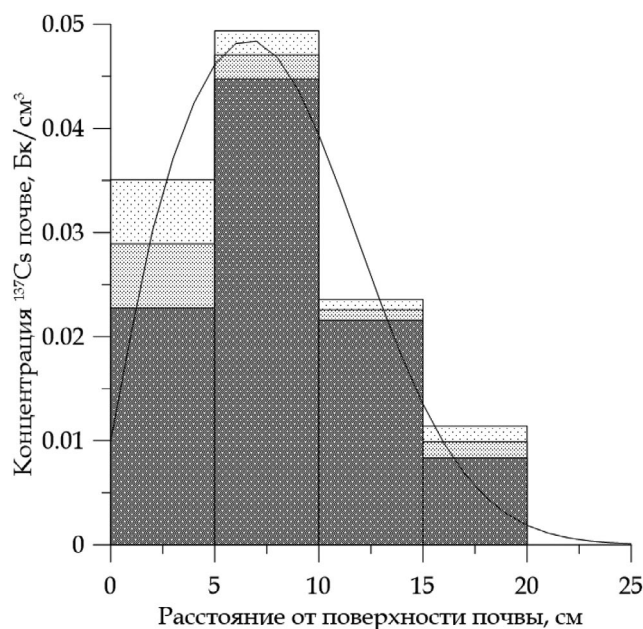


Рис. 2. Проверка модели вертикальной миграции ^{137}Cs в почвах участка “Стрелецкая степь” Центрально-Черноземного заповедника им. В.В. Алехина.

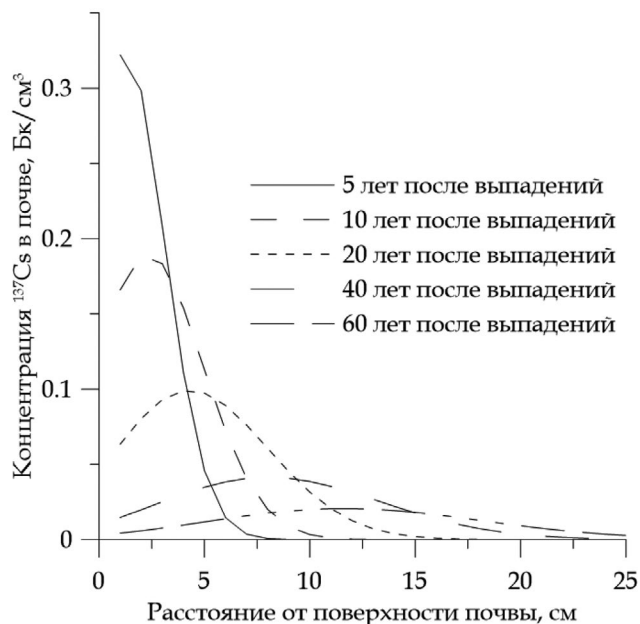


Рис. 3. Прогноз вертикального распределения ^{137}Cs в почвах полигона “Стрелецкая степь” Центрально-Черноземного заповедника им. В.В. Алехина.

Таблица 3. Удельная активность и коэффициенты перехода радионуклидов ^{137}Cs , ^{40}K в различные виды естественно-луговой растительности, отобранные в пределах пробной площадки, среднее $\pm$ стандартное отклонение, $n = 3$

Растение (вид)	Удельная активность, Бк/кг сухой массы		КП ($n \times 10^{-4}$), м ² /кг	
	^{137}Cs	^{40}K	^{137}Cs	^{40}K
Ковыль перистый (<i>Stipa pennata</i> L.)	1.33 ± 0.52	572 ± 11	2.46 ± 0.98	54.7 ± 1.1
Вейник наземный (<i>Calamagrostis epigejos</i> L.)	0.47 ± 0.21	219 ± 37	0.87 ± 0.39	20.9 ± 3.5
Подмаренник мягкий (<i>Galium mollugo</i> L.)	1.38 ± 1.10	474 ± 25	2.55 ± 2.04	45.3 ± 2.4
Бодяк полевой (<i>Cirsium arvense</i> L. Scop.)	3.60 ± 1.56	430 ± 21	6.65 ± 2.93	41.1 ± 2.0
Полынь обыкновенная (<i>Artemisia vulgaris</i> L.)	2.20 ± 1.62	654 ± 84	4.06 ± 3.01	62.5 ± 8.0
Крапива двудомная (<i>Urtica dioica</i> L.)	1.52 ± 1.50	520 ± 42	2.81 ± 2.78	49.7 ± 4.0

иммобилизованная часть ^{40}K почвы включается в формулу расчета параметра КП ^{40}K , то реальное значение величины миграционного показателя КП ^{40}K существенно занижено по сравнению с величиной КП ^{137}Cs .

В ходе исследований была установлена ассоциация химических элементов, содержание которых в верхнем 0–20 см слое почвы превышало кларки их содержания в литосфере. Накопление ТМ в верхнем 0–20 см слое исследуемой почвы – типичного чернозема, относительно их кларков в литосфере зафиксировано для As, Cd и Pb ($Z_C = 5.53$, $n = 3$).

В то же время для Cu и Sr наблюдалось рассеивание, а для остальных ТМ (Co, Cs, Th, U, Zn) значительных отклонений от литогеохимического фона не выявлено (табл. 4, 5).

Уровни загрязнения почв отдельными ТМ на основании значений $I_{\text{geo-L}}$ подразделяются на семь классов: < 0 (незагрязненные), 0–1 (от незагрязненных до умеренно загрязненных), 1–2 (умеренно загрязненные), 2–3 (от умеренно до сильнозагрязненных), 3–4 (сильнозагрязненных), 4–5 (от сильно до чрезвычайно загрязненных), ≥ 5 (чрезвычайно загрязненных) [41, 46].

Таблица 4. Содержание стабильных элементов Cs, Sr, K, а также ^{232}Th и ^{235}U в корнеобитаемом слое типичного чернозема (0–20 см), в растениях, геохимические показатели и коэффициенты накопления в растениях в пределах пробной площадки, среднее $\pm$ стандартное отклонение, $n = 3$

Параметр	^{133}Cs	Sr	K	^{232}Th	^{238}U
Кларки элементов в почве, мг/кг: по А.П. Виноградову (1962) ^а по А. Kabata-Pendias (2011) ^б	3.7 3.0	340 375	2.5×10^4 –	14 7.2	2.5 2.0
Массовая доля элементов в почве, мг/кг: валовое содержание кислоторастворимые формы, извлекаемые HNO_3 конц	3.7 ± 0.8 1.54 ± 0.06	146 ± 8 145 ± 10	18900 ± 700^в 10100 ± 300	10.2 ± 0.7^г 5.42 ± 1.25	2.0 ± 0.1 0.69 ± 0.04
Кларки концентрации (K_K): по А.П. Виноградову (1962) по А. Kabata-Pendias (2011)	1.00 1.23 –0.58	0.43 0.39 –1.80	0.76 – –0.99	0.73 1.42 –1.04	0.80 1.00 –0.91
$I_{\text{geo-L}}$ PI	–	–	–	–	–
Массовая доля элементов в растениях, мг/кг: Ковыль перистый (<i>Stipa pennata</i> L.) Вейник наземный (<i>Calamagrostis epigejos</i> L.) Подмаренник мягкий (<i>Galium mollugo</i> L.) Бодяк полевой (<i>Cirsium arvense</i> L. Scop.) Полынь обыкновенная (<i>Artemisia vulgaris</i> L.) Крапива двудомная (<i>Urtica dioica</i> L.)	0.005 ± 0.001 0.073 ± 0.002 0.031 ± 0.002 0.097 ± 0.001 0.018 ± 0.001 0.013 ± 0.001	68.1 ± 11.7 109.1 ± 2.4 38.9 ± 3.8 51.2 ± 4.7 36.2 ± 3.1 96.3 ± 7.6	18450 ± 350^в 7100 ± 1200^в 15300 ± 800^в 13850 ± 700^в 21100 ± 2700^в 16750 ± 1350^в	5.5 ± 1.3 5.1 ± 1.6 7.6 ± 0.4 30.2 ± 1.8 7.5 ± 0.5 5.2 ± 0.4	6.7 ± 1.3 8.9 ± 5.2 7.1 ± 5.0 7.4 ± 5.9 5.2 ± 3.2 6.5 ± 2.7
Коэффициенты накопления элементов в растениях ^д : Ковыль перистый (<i>Stipa pennata</i> L.) Вейник наземный (<i>Calamagrostis epigejos</i> L.) Подмаренник мягкий (<i>Galium mollugo</i> L.) Бодяк полевой (<i>Cirsium arvense</i> L. Scop.) Полынь обыкновенная (<i>Artemisia vulgaris</i> L.) Крапива двудомная (<i>Urtica dioica</i> L.)	$(3.5 \pm 0.4) \times 10^{-3}$ $(47.6 \pm 2.4) \times 10^{-3}$ $(20.1 \pm 1.3) \times 10^{-3}$ $(63.0 \pm 2.5) \times 10^{-3}$ $(11.8 \pm 0.5) \times 10^{-3}$ $(8.4 \pm 0.8) \times 10^{-3}$	0.47 ± 0.09 0.75 ± 0.05 0.27 ± 0.03 0.35 ± 0.04 0.25 ± 0.03 0.66 ± 0.07	1.83 ± 0.06 0.70 ± 0.12 1.52 ± 0.09 1.37 ± 0.08 2.09 ± 0.27 1.66 ± 0.14	$(1.0 \pm 0.3) \times 10^{-3}$ $(0.9 \pm 0.4) \times 10^{-3}$ $(1.4 \pm 0.3) \times 10^{-3}$ $(5.6 \pm 1.3) \times 10^{-3}$ $(1.4 \pm 0.3) \times 10^{-3}$ $(1.0 \pm 0.2) \times 10^{-3}$	$(9.7 \pm 2.0) \times 10^{-3}$ $(12.9 \pm 7.6) \times 10^{-3}$ $(10.3 \pm 7.3) \times 10^{-3}$ $(10.7 \pm 8.6) \times 10^{-3}$ $(7.5 \pm 4.7) \times 10^{-3}$ $(9.4 \pm 3.9) \times 10^{-3}$

^а По [14].
^б Обобщенные данные, приведенные в работе [40].
^в Расчетная (на основании данных об удельной активности в почве ^{40}K).
^г Расчетная (на основании данных об удельной активности в почве ^{232}Th).
^д В пересчете на кислоторастворимую форму нахождения элемента в почве (извлекаемую концентрированной HNO_3).

Таблица 5. Содержание ТМ в корнеобитаемом слое типичного чернозема (0–20 см), в растениях, геохимические показатели и коэффициенты накопления в растениях в пределах пробной площадки среднее $\pm$ стандартное отклонение, $n = 3$

Параметр	As	Cd	Co	Cu	Pb	Zn
Кларки элементов в почве, мг/кг:						
по А.П. Виноградову (1962) ^а	1.7	0.13	18	47	16	51
по А. Kabata-Pendias (2011) ^б	1,8	0.1	10	55	15	70
Массовая доля элементов в почве, мг/кг:						
валовое содержание	6.65 $\pm$ 0.63	0.30 $\pm$ 0.02	10.2 $\pm$ 0.7	22.5 $\pm$ 0.3	24.5 $\pm$ 1.6	61.1 $\pm$ 1.8
кислоторастворимые формы, HNO ₃ (конц.)	6.65 $\pm$ 0.63	0.28 $\pm$ 0.01	8.2 $\pm$ 0.2	19.1 $\pm$ 1.5	18.8 $\pm$ 3.4	48.1 $\pm$ 2.2
Кларки концентрации (K_K):						
по А.П. Виноградову (1962)	3.91	2.31	0.57	0.48	1.53	1.20
по А. Kabata-Pendias (2011)	3.69	3.0	1.02	0.41	1.63	0.87
I_{geo-L}	1.38	0.62	-1.40	-1.65	0.03	-0.32
ПДК (ОДК) элементов в почве ^в , мг/кг:	10	2.0	—	132	130	220
PI	0.67	0.15	—	0.15	0.19	0.28
Массовая доля элементов в растениях, мг/кг:						
Ковыль перистый (<i>Stipa pennata</i> L.)	0.018 $\pm$ 0.006	0.059 $\pm$ 0.015	0.084 $\pm$ 0.007	5.00 $\pm$ 0.08	0.64 $\pm$ 0.13	25.2 $\pm$ 0.6
Вейник наземный (<i>Calamagrostis epigejos</i> L.)	0.023 $\pm$ 0.007	0.104 $\pm$ 0.015	0.063 $\pm$ 0.007	4.66 $\pm$ 0.09	1.35 $\pm$ 0.12	54.8 $\pm$ 3.2
Подмаренник мягкий (<i>Galium mollugo</i> L.)	0.020 $\pm$ 0.008	0.097 $\pm$ 0.007	0.083 $\pm$ 0.010	5.67 $\pm$ 0.11	0.81 $\pm$ 0.08	28.3 $\pm$ 1.7
Бодяк полевой (<i>Cirsium arvense</i> L. Scop.)	0.035 $\pm$ 0.008	0.139 $\pm$ 0.013	0.212 $\pm$ 0.014	9.91 $\pm$ 0.36	1.52 $\pm$ 0.14	53.7 $\pm$ 1.4
Польнь обыкновенная (<i>Artemisia vulgaris</i> L.)	0.020 $\pm$ 0.007	0.399 $\pm$ 0.044	0.067 $\pm$ 0.003	10.61 $\pm$ 0.17	5.95 $\pm$ 0.26	40.7 $\pm$ 2.5
Крапива двудомная (<i>Urtica dioica</i> L.)	0.026 $\pm$ 0.012	0.044 $\pm$ 0.009	0.072 $\pm$ 0.008	3.37 $\pm$ 0.10	0.55 $\pm$ 0.06	22.3 $\pm$ 1.0
Коэффициенты накопления в растениях ^г :						
Ковыль перистый (<i>Stipa pennata</i> L.)	(2.6 $\pm$ 0.9) $\times 10^{-3}$	0.21 $\pm$ 0.05	(10,2 $\pm$ 0.9) $\times 10^{-3}$	0.26 $\pm$ 0.02	0.034 $\pm$ 0.009	0.52 $\pm$ 0.03
Вейник наземный (<i>Calamagrostis epigejos</i> L.)	(3.5 $\pm$ 1.1) $\times 10^{-3}$	0.37 $\pm$ 0.06	(7.7 $\pm$ 0.8) $\times 10^{-3}$	0.24 $\pm$ 0.02	0.072 $\pm$ 0.014	1.14 $\pm$ 0.09
Подмаренник мягкий (<i>Galium mollugo</i> L.)	(3.0 $\pm$ 1.2) $\times 10^{-3}$	0.35 $\pm$ 0.03	(10.1 $\pm$ 1.3) $\times 10^{-3}$	0.30 $\pm$ 0.02	0.043 $\pm$ 0.009	0.59 $\pm$ 0.05
Бодяк полевой (<i>Cirsium arvense</i> L. Scop.)	(5.3 $\pm$ 1.3) $\times 10^{-3}$	0.50 $\pm$ 0.05	(25.9 $\pm$ 1.9) $\times 10^{-3}$	0.52 $\pm$ 0.05	0.081 $\pm$ 0.016	1.12 $\pm$ 0.06
Польнь обыкновенная (<i>Artemisia vulgaris</i> L.)	(3.0 $\pm$ 1.1) $\times 10^{-3}$	1.43 $\pm$ 0.16	(8.1 $\pm$ 0.4) $\times 10^{-3}$	0.56 $\pm$ 0.04	0.317 $\pm$ 0.059	0.85 $\pm$ 0.06
Крапива двудомная (<i>Urtica dioica</i> L.)	(3.8 $\pm$ 1.9) $\times 10^{-3}$	0.16 $\pm$ 0.03	(8.8 $\pm$ 1.0) $\times 10^{-3}$	0.18 $\pm$ 0.02	0.029 $\pm$ 0.006	0.46 $\pm$ 0.03

^а По [14].

^б Обобщенные данные, приведенные в работе [40].

^в СанПиН 1.2.3685-21.

^г В пересчете на кислоторастворимую форму нахождения элементов в почве (извлекаемую концентрированной HNO₃ при нагревании).

Полученные значения показателя $I_{\text{geo-L}}$ свидетельствуют об отсутствии загрязнения чернозема исследуемого участка такими элементами как Co, Cu, Cs, Sr, Pb, Th, U, Zn ($I_{\text{geo-L}} < 0$). Лишь в отношении Cd можно говорить о незначительном загрязнении ($0 < I_{\text{geo-L}} < 1$), а в отношении As — об умеренном загрязнении ($1 < (I_{\text{geo-L}} = 1.38) < 2$). Показатель $I_{\text{geo-L}}$ может применяться не только для выявления особенностей техногенного загрязнения почвенного покрова тяжелыми металлами и металлоидами, но и для выявления природных геохимических аномалий, связанных с повышенным содержанием отдельных химических элементов в почвах и почвообразующих породах. Для этого необходимо проведение соответствующих исследований на естественных незагрязненных участках почвенного покрова, желательного, расположенных на территориях ООПТ. Поскольку настоящие исследования проводились на участке некосимой степи ЦЧЗ им. В.В. Алехина, очевидно, имеем дело с повышенным педогеохимическим фоном в отношении Cd и As.

Загрязненные отдельными ТМ почвы по показателю PI подразделяются на 4 группы < 1 (незагрязненные), 1–2 (от незагрязненных до умеренно загрязненных), 2–3 (от умеренно до сильнозагрязненных), ≥ 3 (сильнозагрязненные). Для исследованных ТМ, для которых разработаны отечественные критерии нормирования в почвах (As, Cd, Cu, Pb, Zn) можно утверждать об отсутствии загрязнения ими почвы исследуемого участка ($PI < 1$).

Значения региональных фоновых концентраций ТМ можно использовать при разработке региональных ОДК, учитывающих конкретные значения лито- или педогеохимического фона. Полученные нормативы могут быть величинами, кратными по отношению к региональному геохимическому фону, как предложено в работах [11, 16]. Согласно полученным данным, валовое содержание ТМ в исследуемой почве соответствует фоновому для данного типа почв [9, 25, 26].

Для типичных видов луговой растительности: ковыля перистого (*Stipa pennata* L.), вейника наземного (*Calamagrostis epigejos* L.), подмаренника мягкого (*Galium mollugo* L.), бодяка полевого (*Cirsium arvense* L. Scop.), полыни обыкновенной (*Artemisia vulgaris* L.) и крапивы двудомной (*Urtica dioica* L.) — было изучено поведение тяжелых металлов (Cd, Cu, Co, Cs, Pb, Sr, Zn) и металлоида As, природных радионуклидов ^{232}Th и ^{238}U и элемента питания — калия в системе почва–растение и рассчитаны значения соответствующих коэффициентов накопления.

Радиотоксичность изотопов урана и тория усугубляется дополнительным присутствием в окружающей среде продуктов их радиоактивного распада, находящихся в состоянии векового (secular)

равновесия с родительскими радионуклидами ^{235}U и ^{238}U , ^{232}Th : ^{231}Pa , ^{230}Th , ^{227}Th , ^{226}Ra , ^{224}Ra , ^{223}Ra , ^{222}Rn , ^{220}Rn , ^{219}Rn , ^{210}Pb , ^{210}Po и др. Эти дочерние радионуклиды урановых и ториевого семейств вносят существенный вклад в дозовые нагрузки биоты и человека от ионизирующих излучений. По данным [47], средняя годовая эффективная доза облучения человека радионуклидами урановых и ториевого семейств в результате ингаляционного поступления их в организм составляет 1.26 мЗв, в результате перорального поступления — 0.12 мЗв. При этом в соответствии с нормативными документами средняя годовая эффективная доза облучения человека от всех антропогенных источников ионизирующего излучения (включая техногенные радионуклиды, такие как ^{90}Sr и ^{137}Cs) не должна превышать 1.0 мЗв [21].

Корневое поступление изотопов урана в растения зависит от физико-химических свойств почв (гранулометрический, минералогический состав, содержание органического вещества), а также физиологических особенностей растений. Так, коэффициент накопления растениями урана на легких по гранулометрическому составу почвах выше, чем на тяжелых. В то же время содержание урана в тяжелых (глинистых и суглинистых) почвах больше, чем в легких (песчаных и супесчаных). Органическое вещество способствует иммобилизации соединений урана в почвах [47]. По данным белорусских исследователей [45], содержание ^{238}U в надземной фитомассе естественных трав на фоновых территориях составляет 0.24–3.9 Бк/кг (0.02–0.32 мг/кг) сухой массы. Накопление ^{238}U степными травянистыми растениями на исследуемом участке ЦЧЗ им. В.В. Алехина оказалось в 5–30 раз ниже, чем его накопление луговыми травами, произрастающими на дерново-подзолистых почвах различной степени оглеения (Eutric Podzoluvisols — Gleyic Podzoluvisols) и аллювиальных почвах (Fluvisols) Белоруссии. Таким образом, благодаря высокой буферной способности чернозема в отношении ТМ, существенно снижается подвижность урана в системе почва–растение.

Для наземных и водных растений был установлен диапазон фоновых значений доз их облучения радионуклидами урановых и ториевого семейств 0.02–0.7 мГр/ч [47].

Максимальные значения коэффициентов накопления в вегетативной массе исследованных растений наблюдались для K и Zn, которые считаются, соответственно, необходимым элементом питания и микроэлементом, минимальные — для ^{232}Th , ^{235}U , As и Co, являющегося фитотоксичным для растений даже в незначительных концентрациях и образующим в почве труднорастворимые соединения (оксиды, фосфаты). Значения КН ^{232}Th варьировали для исследуемых видов луговых травянистых растений в

диапазоне $(1-5.6) \times 10^{-3}$; КН ^{238}U — в пределах $(7.5-12.9) \times 10^{-3}$, As (КН = $(2.6-5.3) \times 10^{-3}$), Co (КН = $(7.7-25.9) \times 10^{-3}$), ^{137}Cs $(3.5-63.0) \times 10^{-3}$, Pb (КН = $(29-317) \times 10^{-3}$). Для остальных ТМ значения КН оказались существенно выше: Cu $(1.8-5.6) \times 10^{-1}$, Sr $(2.5-7.5) \times 10^{-1}$, Cd $(1.6-14.3) \times 10^{-1}$, Zn $(4.6-11.4) \times 10^{-1}$ и K $(7.0-20.9) \times 10^{-1}$. Неожиданно высокие значения коэффициентов накопления Cd для всех исследованных видов растений (КН = 0.16–1.43) свидетельствуют о чрезвычайно высокой миграционной способности этого токсиканта в системе почва–растение и, соответственно, высокой вероятности накопления его в продукции растениеводства и животноводства в опасных концентрациях при загрязнении им исследуемой почвы. Связано это с тем, что благодаря близости химических свойств механизмы корневого поглощения кадмия аналогичны механизмам поглощения цинка — важного для жизнедеятельности растений микроэлемента [3, 40].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведено комплексное эколого-токсикологическое обследование ключевого участка, расположенного на территории Центрально-Черноземного заповедника им. В.В. Алехина на участке “Стрелецкая степь”, целью которого было изучение педогеохимического фона и получение основных биогеохимических показателей миграции радионуклидов и тяжелых металлов в системе почва–естественная степная растительность.

1. В ходе обработки данных по вертикальному распределению ^{137}Cs в исследуемом типичном черноземе были получены параметры конвективно-диффузионной модели вертикальной миграции радионуклида ^{137}Cs ($D = 0.41 \text{ см}^2/\text{год}$ и $v = 0.17 \text{ см}/\text{год}$). Сопоставление их с аналогичными параметрами, полученным при изучении вертикальной миграции ^{137}Cs глобальных выпадений в почвах ($D = 0.3-2.2 \text{ см}^2/\text{год}$ и $v = 0.1-1.0 \text{ см}/\text{год}$), показало, что по прошествии более 35 лет подвижность чернобыльского ^{137}Cs в почвах достаточно близка к мобильности радиоцезия глобальных (до чернобыльских) выпадений.

2. Миграционная способность в системе почва–степные растения радионуклида ^{40}K (КП = $(20.9-62.5) \times 10^{-4} \text{ м}^2/\text{кг}$) на порядок превышает миграционную способность ^{137}Cs (КП = $(0.87-6.65) \times 10^{-4} \text{ м}^2/\text{кг}$).

3. Индекс геоаккумуляции литогеохимический исследуемой почвы ($I_{\text{geo-L}}$) позволяет оценить уровень локального педогеохимического фона по сравнению с глобальным литогеохимическим фоном. Установлено, что для Co, Cu, Cs, Sr, Pb, Th, U, Zn ($I_{\text{geo-L}} < 0$). Это свидетельствует об отсутствии загрязнения чернозема исследуемого участка этими элементами. В отношении Cd можно говорить о

незначительном загрязнении ($0 < I_{\text{geo-L}} < 1$), а в отношении As — об умеренном загрязнении ($1 < I_{\text{geo-L}} < 2$). Поскольку исследовали территорию, где не велась хозяйственная деятельность с 1930 г., очевидно, мы имеем дело с повышенным педогеохимическим фоном в отношении Cd и As.

4. Индивидуальные значения индекса загрязнения (PI) исследуемой почвы тяжелыми металлами Cd, Cu, Pb, Zn и металлоидом As, представляющими особую опасность для человека и биоты, оказались < 1 . Это является свидетельством отсутствия загрязнения почвы этими поллютантами.

5. Биологическая доступность элемента в системе почва–растение зависит от его подвижности в почве и определяется величиной коэффициента накопления в вегетативной массе растений. По степени увеличения биологической доступности в системе почва–степные растения исследованные ТМ (включая радионуклиды) располагаются в следующий ряд: $^{232}\text{Th} < \text{As} < ^{235}\text{U} < \text{Cs} \approx \text{Co} < \text{Pb} < \text{Cu} < \text{Sr} < \text{Cd} \approx \text{Zn} < \text{K}$.

6. Высокие значения коэффициентов накопления Cd для всех исследованных видов растений (КН = 0.2–1.4) свидетельствуют о чрезвычайно высокой миграционной способности этого токсиканта в системе почва–растение. Следовательно, ввиду высокой биологической доступности Cd, вероятность накопления его в продукции растениеводства и животноводства в опасных концентрациях велика даже при незначительном загрязнении Cd исследуемой почвы.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Тема госзадания № 5ф.6.4, проект МАГАТЭ CRP K41022.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алексахин Р.М. Итоги преодоления последствий Чернобыльской катастрофы в агрофере // Агрохимический вестник. 2006. № 2. С. 2–5.
2. Алексахин Р.М., Васильев А.В., Дикарев В.Г. и др. Сельскохозяйственная радиоэкология. М.: Экология, 1992. 400 с.
3. Алексеев Ю.В. Тяжелые металлы в агроландшафте. СПб.: Изд-во ПИЯФ РАН, 2008. 216 с.
4. Анисимов В.С., Кузнецов В.К., Санжаров А.И. Вертикальная миграция ^{137}Cs Чернобыльских выпадений в различных ландшафтах // Радиационная биология. Радиоэкология. 2021. Т. 61. № 3. С. 286–300. <https://doi.org/10.31857/S0869803121030036>

5. Атлас современных и прогнозных аспектов последствий аварии на Чернобыльской АЭС на пострадавших территориях России и Беларуси (АСПА Россия–Беларусь) / Под ред. Израэля Ю.А., Богдевича И.М. М.–Минск: Фонд “Инфосфера” НИА-Природа? 2009. 140 с.
6. *Афанасьева Е.А.* Черноземы Средне-Русской возвышенности. М.: Наука, 1966. 224 с.
7. *Вадюнина А.Ф., Корчагина З.А.* Методы исследования физических свойств почв. М.: Агропромиздат, 1986. 416 с.
8. *Васильев Ф.П.* Численные методы решения экстремальных задач. М.: Наука, 1980. 520 с.
9. *Васильева И.Е., Шабанова Е.В., Ступакова Г.А., Канева Е.В., Шакирова А.А., Игнатьева Е.Э.* Стандартные образцы почв для исследований в агрохимии и геохимии: назначение, сходство и отличие // Плодородие. 2023. № 2. С. 47–55. <https://doi.org/10.25680/S19948603.2023.131.11>
10. Геохимия окружающей среды. М.: Недра, 1990. 335 с.
11. *Головатый С.Е.* Тяжелые металлы в агроэкосистемах. Минск: Ин-т почвоведения и агрохимии, 2002. 239 с.
12. *Дайнеко Е.К., Оликова Е.С.* Почвы // Центрально-Черноземный государственный заповедник. Курск, 1995. Вып. 14. С. 11–20.
13. *Дайнеко Е.К.* Структура почвенного покрова Центрально-Черноземного заповедника имени В. В. Алехина и его окрестностей // Химия, генезис и картография почв. М., 1968. С. 165–174.
14. *Добровольский В.В.* Геохимическое земледование. М.: Владос, 2008. 206 с.
15. *Доспехов Б.А.* Методика полевого опыта (с основами статистической обработки результатов исследований). М.: Агропромиздат, 1985. 351 с.
16. *Ильин В.Б.* Тяжелые металлы и неметаллы в системе почва – растение. Новосибирск: Изд-во СО РАН. 2012. 220 с.
17. Классификация и диагностика почв СССР. М.: Колос, 1977. 221 с.
18. *Константинов И.Е., Федоров Г.А., Скотникова О.Г.* Накопление цезия-137 в почвах Советского Союза в 1960–1966 гг. // Радиобиология. 1971. № 13. С. 13–16.
19. *Кузнецов В.К., Калашиников К.Г., Грунская В.П., Санжарова Н.И.* Горизонтальная и вертикальная миграция ¹³⁷Cs в склоновых ландшафтах // Радиобиология. Радиоэкология. 2009. № 3. С. 282–290.
20. Методические указания по проведению комплексного мониторинга плодородия почв земель сельскохозяйственного назначения. М.: Росинформагротех, 2003. 240 с.
21. Нормы радиационной безопасности (НРБ-99/2009): Санитарно-эпидемиологические правила и нормативы. М.: Федеральный центр гигиены и эпидемиологии Роспотребнадзора, 2009. 100 с.
22. *Перельман А.И., Касимов Н.С.* Геохимия ландшафта. М.: Астрей-2000, 1999. 762 с.
23. Практикум по агрохимии / Под ред. Минеева В.Г. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2001. 689 с.
24. *Обухов А.И., Плеханова И.О.* Атомно-абсорбционный анализ в почвенно-биологических исследованиях. М.: Изд-во МГУ, 1991. 184 с.
25. *Протасова Н.А., Горбунова Н.С., Беляев А.Б.* Биогеохимия микроэлементов в обыкновенных черноземах Воронежской области // Вестник ВГУ. Сер. Химия. Биология. Фармация. 2015. № 4. С. 100–106.
26. *Протасова Н.А., Щербаков А.П.* Особенности формирования микроэлементного состава зональных почв центрального Черноземья // Почвоведение. 2004. № 1. С. 50–59.
27. *Санжарова Н.И., Котик В.А., Архипов А.Н., Соколик Г.А., Иванов Ю.А., Фесенко С.В., Левчук С.Е.* Количественные параметры вертикальной миграции радионуклидов в почвах на лугах различных типов // Радиационная биология. Радиоэкология. 1996. Т. 36. № 4. С. 488–497.
28. *Силантьев А.Н., Шкуратова И.Г.* Обнаружение промышленных загрязнений почвы и атмосферных выпадений на фоне глобального загрязнения. Л.: Гидрометеиздат. 1983. 136 с.
29. *Соколова Т.А., Дронова Т.Я., Толпешта И.И.* Глинистые минералы в почвах. Тула: Гриф и К. 2005. 336 с.
30. Стрелецкий участок Центрально-Черноземного заповедника: Полевой путеводитель / Под ред. Власова А.А. и др. Курск, 2014. 105 с.
31. *Ступакова Г.А., Панкратова К.Г., Игнатьева Е.Э., Щелоков В.И., Щиплецова Т.И., Митрофанов Д.К.* Проблемы разработки стандартных образцов почвы, загрязненных тяжелыми металлами // Плодородие. 2017. № 6. С. 41–43.
32. Центрально-Черноземный государственный природный биосферный заповедник имени профессора В.В. Алехина / Под ред. Власова А.А. др. Курск: Мечта, 2016. 320 с.
33. *Bunzl K., Schimmack W., Krouglov S.V., Alexakhin R.M.* Changes with time in the migration of radiocesium in the soil, as observed near Chernobyl and in Germany, 1986–1994 // Sci. Tot. Environ. 1995. V. 175. P. 49–56.
34. Council of the European Union. Directive 98/83/EC of 3 November 1998 on the Quality of Water Intended for Human Consumption. Official Journal of the European Communities L 330. Office for Official Publications of the European Communities. Luxembourg, 1998.

35. Dercon G., Lee Zhi Yi. A., Fesenko S., Heng L. Sampling of agricultural soils and plants for radioactivity analysis // Joint FAO/IAEA Centre of Nuclear Techniques in Food and Agriculture. Vienna., 2022. <https://doi.org/10.4060/cb9304en>
36. ENDF Radioactive Decay Data /MF8.MT457/ IAEA-NDS. 2020-2022.ver.2022-08-29. <https://www-nds.iaea.org/exfor/servlet/E4sShowDecayData?db=e4&op=showDecayData&req=6284&Sector=8933000.9146084.14656612&plus=3> (accessed on 18 June 2023).
37. Environmental Protection Agency. Method 3052. SW-846. 1996
38. Guidelines for Drinking-water Quality. Third Edition Incorporating the First and Second Addenda. V. 1 Recommendations. World Health Organization. Geneva, 2008. 515 p.
39. IUSS Working Group WRB. 2022. World Reference Base for Soil Resources. International soil classification system for naming soils and creating legends for soil maps. International Union of Soil Sciences (IUSS), Vienna, Austria.
40. Kabata-Pendias A. Trace elements in soils and plants. London: CRC Press, 2011. 505 p.
41. Liu H., Zhang Y., Zhou X. et al. Source identification and spatial distribution of heavy metals in tobacco-growing soils in Shandong province of China with multivariate and geostatistical analysis // Environ. Sci. Pollut. Res. 2017. 24. P. 5964–5975. <https://doi.org/10.1007/s11356-016-8229-1>
42. Pandey R. Mineral Nutrition of Plants // Plant Biology and Biotechnology. V. I. Plant Diversity. Organization. Function and Improvement. Springer, 2015. P. 499–538.
43. Prichard E., Barwick V. Quality assurance in analytical chemistry. England: John Wiley Sons Ltd., 2007. 293 p. <https://doi.org/10.1002/9780470517772>
44. Sanzharova N.I., Fesenko S.V., Alexakhin R.M., Anisimov V.S., Kuznetsov V.K., Chernyayeva L.G. Changes in the forms of ^{137}Cs and its availability for plants as dependent on properties of fallout after the Chernobyl nuclear power plant accident // Sci. Total Environ. 1994. V. 154. P. 9–22. [https://doi.org/10.1016/0048-9697\(94\)90609-2](https://doi.org/10.1016/0048-9697(94)90609-2)
45. Sokolik G.A., Ovsianikova S.V., Voinikava K.V., Ivanova T.G., Papenia M.V. Biological availability of ^{238}U , ^{234}U and ^{226}Ra for wild berries and meadow grasses in natural ecosystems of Belarus // J. Environ. Radioact. 2014. V. 127. P. 155–162.
46. Štrbac S., Stojić N., Lončar B. et al. Heavy metal concentrations in the soil near illegal landfills in the vicinity of agricultural areas—artificial neural network approach // J. Soils Sediments. 2023. <https://doi.org/10.1007/s11368-023-03637-1>
47. Technical reports series #488 / Eds. Carvalho F.P. et al. The environmental behavior of uranium. IAEA. Vienna, 2023.
48. World Health Organization. Uranium in Drinking-water: Background document for development of WHO Guidelines for Drinking-water Quality. WHO. Geneva, 2012.

Ecological and Toxicological Assessment of the Soil and Vegetation Cover at the Site “Streletskaia Steppe” of the Central Chernozem Reserve Named after V.V. Alekhine

V. S. Anisimov^{1,*}, S. V. Fesenko¹, G. P. Glazunov², L. N. Anisimova¹,
A. I. Sanzharov¹, S. V. Korovin¹, D. V. Krylenkin¹, Yu. N. Korneev¹,
N. V. Novikova¹, M. V. Mezina¹, and D. A. Zheltov³

¹Russian Institute of Radiology and Agroecology of National Research Center “Kurchatov Institute”,
249035 Obninsk, Russia

²Central Chernozem State Natural Biosphere Reserve named after Professor V.V. Alyokhin,
Kursk district, settlement Zapovedny, 305528 Russia

³Institute of Nuclear Physics of Kazakhstan Atomic Energy Committee, Almaty, 050032 Kazakhstan

*e-mail: vsanisimov@list.ru

The ecological and toxicological assessment of the of the soil and vegetation cover at the Streletskaia Steppe site of the V.V. Alekhine Central Chernozem Reserve is presented. The contents of a number of heavy metals (HM) and radionuclides in the typical chernozem are determined. The values of concentration clarks of HM (C_c), geoaccumulation indices (I_{geo}) for As, Cd, Co, Cs, Cu, K, Pb, Sr, Zn, ^{232}Th , ^{238}U and pollution indices (PI) for individual HM in chernozem were calculated. It is shown that increased values of the pedogeochemical background in comparison with clark values in the lithosphere

are observed only with respect to Cd and As. At the same time, for the studied HM (As, Cd, Cu, Pb, Zn), it can be argued that they do not pollute the soil. The content of radionuclides (^{40}K , ^{137}Cs , ^{232}Th , ^{238}U), HM and potassium in various types of natural steppe vegetation was determined. Based on the plant accumulation coefficients of HM and radionuclides, the degree of biophilicity of radionuclides and HM was estimated. The values of the aggregated transfer factors (C_{ag}) ^{137}Cs and ^{40}K from soil to plants were also determined and a comparative analysis of the bioavailability of cesium and potassium during root uptake was carried out. The vertical distribution of ^{137}Cs and ^{40}K radionuclides in the root-inhabited soil layer of 0–20 cm was studied. It was established that ^{40}K is evenly distributed in the root layer of the soil. The features of the vertical distribution of ^{137}Cs in the soil profile are noted, consisting in the displacement of the maximum from a depth of 0–5 to 5–10 cm. Based on the data obtained, the value of the migration coefficient ^{137}Cs is calculated, taking into account the convective and diffusion components of the radionuclide translocation process in a typical chernozem.

Keywords: radionuclides, heavy metals, mass activity density, vertical distribution, migration, steppe grasses, gross quantity