

СОДЕРЖАНИЕ

Номер 10, 2022

ГЕНЕЗИС И ГЕОГРАФИЯ ПОЧВ

Общие признаки в мерзлотных и слитых почвах на макро- и микроуровнях

И. В. Ковда 1201

Структура почвенного покрова, педо- и биоразнообразие территории
Березинского биосферного заповедника

А. Н. Червань, А. Л. Киндеев, А. А. Сазонов 1215

ХИМИЯ ПОЧВ

Полициклические ароматические углеводороды в торфяных олиготрофных почвах
северных территорий Западной Сибири

Д. А. Соколов, И. С. Иванова, С. В. Морозов, Т. Г. Пчельникова, Е. А. Солдатова 1228

Сравнительный анализ гумусовых веществ и органического вещества
физических фракций чернозема типичного

Н. Н. Данченко, З. С. Артемьева, Ю. Г. Колягин, Б. М. Козут 1241

ФИЗИКА ПОЧВ

Влияние ветровала на эмиссию диоксида углерода и запасы тонких корней
в почвах Центрального Сихотэ-Алиня

А. В. Иванов, М. А. Сало, В. Ю. Толстикова, С. В. Брянин, Д. Г. Замолодчиков 1255

Изучение пористости почв и пород, адсорбционно-модифицированных
гуминовой кислотой, методом ртутной порометрии

Г. Н. Курочкина 1265

БИОЛОГИЯ ПОЧВ

Изучение некоторых свойств и активности каталазы агротемногумусовых подбелов
при различных видах агротехнического воздействия

Л. Н. Пуртова, Я. О. Тимофеева 1277

Численность и таксономическое разнообразие прокариот аллювиальной бурой почвы
и сопряженных субстратов (Вьетнам, заповедник Пу Хоат)

А. В. Князева, Л. В. Лысак, Н. А. Манучарова, Е. В. Лапыгина, А. В. Александрова 1290

МЕЛИОРАЦИЯ ПОЧВ

Возможные изменения почв сухостепной зоны в связи с глобальным
изменением климата

И. Н. Любимова 1301

ДЕГРАДАЦИЯ, ВОССТАНОВЛЕНИЕ И ОХРАНА ПОЧВ

Пространственная дифференциация свойств поверхностного слоя почв,
формирующихся на шахтных отвалах в Подмосковном угольном бассейне

Н. А. Юдина, И. Н. Семенов, А. В. Шаропова, С. А. Леднев, Т. В. Королева 1310

Полевая верификация эрозионных моделей на основе исследований малого водосбора
в бассейне р. Воробжи (Курская область)

*В. Н. Голосов, А. П. Жидкин, А. И. Петелько, М. С. Осипова,
Н. Н. Иванова, М. М. Иванов* 1321

Contents

No. 10, 2022

Genesis and Geography of Soils

- Common Macro- and Microfeatures of Vertisols and Cryosols
I. V. Kovda 1201
- Soil Cover Structure, Pedo- and Biodiversity of Berezinsky Biosphere Reserve
A. N. Chervan, A. L. Kindeev, and A. A. Sazonov 1215
-

Soil Chemistry

- Polycyclic Aromatic Hydrocarbons in Oligotrophic Peat Soils of the Northern Territories of Western Siberia
D. A. Sokolov, I. S. Ivanova, S. V. Morozov, T. G. Pchel'nikova, and E. A. Soldatova 1228
- Comparative Study of Humic Substances and Organic Matter of Physical Fractions of Haplic Chernozem under Contrasting Land Uses
N. N. Danchenko, Z. S. Artemyeva, Y. G. Kolyagin, and B. M. Kogut 1241
-

Soil Physics

- Effects of Windfall on Soil Surface Carbon Emission and Fine Root Stocks in the Central Sikhote-Alin
A. V. Ivanov, M. A. Salo, V. Yu. Tolstikova, S. V. Bryanin, and D. G. Zamolodchikov 1255
- Study of Porosity of Soils and Soil Minerals, Adsorption-Modified by Humic Acid, Mercury Porometry Method
G. N. Kurochkina 1265
-

Soil Biology

- Study of Some Properties and Activity of Catalase of Albic Stagnosols under Different Types of Agrotechnical Impact
L. N. Purtova and Ya. O. Timofeeva 1277
- Abundance and Taxonomical Diversity of Prokaryotes in Fluvisol and Associated Substrates (Vietnam, Pu Hoat Reserve)
A. V. Kniazeva, L. V. Lysak, N. A. Manucharova, E. V. Lapygina, and A. V. Aleksandrova 1290
-

Soil Reclamation

- On Possible Changes in the Soils of the Dry Steppe Zone due to the Global Climate Change
I. N. Lybimova 1301
-

Degradation, Rehabilitation, and Conservation of Soils

- Spatial Differentiation of the Topsoil Properties at the Spoil Heaps of the Moscow Coal Basin (Central Russian Forest Steppe)
N. A. Yudina, I. N. Semenov, A. V. Sharapova, S. A. Lednev, and T. V. Koroleva 1310
- Erosion Models Field Verification Based on Studies of a Small Catchment in the Vorobzha River Basin (Kursk Region, Russia)
V. N. Golosov, A. P. Zhidkin, A. I. Petel'ko, M. S. Osipova, N. N. Ivanova, and M. M. Ivanov 1321
-
-

ГЕНЕЗИС
И ГЕОГРАФИЯ ПОЧВ

УДК 631.48

ОБЩИЕ ПРИЗНАКИ В МЕРЗЛОТНЫХ И СЛИТЫХ ПОЧВАХ
НА МАКРО- И МИКРОУРОВНЯХ

© 2022 г. И. В. Ковда*

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

*e-mail: ikovda@mail.ru

Поступила в редакцию 17.04.2022 г.

После доработки 02.06.2022 г.

Принята к публикации 15.06.2022 г.

Центральные образы и основные ареалы слитых почв (Вертисолей) и мерзлотных почв (Криосолей) сильно различаются. Однако в последние годы Вертисоли были обнаружены в области распространения многолетнемерзлых пород, а в некоторых палеопочвах отмечены признаки как палеокриогенеза, так и вертиковые свойства. В связи с этим изучение общих признаков и различий на разных уровнях организации Криосолей и Вертисолей становится актуальным. Формирование диагностических признаков Вертисолей и Криосолей обусловлено физическими процессами. Несмотря на разные механизмы этих процессов (усадка и набухание глинистых минералов, образование и таяние льда), они приводят к формированию ряда морфологически сходных признаков как на макро-, так и на мезо- и микроуровнях: микрорельеф, мозаичность профиля, волнистые и прерывистые генетические горизонты, трещиноватость, типы структур, микропризнаки. Поведен анализ, обобщение и систематизация литературных и собственных данных по морфологии Вертисолей и Криосолей на разных уровнях их структурной организации.

Ключевые слова: Vertisols, Cryosols, микроструктуры почвенного покрова, морфология почв, микро-строение почв

DOI: 10.31857/S0032180X22100082

ВВЕДЕНИЕ

До недавнего времени сравнение мерзлотных почв, известных в мировой почвенной литературе как Криосоли (Cryosols), Гелисоли (Gelisol), Криоземы и др., и Вертисолей (Vertisols) не представлялось актуальной задачей в силу географической удаленности друг от друга и принципиально разных условий протекания процессов, формирующих их профиль и свойства.

Согласно WRB [28], Криосоли являются минеральными почвами, формирующимися в холодных климатических условиях при наличии мерзлоты и перманентно мерзлого горизонта крайик. Доминирующими почвенными процессами в большинстве Криосолей являются криогенные процессы (в российской классификации почв аналогами криосолей является ряд почвенных типов, относящихся к Криометаморфическому, Палео-метаморфическому и Криотурбированному отделам). В то время как Вертисоли – это глинистые почвы с высоким содержанием разбухающих глинистых минералов, распространенные преимущественно в тропическом и субтропическом климате с разнообразным водным режимом при выраженном чередовании сухого и

влажного периодов. Вертисоли имеют диагностический горизонт вертик, который определяется по наличию сликенсаидов и клиновидной структуры.

На картах глобального распределения почвенных порядков [46] основные ареалы Гелисолей (Криосолей) расположены на территории Аляски, северной части Канады и России, и лишь единично они встречаются в других, преимущественно высокогорных, регионах. Основные ареалы Вертисолей, напротив, расположены между 50° N и 45° S, и приурочены к Африке, Австралии, южной части Европы и Азии.

Однако, по мере накопления новых данных о географии Вертисолей выяснилось, что они могут встречаться и в условиях более холодного климата. Некоторые Вертисоли, как и Криосоли, также расположены в высокогорных территориях вплоть до высот 2000 м. Также накопились сведения о распространении Вертисолей в условиях умеренно-континентального климата в центральной и восточной Европе, Предкавказье [32]. Условия формирования Вертисолей были пересмотрены [20], а в Американской почвенной классификации [47] был выделен новый подпо-

рядок Вертисолей – Крайерты – Вертисоли, формирующиеся в условиях температурного режима крайик, то есть при среднегодовой температуре почвы менее 8°C, но при отсутствии многолетней мерзлоты. Исследования последующих десятилетий расширили географию холодных вертисолей с режимом крайик. Они были обнаружены вплоть до 54° N: в Китае до 47° N, в Канаде на уровне 43°–54° N, в центральной части Европейской территории России до 49°–53° N [15, 32].

Наши исследования в Бурятии показали возможность формирования Вертисолей и вертиковых почв даже в условиях ультраконтинентального климата (режим гелик) при среднегодовой температуре почв около –4°C и подстилании многолетней мерзлотой, которая, в конце августа находилась на глубине около 300 см [33, 34]. Особенностью таких Вертисолей является сочетание в них как вертиковых, так и криогенных признаков, которые могут иметь сходное морфологическое проявление. Кабала с соавт. [29] отмечали, что морфологическое сходство криогенных признаков с вертиковыми затрудняло диагностику вертисолей в Польше, поскольку на этих территориях широко распространены палеокриогенные признаки в виде диапир, трещин, конволюций и др.

В связи с возможностью сочетания в почвах одновременно и криогенных, и вертиковых признаков, актуальной становится задача выявления полного перечня подобных сходных признаков с описанием их морфологических особенностей для дифференциации и разделения вертикового или криогенного генезиса, а также анализ их взаимного влияния при совместном формировании. Эта задача актуальна как для районов современного распространения глинистых почв, в которых возможна актуальная реализация криогенных и вертиковых процессов, так и для регионов, в которых возможно последовательное развитие этих процессов (например, в условиях палеокриогенеза), а также для правильной интерпретации погребенных почв на основе палеорекоконструкций климата и палеогеографической обстановки. Такие плейстоценовые педокомплексы сочетающие признаки палеокриогенеза и вертиковые свойства уже известны во внеледниковой области Восточно-Европейской равнины и в Прикаспийской низменности [14, 37]. Многие современные Вертисоли расположены на территориях, находившихся ранее в перигляциальных условиях и сохраняющих отдельные реликтовые признаки (например, по данным Хитрова с соавт. [15] в Среднем Поволжье, на Окско-Донской низменности, Среднерусской возвышенности, в Польше [29], а, вероятно, и во многих других регионах центральной и восточной Европы, Восточно-европейской равнины, Сибири и др.).

Цель работы – выявление сходных морфологических проявлений вертиковых и криогенных процессов на разных уровнях организации почвенного пространства¹ – от микроструктур почвенного покрова до макро-, мезо- и микроуровней организации почв, то есть от комплексного почвенного покрова до почвенного профиля или горизонта, и в их микростроении при изучении в шлифах. Эта цель реализуется на основе анализа литературных данных и результатов собственных исследований.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Несмотря на обычно существенно различные условия почвообразования в Вертисолях и Криосолях общим для них является то, что формирование их диагностических признаков вызвано физическими процессами. В Криосолях физические изменения минеральной массы связаны с чередованием промерзания и оттаивания и переходом почвенной влаги из жидкого состояния в твердое. При этом замерзающая влага увеличивается в объеме, и почвенная масса подвергается избыточному давлению. В Вертисолях избыточное давление на почвенную массу создается после увлажнения почв и набухания минеральной массы. Особое значение придается трещинам, в которые может засыпаться поверхностный материал и поступает влага.

Поскольку морфологические характеристики почв являются результатом протекающих в них процессов, то первой задачей исследования было составление перечня сопоставимых процессов, связанных с последовательным увлажнением/иссушением Вертисолей и промерзанием/оттаиванием Криосолей. Перечень таких процессов для Криосолей взят из литературных источников [3, 8, 9, 53] и дополнен аналогами для Вертисолей (табл. 1).

Морфологические признаки на макроуровне. Сходные морфологические признаки на макроуровне можно разделить на поверхностные и внутрпочвенные. Первым общим поверхностным признаком является *растрескивание* поверхности почв. В Криосолях это морозобойное растрескивание или растрескивание иссушения, то есть возникновение трещин из-за сжатия грунта в процессе промерзания грунтов. Растрескивание и заложение сети полигональных трещин является причиной первичной дифференциации поверхности [2, 12]. Именно со сжатием грунта в процессе промерзания связано возникновение мелкобугристого рельефа, пятен-медальонов, мелких

¹ В данном случае термин употребляется “почвенное пространство”, так как он безразмерный и охватывает все уровни организации почв, включая почвенный покров.

Таблица 1. Перечень сопоставимых процессов в Криосолях и Вертисолях

Криосоли	Вертисоли
Криотурбации	Педотурбации, перемешивание
Морозное дробление, криогенное выветривание	Дробление, дезинтеграция, истирание частиц
Пучение, дилатансия (увеличение объема)	Выпучивание, набухание
Криогенные дислокации, обратное движение	Сдвиговые дислокации, подвижки
Инволюции, мерзлотные деформации	Деформации набухания
Морозное растрескивание, растрескивание усыхания	Растрескивание иссушения
Криогенное давление	Давление набухания
Криогенное структурообразование	Вертикальное структурообразование
Вымораживание, криогенная сортировка	Выдавливание, перераспределение крупнозема
Морозное мульчирование	Самомульчирование
Мерзлотная коагуляция	Коагуляция при иссушении

сортированных форм диаметром как менее метра, так и более крупных, а также полос [9, 24].

Вертисоли также характеризуются хорошо развитой системой трещин, этот признак часто используется в качестве одного из их диагностических признаков [27, 28, 48]. Трещиноватость присутствует в Вертисолях как при наличии, так и при отсутствии микрорельефа. Поверхность почв разбита на полигональные отдельности трещинами, ширина которых может достигать 10–15 см. Считается, что интенсивность трещинообразования возрастает с амплитудой изменения влажности [60], а также при низком проективном покрытии растительности [17].

Другим общим поверхностным признаком является *микрорельеф*, который часто формируется как на Криосолях, так и на Вертисолях. При различном генезисе, в обоих случаях его размеры (вертикальная амплитуда и латеральная цикличность или длина волны), а также морфология достаточно разнообразны, тем не менее образуемые на Криосолях и Вертисолях формы микрорельефа весьма схожи. Сходство микрорельефа гильгай и криогенного микрорельефа и аналогия между ними отмечались и ранее [21, 56].

Несмотря на долгую историю изучения, происхождение гильгаев до сих пор имеет различные интерпретации [22]. В недавнем крупном аналитическом обобщении сведений о Вертисолях и микрорельефе гильгай [16] собрана обширная информация о разнообразии морфологии и классификации гильгаев, гипотезах их формирования, а также представлены авторские концепции по каждому из перечисленных вопросов. В общих чертах генезис микрорельефа гильгай связан с процессами усадки и набухания и приводит к формированию волнистой поверхности с регулярным чередованием повышений и понижений. Первая классификация гильгаев включала 6 основных видов: нормальные или округлые, волни-

стые или линейные, сетчатые, с преобладанием понижений, резервуарные и каменистые [25]. Вертикальная амплитуда при этом может меняться от нескольких сантиметров до 2 м, а длина волны от 2 до 60 м [16]. При принятии механизма усадки–набухания в качестве основного, существуют разные гипотезы формирования гильгаев, что позволяет предположить, существование в природе разных процессов, приводящих к образованию гильгаев, отличающихся по морфологии и условиям формирования.

Что касается криогенного рельефа по характеру фазовых переходов выделяют три основных класса: 1) криоаградационный при переходе воды в лед, 2) криодеградационный при переходе льда в воду и 3) смешанный криоаградационно-деградационный при периодической смене обоих фазовых переходов [1, 9]. Группы криогенного рельефа выделены по характеру ведущего криогенного рельефообразующего процесса и в каждом классе могут выделяться несколько из перечисленных групп криогенного рельефа: полигональный, пучинный, структурный, солифлюкционный, нивальный, курумный, термокарстовый, термоэрозионный и термоабразионный. Из разнообразия криогенного рельефа отметим те группы микрорельефа, морфология и размеры которого сопоставимы с гильгаями: (мелко)бугристый, бугристо-западинный, медальонный, микрогрядовый, каменистый, структурные грунты (полигоны).

Сопоставление микрорельефа гильгай с криогенным микрорельефом показало, что действительно, их внешняя морфология может быть весьма схожей, причем аналоги криогенного микрорельефа можно найти для каждого типа микрорельефа гильгай (рис. 1). Однако различия криогенного и вертикального генезиса проявляются при вскрытии почвенных разрезов во внутреннем строении почвенных профилей и горизонтов, что позволяет их дифференцировать. В част-

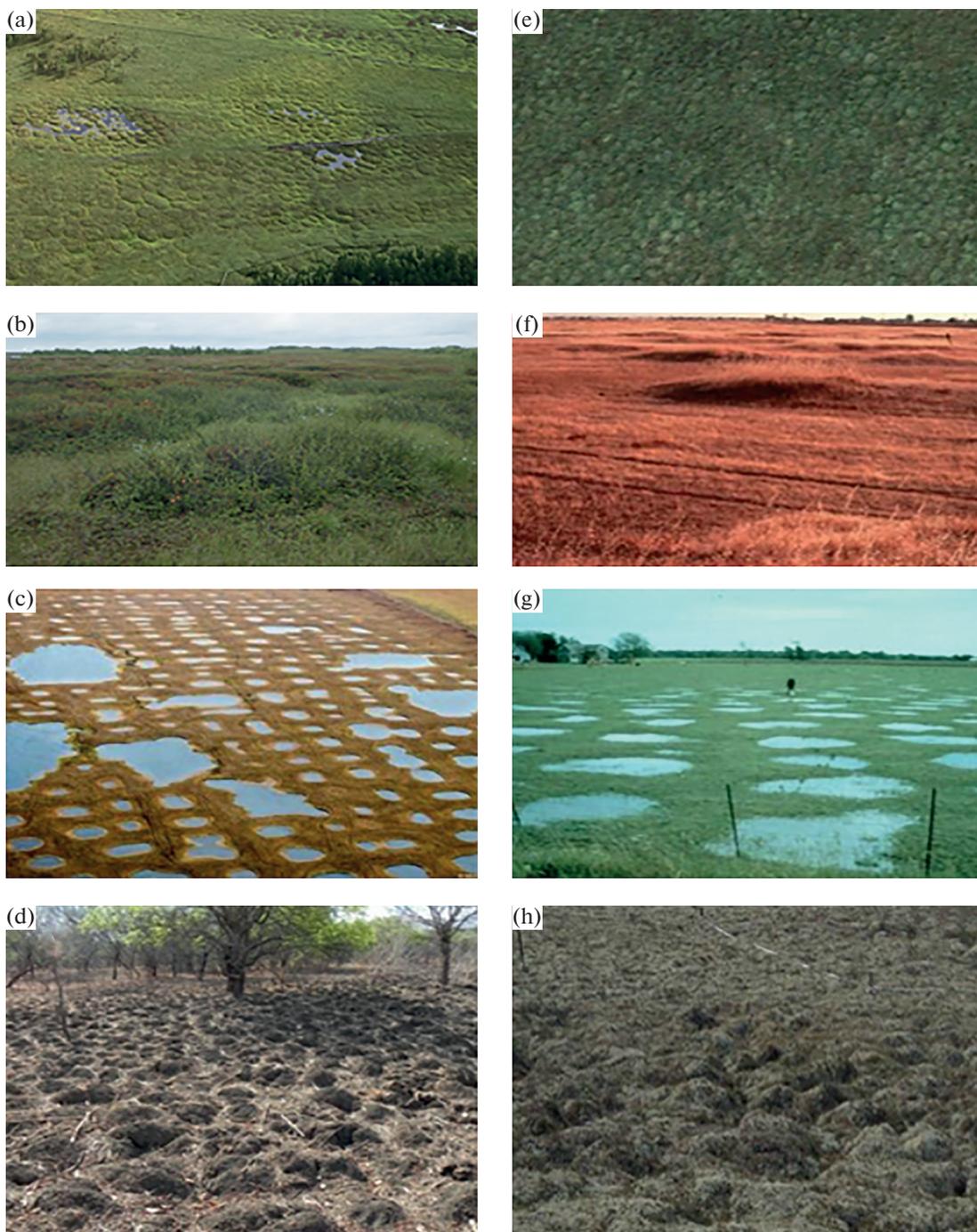


Рис. 1. Сопоставление различных морфологических форм микрорельефа: в Криосолях (а–d) и в Вертисолях(е–h) (фото f, g [23]; h [26]).

ности, минеральная масса под микрорельефом гильгай характеризуется обязательным наличием сликенсайдов. В то же время обращает внимание, поразительное сходство, как размеров, так и форм микрорельефа гильгай и криогенного микрорельефа, а также общие закономерности перехода одних морфологических форм микрорельефа в другие. Например, переход от округлых форм микрорельефа к вытянутым (линейным) при на-

растании уклона поверхности расположения микрорельефа отмечался как для гильгаев [43], так и для каменистых сортированных грунтов (полигонов) [31]. Вероятно, объяснение этому следует искать в общности процессов механики грунтов.

Внутрипочвенные признаки Вертисолей и Криосолей при наличии микрорельефа также могут иметь формальное сходство, которое выража-

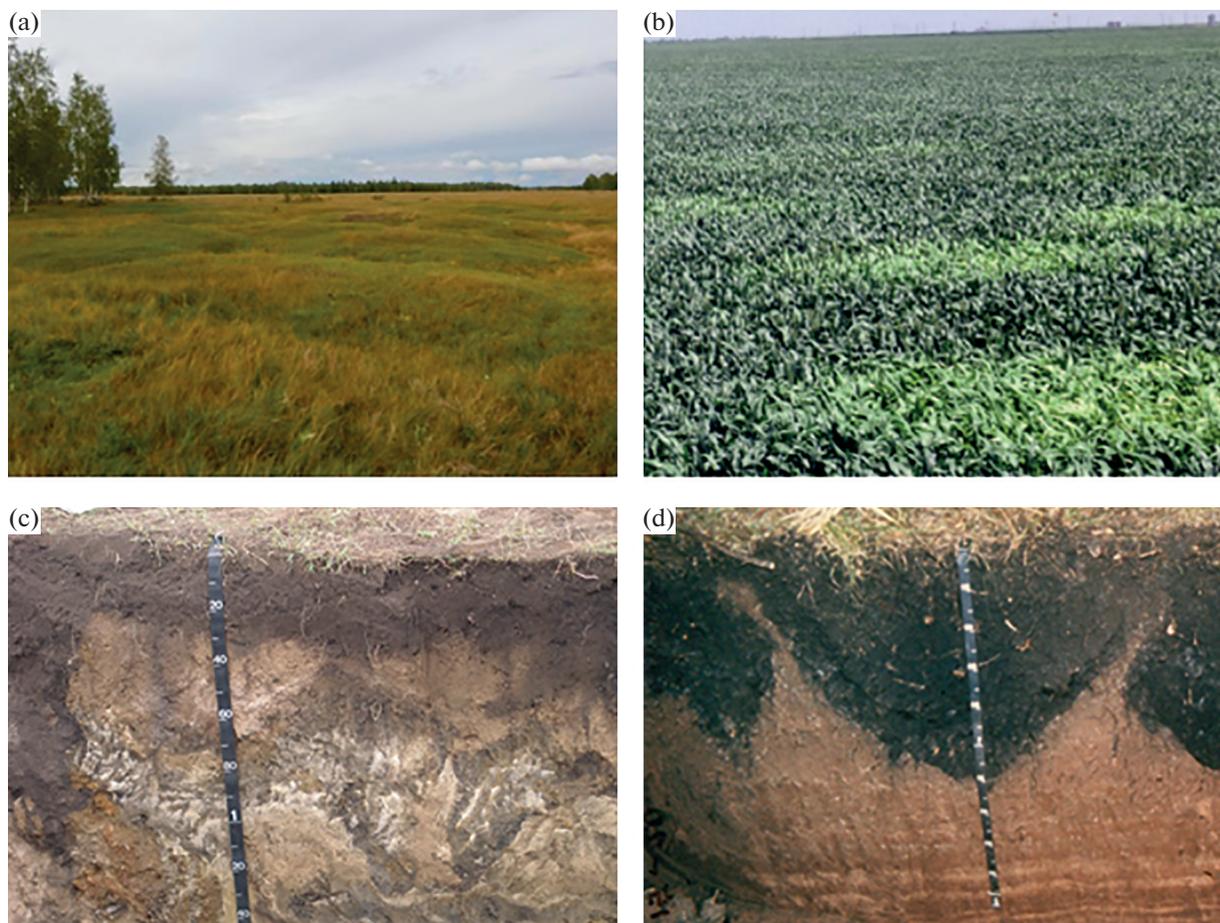


Рис. 2. Комплексность растительного покрова на криогенных почвах Якутии (а) и Вертисолях Техаса (b); мозаичное строение криотурбированного бурозема (с), Бурятия и Вертисоли Техаса (фото Wesley L. Miller) (d).

ется в формировании *комплексности почвенного покрова* или почвенной пятнистости. Это явление широко известно для Вертисолей, в которых пространственная неоднородность может достигать высших таксономических уровней как при микрорельефе, так и при выровненной поверхности, но наличии комплексности внутрипочвенной цикличности в виде крупных чашеобразных структур, очерченных крупными сликенсайдами. Под каждым элементом микрорельефа гильгай (микрорытание, микросклон, микрозападина) почва имеет свои морфологические особенности и может различаться набором и выраженностью почвенных горизонтов, а сами горизонты могут быть разорваны и фрагментированы (рис. 2с, 2d), что будет более подробно обсуждаться в следующем разделе.

В ареалах распространения мерзлотных почв пятнистость и комплексность также имеют широкое распространение, включая трещинно-полигональные комплексы тундровых почв, почвы пятен и трещин и другие, связанные с мерзлотными и эрозионными процессами, а также перерас-

пределением влаги и изменением условий дренарованности.

Поверхностный микрорельеф и внутрипочвенная пространственная неоднородность Вертисолей и Криосолей оказывают влияние на другие компоненты ландшафтов и затрудняют использование этих почв. Перераспределение атмосферного увлажнения и поверхностного стока приводят к формированию комплексного растительного покрова (рис. 2а, 2b). Морозное пучение Криосолей и пучение Вертисолей негативно сказываются на постройках и сооружениях, способствуя развитию трещин в стенах сооружений, наклону столбов, заборов и прочих конструкций, пучению асфальта.

Морфологические признаки на мезоуровне. Сходные морфологические признаки Криосолей и Вертисолей на уровне почвенного профиля и горизонта систематизированы в табл. 2. Рассмотрим подробнее их сходства и различия.

Выше отмечалась характерная пространственная неоднородность Вертисолей, особенно при наличии микрорельефа. Был предложен способ

Таблица 2. Общие признаки Вертисолей и Криосолей на уровне почвенного профиля и горизонта

Признак	Проявление в почве	
	Криосоль	Вертисоль
Мозаичность профиля	Цикличность, фрагментированность, интрузии, инволюции	Цикличность, фрагментированность, интрузии, инволюции
Трещины	Мерзлотное иссушение, ледяные клинья, языковатость, карманы	Иссушение, трещины усадки, гумусовые засыпки
Обогащение обломочным материалом, крупной или пылеватой фракцией	Скопления обломков на поверхности, зоны скопления крупнозема, пылеватые прослойки и кутаны	Каменистый гильгаи, сортировка крупнозема, выдавливание конкреций
Специфическая оструктуренность	Криогенная слоеватость, плитчатость, ореховатость, гранулированность	Клиновидность, параллелепипедные педы, ореховатость
Мульчированный слой	Мерзлотный мульчированный слой	Самомульчированный поверхностный горизонт
Глеиковые/стагниковые признаки	Внутрипочвенный горизонт надмерзлотного оглеения	Квазиглеевые срединные горизонты

описания Вертисолей в траншеях [58]: выделение и описание индивидуальных морфологических элементов (“полигонов”) на протяжении траншеи, их зарисовка с последующим отбором образцов из каждого полигона. Этот способ в принципиальных моментах сходен с детальным морфологическим анализом и выделением морфонов, предложенным Корнблумом [7] для мозаичных почв и опробованным им на слитых почвах, что позволяет отразить сложную пространственную организацию Вертисолей и проследить направления перемещения минеральной массы. Глубокопромерзающие почвы, на основании сложного строения и наличия разорванных или деформированных горизонтов, также были квалифицированы Корнблумом [7] как мозаичные. Недавно аналогичный подход был предложен в качестве методики полевого изучения Гелисолей (Криосолей) [44].

Мозаичность профиля Криосолей определяется криотурбациями, в частности, такими признаками, как интрузии, инволюции, криогенная сортировка, характеризующими в Мировой коррелятивной базе квалификатор Турбик [28]. Отмечается широкий набор криогенных дислокаций, сопровождающих криотурбации в виде струйчатых, складчатых, волнистых образований, нарушающих границы горизонтов и формирующих волнистые переходы [3].

В Вертисолях отмечаются аналогичные морфологические проявления, связанные с педотурбациями, вертикальными и латеральными подвижками, интрузиями нижележащего материала в пластичном состоянии, формирующими вертикальные или наклонные широкие клиновидные структуры или узкие внедрения (диапиры) с раз-

рывом нормальной последовательности горизонтов и формированием более или менее сложной пространственной организации морфонов (полигонов) (рис. 2с, 2d).

Помимо поверхностной полигональной системы трещин Вертисолям и Криосолям характерна внутрипочвенная *трещиноватость*. Морозобойное растрескивание Криосолей более выражено в почвах глинистого состава и проявляется в формировании грунтовых жил или языков, заполненных гумусированным материалом (рис. 2с, 3а). Заполнение трещин происходит в теплый сезон после оттаивания почв за счет сползания влажного поверхностного грунта. Согласно исследованиям морозобойных трещин современных мерзлотных почв в Забайкалье [4], такие гумусовые языки имеют резкие границы со вмещающей массой, достигают глубины 1.5 м, имеют клиновидную апофизную форму и вертикальную ориентировку. Ширина трещин в верхней части достигает 50–60 см, внизу они часто имеют бахромчатые окончания, связанные с повторным трещинообразованием рядом с предыдущим окончанием. Одновременно могут наблюдаться гумусовые языки нескольких генераций.

Любопытно, что при морозном растрескивании иссушения предполагается переориентация частиц, особенно глинистых, а также возможность расширения и углубления трещин усыхания под действием морозного растрескивания [24]. Это позволяет предполагать, что трещинообразование в Вертисолях ультраконтинентального климата может складываться из двух составляющих: иссушения и растрескивания Вертисолей в сухой период теплого времени года, а также морозобойного растрескивания и морозного иссушения в

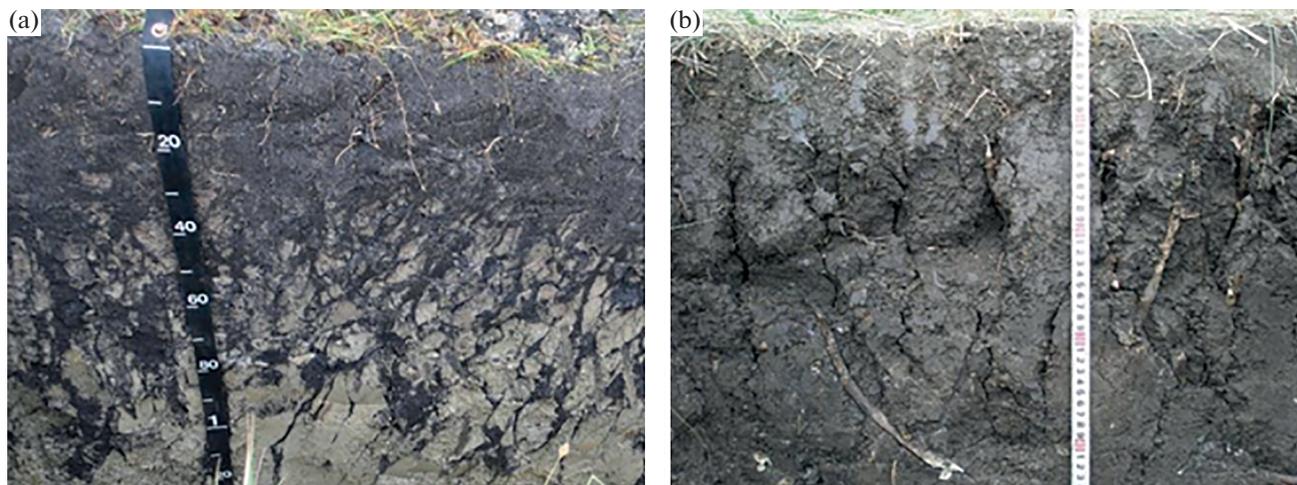


Рис. 3. Различия в морфологии трещин: а – криогенная языковатость в Черноземовидной языковатой надмерзлотно-глееватой почве, Бурятия; б – открытые веретенообразные трещины в Темной слитой почве, Ростовская обл.

зимний холодный период. Полагаем, что сочетание этих двух механизмов усиливает трещинообразование Вертисолей в ультраконтинентальном климате [33].

При изучении Вертисолей, внимание обращается на открытые трещины незаполненные материалом (рис. 3в). Их ширина на поверхности, продолжительность нахождения в открытом состоянии и периодичность открывания учтены в американской классификации почв [50]. Форма трещин клиновидная либо при густом растительном покрове – веретенообразная, то есть с максимальной шириной открытой трещины не в поверхностном, а в подповерхностном горизонте. В сухой сезон в трещины происходит засыпание поверхностной мульчи, что способствует гомогенизации и монотонности профиля [51]. Таким образом, принципиальное отличие при формировании трещин в Вертисолях и Криосолях состоит в том, что в зрелых гомогенных Вертисолях языковатость в результате засыпания гумусированного поверхностного материала в трещины становится менее заметной в почвенном профиле на мезоуровне. Возможно, это может быть индикатором и поможет в интерпретации палеопочвенных признаков и процессов в сложных случаях сочетания криогенеза и вертикальных признаков в палеопочвах. В то же время в случае изменения климатических условий на более аридные и, как следствие, проникновения трещин иссушения за пределы нижней границы гомогенного гумусированного горизонта, признаки языковатости возобновятся.

Мерзлотная (морозная) *сортировка* и вымораживание крупнозема проявляются в вертикальном и горизонтальном перемещении щебня и элементов скелета под действием промерзания и льда (рис. 4а). На мезоуровне это приводит к вер-

тикальной дифференциации содержания скелетного материала с увеличением доли скелетного материала вверху, формированию зон обогащения скелетным материалом, горизонтальному перераспределению щебня и элементов скелета, а также вертикальной ориентации щебня [3].

Вертисоли – глинистые почвы, в которых могут наблюдаться различные закономерности профилного распределения ила и физической глины в зависимости от литологических особенностей почвообразующих пород, а также сопутствующих почвенных процессов (солонцовый, элювиально-глеевый и др.), влияющих на изменение гранулометрического состава [16]. В отношении Вертисолей также выдвигались идеи о накоплении фракций песка и пыли за счет их выдавливания и переноса вверх [59, 45]. Такие предположения высказывались также в отношении карбонатных конкреций: сглаженная округлая форма, четкая оформленность нодулей и их резкая граница с вмещающей массой объяснялась “окатанностью” при локальном перемещении по профилю вследствие процессов усадки-набухания и педотурбаций [59]. В некоторых Вертисолях Австралии, Германии предположительно за счет педотурбаций и выдавливания отмечалось увеличение содержания гравия, щебня и каменистых включений в верхней части профиля и на поверхности почв (рис. 4в). Миллер с соавт. обнаружили концентрическое строение и закономерные изменения изотопных соотношений в слоях крупных (>2 см) карбонатных нодулей и объяснили это перемещением нодулей от западин к повышениям с сохранением в изотопной записи внутренних слоев исходных условий формирования в западинах [40].

О сходстве процесса *самомульчирования* в Вертисолях и Криосолях свидетельствует то, что первоначальное определение этого процесса предпола-



Рис. 4. Зоны обогащения и выдавливания крупнозема в мерзлотной слитой почве (а, показаны стрелками) и выдавливание карбонатных конкреций в Вертисоли (б, фото [23]).

гало “формирование поверхностного горизонта гранулированной структуры в почвах в результате процессов усадки/набухания или процессов промерзания/оттаивания” [49].

Механизм криогенного мульчирования связан с образованием линз льда. Формирование мелкокомковатых и зернистых агрегатов происходит в поверхностных горизонтах Криосолей с высоким содержанием грубых органических остатков и наиболее интенсивным образованием кристаллов и друз льда, как в районах многолетней мерзлоты, так и за ее пределами, обычно в почвах, испытывающих максимальное проявление циклов заморозания/оттаивания [55]. При сохранении стабильности режимов увлажнения, промерзания и протаивания, за счет ежегодного образования устойчивых форм выделений текстурного льда в одних и тех же зонах, зернистая криогенная структура может приобретать водопрочность и устойчивость [3].

Вертисоли в пределах верхних 5 см также могут иметь поверхностный горизонт, состоящий из мелких плотных агрегатов-гранул размером 3–5 мм, формирующихся в результате растрескивания и набухания [39]. Некоторые Вертисоли, в первую очередь солонцеватые или кислые, не имеют такого поверхностного горизонта, прямая корреляция между содержанием органического углерода и развитием мульчированного горизонта отсутствует. Отмечалась связь проявления самомульчирования с емкостью катионного обмена и составом обменных катионов [38], минералогиче-

ским составом и содержанием ила, количеством чередований процессов увлажнения/иссушения и их скоростью [18].

Помимо поверхностного горизонта гранулированная структура может формироваться в более глубоких горизонтах криогенных почв. Этому способствуют криотурбационные и особенно склоновые процессы, приводящие к вращению угловатых агрегатов и за счет этого, стиранию и закруглению острых граней и как результат формированию округлых (ооидов) и угловатых агрегатов [13, 54]. Подробнее криогенные ооиды и их аналоги в Вертисолях будут рассмотрены в разделе признаков на микроуровне.

Для криогенных почв, в первую очередь за счет выделений текстурообразующего льда при промерзании, а также за счет увеличения общего давления массы, меньшей скорости процессов оттаивания и увеличения структурообразующих органических или минеральных коллоидов с глубиной отмечается устойчивое увеличение размеров структурных отдельных частей, возрастает их прочность [3, 55]. В подповерхностных и срединных надмерзлотных горизонтах криогенных почв в результате сегрегации льда широко представлена плитчатая криогенная, ореховатая и призматическая оструктуренность. Толщина плитчатых агрегатов варьирует от нескольких миллиметров до сантиметров (листоватая, пластинчатая, плитчатая, сланцевая). При этом известно, что слоистая криогенная текстура формируется при медленном промерзании тонкодисперсных грунтов, а

миграция влаги к растущему горизонтальному шлиру льда и замерзание приводят к иссушению и усадке нижележащего прилегающего слоя. В свою очередь усадка способствует образованию вертикальных трещин [5].

В Вертисолях также формируется *специфическая оструктуренность*, связанная с процессами усадки/набухания, однако без воздействия льда. С глубиной в почвенном профиле, за счет увеличения количества сликенсайдов и разнообразия их ориентации, усиливается скошенность и клиновидность ореховатых и призматических педов. В горизонте максимального проявления этого признака формируется клиновидная структура, переходящая с глубиной в параллелепипедную, то есть в отдельности более крупного размера со скошенными боковыми гранями. Клиновидная структура, сформированная пересекающимися сликенсайдами является важнейшим диагностическим признаком Вертисолей.

В целом следует отметить, что в криогенных почвах и в Вертисолях происходит образование более или менее сходных агрегатов, что объясняется тем, что даже при криогенном механизме за счет формирования агрегированности под воздействием льда, непосредственную роль играет морозное иссушение и усадка минеральной массы и, как следствие, образование сходной трещиноватости. Однако в случае глинистых набухающих Вертисолей, на процессы усадки после увлажнения почв накладываются сдвиговые процессы, приводящие к формированию сликенсайдов и угловатости педов, тогда как в мерзлотных почвах подобные сдвиговые явления отсутствуют.

Морфологические признаки на микроуровне. Микропризнаки процессов растрескивания, дислокаций, турбаций, уплотнения и переорганизации массы, дробления, сортировки, агрегации и др., происходящие в Криосолях и Вертисолях, систематизированы в табл. 3. Эти признаки хорошо диагностируются на микроуровне, многие из них устойчивы, сохраняются в погребенных почвах и имеют сходное проявление при изучении в почвенных шлифах.

Сходство микропризнаков почвенных процессов в мерзлотных и вертикальных почвах, как и признаков на макро- и мезоуровнях, объясняется тем, что они образуются под действием чередующихся физических процессов давления и снятия напряжений. Промерзание мерзлотных почв приводит к иссушению межшлировых зон и сегрегации льда, а дальнейшее влияние на микропризнаки зависит от таких характеристик, как гранулометрический состав, содержание органического вещества и ила, параметров увлажнения и температурного режима, условий дренажа. Наиболее характерные криогенные микропризнаки — это плитчатые и линзовидные микроаг-

регаты, глинистые и пылеватые шапки и кутаны, микросортировка, приводящая к различным типам слоистого микростроения, вертикальная переориентация зерен скелета, признаки микродвигов, вокругскелетный и околопоровый типы оптической ориентации, гранулярные микроагрегаты (ооиды), формированию пор-трещин, вагов, пузырьковых и сложных звездчатых пор. Накопление действия промерзания, протаивания и солифлюкционных процессов приводит к уплотнению, смещениям и деформациям криогенных микропризнаков [54].

Практически такой же набор микропризнаков отмечался для Вертисолей. Поверхностная мульча или округлые (гранулированные) и комковатые микроагрегаты размером 2–5 мм формируются в поверхностном горизонте Вертисолей за счет повторяющихся циклов увлажнения и высыхания [19]. Давление и сдвиги проявляются в формировании пор-трещин и разнообразных стресс-кутан. На разных глубинах микромаасса характеризуется вокругскелетной, околопоровой, волокнистой, перекрестно-волокнистой, параллельно-волокнистой, струйчатой, изогнуто-петельчатой типами оптической ориентации [36]. Отмечалось формирование кутан вокруг скелетных зерен и перемещение зерен с кутанами вверх путем выталкивания [41]. Засыпание микроагрегатов в трещины приводит к формированию микроразнональности [35].

Округлые микроагрегаты сферической и угловато-сферической формы, сходные с криогенными ооидами, отмечались в срединных горизонтах со сликенсайдами и глубже в средиземноморских вертисолях на различных почвообразующих породах в результате явления усадки и когезии [30]. В скрещенных николях агрегаты маркируются стресс-кутанами, образующимися под влиянием процессов усадки–набухания [42]. Мы наблюдали подобные агрегаты как в вертисолях Северного Кавказа [6], так и в криогенных почвах Бурятии [33, 34]).

Анализ информации о процессах, формирующих микростроение криогенных почв и вертисолей, подтвердил, что они приводят к формированию ряда сходных микропризнаков (рис. 5а–5ж). В Вертисолях ультраконтинентального климата Бурятии [33] обилие клиновидных микроагрегатов, обнаруженное нами в шлифах, вероятно, отражает развитие вертикальных признаков на благоприятном фоне, подготовленном предшествующим криогенным микрооструктурированием. При этом в Вертисолях умеренного климата в Предкавказье такие остроугольные клиновидные агрегаты не встречены. Вероятно, именно криогенной предрасположенностью к клиновидной микроагрегированности можно объяснить отмеченное нами в почвах криогенного слитого ком-

Таблица 3. Сходные микропризнаки основных почвенных процессов в Криосолях (по [3, 54] и Вертисолях [35, 36])

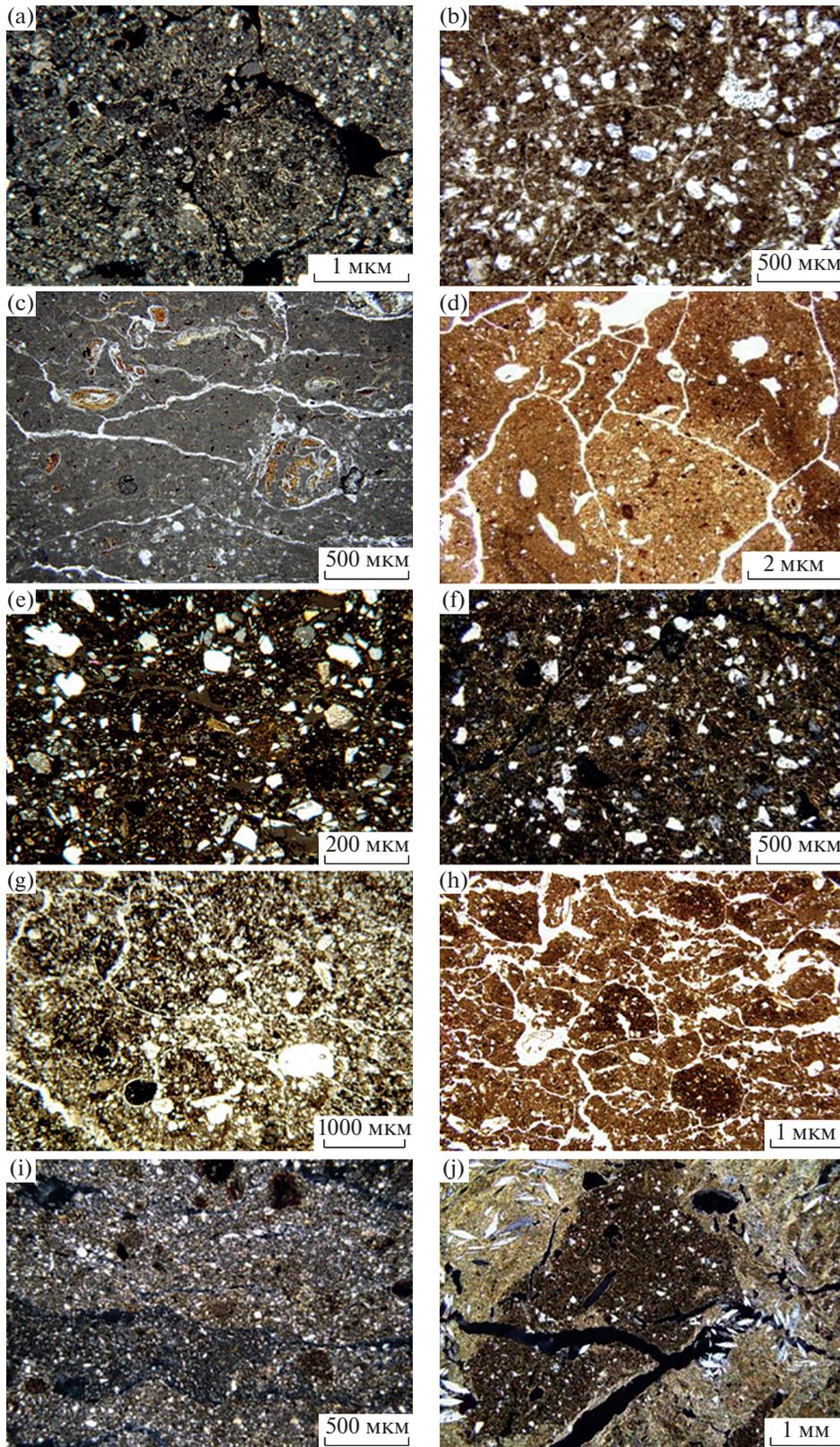
Криосоли		Вертисоли	
процесс	микропризнак	процесс	микропризнак
Криотурбации	Неоднородность строения материала, микроразнообразие по цвету, составу, микростроению	Педотурбации, перемешивание	Неоднородность строения материала, микроразнообразие по цвету, составу, микростроению на начальных стадиях; гомогенность в зрелой почве
Морозное дробление	Растрескивание и разрушение зерен и новообразований	Дробление, истирание частиц	Растрескивание и разрушение новообразований или агрегатов
Пучение, дилатансия (увеличение объема), криогенные дислокации, обратное движение, инволюции, мерзлотные деформации	Микросбросы; инфиллинги из материала вышележащих горизонтов; струйчатые, складчатые, волнистые нарушения; полосчатая ориентация	Выпучивание, набухание, сдвиговые деформации, подвижки, интрузии	Микроразнообразие состава и строения; волокнистая параллельная, наклонная ориентация; линейное распределение; изогнуто-петельчатый тип оптической ориентации
Морозное растрескивание	Поры-трещины	Растрескивание иссушения	Поры-трещины
Криогенное давление	Стресс-кутаны, микроструйчатые текстуры, плотное сложение	Давление набухания	Стресс-кутаны, сетчатый, струйчатый, околородовый, вокругскелетный тип оптической ориентации; плотное сложение; массивная микроструктура
Криогенное структурообразование	Уплотненные (плитчатые, листоватые, линзовидные), угловато-блоковые, зернистые микроагрегаты	Вертикальное структурообразование	Угловато-блоковая, массивная микроструктура
Вымораживание, криогенная сортировка	Кольцевые, линейные, сетчатые формы распределения зерен скелета, скопления минеральных зерен	Выдавливание и сортировка крупнозема	Скопления минеральных зерен, новообразований, зоны обогащения
Морозное мульчирование	Угловато-блоковые и гранулированные микроагрегаты в верхних горизонтах	Самомульчирование	Зернистые и комковатые микроагрегаты в верхних горизонтах
Мерзлотная коагуляция, тиксотропия	Округлые микроагрегаты (ооиды) с кольцевой ориентацией минеральных частиц	Коагуляция при иссушении, тиксотропия	Округлые микроагрегаты-сфероиды (ооиды)

плекса в Бурятии более яркое проявление слитогенеза на микроуровне при его слабой выраженности на макроуровне [34].

Другой общий пример – тенденция к линейному распределению новообразований, в частности формирование криогенных кольцевых структур из зерен скелета в результате сортировки

песчаных частиц при циклических процессах промерзания и оттаивания и перемещения зерен на контактах с ледяными шпирями [10, 11]. Аналогичные кольцевые структуры из песчаных зерен обнаружены в Предкавказских Вертисолях, сформированных в условиях умеренно-континентального климата со среднегодовой температурой $\sim 8.5^\circ\text{C}$. Их формирование мы связываем с

Рис. 5. Сходство микропризнаков в криогенных и вертикальных почвах: округлые микроагрегаты типа ооидов в криогенной почве Бурятии, 130–135 см, NX (а) и Вертисоли Предкавказья, 100–105 см, NII (б); клиновидные криогенные микроагрегаты в корковом криогенном горизонте, Оренбургская область, NII (с) и Вертисоли Предкавказья, 5–10 см, NII (д); кольцевые структуры зерен скелета в криосоли Якутии, 0–10 см, NX (е) и Вертисоли Предкавказья, 60–65 см, NX (ф); включения округлых гумусированных микроагрегатов в криогенной почве Якутии, 20–30 см, NII (г) и Вертисоли Предкавказья, 3–8 см, NII (и); мозаичное микростроение с резкими границами деформированных микроагрегатов криометаморфического горизонта палеопочвы Западной Сибири, 90–100 см, NX (и) и Вертисоли Предкавказья, 60–65 см, NX (ж) (фото М.П. Лебедевой).



перераспределением песчаных зерен в ходе процессов усадки—набухания глинистого смектитового материала Вертисолей (рис. 5f).

Помимо образования округлых микроагрегатов-ооидов криогенные процессы промерзания—оттаивания способствуют формированию комплексных агрегатов (конгломератов), состоящих из дискретных фрагментов и округлых частиц, которые испытали перемещение и затем были окружены глинистыми частицами и объединены в единый агрегат [52]. Подобные комплексные агрегаты встречаются в Вертисолях жаркого и умеренного климата, а также ультраконтинентального климата, где их формирование могло усиливаться мерзлотными процессами.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В последние годы Вертисоли обнаружены в области распространения многолетнемерзлых пород, а в некоторых плейстоценовых палеопочвах отмечено сочетание признаков палеокриогенеза и вертикальных свойств. В связи с этим изучение общих признаков и различий на разных уровнях организации Криосолей и Вертисолей становится актуальным.

Несмотря на принципиальные различия внешних факторов формирования центральный образ и ряд диагностических признаков этих почв управляют физическими процессами деформаций.

Механизм деформаций различный: регулярно повторяющиеся циклы промерзания—оттаивания в Криосолях и циклы усадки—набухания в Вертисолях. Таким образом, организация пространства Криосолей и Вертисолей обусловлена водой, льдом и разбухающими глинистыми минералами (смектитами) соответственно. При этом результат процессов на различных уровнях структурной организации Вертисолей и Криосолей тяжелого гранулометрического состава имеет много общего. Это полигональная трещиноватость, микрорельеф, комплексность почвенного покрова на макроуровне; мозаичность профиля и фрагментарность горизонтов, трещиноватость, сильное варьирование глубин горизонтов, мульчированный поверхностный горизонт, неоднородность распределения крупнозема и включений, пучения и выдавливания материала, внутрпочвенное оглеение на мезоуровне профиля и горизонта. Особенно много общих признаков на микроуровне, которые проявляются в микроразнообразии массы, дроблении и переорганизации крупных частиц, формировании сходных типов оптической ориентации глины и формы микроагрегатов.

При этом безусловно присутствуют и специфические признаки, характерные только для определенного типа почв. В признаках Вертисолей и Криосолей имеются и различия, не связан-

ные с биоклиматически обусловленными органо-минеральными взаимодействиями. Характер трещиноватости, наличие/отсутствие сликенсаидов и особенности формирования почвенной структуры — важнейшие из них; это и позволяет в дальнейшем выработать четкие критерии, позволяющие выявлять криогенную или вертикальную природу свойств сложноорганизованных полигенетических современных и палеопочв.

БЛАГОДАРНОСТЬ

Автор выражает глубокую благодарность С.В. Горячкину (Институт географии РАН) за инициирование и поддержку данной работы, ценные советы и обсуждение в ходе подготовки статьи, а также выражает искреннюю признательность Н.Б. Хитрову (Почвенный институт имени В.В. Докучаева) за полезные советы и комментарии при доработке статьи.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Исследование выполнено в рамках темы НИР Почвенного института им. В.В. Докучаева АААА-А19-119081690029-4. Материалы по криогенным признакам почв Оренбургской области получены при финансовой поддержке РФФИ в рамках гранта № 20-05-00556.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Втюрина Е.А.* Криогенное строение пород сезоннопротаивающего слоя. М.: Наука, 1974. 127 с.
2. *Гаранкина Е.В.* Эволюция криогенного микрорельефа низкогорий Субарктики // Криосфера Земли. 2013. Т. XVII. № 3. С. 3—16.
3. *Губин С.В.* Роль криогенеза в организации почв на макро-, мезо- и микроуровнях // Морфология почв: от макро- до субмикроуровня. Матер. Всес. конф. с межд. участием. 19—21 декабря 2016. М.: Почв. Ин-т им. В.В. Докучаева. 2016. С. 70—84.
4. *Гугалинская Л.А., Алифанов В.М.* Морфогенетический анализ профиля как основа реконструкции условий почвообразования (на примере мерзлотных почв Нерчинской котловины) // Почвоведение. 1979. № 6. С. 5—19.
5. *Достовалов Б.Н., Кудрявцев В.А.* Общее мерзлотоведение. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1967. 404 с.
6. *Ковда И.В., Моргунов Е.Г., Ярилова Е.А.* Микроморфологические черты полигенеза почв гильгаев // Генезис, география и эволюция почв. Науч. тр. Почв. ин-та им. В.В. Докучаева. М.: 1992. С. 115—125.
7. *Корнблюм Э.А.* Основные уровни морфологической организации почвенной массы // Почвоведение. 1975. № 9. С. 36—48.
8. *Макеев О.В.* Криология почв. М.: Изд-во РАН, 2019. 464 с.

9. *Мудров Ю.В.* Мерзлотные явления в криолитозоне равнин и гор. Основные понятия и определения. Иллюстрированный энциклопедический справочник. М.: Научный мир, 2007. 312 с.
10. *Пастухов А.В.* Микроморфологическое строение мерзлотных и длительно сезонно-промерзающих суглинистых почв Европейского Северо-востока // Известия Коми научного центра УрО РАН. Вып. 4(12). Сыктывкар, 2012. С. 30–39.
11. *Романенко К.А., Рогов В.В., Юдина А.В., Абросимов К.Н., Скворцова Е.Б., Курчатова А.Н.* Исследование микростроения мерзлых почв и дисперсных пород с помощью рентгеновской компьютерной томографии: методы, подходы, перспективы // Бюл. Почв. Ин-та им. В.В. Докучаева. 2016. Вып. 83. С. 103–117. <https://doi.org/10.19047/0136-1694-2016-83-103-117>
12. *Романовский Н.Н.* Основы криолитогеоза криосферы. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1993. 335 с.
13. *Русанова Г.В., Шахтарова О.В.* Структурная организация и профильная дифференциация веществ в автоморфных почвах юго-востока Большеземельской тундры // Вестн. Томского гос. ун-та. Биология. 2012. № 3(19). С. 18–32.
14. *Сычева С.А., Ковда И.В., Семенов В.В., Пушкина П.Р., Шоркунов И.В.* Почвенно-лесовая стратиграфия Среднерусской возвышенности (от Эоплейстоцена до голоцена) по данным изучения разреза Новопоселковский карьер (Курск) // VIII Всерос. Совещ. по изучению четвертичного периода “Фундаментальные проблемы квартера, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований”. Ростов-на-Дону: Изд-во ЮНЦ РАН, 2013. С. 617–618.
15. *Хитров Н.Б., Роговнева Л.В.* Гранулометрический состав вертисолей и вертиковых почв России // Почвоведение. 2017. № 3. С. 329–344. <https://doi.org/10.7868/S0032180X17030066>
16. *Хитров Н.Б., Калинина Н.В., Роговнева Л.В., Рухович Д.И.* Слитоземы и слитизированные почвы России. М.: ИД Академии Жуковского, 2020. 640 с.
17. *Ahmad N.* Vertisols // Pedogenesis and Soil Taxonomy. II. The Soil Orders / Eds. Wilding L.P et al. Amsterdam: Elsevier, 1983. P. 91–123.
18. *Ahmad N.* Occurrence and distribution of vertisols // Vertisols and Technologies for Their Management. Amsterdam: Elsevier, 1996. V. 24. P. 1–41.
19. *Blokhuis W.A., Wilding L.P., Kooistra M.J.* Classification of vertic intergrades: macromorphological and micromorphological aspects // Characterization, classification and utilization of cold Aridisols and Vertisols. Proc. Sixth Int. Soil Correlation Meeting (ISCOM). Lincoln, 1990. 1991. P. 1–7.
20. *Comerma J.A., Williams D., Newman A.* Conceptual Changes in the classification of Vertisols // Vertisols: Their distribution, properties, classification and management. Technical Monograph No 18. TAMU, College Station, 1988. P. 41–54.
21. *Costin A.B.* A note on gilgaies and frost soils // J. Soil Sci. 1955. V. 6. P. 32–34.
22. *Dixon J.C.* Aridic soils, patterned ground, and desert pavements // Geomorphology of Desert Environments. Springer Scienca+Business Media B.V., 2009. P. 101–122. https://doi.org/10.1007/978-1-4020-5719-9_5
23. *Eswaran H., Beinroth F.H., Reich P.F., Quandt L.A.* Vertisols: their properties, classification, distribution and management. The Guy D. Smith memorial Slide Collection. USDA, 1999. CDROM.
24. *French H.M.* The Periglacial Environment. Wiley-Blackwell. 2018. 544 p.
25. *Hallsworth E.G., Robertson G.K., Gibbons F.R.* Studies in pedogenesis in New South Wales. VII. The “Gilgai” soils // J. Soil Sci. 1955. V. 6. № 1. P. 1–31.
26. <https://pt.wikipedia.org/wiki/Vertissolo>
27. *Isbell R.F.* National Committee on Soil and Terrain. The Australian soil classification. Melbourne: CSIRO Publ., 2021. 192 p.
28. IUSS Working Group WRB. 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 (UN Food and Agricultural Organization, Rome, 2015).
29. *Kabala C., Plonka T., Przekora A.* Vertic properties and gilgai-related subsurface features in soils of southwestern Poland // Catena. 2015. V. 128. P. 95–107. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2015.01.025>
30. *Kapur S., Karaman C., Akça E., Aydina M., Dinc U., FitzPatrick E.A., Pagliai M., Kalmar D., Mermute A.R.* Similarities and differences of the spheroidal microstructure in Vertisols from Turkey and Israel // Catena. V. 28(3). P. 297–311. [https://doi.org/10.1016/S0341-8162\(96\)00044-6](https://doi.org/10.1016/S0341-8162(96)00044-6)
31. *Kessler M.A., Werner B.T.* Self-Organization of Sorted Patterned Ground // Science. 2003. V. 299(5605). P. 380–383. <https://doi.org/10.1126/science.1077309>
32. *Kovda I.V.* Vertisols: Extreme features and extreme environment // Geoderma Regional. 2020. V. 22. P. E00312. <https://doi.org/10.1016/j.geodrs.2020.e00312>
33. *Kovda I., Goryachkin S., Lebedeva M., Chizhikova N., Kulikov A., Badmaev N.* Vertic soils and Vertisols in cryogenic environments of Southern Siberia, Russia // Geoderma. 2017. V. 288. P. 184–195. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2016.11.008>
34. *Kovda I.V., Lebedeva M.P.* Modern and relict features in clayey cryogenic soil: morphological and micromorphological identification // SJSS. 2013. V. 3(3). P. 70–87. <https://doi.org/10.3232/SJSS.2013.V3.N3.01>
35. *Kovda I.V., Lebedeva M.P., Morgun E.G.* Central image of vertisols: evolution of concepts of their morphology and genesis // Dokuchaev Soil Bulletin. 2016. V. 86. P. 134–142. <https://doi.org/10.19047/0136-1694-2016-86-134-142>
36. *Kovda I., Mermut A.R.* Vertic features // Interpretation of micromorphological features of soils and regoliths / Eds. Stoops G. et al. Amsterdam: Elsevier, 2018. P. 604–632.
37. *Makeev A., Lebedeva M., Kaganova A., Rusakov A., Kust P., Romanis T., Yanina T., Kurbanov R.* Pedosedimentary environments in the Caspian Lowland during MIS5 (Srednaya Akhtuba reference section, Russia) // Quarter. Int. V. 590. 2021. P. 164–180. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2021.03.015>

38. *McGarry D.* The structure and grain size distribution of Vertisols // *Vertisols and Technologies for their Management. Developments in Soil Science.* Amsterdam: Elsevier, 1996. V 24. P. 231–259.
39. *Mermut A.R., Dasog G.S., Dowuona G.N.* Soil morphology // *Vertisols and Technologies for their Management. Developments in Soil Science.* Amsterdam: Elsevier, 1996. V 24. P. 89–114.
40. *Miller D.L., Mora C.I., Driese S.G.* Isotopic variability in large carbonate nodules in Vertisols: Implications for climate and ecosystem assessments // *Geoderma.* 2007. V. 142(1). P. 104–111. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2007.08.007>
41. *Nettleton W.D., Sleeman J.R.* Micromorphology of Vertisols. // *Soil Micromorphology and Soil Classification.* Soil Sci. Soc. Am. Publ. 1985. № 15. P. 165–196.
42. *Özcan H., Aydemir S., Çullu M.A., Günal H., Eren M., Kadir S., Ekinci H., Everest T., Sungur A., FitzPatrick E.A.* Vertisols // *The Soils of Turkey* / Eds. Kapur S. et al. World Soils Book Series. 2018. P. 169–206. https://doi.org/10.1007/978-3-319-64392-2_11
43. *Paton T.R.* Origin and terminology for gilgai in Australia // *Geoderma.* 1974. V. 5. P. 221–242.
44. *Ping C.L., Clark M.H., Kimble J.M., Michaelson G.J., Shur Yu., Stiles C.A.* Sampling protocol for permafrost-affected soils // *Soil Horizons.* 2013. <https://doi.org/10.2136/sh12-09-0027>
45. *Schlichting E.* Clay accumulation in vertic subsoils by sand ejection? // *11th Int. Congr. Soil Sci.* Edmonton, 1978. V. 1. P. 270–271.
46. Soil Survey Staff. Illustrated guide to soil taxonomy. U.S. Department of Agriculture, Natural Resources Conservation Service, National Soil Survey Center, Lincoln, 2015. 681 p.
47. Soil Survey Staff. Keys to Soil Taxonomy. 6th edition. USDA. NRCS, 1994. 306 p
48. Soil Survey Staff. Keys to Soil Taxonomy. 12th edition. USDA. NRCS, 2014. 372 p.
49. Soil Survey Staff. Soil Classification – A Comprehensive System: 7th Approximation. Soil Conserv. Service, U.S. Dept. of Agriculture, Washington, D.C. U.S. Govern. Printing Office. 1960. 269 p.
50. Soil Survey Staff. Soil Taxonomy: A basic system of soil classification for making and interpreting soil surveys. Agric. Handbook No. 436, USDA-NRCS, Washington, 1999. 869 p.
51. *Temga J.P., Azinwi T.P., Basga D.S., Zo'o Z.Ph., Gouban H., Abossolo M., Nguetnkam J.P., Bitom D.L.* Characteristics, classification and genesis of vertisols under seasonally contrasted climate in the lake Chad Basin, Central Africa // *J. African Earth Sci.* 2019. V. 150. P. 176–193. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2018.11.003>
52. *Van Everdingen R.O.* Multi-language glossary of permafrost and related ground-ice terms. The Arctic Institute of North America, The University of Calgary, Calgary, Alberta, Canada T2N 1N4, 1998 (revised 2005). 159 p.
53. *Van Vliet-Lanoue B.* Frost and soils: implications for paleosols, paleoclimates and stratigraphy // *Catena.* 1998. V. 34. P. 157–183. [https://doi.org/10.1016/S0341-8162\(98\)00087-3](https://doi.org/10.1016/S0341-8162(98)00087-3)
54. *Van Vliet-Lanoue B., Fox C.A.* Frost action // *Interpretation of Micromorphological Features of Soils and Regoliths* / Eds. Stoops G. et al. Elsevier, 2018. P. 575–604.
55. *Van Vliet-Lanoue B., Fox C.A., Gubin S.V.* Micromorphology of Cryosols // *Cryosols. Permafrost-Affected Soils* / Ed. Kibmle J. Berlin: Springer-Verlag, 2004. P. 365–390.
56. *White E.M.* Formation of Gilgai and Soil Wedges in South Dakota // *Soil Survey Horizons.* 1997. V. 38(1). P. 11–19.
57. *Wieder M., Yaalon D.H.* Effect of matrix composition on carbonate nodule crystallization // *Geoderma.* 1974. V. 11. P. 95–121
58. *Williams D., Cook T., Lynn W., Eswaran H.* Evaluating the field morphology of Vertisols // *Soil Survey Horizons.* 1996. V. 37. P. 123–130.
59. *Yaalon D.H., Kalmar D.* Vertical movement in an undisturbed soil: Continuous measurement of swelling and shrinkage with a sensitive apparatus // *Geoderma.* 1972. V. 8. P. 231–240.
60. *Young R.N., Warkentin B.P.* Introduction to Soil Behavior. N.Y.: McMillan Co., 1966. 451 p.

Common Macro- and Microfeatures of Vertisols and Cryosols

I. V. Kovda*

Dokuchaev Soil Institute, Moscow, 119017 Russia

*e-mail: ikovda@mail.ru

The central images and main areas of Vertisols and Cryosols differ greatly. However, recently the Vertisols have been found in the permafrost area, and the signs of both paleocryogenic and vertic properties have been found in some paleosols. In this regard, the study of common and specific features at different levels of organization of Cryosols and Vertisols becomes relevant. The formation of diagnostic features of Vertisols and Cryosols is related to physical processes and deformations. Despite the different mechanisms of these physical processes (shrinkage and swelling of clay minerals, ice formation and melting), they lead to the formation of a number of morphologically similar features both at the macro and micro levels: microrelief, mosaic profile, wavy and discontinuous genetic horizons, cracking, specific aggregation, microfeatures. The article develops sporadic previous observations, analyzes, generalizes and systematizes the literature and personal data on the morphology of Vertisols and Cryosols at different levels of their structural organization.

Keywords: Vertisols, Cryosols, soil cover, soil morphology, microstructure

ГЕНЕЗИС
И ГЕОГРАФИЯ ПОЧВ

УДК [631.4+630.181]:[574.47+573.7]:519.65

СТРУКТУРА ПОЧВЕННОГО ПОКРОВА, ПЕДО- И БИОРАЗНООБРАЗИЕ ТЕРРИТОРИИ БЕРЕЗИНСКОГО БИОСФЕРНОГО ЗАПОВЕДНИКА

© 2022 г. А. Н. Червань^{а, *}, А. Л. Киндеев^{а, **}, А. А. Сазонов^а

^аБелорусский государственный университет, пр. Независимости, 4, Минск, 220030 Беларусь

*e-mail: ChervanAlex@mail.ru

**e-mail: AKindeev@tut.by

Поступила в редакцию 07.02.2022 г.

После доработки 19.04.2022 г.

Принята к публикации 27.04.2022 г.

Выполнена геосистемная типология структуры почвенного покрова Березинского биосферного заповедника и проведена количественная оценка показателей контрастности, сложности и неоднородности почвенных комбинаций. Приведена пространственная дифференциация расчетных и агрегированных значений коэффициента неоднородности структуры почвенного покрова. Дана типологическая характеристика природных условий территории заповедника по идентифицированным закономерно организованным геосистемам: фрагментарным, выпуклым и плоским водоразделам; долинообразным и озеровидным депрессиям; расчлененным прирусловым, центральным и притеррасным поймам. Отмечена неоднородность и локальная выраженность геосистем переходных зон, умеренная неоднородность и количество депрессий неглубоких и пойм центральных и притеррасных, умеренная неоднородность и доминирование водоразделов выпуклых и депрессий глубоких. В геoinформационной базе данных с соблюдением топологических правил выполнена геостатистическая обработка картометрических показателей структуры почвенного покрова и 10 индексов разнообразия почв и растительности, а также расчет парной корреляции при оценке педо- и биоразнообразия территории заповедника. Показано, что наиболее статистически оправданными являются индексы Шеннона, нормированный Шеннона, Джини–Симпсона и латеральной дифференциации. Подтверждением достоверности корреляции педо- и биоразнообразия являются приведенные расчеты значений индексов по группам идентифицированных геосистем. Выполнен регрессионный анализ наиболее коррелируемых индексов с расчетом функциональных зависимостей. Приведено пространственное распределение результатов оценки педо- и биоразнообразия с учетом коэффициентов детерминации между ними, что может служить основой функционального зонирования и территориального планирования допустимой антропогенной нагрузки при управлении особо охраняемыми природными территориями.

Ключевые слова: геосистема, неоднородность и контрастность почвенных комбинаций, индексы разнообразия почв и растительности, геостатистика

DOI: 10.31857/S0032180X22100021

ВВЕДЕНИЕ

Дискретно-континуальный характер почвенного покрова является одной из его отличительных особенностей, вызывающей сложности пространственного анализа и картографирования. Цифровое почвенное картографирование предполагает использование двух основных подходов: прямого и косвенного [18]. Первый базируется на теории вероятности и методах педометрики и геостатистики, рассматривает почвенный покров как непрерывно простирающийся в пространстве набор свойств [28]. Второй – классический, в основе которых лежит представление В.В. Докучаева о почвенной зональности, трансформирующееся в зонально-провинциальное строение и структу-

ру почвенного покрова (СПП) [19]. Широкое распространение теории В.М. Фридланда в исследованиях на территории постсоветского региона [12, 22] сопровождалось одновременным развитием тождественных концепций структурной организации почвы, почвенного индивидуума и педоразнообразия [30].

Рассмотрение СПП и ее операциональных единиц – почвенных комбинаций, как закономерно чередующихся элементарных почвенных ареалов привело к представлению почвенного континуума как набора дискретных объектов, идентификация организации которых успешно реализуется методологией системного (геосистемного – по почвенным комбинациям) подхода

для изучения генезиса почв, оценки ресурсного потенциала и территориального планирования [5, 12]. В Беларуси результаты нескольких туров крупномасштабного почвенного обследования для обоснования мелиоративных мероприятий составили информационную основу цифрового учета особенностей почвенного покрова в формате земельно-информационных систем административных районов. Возможность типологического учета СПП обусловила прикладное значение, обеспечила развитие геосистемного подхода в вопросах устойчивого управления агроландшафтами [20, 21]. Морфометрические характеристики СПП (коэффициенты сложности, контрастности, дробности, неоднородности) начали применяться при почвенных обследованиях [8], корректировке границ рабочих участков, планировании севооборотов и кадастровой оценке сельскохозяйственных земель [7]; позволили проводить сравнительный анализ территорий и углубиться в понимание морфологии почвенного покрова. Например, Сталбовым с соавт. [16] показано, что контрастность почвенного покрова минимальна в условиях озерно-ледникового рельефа, максимальна — в условиях конечно-моренного. Структура почвенного покрова играет значительную роль и в исследованиях эволюции ландшафта, при этом определено, что на микро- и мезоуровнях организации, используя микро- и мезокомбинации, СПП является более информативной с позиций ретроспективной пространственной дифференциации условий почвообразования, формирования ландшафтного каркаса [14].

Отождествление учения о СПП с теорией биоразнообразия, неоднократное заимствование методов изучения педоразнообразия из биологии [6, 15, 25] позволили сформировать концепцию педоразнообразия и применять коэффициенты разнообразия (Шеннона–Винера, Брьюиллона, Симпсона, Жаккара и др.) и соответствующие графические модели для отражения сложности почвенного покрова [10].

Концепция педоразнообразия наиболее полно сформирована в работах Ибаньеса [24, 25], указывающего на прямое и/или косвенное влияние почвы на каждую биотическую структуру, определяя биоразнообразие в глобальном масштабе [23]. Некоторые исследователи определили задачу педоразнообразия, как анализ количества и сложность предварительно классифицированных почвенных образований и их свойств в геосистемах [25, 27]. Пространственная неоднородность СПП является параметром педоразнообразия, прямо пропорционального биологическому разнообразию [26]. Недавние изыскания в лесах умеренного пояса Центрально-Европейского нагорья показали линейную регрессионную зависимость между разнообразием почвенных групп и разнообразием лесных растений на уровне >50%,

что значительно превысило влияние геоморфологических условий или химических свойств почв [31]. В ряде исследований отмечается тесная связь педоразнообразия с геоморфологической эволюцией пойменных ландшафтов [29], взаимное дополнение педоразнообразия в таксономическом отношении и вариабельности свойств почв в количественном выражении для характеристики почвенного покрова [10].

Активное развитие теории СПП российскими учеными постепенно вовлекло вопросы педоразнообразия в сферу исследовательских интересов. Оценка разнообразия почв Арктики и Субарктики России выявила увеличение разнообразия при переходе от зоны арктических почв к подзоне арктотундровых почв Субарктики с увеличением размеров почвенных ареалов [15]. Рассматриваются методические аспекты картографирования педоразнообразия, его зависимость от классификационных подходов [6].

В настоящее время исследования педоразнообразия начинают выходить из области фактологического описания результатов и посвящены вопросам эволюции почв, влияния на биоразнообразие, а также сравнительно-географическим аспектам изучения территорий [10]. Установление сильной корреляции и степенной зависимости между педо- и биоразнообразием на планетарном уровне [25] не сняло вопрос о взаимосвязи этих систем на мезо- и микроуровнях — один из актуальных в педометрике [32]. Указанные причинно-следственные взаимосвязи и их интерпретация в аспекте геологических и геоморфологических условий являются основой для развития концепции общего георазнообразия [24].

Важно отметить, что в отличие от агрономических потребностей в наиболее однородных по СПП (следовательно, почвенным свойствам) участках, для ландшафта и природно-территориальных систем (например, заповедника) почвенное (биологическое) разнообразие является критерием возможности их устойчивого функционирования.

В Беларуси единый подход к кодированию почвенной информации в базах земельно-кадастровых данных [17] позволяет оперировать ими как “большими данными”, подключая методические и инструментальные средства геостатистики и педометрики. Геосистемный анализ СПП по цифровым почвенным картам позволяет по установленной методике [12] идентифицировать почвенные комбинации и использовать картометрические коэффициенты неоднородности для целей территориального планирования [20], например, формирования адаптивно-ландшафтных систем земледелия на основе мультимасштабной оценки неоднородности почвенного покрова [21].

Несмотря на активное развитие геостатистических методов в цифровой почвенной картогра-

фии и использование геосистемного подхода к почвенному покрову, как к дискретно-континуальному телу в рамках теории СПП, отмечается малое количество работ по оценке педоразнообразия и его корреляции с биоразнообразием. При этом проводились обследования охраняемых природных территорий, затрагивались вопросы генезиса почвенного покрова и биологического разнообразия [11] Беловежской пуши, особенности геосистем и экотонов Березинского биосферного заповедника (ББЗ) [1] и типы земель национального парка “Браславские озера” [2]. Несмотря на большой фактологический материал указанных изыскательских работ, ни в одной из них не приводится анализ количественных показателей СПП и почвенного разнообразия, что, видимо, обусловлено развитием геоинформационных технологий обработки данных.

В предлагаемом исследовании средствами автоматизированного геоинформационного анализа цифровых почвенных и геоботанических данных приводятся результаты морфометрического анализа СПП ББЗ. В границах идентифицированных почвенных комбинаций оценивается педоразнообразие, приводится его интерпретация относительно показателей биоразнообразия. Настоящая работа направлена на анализ пространственного распределения расчетных картометрических показателей структуры почвенного покрова и 10 индексов разнообразия почвенного покрова и растительности с учетом коэффициентов детерминации между ними в комбинациях СПП.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Геоинформационная база данных на территории ББЗ основана на цифровой почвенной информации в М 1 : 50 000 на уровне почвенных разновидностей (данные Геопортала земельно-информационной системы Беларуси, 2021) [17], материалах лесоустраительной таксации по выделам и кварталам в М 1 : 25 000 (предприятие “Белгослес”, 2018), локализации родов ландшафтов в М 1 : 100 000 (Д.М. Курлович и соавт., 2018), идентифицированных сотрудниками Белгосуниверситета по редким и типичным ландшафтам заповедника (рис. 1).

Общая характеристика территории. Березинский биосферный заповедник располагается в северной части Республики Беларусь, на границе Витебской и Минской областей. Площадь парка составляет 84,3 тыс. га. Естественные болота заповедника занимают 52,0 тыс. га (61,7%), что делает его одним из крупнейших болотных массивов в Европе. Геоморфологический облик территории сформирован Московским и Валдайским оледенениями, определившими субмеридиональное расположение болотных массивов заповедника вдоль верховьев р. Березины.

В связи с высоким местным уровнем базиса эрозии значительно влияние речной сети на СПП ББЗ: по территории заповедника протекает р. Березина и ее притоки Великая, Липа, Мрай, Сергуч, а также более 70 мелких водотоков, обуславливающих формирование пойменных почв (Fluvisols). Автоморфные дерново-подзолистые почвы легкого гранулометрического состава (Albic Retisols (Arenic) в системе WRB) возвышенных участков конечно-моренных гряд сменяются ниже по гипсометрическому уровню на дерново-подзолистые заболоченные почвы (Albic Gleyic Retisols). Минеральные почвы сложены преимущественно водно-ледниковыми песками и супесями с отсутствием водоупорного горизонта при двухчленном строении профиля. Торфяно-болотные (Hemic/Fibric Histosols) и торфяно-глеевые почвы (Gleyic Histosols), образованные в котловинах гравитационного стока влаги разной глубины, формируют наибольшие в регионе массивы низинных болот.

Доминирующими ландшафтами являются озерно-болотные, занимающие 54,1% территории заповедника. Значимо меньшую долю составляют водно-ледниковые (17,7%), ландшафты речных долин (14,3%) и камово-моренные (9,8%). Удельный вес озерно-аллювиальных и моренно-озерных ландшафтов с редким участием эоловых гряд в совокупности составляет 4,1% территории ББЗ (рис. 1б).

Растительность заповедника представлена четырьмя генетическими группами лесных формаций: бореальные хвойные (53,1% лесопокрывной площади), лиственные болотные (35,6%), лиственные вторичные (10,6%) и широколиственные (0,7%). По особенностям природных условий и соотношению растительных сообществ в ББЗ можно выделить три луговых района: поймы рек Березина, Сергуч и внепойменные травяные луга. Древесная растительность низинных болот представлена *Alnus glutinosa*, *Betula pubescens*, *Picea* sp., реже *Pinus* sp. Наиболее типичные представители низинных болот: *Carex elongata*, *Carex acuta*, *Carex vesicaria*, *Phragmites australis*, *Calla* sp. На переходных болотах преобладают сосновые и пушистоберезовые осоково-сфагновые сообщества. Лесные верховые болота представлены пушицево-сфагновой, пушицево-кустарничково-сфагновой и багульниково-сфагновой ассоциациями сосняка сфагнового. На безлесных верховых болотах распространены кустарничково-пушицево-сфагновые, осоково-сфагновые и шейхериево-сфагновые ассоциации.

Методика исследования. Системный подход к идентификации геосистем, отражающих природную специфику территории, был реализован через компонентный состав, геометрию почвенных ареалов и долю их участия в почвенной комбинации [12] и послужил базисом геостатистического

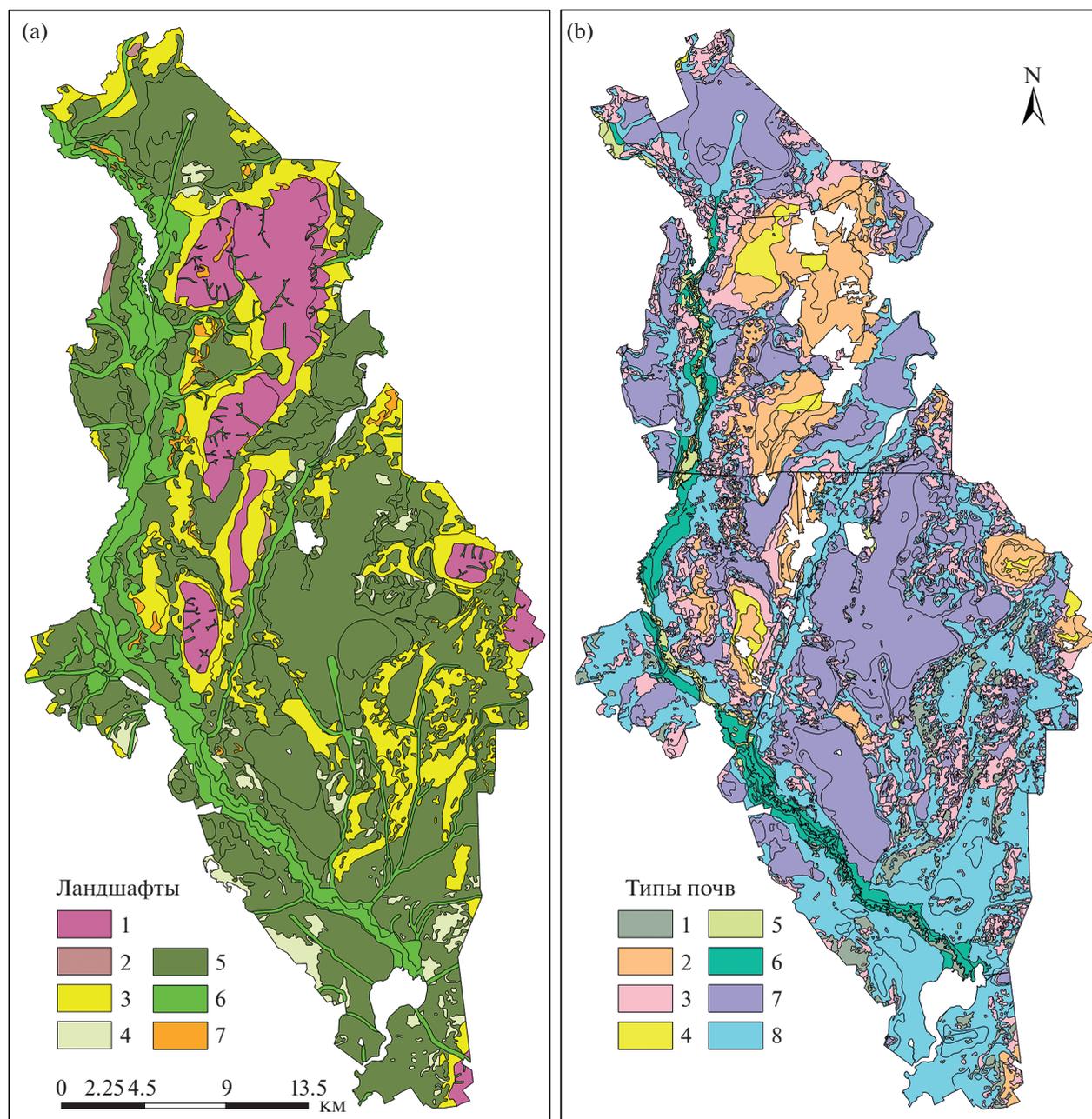


Рис. 1. Ландшафтная (а) и почвенная (б) карты Березинского биосферного заповедника. *Ландшафты:* 1 – камово-моренные; 2 – моренно-озерные; 3 – водно-ледниковые; 4 – озерно-аллювиальные; 5 – озерно-болотные; 6 – речных долин; 7 – эоловые гряды. *Типы почв* [17]: 1 – дерновые заболоченные; 2 – дерново-подзолистые; 3 – дерново-подзолистые заболоченные; 4 – подзолистые; 5 – аллювиальные (пойменные) дерновые; 6 – аллювиальные болотные; 7 – торфяно-болотные верховые; 8 – торфяно-болотные низинные.

анализа неоднородности СПП и педоразнообразия. Почвенные комбинации на территории Березинского биосферного заповедника представлены сочетаниями (в терминологии В.М. Фридланда) групп элементарных почвенных ареалов, за исключением переходных зон – комплексов, включающих геосистемы в качестве самостоятельных компонентов. Инвариантность геосистем как организованного единства инертных и

биотически активных компонентов окружающей среды [4, 8], явилась основанием для поиска корреляционных связей показателей педо- и биоразнообразия.

В ГИС-среде каждая геосистема представлена кодом, в котором зашифрованы общая динамика природных процессов, орографические (1 знак), геоморфологические (2) и гипсометрические (3) условия и литологическое строение (4), оценива-

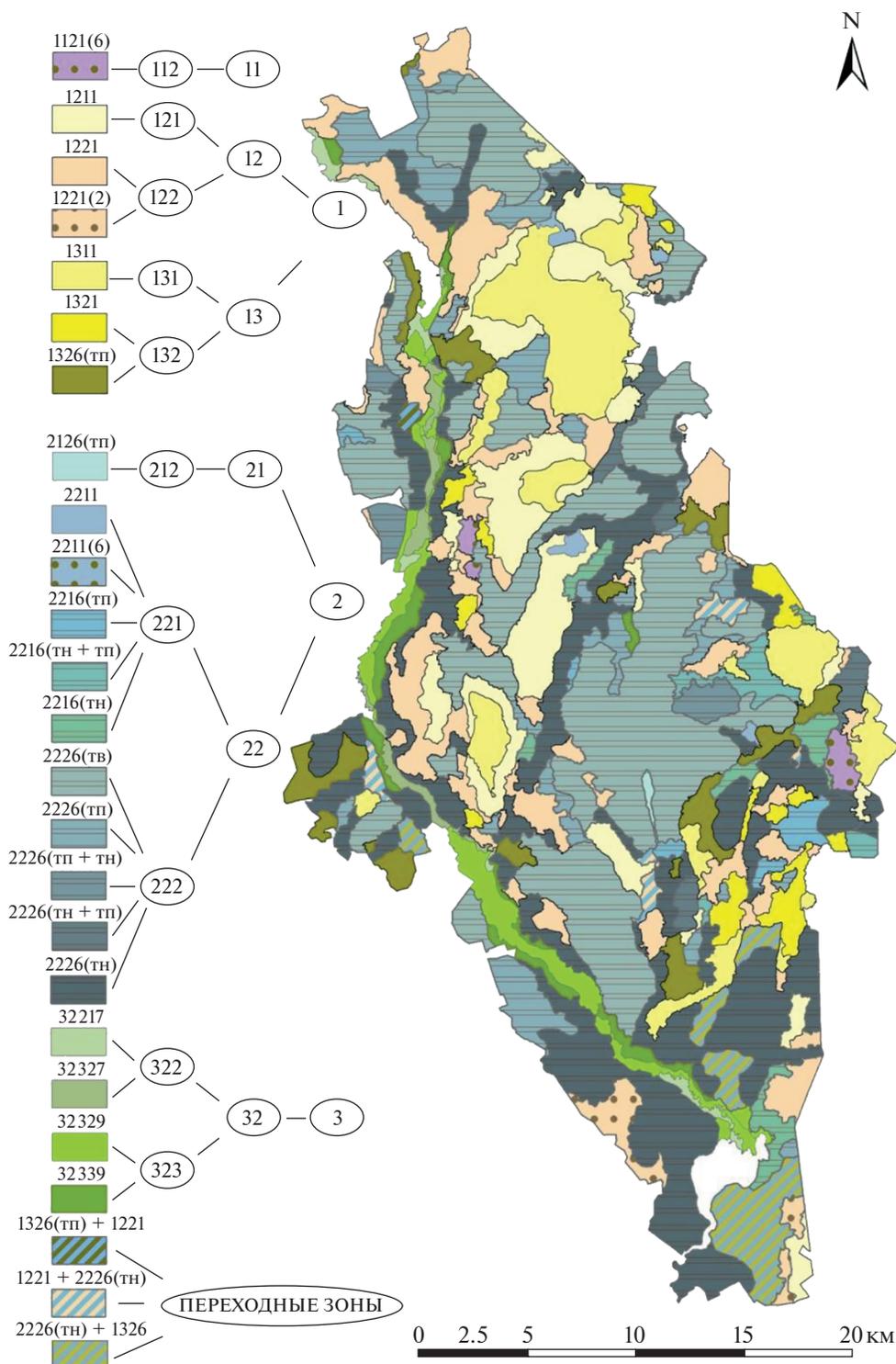


Рис. 2. Карта геосистем Березинского биосферного заповедника. Водоразделы фрагментарные низкие на рыхлых почвообразующих породах заторфованные – 1121(6); водоразделы выпуклые высокие – 1211 и выпуклые низкие – 1221 на рыхлых почвообразующих породах, чередующихся с двучленным строением без водоупора – 1221(2); водоразделы плоские высокие – 1311 и плоские низкие – 1321 на рыхлых почвообразующих породах; водоразделы плоские низкие с преобладанием торфяно-болотных почв переходного типа – 1326(тп); депрессии долинообразные глубокие с преобладанием торфяно-болотных почв переходного типа – 2126(тп); депрессии озеровидные неглубокие на рыхлых почвообразующих породах – 2211, оторфованные – 2211(6), с преобладанием торфяно-болотными низинного – 2216(тн) или переходного – 2216(тп) типа почв; депрессии озеровидные глубокие с преобладанием торфяно-болотными низинного – 2216(тн), верхового – 2216(тв) или переходного – 2216(тп) типа почв; поймы расчлененные центрального высокого – 32217, среднего – 32227 уровня на рыхлом аллювии; поймы расчлененные притеррасные среднего – 32329 и низкого – 32339 уровня оторфованные; переходные зоны – 1221 + 2226(тн), 1326(тп) + 1221, 2226(тн) + 1326.

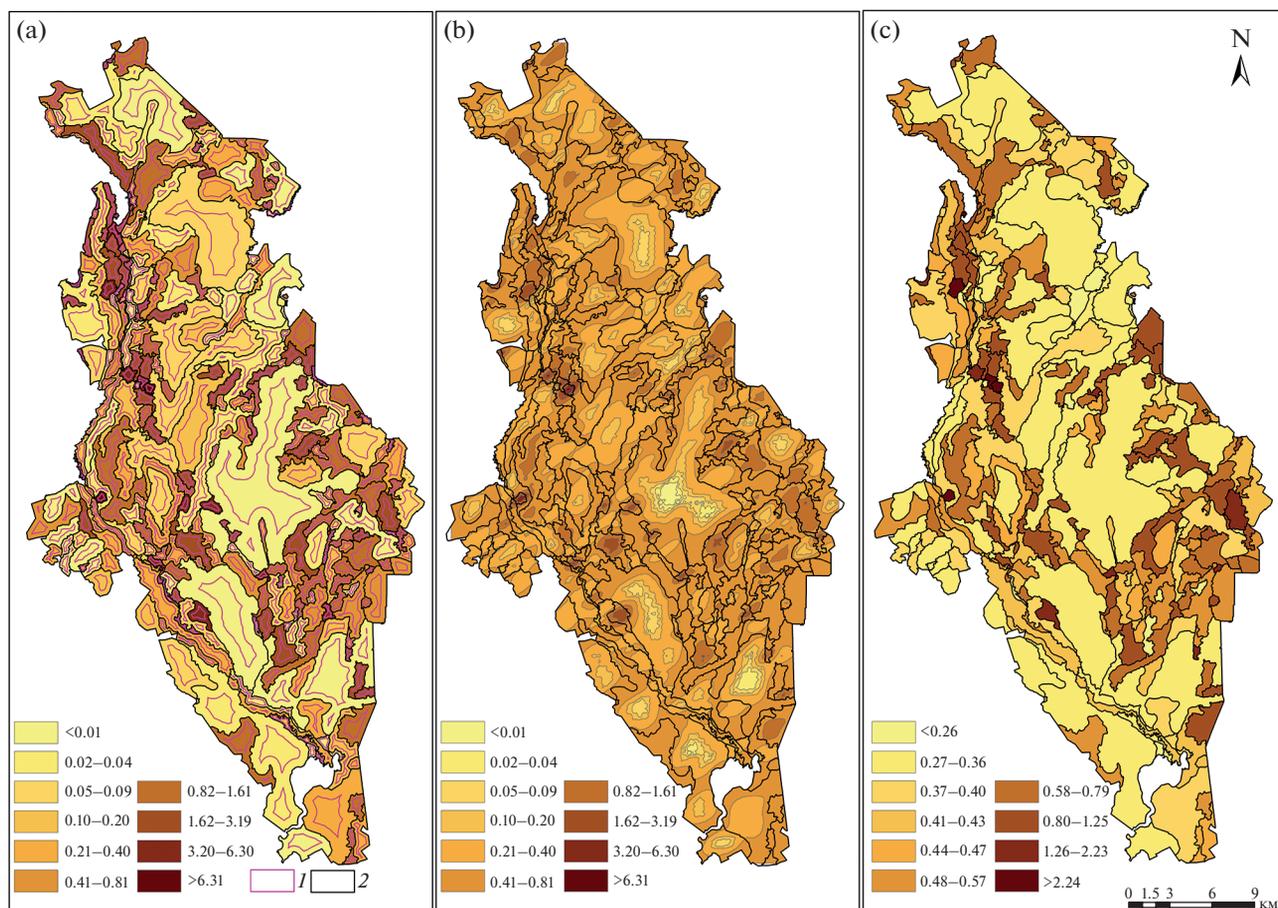


Рис. 3. Неоднородность почвенного покрова заповедника: а – рассчитанный КН; б – интерполяция КН; с – агрегированный КН. 1 – границы “ядер” геосистем; 2 – границы геосистем.

емые по СПП (рис. 2, 3). В частности, на геоморфологическом уровне “пятнистый”, “лопастной” или “сетчатый” рисунок СПП определяют соответственно плоские, выпуклые или фрагментарные водораздельные территории (“водоразделы”) [12]. Внепойменные геосистемы имеют четырехуровневый код, пойменные – пятиуровневый в связи с дополнительной дифференциацией пойм на приустьевую, центральную и притеррасную части. Закодированная таким образом типология геосистем обеспечила возможность группировки значений показателей педо- и биоразнообразия для качественного корреляционного анализа.

Картометрический анализ СПП выполнен по расчетным формулам коэффициентов сложности, контрастности и неоднородности [13] (табл. 1). Контрастность почвенного покрова определяет степень качественной дифференциации почв и определяется в соответствии с методикой [22]. Оценка разнообразия почвенного покрова и растительности проводили по следующим индексам: видового богатства – Маргалефа (DMg) и Менхеника (DMn); доминирования – Бриллюэна (НВ)

Симпсона (D2), Бургера–Паркера (d), Макентоша (D1); разнообразия – Шеннона (SHDI), нормированному Шеннона (SHEI), Джини–Симпсона (G); латеральной дифференциации (ild) [15]. Оценка взаимосвязи индексов проводили с помощью корреляционного анализа с использованием коэффициента корреляции Пирсона (табл. 2). Теснота корреляционных связей между одноименными индексами служила критерием для их использования в итоговой интерпретации результатов пространственной оценки педоразнообразия (рис. 6).

Все формулы переведены в модели геообработки, представляющих собой наборы инструментов обработки географических и связанных данных (баз данных), с помощью инструментария ModelBulder в программной среде ArcGIS, это позволило автоматизировать расчет коэффициентов и индексов для каждой отдельной геосистемы заповедника. Для учета континуальности пространственного распределения автоматизировано рассчитанных показателей неоднородности и разнообразия с помощью площадной интерполя-

Таблица 1. Неоднородность структуры почвенного покрова Березинского биосферного заповедника

Код (индекс) геосистемы*	Контуры		Средние расчетные значения			Агрегированные значения КН		
	количество	средняя площадь	КС	КК	КН	минимум	максимум	среднее
1121(6)	3	168.24	0.29	15.63	5.52	0.87	3.92	2.04
1211	22	346.28	0.10	4.60	0.64	0.09	1.23	0.49
1221	48	192.96	0.20	10.81	2.14	0.22	2.70	0.99
1221(2)	4	238.96	0.17	9.28	1.67	0.47	1.01	0.64
1311	15	477.90	0.08	3.36	0.33	0.28	1.00	0.46
1321	13	160.32	0.18	3.68	0.71	0.12	0.86	0.51
1326(тп)	15	254.41	0.14	8.12	1.11	0.28	1.15	0.63
2126(тп)	1	81.28	0.12	2.95	0.35	0.41	0.41	0.41
2211	3	96.33	0.12	11.27	1.32	0.36	0.74	0.59
2211(6)	1	53.16	0.10	5.42	0.56	0.57	0.57	0.57
2216(тн)	6	214.08	0.12	11.16	1.55	0.43	1.02	0.74
2216(тн + тп)	3	277.54	0.13	9.55	1.22	0.66	0.79	0.72
2216(тп)	5	149.9	0.12	7.43	0.96	0.27	0.75	0.60
2226(тв)	15	1239.8	0.03	0.83	0.03	0.28	0.42	0.33
2226(тн)	35	456.2	0.04	1.06	0.07	0.15	0.48	0.37
2226(тн + тп)	4	290.8	0.05	3.97	0.22	0.28	0.43	0.36
2226(тп)	23	210.3	0.07	2.34	0.23	0.04	0.62	0.37
2226(тп + тн)	3	305.5	0.06	2.72	0.17	0.33	0.46	0.41
32217	6	87.7	0.20	4.73	1.13	0.33	1.11	0.65
32227	4	182.4	0.20	4.01	0.84	0.44	0.84	0.59
32329	12	197.2	0.14	3.97	0.96	0.10	4.32	0.78
32339	10	139.9	0.08	2.38	0.31	0.19	0.66	0.41
1221 + 2226(тн)	5	120.92	0.13	13.41	1.78	0.52	1.43	0.81
1326(тп) + 1221	1	108.40	0.16	24.81	4.00	2.85	2.85	2.85
2226тн + 1326	5	512.4	0.06	3.86	0.24	0.36	0.42	0.39

*Индексы приведены в легенде к рис. 2.

Примечание. КС, КК, КН – коэффициент сложности, контрастности и неоднородности СПП соответственно. тн, тп, тв – торф низинного, переходного и верхового типа соответственно.

Таблица 2. Корреляция показателей СПП и индексов разнообразия на территории Березинского биосферного заповедника по 262 геосистемам

Коэффициент*	D2	SHDI	SHEI	НВ	G	DMg	DMn	D1	d	ild
Педоразнообразие										
КК	0.06	0.64	0.69	0.18	0.63	0.10	0.05	-0.11	-0.13	0.40
КС	0.09	0.48	0.59	0.00	0.48	-0.07	-0.05	-0.09	-0.01	0.19
КН	0.04	0.52	0.59	0.07	0.51	0.03	0.02	-0.06	-0.07	0.29
Биоразнообразие										
КК	-0.17	0.53	0.53	0.17	0.47	0.25	0.23	0.07	-0.26	0.39
КС	-0.20	0.27	0.40	-0.13	0.26	0.00	0.14	0.23	-0.10	0.13
КН	-0.16	0.36	0.44	0.02	0.33	0.10	0.16	0.13	-0.16	0.24

*КС, КК, КН – коэффициенты сложности, контрастности и неоднородности СПП соответственно.

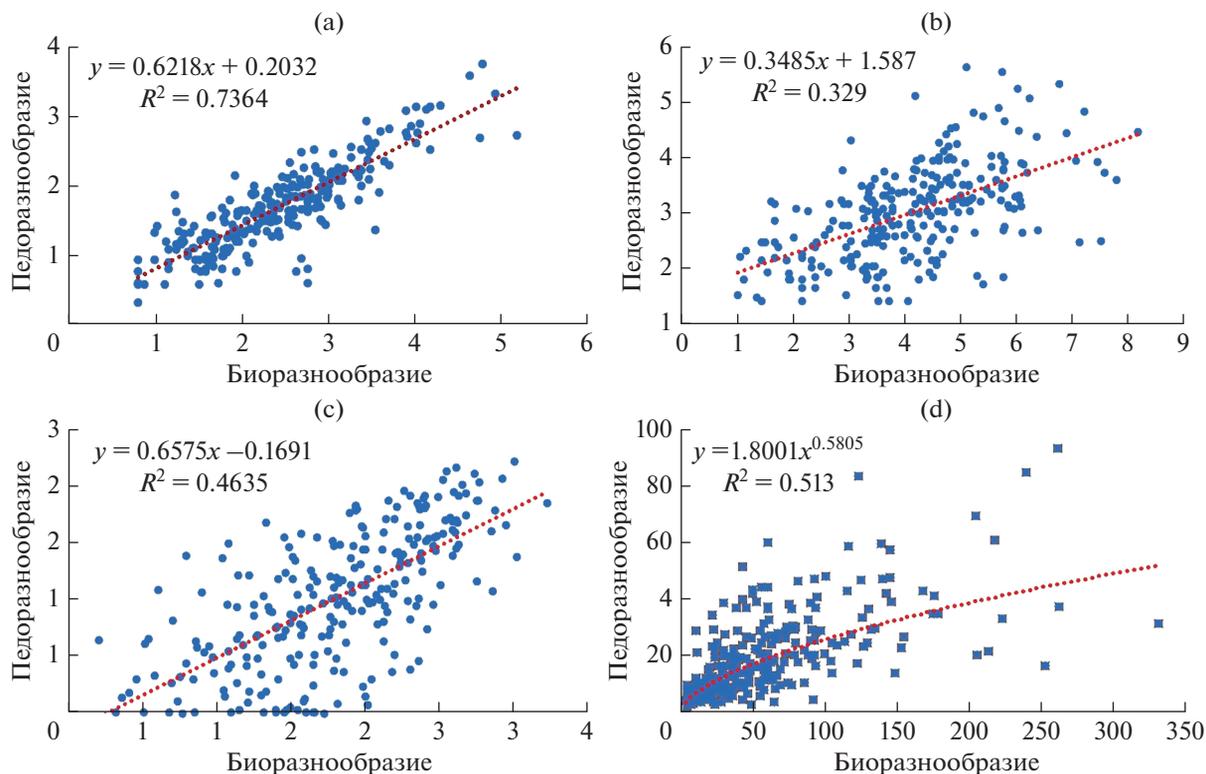


Рис. 4. Линейная регрессия индексов разнообразия: а – НВ; б – DMg; в – SHDI; д – ild.

ции геостатистики были получены карты непрерывного распределения показателей (рис. 4в). Дальнейшее обратное агрегирование (объединение) значений с учетом размеров центральной части (“ядра”) каждой геосистемы (рис. 4а) позволило привести данные к нормальному распределению и соответствию с общей структурой функционирования исследуемого объекта. Границу “ядра” устанавливали отрицательным буфером, являющимся расстоянием, отложенным от границы объекта внутрь объекта. Необходимое расстояние рассчитывали отношением площади к периметру каждой геосистемы. Подобная интерполяция подчиняется основным законам энтропии открытых динамических систем, выведенных Колмогоровым [9], а также понятию территориальной границы пространственно распределенных природных объектов, выражающейся в форме полосы (коридора) с разной степенью ширины и размытости [3].

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Карта геосистем ББЗ, разработанная на основе геоинформационного анализа СПП (рис. 2), дает представление о генезисе и природных особенностях территории. Облик заповедника составляют 26 типологических почвенных комбинаций с индивидуальными продуктивными способностями, буферностью и разнообразием. Большая часть

территории заповедника занята депрессиями озеровидными (54.9%), представленными торфяно-болотными почвами верхового типа (Fibric Histosols) в центральной и северной частях заповедника и торфяно-болотными почвами низинного типа (Hemic Histosols). Водоразделы выпуклые и плоские на рыхлых почвообразующих породах занимают 21.1 и 15.5% соответственно. Водоразделы выпуклые располагаются на водно-ледниковых отложениях, окаймляя озеровидные депрессии, и представляют собой сочетание дерново-подзолистых временно избыточно увлажненных (Stagnic Retisols) и глеевых почв (Gleyic Retisols). Водоразделы плоские, идентифицированные по “пятнистому” рисунку СПП, имеют наименьшую степень увлажнения, приходится на самые возвышенные участки территории и приурочены к камово-моренным и моренно-озерным отложениям с преобладанием дерново-подзолистых (Retisols) и подзолистых почв (Podzols). Большинство депрессий заповедника имеют озеровидную форму из-за геоморфологической приуроченности к озерно-аллювиальным и флювиогляциальным выравненным низинам валдайского возраста и разделяются на неглубокие и глубокие. Исключением является глубокая долинообразная депрессия в центральной части заповедника (2126(тп)), являющаяся ложбиной стока вод с верхового болота в низинные, находящиеся южнее и представленные глубокими озеровидными депрессия-

ми с преобладанием торфяных почв низинного (2226(тн)) и переходного типов (2226(тн + тп)). Пойменные расчлененные геосистемы сформированы в долине Березины, занимая 5.9% территории, и представлены аллювиальными дерновыми (Gleyic Fluvisols) и аллювиально-болотными (Histic Fluvisols) почвами. Водоразделы фрагментарные и депрессии долинообразные занимают <1.0% заповедника. Отдельно стоит отметить наличие переходных зон (3.9%), представленных сочетаниями водоразделов и депрессий с наиболее сложной (неоднородной) СПП.

В табл. 1 приведены рассчитанные показатели СПП для каждой почвенной комбинации (геосистемы) ББЗ. Площадная интерполяция и последующее обратное агрегирование проведены только для коэффициента неоднородности (КН) – комплексного параметра неоднородности СПП по показателям его сложности и контрастности. На территории ББЗ неоднородность обусловлена в большей степени коэффициентом контрастности, значения которого, в соответствии с [14, 22], характеризуют ПК следующим образом: неконтрастные (<1.0), слабо- (1.0–3.0), средне- (3.1–5.0), сильно- (5.1–7.0) и крайне контрастные (>7.1). Средние значения КН для группы водоразделов выпуклых находятся в диапазоне от 0.49 до 0.99. Данная группа геосистем является второй по пространственности в заповеднике (79 шт.), занимая относительно малые участки (средняя площадь от 120 до 350 га) между верховыми болотами заповедника. Минимальное значение КН (0.09) в одной из геосистем этой группы (1211) обусловлено минимальным коэффициентом контрастности вследствие однокомпонентного состава ее почвенной комбинации. Водоразделы плоские менее неоднородны как в частности – максимальные значения не превышают 1.15, так и в общем – коэффициент неоднородности изменяется от 0.41 до 0.68. Депрессии неглубокие ББЗ представлены 18 вариантами, более неоднородными (КН 0.57–0.74) по сравнению с глубокими, что объясняется более контрастными условиями почвообразования (КК в табл. 1). Депрессии глубокие являются наиболее распространенной геосистемой (80 контуров) и занимают 41 479 га, что явилось основным фактором создания ББЗ почти столетие назад. Из них выделяются депрессии с преобладанием торфяно-болотных почв верхового типа (2226(тв)), средняя площадь которых составляет 1240 га, а максимальная достигает 6721 га. Большая площадь и гомогенность СПП определяют их однородность – разброс средних агрегированных значений КН не превышает 0.08 и находится в интервале от 0.33 до 0.41. Наиболее гомогенная (КН 0.04) депрессия озеровидная глубокая с преобладанием торфяно-болотных почв переходного типа (2226(тп)) состоит из одного элементарного почвенного ареала и занимает всего 23 га. Основная

часть этих геосистем более гетерогенна (диапазон расчетного КН 0.28–0.48) за счет участия в СПП переувлажненных участков водораздельной группы геосистем. Пойменная группа геосистем представлена расчлененными центральными и притеррасными поймами среднего и низкого орографического уровня и является среднееднородной (КН 0.41–0.78). Две поймы притеррасные расчлененные оторфованные среднего уровня (32329) резко выбиваются из общего ряда данных (КН 0.10 и 4.32): первая в связи с однокомпонентным составом почвенной комбинации, вторая – с искусственно проведенной границей ББЗ, разделившей геосистему в северной части по правому берегу р. Березина. Остальные данные соответствуют нормальному распределению Гаусса как для отдельно взятого типа геосистемы, так и для всей группы пойменных систем.

Следует отметить присутствие в ББЗ трех геосистем переходных зон – территорий неявного доминирования водораздельных или депрессионных условий. Сочетание собственно почвенных комбинаций как компонентов таких геосистем обуславливает максимальную контрастность СПП и повышенные значения КН – до 2.85 в границах сочетания водоразделов плоских низких заторфованных и выпуклых низких на рыхлых почвообразующих породах (1326(тп) + 1221).

Распределение количества геосистем ББЗ и КН их СПП дает представление как облика всей территории заповедника, так и естественного уровня неоднородности его частей, незначимо подверженных антропогенным изменениям. Имеет место выраженная неоднородность и локальная выраженность геосистем переходных зон, умеренная неоднородность и встречаемость депрессий неглубоких и пойм центральных и притеррасных, умеренная неоднородность и доминирование водоразделов выпуклых и депрессий глубоких.

Пространственная дифференциация расчетных и агрегированных значений КН демонстрируется на рис. 3. Описание метода пространственного учета КН рассмотрим на примере наибольшей в ББЗ геосистемы – депрессии с преобладанием торфяно-болотных почв верхового типа (2226(тв)) в центральной части заповедника. Соседствуя с более неоднородными водоразделами низкими выпуклыми на рыхлых почвообразующих породах (1221, КН 1.62–3.19), нелогично сохранение минимального КН на всей ее площади (рис. 3а). Картина внутреннего изменения КН отражена на рис. 3б, где центральная часть находится в диапазоне до 0.09, а периферия – от 0.41 до 0.81. Аналогичным образом, используя указанный в методике обратный буфер, интерполировано и агрегировано значение КН в каждой геосистеме (рис. 3с).

Таблица 3. Корреляция индексов педо- и биоразнообразия на территории Березинского биосферного заповедника

Параметр		Биоразнообразие									
		D2	SHDI	SHEI	HB	G	DMg	DMn	D1	d	ild
Педоразнообразие	D2	0.19	0.08	0.03	0.18	0.08	0.06	-0.08	-0.28	0.04	0.05
	SHDI	-0.24	0.68	0.49	0.54	0.57	0.56	-0.32	-0.01	-0.48	0.61
	SHEI	-0.24	0.59	0.51	0.33	0.51	0.39	0.29	0.07	-0.37	0.48
	HB	-0.12	0.49	0.11	0.86	0.37	0.69	0.15	-0.25	-0.49	0.59
	G	-0.23	0.62	0.46	0.49	0.54	0.50	0.30	-0.01	-0.44	0.53
	DMg	-0.24	0.36	0.07	0.60	0.27	0.57	0.27	-0.02	-0.48	0.43
	DMn	-0.23	0.17	0.06	0.16	0.15	0.28	0.31	0.14	-0.30	0.13
	D1	-0.14	-0.22	-0.08	-0.40	-0.19	-0.24	0.03	0.32	0.10	-0.21
	d	0.22	-0.25	-0.10	-0.29	-0.20	-0.32	-0.23	-0.08	0.33	-0.25
	ild	-0.22	0.58	0.30	0.66	0.44	0.62	0.24	-0.06	-0.49	0.65

Сравнительно-географический анализ локализации геосистем ББЗ указывает на мозаичность территории: отсутствуют явно выраженные участки с преобладанием однородных или неоднородных почвенных комбинаций — они чередуются, сменяя друг друга и подчеркивая палеогеографические особенности природных условий, как факторов почвообразования. Сформированная московским оледенением конечно-моренная гряда, протянувшаяся с северо-востока на юго-запад, является самым старшим образованием на территории заповедника и в настоящее время представлена водоразделами выпуклыми и плоскими высокими (1211 и 1311) с однородным почвенным покровом (КН 0.46–0.49). Воздействие морозного выветривания, солифлюкционные процессы, активная деятельность талых ледниковых вод привели к формированию более неоднородной СПП по краям моренной гряды (КН 0.64–0.99), представленной водоразделами выпуклыми низкими на почвообразующих породах с низким удельным весом физической глины (1221 и 1221(2)). Формирование и дифференциация поймы р. Березина в голоцене к западу от моренной гряды ББЗ привели к образованию самой неоднородной части речной долины на территории заповедника, при средних значениях КН пойменных геосистем на остальном протяжении реки к югу в диапазоне 0.19–0.66. Торфообразование в обширных приледниковых озерных котловинах, начиная с периода голоцена, привело к формированию однородных (КН 0.33–0.41) депрессий (2226 (тв, тп, тн)) грунтового и атмосферного питания.

Расчет используемых в научных изысканиях индексов разнообразия в сочетании с показателями СПП и парная корреляция индексов педо- и биоразнообразия приведены в табл. 2–3. В границах каждой из 262 геосистем статистически учтены границы почвенных разновидностей и геоботанических таксационных выделов, уровень значимой

корреляции составил 0.11. Корреляционная матрица всех коэффициентов и индексов указывает на наличие связи (положительной или отрицательной) между большинством показателей, рассчитанным для растительности. Исключение составляют индекс Маргалефа (DMg) и Бриллюэна (HB). В блоке педоразнообразия, несмотря на большой разброс значений, наблюдается три сильных корреляционных связи по индексам Шеннона (SHDI), Нормированного Шеннона (SHEI) и Джини–Симпсона (G). Следует отметить, что эти коэффициенты имеют тесные, хоть и меньшие, связи в оценке биоразнообразия. Оценка парной корреляции между самими индексами разнообразия позволяет выбрать наиболее репрезентативные из них (полужирный шрифт в табл. 3) для построения регрессионных зависимостей почвенного покрова с растительностью (рис. 4). Наиболее тесная связь наблюдаются для 6 из 10 индексов: доминирования Бриллюэна (HB), богатства (DMg) разнообразия (SHDI, SHEI, G) и латеральный дифференциации (ild).

Для подтверждения достоверности аналогичный анализ выполнен для трех групп геосистем: водоразделов (126 геосистем), депрессий (104 геосистемы) и пойм (32 геосистемы), объединенных в соответствии с их номенклатурой [12]. Для водоразделов и депрессий корреляция HB составила 0.87 и 0.86 соответственно, у пойм — 0.79. Результаты расчета индекса ild также сопоставимы с общей выборкой (0.65) у всех трех групп — 0.63, 0.64 и 0.52. Корреляция по индексу Маргалефа сопоставима у водоразделов и депрессий (0.49 и 0.55), резко возрастает в пойменных геосистемах (0.79). Остальные три индекса имеют аналогичные сходства для геосистем водоразделов и депрессий — SHDI 0.66 и 0.65, SHEI 0.51 и 0.55 и G 0.52 и 0.56, но при этом значимо отличаются для группы пойм, где корреляция индексов составляет 0.06, -0.42 и -0.09 соответственно. Такое существенное уменьшение обусловлено в первую

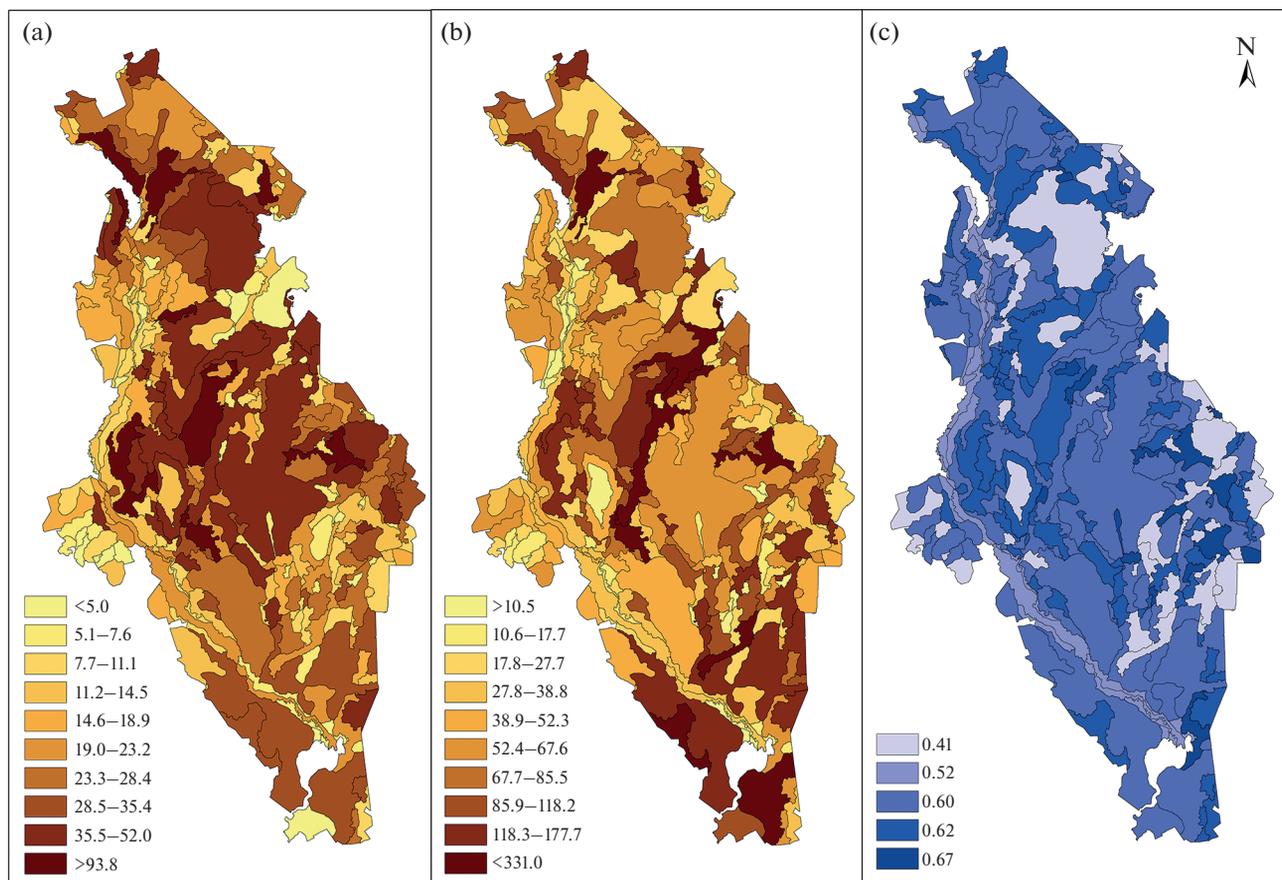


Рис. 5. Индекс латеральной дифференциации (ild): а – почвенного покрова, б – растительности, с – коэффициент корреляции.

очередь малой общей выборкой (32 контура) и отсутствием полной информации о растительных ассоциациях пойменных территорий, то есть условиями оценки корреляции, а не природными особенностями территории ББЗ.

В целом, наиболее информативной оказалась группа индексов разнообразия (SHDI, SHEI, G) и латеральной дифференциации (ild). Взаимосвязь видового богатства лучше описывается индексом DMg, при этом практически функциональную зависимость имеет индекс НВ, характеризующий доминирование в геосистемах какой-либо почвенной разновидности или растительной ассоциации. На рис. 4 представлены регрессионные зависимости для наиболее коррелируемых индексов. Для НВ, DMg и SNDI лучшим вариантом явилась линейная функция, а для ild – степенная. Коэффициент детерминации (R^2) максимален для индекса НВ и позволяет оценивать 73.6% педоразнообразия через биоразнообразие, и наоборот (рис. 4). Аналогично, на уровне более 50.0% связаны значения разнообразия для индекса латеральной дифференциации ild. Коэффициенты детерминации индексов SHDI и DMg ниже – 0.33 и 0.46, соответственно. Тем не менее, индекс ild в

сравнении с индексом НВ более тесно коррелирует с КН геосистем, поэтому он был выбран для отражения пространственной дифференциации педо- и биоразнообразия (рис. 5а, 5б), а также корреляции между ними в зависимости от типологических групп геосистем (рис. 5с). Корреляция на уровне 0.62 и 0.60 наблюдается в границах водоразделов фрагментарных и выпуклых, депрессий глубоких (82 и 85 контуров, соответственно), 0.67 – на территории депрессий неглубоких (19), 0.41 – на водоразделах плоских (44) и 0.52 в границах пойм ББЗ (32 контура).

Таким образом обнаружено, что на всей территории ББЗ прослеживается умеренно сильная прямая корреляционная связь педо- и биоразнообразия с максимальным выражением (>0.60) на площади 66277 га (78.5%), как правило, в геосистемах с наибольшими значениями разнообразия, что обуславливает актуальность применения индекса ild в природоохранных целях. Чуть ниже среднего (<0.50), что объясняется меньшей неоднородностью СПП, коррелирует латеральная дифференциация почвенного и растительного покрова на территории водоразделов плоских 13098 га (15.5%).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Структура почвенного покрова Березинского биосферного заповедника может служить эталоном для исследований корреляционных связей педо- и биоразнообразия. Достоверность корреляционно-регрессионного анализа данных определяется пространственной точностью почвенной и геоботанической информации, сочетаемой в границах почвенных комбинаций.

Представленный метод анализа, основанный на синтезе системного подхода к СПП и геостатистического анализа в программной среде ГИС, позволил не только сформировать точное представление о генетическом облике территории ББЗ, но и провести типологический учет показателей неоднородности почвенного и растительного покрова, пространственно оценить педо- и биоразнообразие с установлением взаимной корреляции в границах четырехуровневых геосистем.

Неотъемлемым этапом геостатистического анализа СПП является пространственный учет “ядер” геосистем в связи с дискретно-континуальным характером СПП, как “каркаса” открытых природных систем и изменением меры хаотичности Колмогорова от их центра к периферии. Подобная интерполяция необходима для всех картометрических показателей неоднородности СПП и должна предварять пространственную оценку педоразнообразия.

Картометрический анализ неоднородности СПП служит дополнительным критерием выбора показательных индексов педо- и биоразнообразия — в ряду коррелирующих индексов доминирования Бриллюэна (НВ), богатства Маргалефа (DMg), разнообразия (SHDI, SHEI, G) и латеральной дифференциации (ild) наиболее геостатистически достоверную меру педоразнообразия отражают индексы SHDI, SHEI, G, ild. Распределенные в границах геосистем ББЗ значения данных индексов отражают разнообразие природных условий, предопределяя уровень допустимой антропогенной нагрузки для обоснования функционального зонирования и управления особо охраняемыми природными территориями.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Андреева В.Л., Ковалевская О.М., Воронович И.В. Разнообразие экотонов Березинского биосферного заповедника // Вести БГПУ. 2010. № 3. С. 63–69.
2. Андреева В.Л. Особенности типов земель национального парка “Браславские озера” // Вестник БГУ. Сер. 2. Химия, биология, география. 2005. № 1. С. 91–94.
3. Анимича Е.Г., Шарыгин М.Д. Феномен территориальной границы // Географический вестник. 2007. № 1/2. С. 5–10.
4. Арманд А.Д. Механизмы устойчивости геосистем. М.: Наука, 1992. 208 с.
5. Волобуев В.Р. Почвенные общности и зональная структура почвенного покрова // Почвенные комбинации и их генезис. М.: Наука, 1972. С. 32–39.
6. Герасимова М.И., Головлева Ю.А., Лаврова А.М., Красильников П.В. Количественная оценка почвенного разнообразия при разных масштабах исследования на примере Республики Карелии // Вестник Моск. ун-та. Сер. 5, география. 2020. № 3. С. 47–52.
7. Годельман Я.М. Структура почвенного покрова и землеустроительное проектирование // Почвоведение. 1977. № 9. С. 13–25.
8. Клебанович Н.В., Киндеев А.Л., Сазонов А.А., Червань А.Н., Домась А.С., Ереско М.А., Ефимова И.А. Пространственная неоднородность почвенного покрова и агрохимических показателей Солигорского района // Земля Беларуси. 2019. № 1. 48 с.
9. Колмогоров А.Н. Теория передачи информации // Сессия Академии наук СССР по научным проблемам автоматизации производства. 15–20 октября 1956 г. М.: Изд-во АН СССР, 1957. С. 66–99.
10. Красильников П.В., Герасимова М.И., Голованов Д.Л., Конюшкова М.В., Сидорова В.А., Сорокин А.С. Почвенное разнообразие и его значение в контексте современной географии почв // Почвоведение. 2018. № 1. С. 3–16. <https://doi.org/10.7868/S0032180X17010014>
11. Романова Т.А. Опыт количественной оценки биоразнообразия лесов Беловежской пуши // Природные ресурсы. 1997. № 3. С. 33–47.
12. Романова Т.А., Червань А.Н., Андреева В.Л. Теоретические основы и практическая значимость исследований структуры почвенного покрова // Почвоведение. 2011. № 3. С. 300–310.
13. Сазонов А.А., Рудаковский И.А., Пенкрат И.В. Структура почвенного покрова национального Парка “Нарочанский” // Территория науки. 2018. С. 12–18.
14. Скрябина О.А. Структура почвенного покрова, методы ее изучения. Пермь, 2007. 206 с.
15. Смирнова М.А., Геннадиев А.Н. Количественная оценка разнообразия почв Арктики и Субарктики России (по картографическим данным) // Почвоведение. 2019. № 1. С. 20–31. <https://doi.org/10.1134/S0032180X19010143>
16. Сталбов Р.Я., Качков Ю.П., Яцухно В.М. Характеристика структуры почвенного покрова эродированных земель районов Валдайского оледенения // Почвоведение. 1979. № 9. С. 42–52.
17. Технический кодекс установившейся практики. ТКП 651–2020 (33520). Почвенное обследование земель и создание, обновление почвенных карт. Порядок и технология работ. Утвержден и введен в действие приказом Государственного комитета по имуществу Республики Беларусь от 9 января 2020 г. № 2. Минск. 72 с.
18. Флоринский И.В. Гипотеза Докучаева — центральная идея цифрового прогнозирования почвенного картографирования (к 125-летию публикации) // Цифровая почвенная картография: теоретические

- и экспериментальные исследования. М., 2012. С. 19–25.
19. Фридланд В.М. Структуры почвенного покрова мира. М.: Мысль, 1984. 235 с.
 20. Червань А.Н., Романова Т.А., Лисецкий Ф.Н., Нарожняя А. Геосистемный подход к организации природопользования в переувлажненных агроландшафтах (на примере СПК “Ловжанский” Витебской области Беларуси) // Научные ведомости Белгородского гос. ун-та. Естественные науки. 2016. № 25. Вып. 37. С. 143–155.
 21. Червань А.Н. Типизация структуры почвенного покрова средствами ГИС для оценки производительного потенциала агроландшафтов (на примере Республики Беларусь) // Вестник Удмуртского ун-та. Сер. Биология. Науки о Земле. 2021. Т. 31. Вып. 3. С. 280–289.
<https://doi.org/10.35634/2412-9518-2021-31-3-280-289>
 22. Юодис Ю.К. Опыт характеристики структуры почвенного покрова Литовской ССР // Почвенные комбинации и их генезис. М.: Наука, 1972. С. 150–157.
 23. Fajardo M., McBratney A.B. Pedodiversity // Pedometric. Australia: The University of Sydney, 2018. P. 491–518.
https://doi.org/10.1007/978-3-319-63439-5_16
 24. Ibáñez J.J., Brevik E.C., Cerdà A. Geodiversity and geoheritage: Detecting scientific and geographic biases and gaps through a bibliometric study // Sci. Total Environ. 2019. V. 659. P. 1032–1044.
<https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.12.443>
 25. Ibáñez J.J., Bockheim J. Pedodiversity. London: CRC press, 2013. 250 p.
 26. Ibáñez J.J., Krasilnikov P.V., Saldaña A. Archive and refugia of soil organisms: applying a pedodiversity framework for the conservation of biological and non-biological heritages // J. Appl. Ecol. 2012. V. 49. № 6. P. 1267–1277.
<https://doi.org/10.1111/j.1365-2664.2012.02213.x>
 27. McBratney A.B. On variation, uncertainty and informatics in environmental soil management // Soil Res. 1992. V. 30. № 6. P. 913–935.
<https://doi.org/10.1071/SR9920913>
 28. Minasny B., McBratney A.B. Methodologies for global soil mapping // Digital Soil Mapping: Bridging Research, Environmental Application, and Operation. Springer, 2010. V. 2. P. 429–436.
https://doi.org/10.1007/978-90-481-8863-5_34
 29. Saldana A., Ibáñez J.J., Zinck J.A. Soilscape analysis at different scales using pattern indices in the Jarama-Henares interfluvium and Henares River valley, Central Spain // Geomorphology. 2011. V. 135. № 3–4. P. 284–294.
<https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2011.02.016>
 30. Saldana A. Pedodiversity and landscape ecology, pedodiversity. Boca-Raton: CRC Press, 2013. P. 105–132.
[https://doi.org/10.1016/S0016-7061\(03\)00137-X](https://doi.org/10.1016/S0016-7061(03)00137-X)
 31. Samec P., Volánek J., Kučera M., Cudlín P. Effect of soil diversity on forest plant species abundance: a case study from Central-European highlands // Forests. 2021. V. 12. № 5. P. 534–549.
<https://doi.org/10.3390/f12050534>
 32. Wadoux A.M., Heuvelink G.B., Lark R.M., Lagacherie P., Bouma J., Mulder V.L., Libohova Z., Yang L., McBratney A.B. Ten challenges for the future of pedometrics // Geoderma. 2021. V. 401. P. 115–155.
<https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2021.115155>

Soil Cover Structure, Pedo- and Biodiversity of Berezinsky Biosphere Reserve

A. N. Chervan^{1, *}, A. L. Kindeev^{1, **}, and A. A. Sazonov¹

¹Belarusian State University, Nezavisimosti av., 4, Minsk, 220108 Belarus

*e-mail: ChervanAlex@mail.ru

**e-mail: AKindeev@tut.by

The geosystem typology of soil cover structure of the Berezinsky Biosphere Reserve was carried out, and a quantitative assessment of the indicators of contrast, complexity, and heterogeneity of soil combinations was carried out. The surface differentiation of the calculated and aggregated coefficients of heterogeneity of the soil cover structure is given. A typological characteristic of natural conditions of the territory of the reserve is given according to the identified regularly organized geosystems: fragmentary, convex and flat watersheds; valley-like and lake-like depressions; dissected riverbed, central and near-terraced floodplains. There are a pronounced heterogeneity and local manifestation of the geosystems of transitional zones, moderate heterogeneity and the quantity of shallow depressions and floodplains of the central and near-terraced, moderate heterogeneity and the dominance of convex watersheds and deep depressions. Geostatistical processing of cartometric indicators of soil cover structure and 10 indices of soil and vegetation diversity was carried out in the geoinformation database in compliance with topological rules, as well as the calculation of pair correlations when assessing the pedo- and biodiversity of the reserve territory. It is shown that the Shannon, normalized Shannon, Gini-Simpson and lateral differentiation indices are the most statistically justified. The reliability of the correlation between pedo- and biodiversity is confirmed by calculations of index values for groups of identified geosystems. A regression analysis of the most correlated indices was performed with the calculation of functional dependencies. The spatial distribution of the results of the assessment of pedo- and biodiversity is given, taking into account the coefficients of determination between them, which can be used as the basis for functional zoning and territorial planning of the allowable anthropogenic capacity in management of specially protected natural areas.

Keywords: geosystem, heterogeneity, diversity indexes, geostatistics

УДК 631.423.4

ПОЛИЦИКЛИЧЕСКИЕ АРОМАТИЧЕСКИЕ УГЛЕВОДОРОДЫ В ТОРФЯНЫХ ОЛИГОТРОФНЫХ ПОЧВАХ СЕВЕРНЫХ ТЕРРИТОРИЙ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

© 2022 г. Д. А. Соколов^{a, b, *}, И. С. Иванова^b, С. В. Морозов^c,
Т. Г. Пчельникова^c, Е. А. Солдатова^{b, d}

^aИнститут почвоведения и агрохимии СО РАН,
пр. Академика Лаврентьева, 8/2, Новосибирск, 630090 Россия

^bТомский филиал Института нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН,
пр. Академический 4, Томск, 634055 Россия

^cНовосибирский институт органической химии им. Н.Н. Ворожцова СО РАН,
пр. Академика Лаврентьева, 9, Новосибирск, 630090 Россия

^dТюменский государственный университет, ул. Володарского 6, Тюмень, 625003 Россия

*e-mail: sokolovdenis@issa-siberia.ru

Поступила в редакцию 25.03.2022 г.

После доработки 13.05.2022 г.

Принята к публикации 18.05.2022 г.

Методом газовой хроматографии оценено содержание и состав 19 приоритетных полициклических ароматических углеводородов (полиаренов, ПАУ) в хлороформных экстрактах из торфяных олиготрофных почв (Cryic Histosols) северных территорий Западной Сибири. Установлено, что содержание полиаренов в исследуемых почвах варьирует в пределах от 33 до 148 нг/г. В составе ПАУ 70–75% приходится на низкомолекулярные (3-ядерные) полиароматические углеводороды. Суммарная доля высокомолекулярных ПАУ не превышает 25%. Они представлены преимущественно 4-ядерными соединениями, концентрация которых уменьшается в ряду флуорантен > пирен > хризен. Использование кластерного анализа (индекс Евклида, метод парных групп) позволило выявить связь состава ПАУ с остаточной эутрофностью и проявлением признаков деградации почв. Результаты анализа главных компонент показывают, что наиболее тесную положительную связь с первой компонентой имеют фенантрен, пирен, в меньшей степени, флуорантен и антрацен. Вторая компонента надежно коррелирует с содержанием флуорантеном, флуореном и нафталином. Отмечено, что деградация олиготрофно-торфяных горизонтов почв, сопровождающаяся появлением перегнойного материала, выражается в снижении доли флуорантена и увеличении концентрации нафталина. В олиготрофно-торфяных горизонтах, имеющих признаки остаточной эутрофности, наряду с уменьшением содержания фенантрена и флуорантена, отмечается увеличение доли флуорена и нафталина. Установленные по результатам анализа главных компонент диагностические соотношения (Ant/(Ant + Phe) и Flt/Pyr) показали, что ПАУ во всех исследуемых торфяных почвах имеют природное (петрогенное) происхождение.

Ключевые слова: торф, почвы арктической зоны Российской Федерации, источники ПАУ, бугристые торфяники, Cryic Histosols

DOI: 10.31857/S0032180X22100148

ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время в северных широтах, в том числе в бассейне Карского моря, отмечается заметное увеличение температуры приземных слоев атмосферного воздуха [20, 36, 39], что способствует протаиванию многолетнемерзлых пород, и как следствие — деградации и последующей минерализации торфов, слагающих, практически повсеместно, верхнюю часть геологического разреза арктической зоны Российской Федерации [24, 37]. В связи с чем в литературе отмечается по-

вышенный интерес к состоянию торфяных почв севера Западной Сибири. Во многих опубликованных работах рассматривается элементный состав олиготрофных почв [29, 34, 40, 41].

Последнее время уделяется внимание локальным исследованиям, посвященным полициклическим ароматическим углеводородам (ПАУ) — высокомолекулярным органическим соединениям, в структуре которых основным элементом является два и более бензольных кольца [2, 7, 32]. С одной стороны, ПАУ обладают канцерогенны-

ми свойствами и являются стойкими органическими поллютантами, оказывающими сильное влияние на биотические компоненты экосистем [15, 16, 38], что обусловлено их устойчивостью к химической и биологической трансформации, высокой миграционной активностью и способностью к накоплению в разных средах, в том числе торфах [19, 21, 23]. С другой стороны, данные соединения могут выступать в качестве маркеров как естественной [4, 44, 47], так и антропогенной трансформации природных сред [5, 14, 22, 42]. Поэтому профили торфяных почв являются удобными объектами для изучения антропогенного влияния на экосистемы Крайнего Севера.

К основным естественным источникам ПАУ относятся лесные и торфяные пожары, приток нефти с нижележащих горизонтов, извержения вулканов, биохимическая трансформация органического сырья, абиогенный синтез, а к антропогенными источниками – сжигание ископаемого топлива, автомобильные выбросы, разливы нефти и продуктов ее переработки [15]. В зависимости от генезиса выделяются петрогенные, биогенные и пирогенные ПАУ. ПАУ петрогенного происхождения связаны с сырой нефтью и нефтепродуктами [17, 31]. ПАУ биогенного происхождения генерируются биологическими процессами, либо на ранних стадиях диагенеза [10]. ПАУ пирогенного происхождения образуются в результате сжигания ископаемого топлива и органического материала [7].

Нефть – один из главных факторов экологического риска для природных экосистем Севера. Более 500 месторождений, эксплуатируемых на территории Западной Сибири, являются источниками значительных поступлений нефтяных загрязнений, в том числе ПАУ, в природные среды.

Цель исследования – изучение распределения ПАУ и установление их индивидуального состава в олиготрофных торфяных почвах Ямало-Ненецкого автономного округа; выявление возможных источников ПАУ и специфики их распределения в зависимости от генезиса почв.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Большая часть района проведения работ относится к субарктической поясу, характеризуется равнинным рельефом с высотами 35–55 м и наличием спорадической многолетней мерзлоты (64°) [6]. В административном плане территория относится к Ямало-Ненецкому автономному округу. Мощность торфа в регионе варьирует в пределах 0.5–4.0 м [28, 34].

Объекты исследований – торфяные олиготрофные почвы [8], сформированные на приозерных участках плоских водоразделов севера Западной Сибири. Согласно коррелятивной си-

стеме WRB (World Reference Base for soil resources) [25], все почвы объектов исследований относятся к Cryic Histosols. Ключевые участки выбраны так, чтобы максимально охватить регион с севера на юг и с запада на восток ($\pm 1^\circ$ от Полярного круга) (табл. 1) и расположены в пределах Пур-Тазовского (Т984, Т989), Пур-Надымского (Т1003), Обь-Надымского (Т1015, Т1016, Т1090) и Пякупур-Айвасадапурского (Т1024) междуречий, а также западного берега р. Обь в 5 и 12 км западнее г. Лабытнанги (Т1089, Т1006). Также пробы почв отбирали в пределах Ханты-Мансийского автономного округа в северной части бассейна р. Аган в 33 км к югу от границы с ЯНАО (Т1033). Схема отбора проб представлена на рис. 1. С целью исключения загрязненных участков пробы почв отбирали на удалении от видимых антропогенных источников воздействий, в том числе эксплуатируемых нефтяных и газовых месторождений, а также территорий, затронутых пирогенными процессами.

Исследуемые торфяные олиготрофные почвы формируются на водоразделах плоскобугристых болот под кустарничково-мохово-лишайниковой растительностью. Морфологический облик почв представлен сочетанием торфяных горизонтов различного ботанического состава с разной степенью разложения растительности, залегающих на органогенных или минеральных, часто многолетнемерзлых породах. Мощность сезонно-талого слоя в период отбора проб составила от 50 до 85 см, что обусловлено не только географическим положением исследуемых участков, но и рельефом поверхности и видовым составом растительности.

На морфологический облик, химический состав и свойства олиготрофных горизонтов (ТО) территории влияет характер функционирования и генезис исследуемых торфов. В ряде случаев их специфику определяет остаточная эутрофность (TO_{e}), проявляющаяся в наличии в нижней надмерзлотной части профиля признаков, характерных для низинных торфов. Часто, по наличию перегнойного материала мажущейся консистенции в верхней части профиля, диагностируются признаки деградации олиготрофных горизонтов (TO_h) [29]. Поэтому пробы почв для оценки содержания ПАУ отбирали по горизонтам, с учетом признаков остаточной эутрофности и деградации. Опробование проводили в сентябре 2020 и 2021 гг. Пробы отбирали из верхней (сразу под очесом) и нижней (часто надмерзлотной) части торфяного профиля в специальные полиэтиленовые пакеты, замораживали и транспортировали в лабораторию. В лаборатории образцы диспергировали и сушили на открытом воздухе при комнатной температуре не более 25°C, растирали в ступе до гомогенного порошка.

Таблица 1. Общая характеристика объектов исследований

Номер точки	N, град	E, град	Горизонт	Глубина отбора, см
Т984	67.42076	78.63324	ТО _h	10–15
			ТО _{te}	22–27
Т989	67.32989	78.97788	ТО	5–9
			ТО _{te}	20–25
Т1089	66.69992	66.29491	ТО _{te}	10–30
Т1006	66.69470	66.13177	ТО _h	30–34
			ТО	43–48
Т1015	66.33035	68.01970	ТО	10–14
			ТО _{te}	23–40
Т1016	66.33164	68.02094	ТО ₁	3–7
			ТО ₂	25–30
Т1003	65.75680	78.11608	ТО	14–35
			ТО _{te}	86–110
Т1090	65.54826	72.46893	ТО	10–25
			ТО _{te}	35–45
Т1024	64.81379	77.60280	ТО _h	10–15
			ТО	40–50
Т1033	62.77943	74.26056	ТО ₁	10–30
			ТО ₂	45–50

Методы исследований. Лабораторный анализ проб почв осуществляли как традиционными для почвоведения, так и менее распространенными методами. В частности, плотность торфяных горизонтов исследуемых почв определяли по ГОСТ 24701–2013. Для установления pH водной суспензии использовали кондуктометр Hanna-213 в комплекте с электродом ЭСК 1060/7, ГОСТ 11623–89. Содержание общего углерода и азота определяли методом сухого сжигания при помощи CHN-анализатора 2400 Series II (Perkin Elmer, США). Зольность почв исследовали по ГОСТ 11306–2013. Содержание органического углерода устанавливали методом мокрого сжигания при окислении 0.4 н. K₂Cr₂O₇ в 50%-ном растворе серной кислоты при нагревании до 150°C в сушильном шкафу, ГОСТ 26213–21. Благодаря неполному окислению образца применение данного метода позволяет при использовании результатов CHN-анализа рассчитать степень внутримолекулярной окисленности органического вещества [1, 9], которая обратно пропорциональна степени педогенной зрелости органического вещества [13]. Еще одним показателем, служащим для качественной оценки органического вещества исследуемых торфов и используемым в работе, является отношение C/N.

Определение содержания и состав ПАУ проводили в двух повторностях в аккредитованной ла-

боратории Испытательного аналитического центра Новосибирского института органической химии СО РАН. Гомогенные пробы торфа дважды экстрагировали 15 мл хлористого метилена, экстракцию проводили при комнатной температуре в течение 30 мин в ультразвуковой бане УЗВ-2.8 ТТЦ “Сапфир” (рабочая частота 35 кГц, мощность 100 Вт) [18]. Экстракты декантировали после обработки на центрифуге, объединяли, пропускали через слой окиси алюминия и упаривали. Остаток растворяли в 1 мл или в 100 мкл ацетона и анализировали методом хромато-масс-спектрометрии в соответствии с методикой [43]. Анализ проводили на газовом хроматографе AT 6890N (Agilent Technologies, USA) с масс-селективным детектором AT 5975N и автосамплером AT 7683B в режиме детектирования по индивидуальным характеристическим ионам определяемых соединений (SIM) и в режиме детектирования по полному ионному току (SKAN). Анализируемые компоненты разделяли на капиллярной кварцевой колонке HP-5MS длиной 30 м, диаметром 0.25 мм и толщиной покрытия 0.25 мкм. Условия газохроматографического определения: температура детектора 280°C, температура источника ионов 230°C, температура квадруполя 150°C, газ-носитель – гелий. Температуру термостата колонки увеличивали от 50 (время выдержки 2 мин) до



Рис. 1. Схема отбора проб на территории Западной Сибири.

280°C (время выдержки 20 мин) со скоростью 10 град/мин, энергия электронов – 70 эВ.

В полученных экстрактах определяли 19 индивидуальных ПАУ, входящих в список Европейского союза и Агентства по охране окружающей среды США [25]: нафталин (Nap), аценафтилен (Acu), аценафтен (Ace), флуорен (Fly), фенантрен (Phe), антрацен (Ant), флуорантен (Flt), пирен (Pyr), бенз(а)антрацен (BaA), хризен (Chr), бенз(б)флуорантен (BbF), бенз(к)флуорантен (BkF), бенз(ј)флуорантен (BjF), бенз(е)пирен (BeP), бенз(а)пирен (BaP), перилен (Prl), индено(1,2,3-сд)пирен (IcP), дибенз(аh)антрацен (DhA), бензо(gh,i)перилен (BghiP). Для количественного определения использовали стандартный образец смеси ПАУ

(АТ № 8500-6035), в качестве суррогатных стандартов (свидетель) – 9,10-ди(тридейтерометил)фенантрен и 4,4'-дибромбифенил; погрешность определения не превышала 20%, предел обнаружения 0.2 нг/г.

Статистическую обработку данных проводили при помощи пакетов программ Microsoft Office Excel и PAST V2.17. Для оценки изменений свойств олиготрофных горизонтов в широтном градиенте использовали корреляционный анализ с применением рангового коэффициента корреляции Спирмена. Состав ПАУ оценивали методами многомерного анализа данных. Для кластерного анализа использовали метод парных групп и индекс Евклида. С целью выявления приоритет-

Таблица 2. Свойства олиготрофно-торфяных горизонтов исследуемых почв

Параметр	Горизонт		
	ТО	ТО _{те}	ТО _h
рН	3.0–4.5	3.6–4.4	3.3–4.0
	3.5(3.3)	3.9(3.7)	3.6(3.5)
Плотность, г/см ³	0.05–0.18	0.20–0.25	0.06–0.19
	0.09(0.08)	0.23(0.24)	0.10(0.15)
Зольность, %	0.9–4.3	2.7–8.6	2.6–9.9
	2.6(2.6)	6.6(8.2)	6.1(5.7)
C _{общ} , %	42.8–50.1	46.9–52.7	41.6–48.4
	46.0(46.2)	49.3(50.4)	45.6(46.8)
C _{орг} , %	32.7–39.2	33.1–35.7	31.1–37.0
	35.5(35.5)	34.0(33.1)	35.0(36.9)
N _{общ} , %	0.30–1.31	1.36–3.04	0.99–1.61
	0.87(0.91)	2.00(2.40)	1.40(1.58)
C/N	44.1–179.3	18.5–45.0	30.0–54.9
	75.3(59.9)	32.9(24.5)	40.2(35.7)
ПЗ*, %	68.8–83.9	67.7–72.2	74.7–78.9
	77.3(77.7)	69.5(68.6)	76.6(76.3)

Примечание. Над чертой – минимальные и максимальные значения, под чертой – средние, в скобках – медианные значения. *ПЗ – педогенная зрелость органического вещества почв рассчитывается как $C_{орг}/C_{общ} \times 100\%$ [13].

ных соотношений ПАУ для определения источников использовали метод главных компонент.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Свойства торфяных почв. Результаты исследований химических свойств исследуемых торфяных почв представлены в табл. 2. Показано, что содержание общего углерода (C_{общ}) в исследуемых пробах почв изменяется в пределах от 41.6 до 52.7%. По вычисленным средним и медианным значениям установлено, что максимальные содержания C_{общ} характерны для горизонтов с остаточно-эутрофными признаками (ТО_{те}), наибольшие в почвах Пур-Тазовского (Т984, Т989) и Пур-Надымского (Т1003) междуречий. Содержание органического углерода (C_{орг}) низкое. Амплитуды колебаний значений находятся в пределах 31.1–39.2%. Максимальные средние значения характерны для олиготрофно-торфяных горизонтов (ТО) без признаков эутрофности и деградации. Наибольшие значения C_{орг} зафиксированы (в порядке убывания) в почвах Пякупур-Айваседапурского (Т1024), Пур-Надымского (Т1003) и Обь-Надымского (Т1016) междуречий.

Фиксируемые особенности содержания C_{общ} и C_{орг} обусловлены разной податливостью органического вещества торфов к окислению. Их соот-

ношение позволяет качественно оценить органическое вещество торфа [1, 9, 13]. Так, по степени педогенной зрелости органического вещества максимальным диапазоном значений характеризуются олиготрофно-торфяные горизонты без признаков деградации и эутрофности, которым соответствуют максимальные средние и медианные значения этого показателя. Минимальные значения педогенной зрелости органического вещества свойственны торфяным горизонтам с остаточно-эутрофными признаками, особенно в почвах Пур-Тазовского (Т989) и Пур-Надымского (Т1003) междуречий. Возможно, это связано с иным ботаническим составом торфа и может быть обусловлено большей долей в составе горизонтов ТО_{те} не полностью окисляемых раствором бихромата калия остатков пушицы, осок и хвощей, а также древесных фрагментов [8].

Содержание общего азота (N_{общ}) максимально в горизонтах с признаками остаточной эутрофности (ТО_{те}), в 1.5 раза больше в горизонтах ТО_h и более чем 2 раза в горизонтах ТО. Распределение отношения C/N идентично распределению азота, что, очевидно, связано с повышенной метаболической активностью микроорганизмов, отмечаемой в нижней части сезонно-талого слоя [30]. Зольность и плотность исследуемых почв варьируют пределах 0.9–9.9% и 0.05–0.25 г/см³ соот-

ветственно, и увеличиваются в ряду $TO < TO_h < TO_{te}$ (табл. 3).

Корреляционный анализ описываемых свойств показал положительную связь между широтой местности и содержанием азота (0.63), а также зольностью (0.66) для всех исследуемых горизонтов. Соответственно отрицательную корреляцию с широтой местности продемонстрировали значения C/N (−0.68). Более высокие значения корреляции между широтой местности и содержанием азота и C/N характерны для олиготрофно-торфяных горизонтов (ТО) без признаков эутрофности и деградации (соответственно 0.91 и −0.93).

Содержание и состав ПАУ. Содержание ПАУ в торфяных почвах региона составляет 32.1–148.0 нг/г. При этом максимальной концентрацией ПАУ характеризуются почвы Пур-Надымского (Т1003) и Пякупур-Айваседапурского (Т1024) междуречий, минимальной – почвы Пур-Тазовского (Т984) междуречья. Средние значения всех исследуемых почв находятся в пределах 45.9–74.1 нг/г (рис. 2). Концентрации ПАУ увеличиваются в ряду $TO_h < TO_{te} < TO$. Отмеченный тренд может быть связан с иным ботаническим составом торфа и большей долей в составе горизонтов TO_h и TO_{te} остатков пушицы, осок, хвощей и древесных фрагментов. Специфика строения тканей этих растений определяет не только большую устойчивость к бихроматному окислению, но и сказывается на снижении доли биогенных ПАУ в экстрактах торфов. С другой стороны, уменьшение содержания ПАУ, возможно, обусловлено их биодegradацией [26, 46], активизирующейся вместе с увеличением содержанием азота в почвах [30]. Тенденция увеличения содержания ПАУ от TO_h к TO_{te} и далее к TO фиксируется для большинства исследуемых профилей, но не для всех (в соотношении 7 : 1). При этом максимальная амплитуда

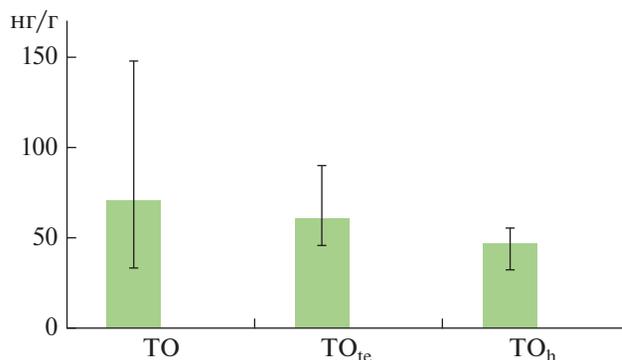


Рис. 2. Средние значения концентраций ПАУ в торфяных олиготрофных почвах севера Западной Сибири. Условные обозначения: TO_{te} – горизонты с признаками остаточной эутрофности, TO_h – деградации, TO – сопутствующих признаков.

колебаний (33.3–148.0 нг/г) фиксируется в горизонтах TO .

Корреляционный анализ не выявил достоверных связей между содержанием ПАУ и вышеописанными свойствами почв, за исключением $C_{орг}$, который продемонстрировал слабую корреляцию с суммой ПАУ в горизонтах TO . В то же время коэффициент корреляции $C_{орг}$ и содержания ПАУ для всех исследуемых горизонтов находился ниже предела достоверности (0.37). Следует отметить, что такие почвенные показатели, как зольность и $N_{общ}$ меняют знак корреляционной связи с суммой ПАУ с положительного (для горизонтов TO), на отрицательный (для горизонтов TO_h , TO_{te} , TO). Принимая это во внимание можно говорить не об отсутствии корреляции, а о более сложной связи между содержанием ПАУ и почвенными показателями в олиготрофно-торфяных почвах с признаками деградации торфов и остаточной эутрофности.

Таблица 3. Коэффициенты корреляции Спирмена между широтой местности и свойствами торфяных олиготрофных почвах и севера Западной Сибири

Параметр	Плотность	Зольность	$C_{общ}$	$C_{орг}$	$N_{общ}$	C/N	ПЗ	Широта	Σ ПАУ
Плотность	1	0.64*	0.62	−0.45	0.84	−0.81	−0.72	0.58	−0.14
Зольность	<i>0.04</i>	1	0.19	−0.36	0.79	−0.80	−0.34	0.66	−0.27
$C_{общ}$	<i>0.57</i>	<i>0.11</i>	1	−0.03	0.66	−0.61	−0.69	0.25	0.06
$C_{орг}$	<i>−0.13</i>	<i>0.27</i>	<i>0.07</i>	1	−0.40	0.40	0.68	−0.18	0.37
$N_{общ}$	<i>0.67</i>	<i>0.63</i>	<i>0.71</i>	<i>0.04</i>	1	−0.99	−0.72	0.63	−0.26
C/N	<i>−0.66</i>	<i>−0.66</i>	<i>−0.69</i>	<i>−0.09</i>	<i>−0.99</i>	1	0.68	−0.68	0.32
ПЗ	<i>−0.41</i>	<i>0.15</i>	<i>−0.49</i>	<i>0.81</i>	<i>−0.41</i>	<i>0.36</i>	1	−0.28	0.25
Широта	<i>0.51</i>	<i>0.63</i>	<i>0.61</i>	<i>0.26</i>	<i>0.91</i>	<i>−0.93</i>	<i>−0.21</i>	1	−0.11
Σ ПАУ	<i>−0.09</i>	<i>0.29</i>	<i>0.17</i>	<i>0.49</i>	<i>0.24</i>	<i>−0.16</i>	<i>0.33</i>	<i>0.21</i>	1

* Жирным выделены значения для всех исследуемых горизонтов (TO , TO_{te} , TO_h) при $n = 28$ при $p < 0.05$; курсивом значения для всех горизонтов (TO) без признаков деградации и эутрофности при $n = 19$ при $p < 0.05$.

Таблица 4. Средние значения и стандартное отклонение содержания и состава групп ПАУ в торфяных олиготрофных почвах севера Западной Сибири

Горизонт	Содержание групп ПАУ по количеству ядер*				
	2	3	4	5	6
ТО	3.6 ± 2.7	52.5 ± 20.9	17.5 ± 12.1	0.0	0.0
	4.6 ± 2.5	73.0 ± 5.5	22.4 ± 4.9		
ТО _{те}	3.2 ± 1.8	42.7 ± 10.7	13.6 ± 6.7	1.5 ± 2.9	0.0
	5.4 ± 3.0	70.8 ± 5.0	21.4 ± 5.0	2.4 ± 4.9	
ТО _н	3.4 ± 1.5	36.4 ± 8.6	8.8 ± 4.8	0.0	0.0
	6.8 ± 1.8	75.1 ± 8.5	18.2 ± 8.4		

Примечание. Над чертой – значения в нг/г, под чертой – значения в %.

В целом концентрации ПАУ в исследуемых торфах характеризуются низкими значениями по сравнению с другими типами почв [5, 18, 23, 44]. При этом полученные данные соответствуют значениям содержаний ПАУ, фиксируемым ранее в торфяных почвах Сибири [2, 11, 12], Канады [42], Китая [45] и Швейцарии [19], однако более чем на порядок меньше значений, полученных для торфяников Европейского Северо-Востока России [7].

В индивидуальном составе ПАУ исследуемых проб торфов преобладают низкомолекулярные (2–3-ядерные), преимущественно 3-ядерные соединения (70–75%), представленные в основном фенантrenom (табл. 4). Доля высокомолекулярных ПАУ (4–6-ядерных) не превышает 25%. Все они приходятся на 4-ядерные соединения, концентрации которых уменьшаются в ряду флуорантен > пирен > хризен (табл. 5). Из 5-ядерных соединений обнаружен перилен в горизонте с признаками остаточной эутрофности в пробе Т989, отобранной в северной части Пур-Тазовского междуречья, в торфяных олиготрофных почвах ЯНАО 6-ядерных ПАУ не зафиксировано.

Преобладание легких ПАУ в торфяных олиготрофных почвах ЯНАО отмечалось ранее Пастуховым [32] и Абакумовым [2]. Е.В. Абакумов указывает, что увеличение содержания тяжелых ПАУ в почвах Российской Арктики является следствием антропогенного загрязнения. Отсутствие пента- и гексациклических углеводородов фиксировалось Серебренниковой [11, 12] при работе с торфяными почвами южной тайги Западной Сибири. Берсет [19], проанализировав содержание ПАУ в кернах высокогорных торфяных почв Швейцарии, отмечает преобладание тяжелых ПАУ в горизонтах, датированных серединой XX в. Он указывает, что основная часть тяжелых ПАУ имеет аэрогенное происхождение. Появление в торфах Швейцарии высокомолекулярных ПАУ Ж.Д. Берсет связывает с выбросами угольных электростанций, поскольку их максимальное накопление приходится на период наиболее активного использования угля в энергетике. В торфяных слоях, сформированных

после замены угля нефтяным топливом, отмечается преобладание низкомолекулярных ПАУ. При этом из проб торфа, датированного к периоду отсутствия антропогенного влияния (в эпоху Римской империи), выделены только 2- и 3-ядерные полиарены. Таким образом, можно считать, что отсутствие или крайне низкая доля высокомолекулярных соединений в составе ПАУ является характерной особенностью торфяных почв, не испытывающих антропогенные воздействия.

Статистическая обработка. Для группировки исследуемых образцов по составу полиаренов проведен кластерный анализ. Анализ производили с использованием индекса Евклидова расстояния и применением метода парных групп. Он позволил выделить три кластера, объединив в группы пробы торфа с признаками деградации, остаточной эутрофности и без них (рис. 3). Таким образом, проявление обозначенных выше признаков определяет состав ПАУ торфяных олиготрофных почв.

Результаты анализа данных методом главных компонент показали (табл. 6), что наиболее тесную положительную связь с первой главной компонентой имеет пирен, в меньшей степени флуорантен. Обратную корреляцию с первой главной компонентой демонстрируют фенантрен, а также антрацен. Вторая компонента тесно связана с содержанием нафталина, флуорена и флуорантена. Третья компонента коррелирует с периленом и нафталином.

В пространстве двух главных компонент (рис. 4) максимальную площадь формируют пробы олиготрофно-торфяных горизонтов без признаков деградации и остаточной эутрофности (ТО). Отмеченная область практически полностью перекрывает поле проб с признаками деградации (ТО_н) и, в меньшей степени, поле проб, отобранных из остаточно-эутрофных горизонтов (ТО_{те}). При этом преобладающая часть проб ТО сконцентрирована вне областей ТО_н и ТО_{те}, что также демонстрирует отличия в составе ПАУ исследуемых горизонтов.

Таблица 5. Состав ПАУ торфяных олиготрофных горизонтов севера Западной Сибири, %

ПАУ	Сокращение	ТО	ТО _{те}	ТО _h
Нафталин	Nap	0.4–7.9	1.8–9.5	4.5–8.6
		4.6	5.4	6.8
Аценафтилен	Acy	0.0	0.0	0.0
Аценафтен	Ace	0.0	0.0	0.0
Флуорен	Fly	4.2–10.7	8.3–11.3	8.1–8.7
		7.3	9.6	8.3
Фенантрен	Phe	55.5–72.9	54.6–65.5	57.6–74.2
		65.0	60.5	65.7
Антрацен	Ant	0.2–1.6	0.2–2.0	0.2–2.5
		0.7	0.6	1.1
Флуорантен	Flt	10.3–21.2	9.8–21.1	7.4–18.2
		17.5	15.8	13.6
Пирен	Pyr	0.5–11.1	1.9–7.4	0.9–7.7
		4.7	5.1	4.5
Бенз(а)антрацен	BaA	0.0	0.0	0.0
Хризен	Chr	0.0–1.7	0.0–4.4	0.0
		0.2	0.5	
Бенз(б)флуорантен	BbF	0.0	0.0	0.0
Бенз(к)флуорантен	BkF	0.0	0.0	0.0
Бенз(ј)флуорантен	BjF	0.0	0.0	0.0
Бенз(е)пирен	BeP	0.0	0.0	0.0
Бенз(а)пирен	BaP	0.0	0.0	0.0
Перилен	Prl	0.0	0.0–11.7	0.0
			2.4	
Индено (1,2,3-сd)пирен	IcP	0.0	0.0	0.0
Дибенз(а, h)антрацен	DhA	0.0	0.0	0.0
Бенз(г, h, i)перилен	BjhiP	0.0	0.0	0.0

Примечание. Над чертой – максимальные и минимальные, под чертой – средние значения.

Оценивая расположение отдельных ПАУ в пространстве главных компонент, а также их долю от общего содержания отмечается, что характерной особенностью ненарушенных олиготрофно-торфяных горизонтов является преобладание фенантрена и флуорантена. Дегградация торфяных горизонтов, сопровождающаяся появлением перегнойного материала, не приводит к существенному изменению состава ПАУ. Это выражается в незначительном уменьшении доли флуорантена и увеличении концентрации нафталина. В большей степени от типичных олиготрофно-торфяных (ТО) отличаются горизонты с признаками остаточной эуτροφности (ТО_{те}). В остаточно-эутрофных горизонтах наряду с уменьшением содержания фенантрена и флуорантена, фиксируется заметное увеличение содержания флуоре-

на и нафталина, а также появление более тяжелых пентоциклических ПАУ. Фиксируемое увеличение концентрации нафталина, вероятно, связано с большей обводненностью остаточно-эутрофных горизонтов, что снижает летучесть этого углеводорода. Появление перилена, относящегося к биогенным ПАУ, часто рассматривают как индикатор ранних стадий диагенетического преобразования торфов [10, 15, 16].

Редкая встречаемость 5-ядерных и отсутствие 6-ядерных углеводородов в исследуемых пробах во многом исключает влияние источников ПАУ, связанных с процессами горения и промышленной переработки различного сырья [19, 21, 27, 35]. Однако исключает не полностью, поскольку в литературе, посвященной идентификации источников ПАУ в природных объектах, используются

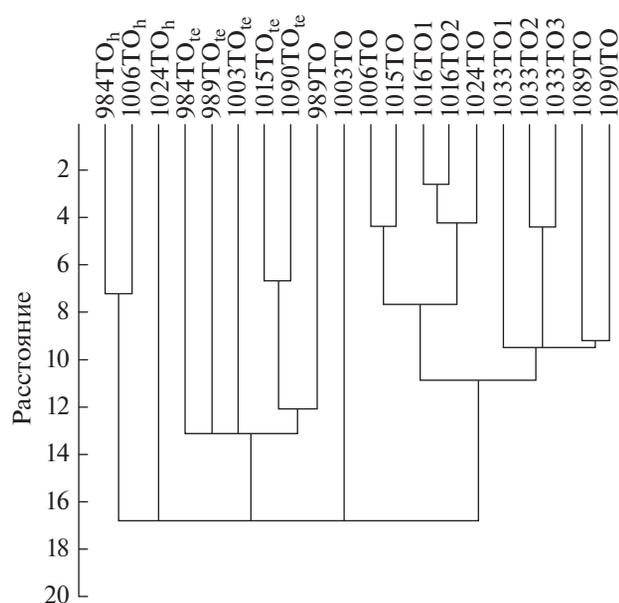


Рис. 3. Дендрограмма иерархической группировки объектов исследований (индекс Евклида, метод парных групп).

также соотношения 3- и 4-ядерных соединений [3, 33, 44, 47, 48]. Результаты анализа данных методом главных компонент позволяют выбрать соединения, отражающие специфику исследуемых объектов. Поэтому представляется очевидным, что для диагностики источников следует использовать соотношения, включающие ПАУ, коррелирующие с первой и второй компонентами, а также ПАУ, состоящие из одной или близких молекулярных масс. Это наиболее часто используемые в литературе соотношения $Ant/(Ant + Phe)$ и Flt/Pyr [15, 16, 47].

Рассчитанные соотношения показали, что ПАУ всех исследуемых проб имеют петрогенное (природное) происхождение (рис. 5). Значения

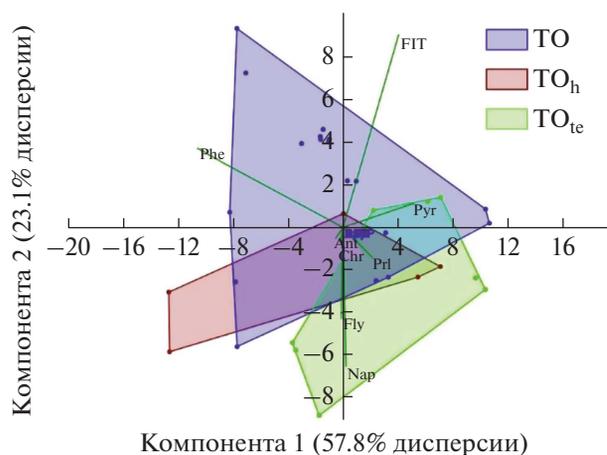


Рис. 4. Распределение исследуемых проб торфяных горизонтов в пространстве двух главных компонент.

$Ant/(Ant + Phe)$ в пробах всех горизонтов минимальны и находятся в пределах от 0.003 до 0.03. При этом полученные соотношения от 3 до 30 раз меньше отношения 0.1, превышение которого свидетельствует о преобладании пирогенных источников ПАУ. Соотношения Flt/Pyr составили 2–30 и в столько же раз превысили диагностическое значение 1, разграничивающие петрогенные и пирогенные источники. Следует отметить, что минимальные и максимальные значения соотношения Flt/Pyr фиксируются в пробах горизонтов (ТО) соответственно Пур-Надымского (Т1003) междуречья и левобережья Оби (Т1089). В горизонтах с признаками эутрофности и деградации отношение Flt/Pyr имеет более узкий диапазон от 2 до 8. Отмеченная особенность, так же, как группировка проб, полученная по результатам кластерного анализа, обусловлена спецификой генезиса, проявляющейся в наличии унаследованных остаточно-эутрофных или признаков деградации олиготрофно-торфяных горизонтов.

Таблица 6. Корреляционная связь главных компонент и содержания индивидуальных ПАУ

Соединение	Компонента 1 (57.8% дисперсии)	Компонента 2 (23.1% дисперсии)	Компонента 3 (12.0% дисперсии)
Nap	0.04	-0.77	0.57
Flt	-0.04	-0.78	-0.01
Phe	-0.97*	0.21	-0.01
Ant	-0.52	-0.32	-0.16
Flt	0.56	0.79	0.19
Pyr	0.89	0.12	0.09
Chr	-0.18	-0.40	-0.03
Prl	0.41	-0.17	-0.88

* Жирным шрифтом выделены достоверные значения.

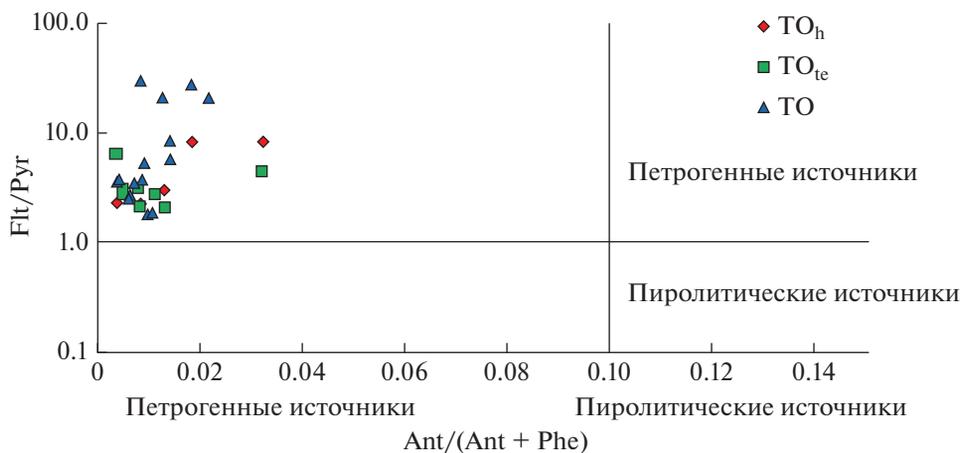


Рис. 5. Диаграмма соотношений приоритетных ПАУ в пробах исследуемых торфяных горизонтов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные исследования показывают, что торфяные олиготрофные почвы Западной Сибири характеризуются низким содержанием ПАУ, концентрации которых варьируют в пределах от 32.1 до 148.0 нг/г при среднем содержании в диапазоне 45.9–74.1 нг/г.

Состав ПАУ представлен легкими преимущественно 3-ядерными соединениями (фенантrenom). Среди высокомолекулярных ПАУ идентифицированы только 4-ядерные (флуорантен > > пирен > хризен). Периллен обнаружен в одной пробе торфа (Т989), отобранной из горизонта с признаками остаточной эутрофности в почвах Пур-Тазовского междуречья (Т989). В торфяных олиготрофных почвах 6-ядерных соединений не зафиксировано.

Кластерный анализ (индекс Евклида, метод парных групп) позволил сгруппировать исследуемые горизонты почв в соответствии с их генезисом, объединив пробы с признаками деградации и эутрофности, а также без них. Результаты анализа главных компонент показывают, что наиболее тесную положительную связь с первой главной компонентой имеет фенантрен, пирен и в меньшей степени флуорантен и антрацен. Вторая компонента надежно коррелирует с содержанием флуорантена, флуорена и нафталина. Особенности распределения отдельных ПАУ в пространстве главных компонент позволяют выбрать индексы, диагностирующие источники ПАУ ($Ant/(Ant + Phe)$ и Flt/Pyr). На основе полученных соотношений установлено, что ПАУ всех исследуемых проб торфа имеют природное (петрогенное) происхождение.

Следует отметить, что несмотря на низкие концентрации, отсутствие гекса- и редкой встречаемостью пентациклических соединений, состав ПАУ торфяных олиготрофных почв север-

ных территорий Западной Сибири определяется спецификой их генезиса и функционирования, обусловленных остаточной эутрофностью и деградацией.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФ, проект № 20-77-10084.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абакумов Е.В., Попов А.И. Определение в одной пробе почвы углерода, азота, окисляемости органического вещества и углерода карбонатов // Почвоведение. 2005. № 2. С. 186–194.
2. Абакумов Е.В., Томашунас В.М., Лодыгин Е.Д., Габов Д.Н., Соколов В.Т., Крыленков В.А., Кирицели И.Ю. Полициклические ароматические углеводороды в почвах островов и побережий Российского сектора Арктики // Почвоведение. 2015. № 12. С. 1433–1438. <https://doi.org/10.7868/S0032180X15120023>
3. Бачурин Б.А., Одинцова Т.А. Проблемы диагностики и контроля нефтяных загрязнений природных геосистем // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2005. № 9–10. С. 79–82.
4. Габов Д.Н., Яковлева Е.В., Василевич Р.С., Кузнецов О.Л., Безносиков В.А. Полициклические ароматические углеводороды в мерзлотных бугристых торфяниках криолитозоны // Почвоведение. 2019. № 9. С. 1049–1062. <https://doi.org/10.1134/S0032180X1909003X>
5. Геннадиев А.Н., Цибарт А.С. Факторы и особенности накопления петрогенных полициклических ароматических углеводородов в почвах заповед-

- ных и антропогенно-измененных территорий // Почвоведение. 2013. № 1. С. 32–40.
<https://doi.org/10.7868/S0032180X13010024>
6. *Грива Г.И.* Геоэкологические условия разработки газовых месторождений Ямала. Томск: Томский гос. ун-т, 2005. 352 с.
 7. *Пастухов А.В., Каверин Д.А., Габов Д.Н.* Полициклические ароматические углеводороды в мерзлотно-бугристых торфяниках на Европейском северо-востоке // Почвоведение. 2017. № 7. С. 814–823.
<https://doi.org/10.7868/S0032180X17070097>
 8. Полевой определитель почв России. М.: Почв. ин-т им. В.В. Докучаева, 2008. 182 с.
 9. *Пономарева В.В., Плотникова Т.А.* Некоторые данные о степени внутримолекулярной окисленности гумуса разных типов почв (к вопросу о переводном коэффициенте с углерода на гумус) // Почвоведение. 1967. № 7. С. 85–95.
 10. *Ровинский Ф.Я., Теплицкая Т.А., Алексеева Т.А.* Фоновый мониторинг полициклических ароматических углеводородов. Л.: Гидрометеиздат, 1988. 224 с.
 11. *Серебренникова О.В., Прейс Ю.И., Кадычагов П.Б., Гулая. Е.В.* Состав углеводородов органического вещества торфов юга Западной Сибири // Химия твердого топлива. 2010. № 5. С. 40–50.
 12. *Серебренникова О.В., Стрельникова Е.Б., Прейс Ю.И.* Особенности состава липидов верховых и низинных торфов юга Томской области // Известия Томского политехнического университета. 2013. № 5. С. 77–82.
 13. *Соколов Д.А.* Диверсификация почвообразования на отвалах угольных месторождений Сибири. Автореф. дис. ... докт. биол. н. Новосибирск, 2019. 45 с.
 14. *Соколов Д.А., Морозов С.В., Абакумов Е.В., Андроханов В.А.* Полициклические ароматические углеводороды в почвах отвалов антрацитовых месторождений Сибири // Почвоведение. 2021. № 6. С. 701–714.
<https://doi.org/10.31857/S0032180X21060125>
 15. *Халиков И.С.* Идентификация источников загрязнения объектов природной среды полициклическими ароматическими углеводородами с использованием молекулярных соотношений // Экологическая химия. 2018. № 27(20). С. 76–85.
 16. *Хаустов А.П., Редина М.М.* Геохимические маркеры на основе соотношений концентраций ПАУ в нефти и нефтезагрязненных объектах // Геохимия. 2017. № 1. С. 57–67.
 17. *Чиждова Т.Л.* Полициклические ароматические углеводороды в поверхностных водах акваторий юга Дальнего Востока. Дис. ... канд. хим. н. Владивосток, 2017. 132 с.
 18. *Шамилишвили Г.А., Абакумов Е.В., Габов Д.Н., Алексеев И.И.* Особенности фракционного состава полициклических ароматических углеводородов и полиэлементного загрязнения почв урбанизированных территорий и их гигиеническая характеристика (на примере почв функциональных зон Санкт-Петербурга) // Гигиена и санитария. 2016. Т. 95. № 9. С. 827–837.
<https://doi.org/10.18821/0016-9900-2016-95-9-827-837>
 19. *Berset J.D., Kuehne P., Shotyk W.* Concentrations and distribution of some polychlorinated biphenyls (PCBs) and polycyclic aromatic hydrocarbons (PAHs) in an ombrotrophic peat bog profile of Switzerland // Sci. Total Environ. 2001. № 1(267). С. 67–85.
[https://doi.org/10.1016/S0048-9697\(00\)00763-4](https://doi.org/10.1016/S0048-9697(00)00763-4)
 20. *Bradshaw R.H.M., Sykes M.T.* Ecosystem dynamics: From the past to the future. Publ. Ltd. John Wiley & Sons, UK, 2014. 321 p.
 21. *Breedveld G.D., Sparrevik M.* Nutrient-limited biodegradation of PAH in various soil strata at a creosote contaminated site // Biodegradation. 2000. V. 11. P. 391–399.
<https://doi.org/10.1023/A:1011695023196>
 22. *Chen H., Chow A.T., Li X.-W., Ni H.-G., Dahlgren R.A., Zeng H., Wang J.-J.* Wildfire burn intensity affects the quantity and speciation of polycyclic aromatic hydrocarbons in soils // ACS Earth Space. 2018. V. 2. № 12. P. 1262–1270.
<https://doi.org/10.1021/acsearthspacechem.8b00101>
 23. *Gabov D., Yakovleva E., Vasilevich R.* Vertical distribution of PAHs during the evolution of permafrost peatlands of the European arctic zone // Appl. Geochem. 2020. V. 123. P. 104790.
<https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2020.104790>
 24. *Hugelius G., Routh J., Kuhry P., Crill P.* Mapping the degree of decomposition and thaw remobilization potential of soil organic matter in discontinuous permafrost terrain // J. Geophys. Res. Biogeosci. 2012. V. 117. G02030.
<https://doi.org/10.1029/2011JG001873>
 25. IUSS Working Group WRB. World Reference Base for Soil Resources 2014. International soil classification system for naming soils and creating legends for soil maps. World Soil Resources Reports № 106. 2014. FAO, Rome. 181 p.
 26. *Kupka D., Sekula P., Tischler O., Briančin J.* Biodegradation of polycyclic aromatic hydrocarbons in soil contaminated with coal tar // Acta Montanistica Slovaca. 2006. V. 11. P. 314–320.
 27. *Lawrence H. Keith.* The Source of U.S. EPA's Sixteen PAH Priority Pollutants // Polycyclic Aromatic Compounds. 2015. V. 35. P. 147–160.
<https://doi.org/10.1080/10406638.2014.892886>
 28. *Lim A.G., Loiko S.V., Kuzmina D.M., Krickov I.V., Shirokova L.S., Kulizhskaya S.P., Vorobyev S.N., Pokrovskiy O.S.* Dispersed ground ice of permafrost peatlands: Potential unaccounted carbon, nutrient and metal sources // Chemosphere. 2021. V. 266. P. 128953.
<https://doi.org/10.1016/j.chemosphere.2020.128953>
 29. *Loiko S., Raudina T., Lim A., Kuzmina D., Kulizhskiy S., Pokrovskiy O.* Microtopography Controls of Carbon and Related Elements Distribution in the West Siberian Frozen Bogs // Geosciences. 2019. V. 7. P. 291.
<https://doi.org/10.3390/geosciences9070291>
 30. *Morgalev Y.N., Lushchaeva I.V., Morgaleva T.G., Kolesnichenko, L.G., Loiko S.V., Krickov, I.V., Lim A.G. et al.* Bacteria primarily metabolize at the active layer/permafrost border in the peat core from a permafrost region in western Siberia // Polar Biology. 2017. V. 40. P. 1645–16597.
<https://doi.org/10.1007/s00300-017-2088-1>

31. *Neff J.M.* Polycyclic aromatic hydrocarbons in the ocean // Bioaccumulation in marine organisms. Elsevier Science, 2002. P. 241–318.
32. *Pastukhov A., Loiko S., Kaverin D.* Polycyclic aromatic hydrocarbons in permafrost peatlands // Scientific Reports. 2021. V. 1. P. 18878. <https://doi.org/10.1038/s41598-021-98384-z>
33. *Pies C., Hoffmann B., Petrowsky J., Yang Y., Ternes T.A., Hofmann T.* Characterization and source identification of polycyclic aromatic hydrocarbons (PAHs) in river bank soils // Chemosphere. 2008. V. 72. P. 1594–1601. <https://doi.org/10.1016/j.chemosphere.2008.04.021>
34. *Pokrovsky O.S., Manasyrov R.M., Loiko S.V., Shirokova L.S.* Organic and organo-mineral colloids in discontinuous permafrost zone // Geochim. Cosmochim. Acta. 2016. V. 188. P. 1–20. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2016.05.035>
35. *Ravindra K., Wauters E., Grieken R.V.* Variation in particulate PAHs levels and their relation with the trans-boundary movement of the air masses // Sci. Total Environ. 2008. V. 396. P. 100–110.
36. *Reykhard L., Shulga N., Novichkova Ye.A., Kozina N., Dara O., Sapozhnikov P., Gordeev V., Belyaev N., Boev A.* Biomineral indicators of hydrological, geological and climatic processes in the Arctic // Acta Crystallographica Section A: Foundations and Advances. 2018. V. 74. P. 250.
37. *Routh J., Hugelius G., Kuhry P., Filley T., Tillman P.K., Becher M., Crill P.* Multi-proxy study of soil organic matter dynamics in permafrost peat deposits reveal vulnerability to climate change in the European Russian Arctic // Chemical Geology. 2014. V. 368. P. 104–117. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2013.12.022>
38. *Shamilshvily G., Abakumov E., Gabov D.* Polycyclic aromatic hydrocarbon in urban soils of an Eastern European megalopolis: distribution, source identification and cancer risk evaluation // Solid Earth. 2018. V. 9. № 3. P. 669–682. <https://doi.org/10.5194/se-9-669-2018>
39. *Shiklomanov A.I., Lammers R.B., Lettenmaier D.P., Polischuk Yu.M., Savichev O.G., Smith L.G.* Hydrological changes: historical analysis, contemporary status, and future projections. Dordrecht: Springer Netherlands, 2013. P. 111–154. https://doi.org/10.1007/978-94-007-4569-8_4
40. *Shirokova L.S., Chupakov A.V., Zabelina S.A., Nevzerova N.V., Payandi-Rolland D., Causserand C., Karlsson J., Pokrovsky O.S.* Humic surface waters of frozen peat bogs (permafrost zone) are highly resistant to bio- and photodegradation // Biogeosciences. 2019. V. 12. P. 2511–2526. <https://doi.org/10.5194/bg-16-2511-2019>
41. *Stepanova V.A., Pokrovsky O.S., Viersa J., Mironycheva-Tokareva N.P., Kosykh N.P., Vishnyakova E.K.* Elemental composition of peat profiles in western Siberia: Effect of the micro-landscape, latitude position and permafrost coverage // Appl. Geochem. 2015. V. 53. P. 53–70. <https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2014.12.004>
42. *Thuens S., Blodau C., Radke M.* How suitable are peat cores to study historical deposition of PAHs? // Sci. Total Environ. 2013. V. 450–451. P. 271–279. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2013.01.091>
43. U.S. Environmental Protection Agency, Method 8270d: Semivolatile organic compounds by gas chromatography/mass spectrometry (GC/MS), Revision 4 (Washington DC, 2007).
44. *Wang C., Wu S., Zhou S., Shi Y., Song J.* Characteristics and source identification of polycyclic aromatic hydrocarbons (PAHs) in urban soils: a review // Pedosphere. 2017. V. 27. P. 17–26. [https://doi.org/10.1016/S1002-0160\(17\)60293-5](https://doi.org/10.1016/S1002-0160(17)60293-5)
45. *Xing X., Mao Y., Hu T., Tian Q., Chen Z., Liao T., Zhang Z., Zhang J., Gu Y., Bhutto S., Qi S.* Spatial distribution, possible sources and health risks of PAHs and OCPs in surface soils from Dajiu Sub-alpine Wetland, central China // J. Geochem. Explorat. 2020. V. 208. P. 106393. <https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2019.106393>
46. *Yuan S.Y., Shiung L.C., Chang B.V.* Biodegradation Polycyclic Aromatic Hydrocarbons by Inoculated Microorganisms in Soil // Bull. Environ. Contamin. Toxicol. 2002. V. 69. № 1. P. 66–73. <https://doi.org/10.1007/s00128-002-0011-z>
47. *Yunker M.B., Macdonald R.W., Vingarzan R., Mitchell H., Goyette D., Sylvestre S.* PAHs in the Fraser River basin: a critical appraisal of PAH ratios as indicators of PAH source and composition // Org. Geochem. 2002. V. 33. P. 489–515.
48. *Zhang W., Zhang S., Wan C., Yue D., Ye Y., Wang X.* Source diagnostics of polycyclic aromatic hydrocarbons in urban road runoff, dust, rain and canopy throughfall // Environ. Poll. 2008. V. 153. P. 594–601. <https://doi.org/10.1016/j.envpol.2007.09.004>

Polycyclic Aromatic Hydrocarbons in Oligotrophic Peat Soils of the Northern Territories of Western Siberia

D. A. Sokolov^{1, 2, *}, I. S. Ivanova², S. V. Morozov³, T. G. Pchelnikova³, and E. A. Soldatova^{2, 4}

¹*Institute of Soil Science and Agrochemistry SB RAS, Novosibirsk, 630090 Russia*

²*Tomsk branch of Trofimuk Institute of Oil and Gas Geology and Geophysics SB RAS, 4, Tomsk, 634055 Russia*

³*Vorozhzhov Novosibirsk Institute of Organic Chemistry SB RAS, Novosibirsk, 630090 Russia*

⁴*University of Tyumen, Tyumen, 625003 Russia*

*e-mail: sokolovdenis@issa-siberia.ru

Using gas chromatography there were analyzed the content and composition of 19 priority polycyclic aromatic hydrocarbons (PAHs) in chloroform extract from oligotrophic peat soils (Cryic Histosols) of the northern

territories of Western Siberia. We found that the content of PAHs in studied soils varies from 33 to 148 ng/g. PAHs are consist of 70–75% of low molecular weight (three-ring) PAHs. The total proportion of high molecular weight PAHs does not exceed 25%. They are presented mainly by four-ring compounds, the content of which decreases in the following direction fluoranthene > pyrene > chrysene. The use of cluster analysis (the Euclidean index, pair group method) allowed the relationship of the PAH composition with residual eutrophication and the manifestation of soil degradation signs to be identified. Results of PCA show that phenanthrene, pyrene, and, to a lesser extent, fluoranthene, and anthracene have the strongest positive correlation with the first factor. The second factor correlates with the content of fluoranthene, fluorene, and naphthalene. It is noted that the degradation of oligotrophic-peat soil horizons accompanied by the appearance of humus structures is expressed in a decrease in the proportion of fluoranthene and an increase in the concentration of naphthalene. In oligotrophic-peat horizons with signs of residual eutrophication. an increase in the proportion of fluorene and naphthalene along with a decrease in the content of phenanthrene and fluoranthene is observed. Diagnostic relationships identified by PCA ($Ant/(Ant + Phe)$ and Flt/Pyr) show that PAHs in all studied peat soils have a natural (petrogenic) origin.

Keywords: peat, soils of Arctic Zone of the Russian Federation, Russian Arctic, sources of PAHs, hummocky peatland, Cryic Histosols

УДК 631.41

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ГУМУСОВЫХ ВЕЩЕСТВ И ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА ФИЗИЧЕСКИХ ФРАКЦИЙ ЧЕРНОЗЕМА ТИПИЧНОГО¹

© 2022 г. Н. Н. Данченко^а, *, З. С. Артемьева^а, Ю. Г. Колягин^б, Б. М. Когут^а^аПочвенный институт им. В.В. Докучаева, Пыжевский пер., 7, стр. 2, Москва, 119017 Россия^бХимический факультет, МГУ им. М.В. Ломоносова, Ленинские горы, 1, Москва, 119991 Россия

*e-mail: nataly_danch@mail.ru

Поступила в редакцию 14.03.2022 г.

После доработки 04.05.2022 г.

Принята к публикации 06.05.2022 г.

Цель работы – оценить взаимосвязь распределения органического вещества почв между химическими фракциями, выделенными традиционной щелочной экстракцией, с его распределением по физическим фракциям. Подход заключался в сравнении структурных особенностей (на основе данных твердофазной ¹³C ЯМР-спектроскопии) и вклада в общий органический углерод почвы обоих видов фракций. Объект исследования – типичный чернозем контрастного землепользования: целина и длительный чистый пар. Изучаемые химические фракции включали: гуминовые кислоты, гумин, а также составную фракцию, объединившую фульвокислоты, органическое вещество декальцината и фракцию коллоидов, осаждаемых из щелочного экстракта. Физические фракции получали гранулоденсиметрическим методом, они включали легкую фракцию, окклюдированную внутри агрегатов, илистую фракцию и остаток после отделения легких фракций и ила. Результаты для целинной почвы показали близость структуры органического вещества и вкладов в органический углерод почвы в следующих парах фракций: гуминовые кислоты – легкая окклюдированная фракция; гумин – остаток после физического фракционирования; составная фракция – ил. Для почвы под паром структура органического вещества практически идентична для указанных пар фракций, но их вклады в общий углерод почвы заметно отличаются. Показано, что в необрабатываемом черноземе химические фракции приурочены к определенным физическим фракциям, тогда как в деградированной почве это распределение нарушено. Сравнение массы углерода во фракциях двух вариантов чернозема показало, что все фракции теряют углерод при деградации почвы, но наибольшие потери среди химических фракций наблюдаются для гумина (61%), среди физических – для окклюдированной легкой фракции (66%).

Ключевые слова: гуминовые кислоты, гумин, гранулоденсиметрические фракции, ¹³C ЯМР-спектроскопия, контрастные виды землепользования

DOI: 10.31857/S0032180X22100033

ВВЕДЕНИЕ

За более чем 200-летнюю историю изучения почвенного органического вещества (ПОВ) разработано множество подходов к его исследованию и характеристике: различные варианты физического и химического фракционирования [1, 7, 26–28, 47, 52], применяемые уже давно, их сочетания со спектроскопическими методами, и наконец, современные методы высокого разрешения, позволяющие идентифицировать классы органических соединений и их распределение на минеральной матрице [2, 21, 35, 36, 38, 48]. Сего-

дня упор делается на то, что для получения достоверной информации о структуре и механизмах стабилизации органического вещества (ОВ) в почве необходимо исследовать нативное ПОВ, не отделяя его от минеральной матрицы [37, 40, 50]. Однако позволяющие этого достигнуть масс-спектрометрия вторичных ионов (Nano-SIMS) методы прикраевой структуры и тонкой прикраевой структуры спектров рентгеновского поглощения (XANES и NEXAFS), электронно-зондовый микроанализ (EPMA) не являются ни широко доступными, ни экспрессными, а обработка и трактовка их результатов возможна только с применением факторного анализа и других сложных статистических методов [35, 36, 48], способных выделить в огромном массиве данных сигналы

¹ К статье имеются дополнительные материалы, доступные для авторизованных пользователей по doi: 10.31857/S0032180X22100033.

отдельных компонентов ОВ. Поэтому различные варианты фракционирования и их комбинации, позволяющие выделить более гомогенные фракции ПОВ, по-прежнему остаются ключевым подходом при исследовании его структуры и свойств [19]. Например, комплексное сравнительное исследование разных методов фракционирования [47] показало, что сочетание физического и химического фракционирования дает возможность выделить пулы ОВ, максимально различающиеся по времени оборота и наиболее соответствующие теоретическим пулам.

Много исследований распределения органического углерода почвы между денсиметрическими и гранулоденсиметрическими фракциями и особенности структуры ОВ таких фракций для различных почв: солодей, буроземов, красно-бурых, черноземов и др. [3, 4, 9, 18, 22, 23, 26, 34]. Большое число работ посвящено и фракционированию ПОВ химическими методами с использованием различных экстрагентов и их последовательного применения [7, 29, 30, 54]. И химическое, и физическое фракционирование имеют достоинства и недостатки и связаны с потерями некоторой доли ОВ, а значит, и части информации [22, 37, 46]. Примеров параллельного применения физического и химического фракционирования к одним и тем же объектам мало [8, 27, 39, 47].

Выделение гуминовых веществ позволяет получить более однородные фракции на основе их растворимости в кислотах и щелочах. Гранулоденсиметрическое фракционирование – по плотности и размеру частиц, то есть большей либо меньшей ассоциированности с минеральной частью почв. Однако, как показывают ранее проведенные исследования [1, 27], это во многом взаимозависимые свойства.

Цель работы – исследовать взаимосвязь между распределениями компонентов ОВ по химическим и физическим фракциям, а именно, наличие/отсутствие приуроченности выделенных химических фракций к тем или иным физическим, на основе сопоставления структурных особенностей и вкладов в $C_{орг}$ почвы гуминовых кислот (ГК) и гумина, полученных с помощью щелочной экстракции, со структурой и вкладами ОВ гранулоденсиметрических фракций. Настоящее исследование является продолжением работы [23], в которой строение ОВ тех же образцов почв изучалось после гранулоденсиметрического фракционирования.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Объекты. Для исследования выбрали почвы двух контрастных видов землепользования: целина (Центрально-Черноземный государственный биосферный заповедник “Стрелецкая степь” Кур-

ская область, 51°34'24" N, 36°06'00" E) и длительный бессменный чистый пар (52 года) на бывшей старопахотной почве многолетнего полевого опыта Курского федерального аграрного научного центра, 51°37'6" N, 36°15'44" E. Первый вариант характеризуется максимальным, достигшим стационарного уровня содержанием ОВ ($C_{орг}$ 5.1%), который обусловлен отсутствием антропогенной нагрузки и установившимся в этих условиях равновесием между процессами поступления и разложения ОВ. Второй – минимальным содержанием ОВ ($C_{орг}$ 2.8%), являющимся результатом постоянной обработки при отсутствии поступления свежей растительной массы. Режим длительного бессменного чистого пара значительно ускоряет деградацию ОВ почвы по сравнению с традиционным сельскохозяйственным использованием. Благодаря этому почва под паром обогащена стабильным ОВ [17], и, соответственно, ее изучение позволяет наблюдать направление и результат трансформации зрелого ПОВ (деградационных процессов), отделив их от процессов разложения и стабилизации свежего и/или промежуточного ОВ. Почва – чернозем типичный, среднесуглинистый на лёссовых отложениях, *Na_{pl}ic Chernozem*, согласно международной классификации [60]. Территория опытных площадей типична для Центрального Черноземья России. Климат – умеренный со среднегодовой температурой +5.3°C и количеством осадков 550 мм. Территориальная близость участков и высокая пространственная однородность черноземных почв этого района позволяют рассматривать целину как исходное (нативное) состояние почвы для варианта пар.

Образцы отбирали из верхних горизонтов (5–25 см) в трехкратной повторности для каждого варианта опыта. После удаления подстилки с поверхности почвы, вырезали ненарушенные монолиты (25 × 25 × 15 см). Все почвенные образцы высушивали на воздухе при комнатной температуре, избегая попадания прямых солнечных лучей, затем пропускали через сито с диаметром отверстий 1 мм. Остатки (размером > 1 мм) острожно измельчали пестиком с резиновым наконечником и снова пропускали через сито 1 мм. Все просеянные части каждого образца объединяли.

Методы. Физическое фракционирование. Физические фракции выделяли модифицированным вариантом [16] оригинального метода гранулоденсиметрического фракционирования [1]. Схема позволяет выделить четыре фракции: свободную (неокклюдированную) легкую ($ЛФ_{св}$), легкую фракцию окклюдированную внутри агрегатов ($ЛФ_{агр}$), илстую фракцию (Ил) и фракцию остатка (Остаток). $ЛФ_{агр}$ и Ил – компоненты крупных (50–250 мкм) микроагрегатов, неустойчивых при

обработке ультразвуком. Фракция Остаток состоит из тонких частиц первичных минералов и мелких (1–50 мкм) микроагрегатов (глинистых частиц с адсорбированным ОВ), устойчивых при обработке ультразвуком [16].

Химическое фракционирование ПОВ. Исходные образцы двух вариантов почв обрабатывали в соответствии с методом выделения гуминовых веществ, рекомендованным Международным обществом по изучению гуминовых веществ (IHSS) [56]. Для количественной оценки распределения углерода между фракциями на каждом этапе процедуры отбирали аликвоту экстракта ОВ и анализировали на содержание С и N. Таким образом, концентрации С и N были получены для следующих растворов: кислый экстракт (декальцинат); щелочной экстракт; кислый раствор фульвокислот (ФК) (после осаждения ГК); щелочной раствор повторно растворенных ГК после коагуляции минеральных коллоидов с помощью KCl; и раствор этих коллоидов (далее Коллоиды). Содержание углерода и азота в негидролизуемом остатке (НГО) после отделения щелочного экстракта определяли в его суспензии в деионизированной воде. Для ЯМР-исследования готовили очищенные и лиофилизированные препараты фракций ГК, ФК, гумина. Для минимизации потерь на последней стадии выделения ГК не подвергали ни обработке смесью (HF + HCl), ни диализу, в связи с чем они имели значительную зольность (около 18%). Суспензию НГО нейтрализовали HCl и промывали дистиллированной водой, после чего сушили на водяной бане при 60°C. Выход ФК для почвы под паром, а также HCl-растворимой и фракции Коллоиды для обеих почв был недостаточным для ЯМР-анализа.

Элементный анализ. Общее содержание органического углерода (TOC) и общего азота (TN) во всех исследуемых растворах определяли методом каталитического окисления сжиганием с помощью анализатора углерода TOC-L CSN (Shimadzu, Япония). Все измерения проводили в трех повторностях. Содержание углерода в исходных образцах почвы анализировали методом сухого сжигания на анализаторе Vario Macro Cube (Elementar Analysensysteme GmbH, Германия).

Деминерализация. Для концентрирования ОВ и удаления Fe(III), снижающего качество спектров ЯМР, образцы почвы в целом обрабатывали плавиковой кислотой (HF) в соответствии с [24, 51]. К навеске почвы (0.1–0.3 г) добавляли 4 мл 10%-ного раствора HF, перемешивали в течение 20 мин на шейкере, оставляли на 12 ч и центрифугировали при 3000 об./мин в течение 5 мин, надосадочную жидкость декантировали и отбрасывали. Обработку повторяли 4 раза. Образцы отмывали от HF дистиллированной водой, встряхивая на шейкере а затем центрифугируя. Отмывку по-

вторяли до достижения pH 6 супернатанта по универсальной индикаторной бумаге (~5 раз), затем сушили при 60°C. Из-за низкого содержания С в образцах НГО, их подвергали аналогичной обработке. Выходы по углероду и азоту после обработки HF оценивали по формуле:

$$\text{Выход C(N) (\%)} = \frac{m_{\text{обр}} C(N)_{\text{обр}}}{m_{\text{необр}} C(N)_{\text{необр}}} \times 100\%,$$

где $m_{\text{необр}}$ и $m_{\text{обр}}$ – масса необработанного и обработанного образцов, г; $C(N)_{\text{необр}}$ и $C(N)_{\text{обр}}$ – концентрация С (или N) в необработанном и обработанном образцах, г/г почвы или НГО.

Результаты представлены как среднее значение трех определений. Для ЯМР-анализа три порции обработанного HF материала объединяли.

ГК и ФК изучали методом ЯМР-спектроскопии без HF-обработки, так как содержание С в них было достаточным для получения качественных спектров, а Fe из них уже было удалено на начальном этапе процедуры экстракции (при декальцировании обработкой HCl).

¹³C ЯМР-спектроскопия в твердом теле. Для анализа химического строения ОВ фракций использовали твердофазную ¹³C ЯМР-спектроскопию, являющуюся мощным инструментом структурного анализа ПОВ [15]. ¹³C ЯМР-спектры регистрировали на спектрометре Bruker Avance-Ii NMR 400 WB, работающем на частоте 400.1 (¹H) и 100.4 (¹³C) МГц с 4 мм зондом H/X MAS WVT. Для получения ¹³C CP/MAS спектров использовали 4-импульсную последовательность гаmr-CP/TOSS(B) с линейным снижением мощности ¹H-канала от 100 до 70% и временем контакта 2 мс и высокоэффективной ¹H развязкой. Время задержки между импульсами 1.5 с. Количественные данные получали из спектров ¹³C CP/MAS по специально разработанной методике масштабирования, описанной ранее [23]. Для расчета интегральной интенсивности использовали следующие интервалы в соответствии с положением минимумов интегральной кривой: 0–47 (Alk); 47–113 (O/N-Alk); 113–141 (Ar); 141–160 (O–Ar); 160–188 (COO); 188–214 ppm (CO). Расчетная стандартная ошибка значения интегральной интенсивности для всех конкретных интервалов не превышала 2% от общей интегральной интенсивности спектров, включая ошибку спектрального измерения, математической обработки и воспроизводимости спектрального измерения.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Распределение ОВ черноземов между химическими фракциями и характеристика элементного состава фракций. Вклады химических фракций в общее содержание углерода почв, рассчитанные

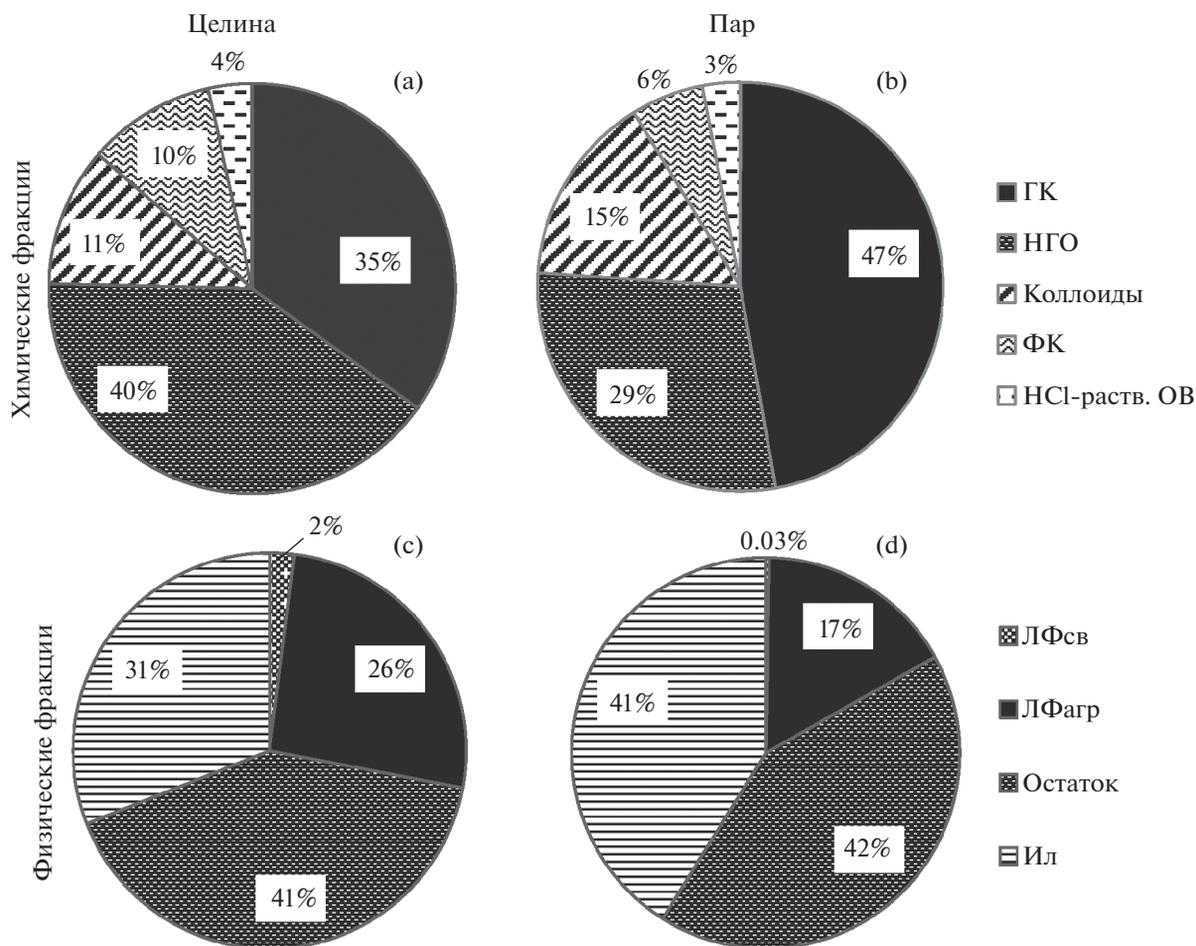


Рис. 1. Сравнение вкладов химических и гранулоденсиметрических фракций в $C_{орг}$ чернозема типичного контрастных видов землепользования: целина (а, б) и пар (с, д). Обозначения: ГК – гуминовые кислоты; НГО – негидролизующий остаток; Коллоиды – органо-минеральная фракция, осаждаемая из щелочного раствора ГК; ФК – фульвокислоты; ЛФ_{св} – свободная легкая фракция; ЛФ_{агр} – окклюдирующая легкая фракция, Ил – ОВ, связанное с глинистыми частицами (<1 мкм), Остаток – ОВ тяжелой фракции, остающейся после отделения легких фракций и Ила. Стандартное отклонение вкладов фракций по трем повторностям (%): НCl-гидролизующее ОВ 0.6 и 0.7, ФК 0.6 и 0.5, НГО 2 и 3, коллоиды 0.5 и 1, ГК 1 и 1 (целина и пар соответственно).

по результатам анализа экстрактов, Коллоидов и НГО по ходу выделения согласно методике IHSS [56], представлены на рис. 1. Там же, приведены вклады гранулоденсиметрических фракций, рассчитанные на основе их масс и данных элементного анализа, взятых из работы [9] (рис. 1с, 1д). Их использовали при сравнении ОВ фракций.

Диаграммы распределения С по химическим фракциям показывают, что ГК и НГО являются, как и ожидалось, доминирующими химическими фракциями в обоих изученных вариантах. При этом вклад ГК в $C_{орг}$ почвы в варианте пар на 12% больше, чем в варианте целина, а НГО практически на столько же процентов меньше. Доля $C_{орг}$ в составе ФК в пару в 1.7 раза меньше. Вклад Коллоидов, которые обычно не рассматриваются как фракция ОВ, оказался сравнимым с вкладом ФК в почву целины и в 2.5 раза больше такового в

почве под паром. Их доля в $C_{орг}$ почвы в пару по сравнению с целиной возрастает в 1.5 раза. Вклад НCl-растворимого ОВ мало зависит от варианта землепользования. Полученные данные о вкладах в $C_{орг}$ почвы для ГК и ФК лежат несколько ниже, а для гумина – существенно выше значений, приводимых для фракционно-группового состава пахотного слоя чернозема типичного: ГК ~ 40%, ФК ~ 20%, гумин 22–27% [13]. В первую очередь это связано с использованием разных методик выделения: три разных обработки щелочью в методике по Тюрину в модификации Пономаревой–Плотниковой и всего одна в методике IHSS.

Исследователи, работающие с гуминовыми веществами, как правило, ставят целью выделение наиболее “чистых” препаратов для дальнейшего их изучения и не всегда приводят данные о количественном выходе фракций. Лишь в неко-

Таблица 1. Соотношение C/N в образцах почвы в целом и химических фракциях чернозема типичного контрастных видов землепользования

Образец	C/N*	
	целина	пар
Почва в целом	10.7 (0.2)	12.5 (0.2)
Негидролизующий остаток	9.9 (0.2)	13.3 (0.7)
ГК	12.4 (0.3)	15.8 (0.2)
Коллоиды	11.8 (0.3)	13.8 (0.9)
ФК	9.3 (0.1)	7.2 (0.2)
HCl-гидролизующее ОВ	7.1 (0.4)	7.8 (0.9)

*Среднее из трех аналитических повторностей (стандартное отклонение).

торых публикациях представлены значения выхода ГК, ФК и гумина в виде процентов от $C_{орг}$ почвы. Ранее для черноземов Курской области суммарная доля ГК + ФК при исчерпывающей ступенчатой экстракции 0.1 М пиррофосфатом Na при pH 7, 10.6 и 12.6 составила 45–54% от $C_{орг}$ почвы [6]. В работе [29] для ОВ почвы Clayic Eutric Stagnosols ($C_{орг} = 4.6\%$) аналогичным методом для суммы ГК + ФК получена цифра 26% от $C_{орг}$ почвы. Важно отметить, что препаративный выход ГК и ФК по углероду всегда будет несколько меньше, чем измеренный в ходе фракционирования, так как при обессоливании гуминовых кислот и очистке ФК на смолах [56], некоторая доля ОВ отбрасывается. Пол [45] на основе компиляции материалов нескольких исследований приводит следующие данные по вкладам химических фракций в $C_{орг}$ близкой к чернозему почвы Mollisol ($C_{орг} = 5.6\%$) под северным культивируемым лугом: кислотный экстракт – 14%; ФК – 15%; ГК – 40%; гумин – 31% от $C_{орг}$. Несколько больший выход ГК и ФК, и меньший гумина в указанной работе по сравнению с нашими данными может быть связан как с особенностями почвы, так и с использованием более высокой концентрации щелочи 0.5 М [20]. Строго говоря, эти результаты нельзя сравнивать, так как использование разных экстрагентов и их концентраций влияют на степень извлечения ОВ из почвы [13], однако нам не удалось найти полных данных, полученных по методике IHSS.

Соотношения C/N для почв в целом и всех изучаемых фракций приведены в табл. 1. Видно что, значения C/N для почвы в целом и НГО близки, а для ГК – заметно шире, чем для остальных компонентов щелочного экстракта: ФК и коллоидов. Разница между значениями C/N для ГК и коллоидов свидетельствует о различии химического состава этих фракций. Обогащенность азотом ФК и HCl-гидролизующего ОВ указывает на большую гидролизующесть (растворимость) N-содержащего ОВ [25] и соответствует версии

происхождения фракции ФК, как продуктов отщепления аминокислотных и углеводных фрагментов в ходе гидролиза ГК, гумина и не до конца разложившихся растительных остатков [13]. НГО целины также обогащен N, что согласуется с данными о преимущественной стабилизации веществ белкового происхождения в тяжелых фракциях [27, 44, 53].

Почва в целом и химические фракции (за исключением ФК) почвы под паром характеризуются более широким C/N, чем таковые целины. Аналогичная закономерность наблюдалась для гранулоденсиметрических фракций изучаемых вариантов почвы [23]. С точки зрения химических фракций это можно связать с большим вкладом ГК, для которых характерна большая величина C/N [14], и существенно меньшим вкладом гумина в ОВ почвы под паром.

ОВ, стабильное в условиях деградации почвы. Для оценки устойчивости фракций в условиях деградации почвы рассчитана масса С во всех фракциях (рис. 2) и оценены его потери в пару по сравнению с целиной. Полученные данные показывают, что в режиме бесшумного чистого пара углерод теряется из обеих стабилизированных фракций: ГК и НГО, однако ГК являются более устойчивой (менее расходуемой) фракцией в условиях деградации почвы. При общих потерях углерода в почве пара по сравнению с целиной – 46%, фракция ГК теряет только 27%. Неожиданным оказался результат по НГО: в длительном пару общие потери С этой фракции по сравнению с целиной максимальны и составляют около 61%. Очевидно, ОВ этой органо-минеральной фракции в пару не только интенсивно расходуется (минерализуется), но и трансформируется, становясь более гидролизующим при последовательной обработке кислотой и щелочью, то есть частично пополняет собой химические фракции, убыль С в которых меньше, чем в почве в целом: ГК и коллоиды (8%-ные потери С). Фракции ФК и HCl-растворимого ОВ, как и НГО, теряют более 60% С. Интересно, что суммарные потери состав-

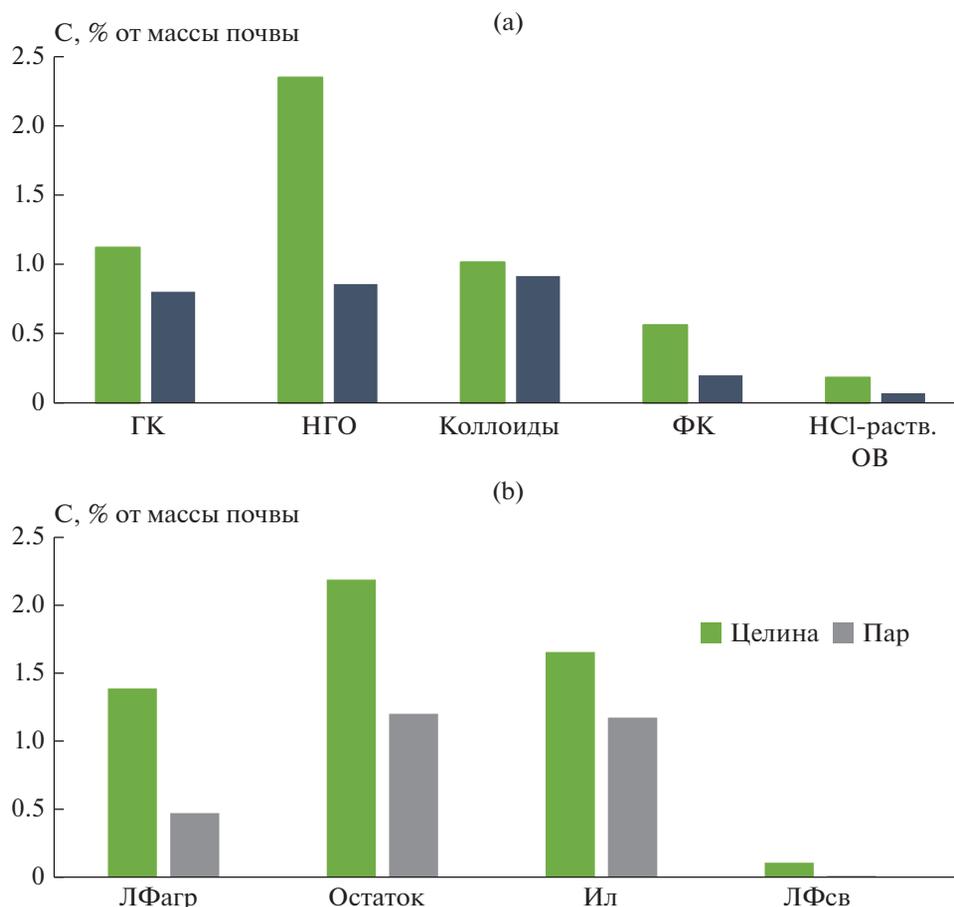


Рис. 2. Сравнение массы углерода химических (а) и физических (б) фракций в почвах целины и пара.

ной фракции ΔОВ близки таковым почвы в целом и составляют около 48% от исходного количества С. Для сравнения потери углерода основных гранулоденсиметрических фракций в пару по сравнению с таковыми целины, рассчитанные из данных предыдущей работы [23], составили ЛФагр – 66%; Остаток – 46%; Ил – 30% (рис. 2б).

Деминерализация нефракционированной почвы и НГО. Обработка 10%-ной HF, наиболее часто используется для пробоподготовки образцов почвы и органо-минеральных фракций к анализу методом твердотельного ЯМР [24, 49, 51]. Ранее показано, что существенного изменения состава ОВ в результате обработки HF для почв верхних горизонтов не наблюдается [25]. Выходы ОВ после обработки 10%-ной HF для образцов почвы в целом и НГО приведены в табл. 2, для сравнения данные результаты для фракции Остаток, полученной гранулоденсиметрическим методом [23]. Выход ОВ после деминерализации по массе больше на целине, как для почвы в целом, так и для НГО, что связано с большим содержанием С в этой почве. Выход по С или доля ОВ, нерастворимого в разбавленной HF, наоборот, больше в пару (и

для почвы, и для НГО), что согласуется с меньшей долей в почве пара фракций HCl-гидролизуюемого ОВ и ФК. Это свидетельствует о качественном отличии ОВ почвы под длительным паром от такового почвы с регулярным поступлением свежих растительных остатков: в пару оно не просто зрелое, а деградированное, обогащенное стабильными компонентами [17]. Выход по С после обработки HF для ОВ фракции Остаток в пару был больше по сравнению с целиной аналогично образцам почвы в целом и НГО, тогда как выход по N для этой фракции, наоборот, меньше в пару (табл. 2).

В варианте целина наблюдаются более низкие выходы ОВ, С и N для образцов почвы в целом по сравнению с образцами НГО. Вероятно, это связано с тем, что HCl-растворимое ОВ, удаленное из НГО еще на стадии декальцирования исходной почвы, из образцов нефракционированной и не-обработанной почвы вымывается в ходе обработки HF. Для варианта пар отличаются только выходы по массе, а по С и N одинаковы для образцов нефракционированной почвы и НГО, что можно

Таблица 2. Выход органического вещества после обработки 10%-ной HF почвы и фракций НГО и остаток, среднее (стандартное отклонение)

Образец	Вариант землепользования	Выход по, %		
		массе*	С**	N***
Почва в целом	Целина	16 (1)	68 (2)	70 (5)
	Пар	10 (3)	86 (6)	78 (6)
НГО/гумин	Целина	21 (1)	78 (3)	73 (4)
	Пар	14 (2)	86 (5)	81 (5)
Остаток	Целина	14 (2)	80 (3)	63 (4)
	Пар	15 (3)	85 (4)	55 (10)

*Масса ОВ в % от массы почвы/фракции.

**% С от $C_{\text{орг}}$ почвы/фракции.

***% N от общего N почвы/фракции.

связать с меньшим вкладом в $C_{\text{орг}}$ почвы под паром HCl-растворимого ОВ.

Для почвы в целом варианта целина выход по N после обработки HF практически равен выходу по С, тогда как для нефракционированной почвы пара и фракций НГО и Остаток обоих вариантов землепользования он существенно ниже выхода С. Это говорит о большей гидролизуемости азотсодержащего ОВ в деградированной почве. Так как 10%-ная HF (≈ 5 М) по гидролизующей способности близка к 6 М HCl, используемой в аминокислотном анализе для разрушения пептидных связей, и, соответственно, обработка ею приводит к гидролизу заметного количества таких связей [49, 51].

Отношение к разбавленным кислотам может служить показателем прочности закрепления ОВ. Считается, что растворимое в 10%-ной HF ОВ органо-минеральных фракций представляет пул, стабилизированный за счет адсорбции на поверхности минеральных частиц [24, 25]. Нерастворимое в HF защищено физически благодаря инкапсулированию внутри микроагрегатов, либо представляет собой конгломераты ОВ микрометрового размера, приклеенные к минеральным частицам [21, 40, 42]. Учитывая тот факт, что для образцов почвы под паром (исходная почва и НГО) при обработке HF наблюдаются меньшие потери С, можно предположить, что в режиме чистого парования, адсорбированное на поверхности минеральных частиц (незащищенное физически) ОВ в значительной степени ассимилировано и минерализовано. По этой причине в органо-минеральных фракциях этой почвы увеличена доля ОВ, “законсервированного” внутри микроагрегатов. Кроме того, ОВ пара обогащено гидрофобными фрагментами (табл. S1), а достаточно гидрофобное ОВ даже после удаления минерального компонента нерастворимо в кислых водных растворах [25]. Только щелочная среда за счет диссоциации и гидратации карбоксильных и

некоторых фенольных групп повышает гидрофильность таких соединений, что способствует их растворению.

Таким образом, традиционная щелочная экстракция и деминерализация 10%-ной HF показали, что в почве под длительным чистым паром не только уменьшается количество ОВ, но и значительно изменяется его качество. Оно становится существенно менее водорастворимым, то есть более гидрофобным, что подтверждают данные ЯМР-спектроскопии.

^{13}C ЯМР-спектры образцов. Полученные ^{13}C CP/MAS-спектры препаратов ОВ чернозема приведены на рис. 3. На всех спектрах выделяются характерные для ПОВ сигналы [54]: в диапазоне 0–45 м. д. – 2–3 максимума, характерных для алкильных фрагментов; 45–60 м. д. – метоксильных групп и α -С аминокислот; 60–94 м. д. – O/N-алкильных фрагментов; 94–113 м. д. – аномерных атомов углеводов и орто-С по отношению к O-заместителям в ароматических кольцах 2,4-O-замещенных лигнанов; 113–141 м. д. – незамещенного и С-замещенного ароматического углерода; 141–160 м. д. – O/N-замещенного ароматического углерода; 160–188 м. д. – карбоксильного углерода кислотных, сложноэфирных и амидных групп; 188–214 м. д. – карбонильного углерода альдегидных, кетонных и хинонных групп. Однако соотношение интенсивностей различается для разных фракций.

Известно, что твердотельные спектры ЯМР, полученные методом с переносом поляризации (CP/MAS) являются полуколичественными и дают заниженное содержание ароматического и четвертичного углерода, а также лабильных алкильных фрагментов [41]. По этой причине для рассмотрения конкретных трендов в изменении распределения углерода по структурным фрагментам проводили корректировку интегральных интенсивностях выделенных областей в соответ-

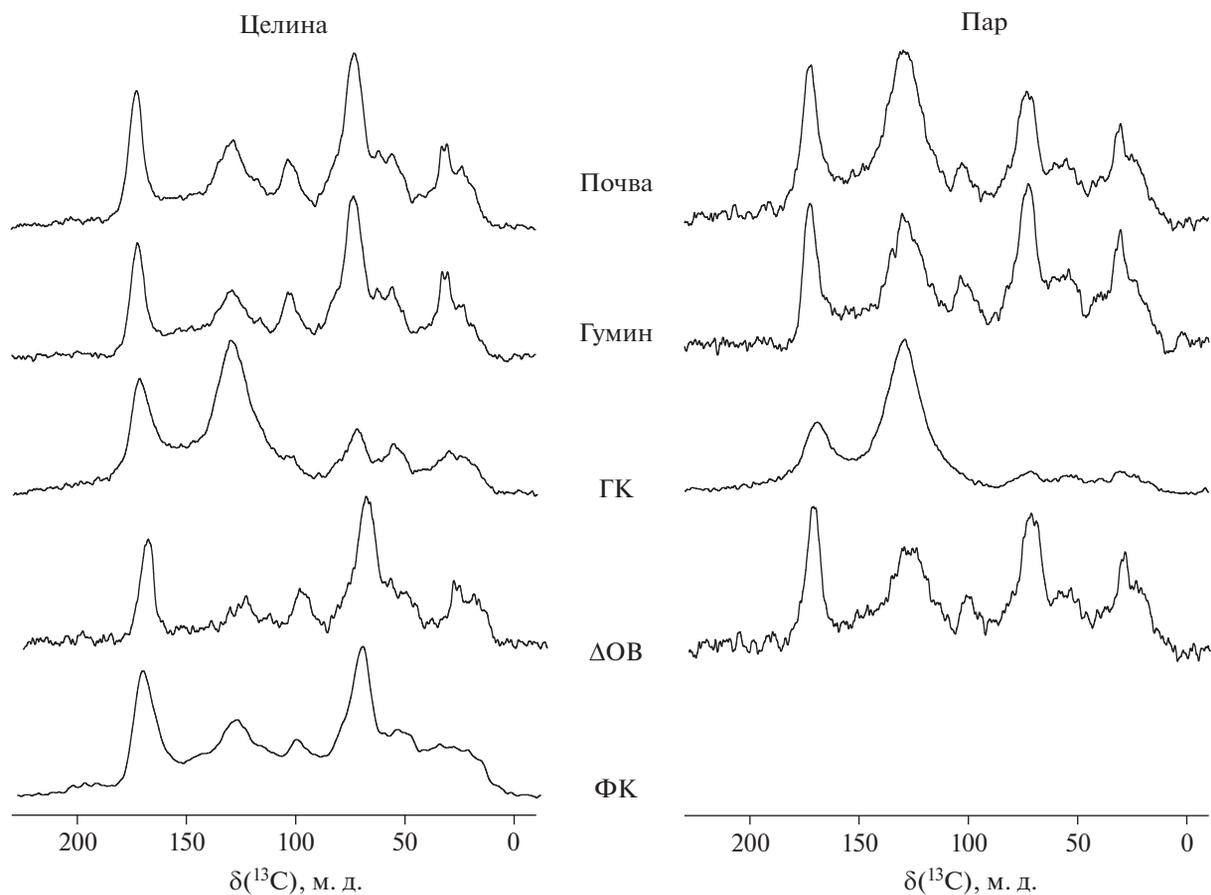


Рис. 3. ^{13}C ЯМР-спектры образцов почвы и химических фракций чернозема типичного контрастных видов земледользования: целина и пар.

ствии с количественными спектрами, снятыми в режиме прямой поляризации (DP/MAS), по ранее разработанной методике [23]. Полученные значения представлены в виде диаграмм, отражающих вклады отдельных фрагментов в структуру ОВ исследованных почв в целом и их химических фракций (рис. 4). Помимо ГК и НГО приведены схематичные спектры суммы фракций: НСl-растворимое ОВ + ФК + Коллоиды; полученные вычитанием спектров ГК и НГО из спектров почвы в целом (с учетом долей углерода в ГК и НГО). Для удобства эту составную фракцию обозначили символом $\Delta\text{ОВ}$. Отдельный спектр-диаграмму для фракции ФК не приводим, так как она составляет меньше половины (по С) от фракции $\Delta\text{ОВ}$. В численном виде все скорректированные данные вместе с вычисленными на их основе интегральными структурными показателями, DI – степень разложения, ARI – ароматичность и HI – степень гидрофобности приведены в Приложении 1.

Перед рассмотрением особенностей распределений углерода по структурным фрагментам для разных фракций следует отметить общие тренды

для почвы в целом и рассматриваемых химических фракций в почвах обоих вариантов земледользования. Первый – практически равные доли С в СОО-фрагментах: ~19% в почве в целом, ~20–21% в ГК, 22% в ФК, 16–18% в гумине, 19–20% в $\Delta\text{ОВ}$ (табл. S1). Это дает основание полагать, что в процессе щелочной экстракции ОВ из исследуемых черноземов практически не увеличивается содержание СООН-групп, то есть не происходит значимого окисления ОВ. Данное наблюдение согласуется с выводами Заварзиной с соавт. [5] о том, что благодаря высокой природной окисленности ОВ черноземов, щелочная экстракция не приводит к его дополнительному окислению даже при контакте с кислородом воздуха. Кроме того, близкое содержание С в СОО-фрагментах для почвы в целом и химических фракций показывает, что растворимость компонентов ОВ в кислотах и щелочах напрямую не связана с обогащенностью ОВ фракции карбоксильными (включая амидные и эфирные) группами, и, соответственно, с общей окисленностью. Определяющим фактором, очевидно, является то, в какого типа связи вовлечены СОО-группы.

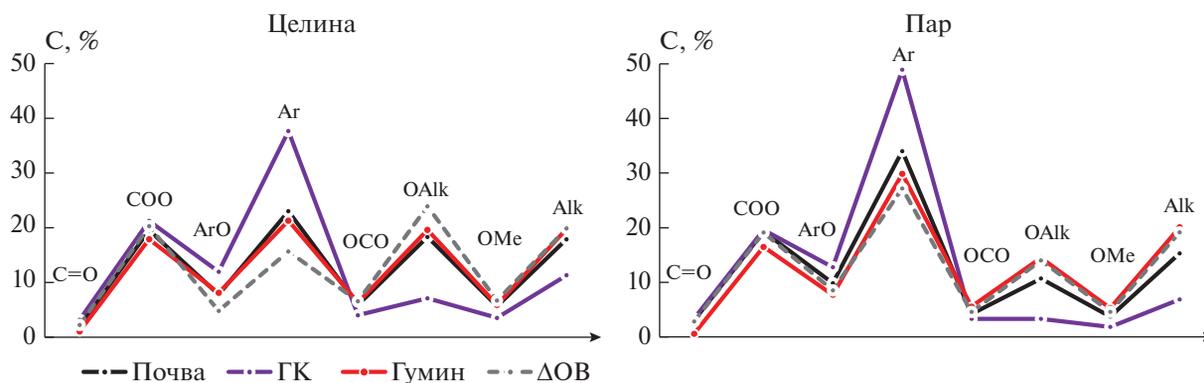


Рис. 4. Распределение углерода между функциональными группами в ОВ чернозема контрастных видов земледельческого использования (на основе интенсивностей в ^{13}C CP/MAS ЯМР спектрах, скорректированных в соответствии с количественными ^{13}C DP/MAS спектрами). Обозначения функциональных групп: C=O – карбонилы; COO – карбоксилы; ArO – O/N-замещенная ароматика Ar – H/C-замещенное ароматическое вещество; OCO – аномерные атомы сахаров и ароматический C в орто-положении к ArO; OAlk – O/N-замещенный алифатический C, OMe – метоксилы и α -C аминокислот; Alk – незамещенный алифатический C. ΔOV – разность между интенсивностью в спектре почвы в целом и суммой интенсивностей в спектрах (ГК + гумин), с учетом доли C в них от $C_{\text{орг}}$ почвы. Стандартная ошибка определения долей углерода в составе функциональных групп $\leq 2\%$ (подробнее см. Объекты и методы).

Второй тренд – резкое отличие спектров ГК от всех других близких между собой спектров: почвы в целом, НГО, ФК и разностного спектра ΔOV , что указывает на специфичность ОВ фракции ГК, в структуре которых доминируют ароматические фрагменты, а вклад N/O-алкильных – низок [54]. Спектр ФК не рассматривали отдельно, так как это минорная фракция, и ее спектр за исключением Alk-региона близок спектру НГО, тогда как расчетный спектр ΔOV отличается существенно большим вкладом O/N-алкильных фрагментов.

Как видно из рис. 4, в варианте целина распределение C по структурным фрагментам для ОВ почвы в целом очень близко таковому НГО, что определяется количественным преобладанием этой фракции в почве [4, 9]. Для составной фракции ΔOV наблюдается меньший (в 2.5 раза), а для ГК, наоборот, больший вклад ароматических фрагментов по сравнению с гумином и почвой в целом (в 1.6 и 1.7 раза соответственно). Вклад N/O-алкильных фрагментов в ГК в 2.6 раза меньше, чем в почве в целом, и приблизительно в 2.8 раза меньше, чем в гумине/НГО. Для фракции ΔOV вклад N/O-алкильных фрагментов несколько больше, чем для гумина и почвы в целом (37 против 30 и 32%).

Таким образом, по ароматичности ОВ химических фракций изученных образцов образует следующий возрастающий ряд: фракция ΔOV < гумин < почва в целом \ll ГК; а по содержанию N/O-алкильных фрагментов – обратный.

Сравнивая ОВ двух контрастных вариантов земледельческого использования, следует отметить существенно меньший вклад N/O-алкильных фрагментов в структуру ОВ как почвы в целом, так и всех фракций (включая ΔOV) варианта пар по сравнению с

вариантом целина, и существенно больший – ароматических фрагментов. Аналогичные тенденции описаны ранее для образцов почв под паром [32] без их фракционирования и для гранулоденсиметрических фракций исследуемых почв [23]. Соотношение Ar/OAr также значительно больше в пару, чем в целине, то есть ОВ варианта пар обогащено компонентами с более гидрофобным конденсированным ароматическим скелетом. Примечательно, что углистые вещества вносят незначительный вклад в общее содержание ароматических соединений в наших образцах, поскольку ранее показано [58], что их содержание в 0–30 см слое почвы с тех же участков, что и в нашей работе, составляет 3–4% от $C_{\text{орг}}$ в целине и 5–7% от $C_{\text{орг}}$ в пару. Тогда как доля ароматического углерода в почве в целом наших образцов составила около 30 и >40% от $C_{\text{орг}}$ (для целины и пара соответственно). Вклады алкильных фрагментов близки для всех фракций почв целины и пара, за исключением ГК, где в пару их почти в 2 раза меньше, чем в целине.

Сопоставление данных ^{13}C NMR-спектроскопии для химических и физических фракций. Ранее показана близость спектров фракций ЛФ_{арр} и ГК в исследуемом черноземе [23], согласующаяся с выводами [27] об определяющем вкладе ЛФ_{арр} в ГК почв. Сопоставление распределения интенсивностей сигналов в спектрах и, соответственно, C между структурными фрагментами изученных химических фракций с таковым для физических фракций приведено на рис. 5.

Рис. 5 демонстрирует близость структурного состава ОВ фракций ГК с ЛФ_{арр}; НГО с остатком и составной фракции ΔOV с илом. Коэффициен-

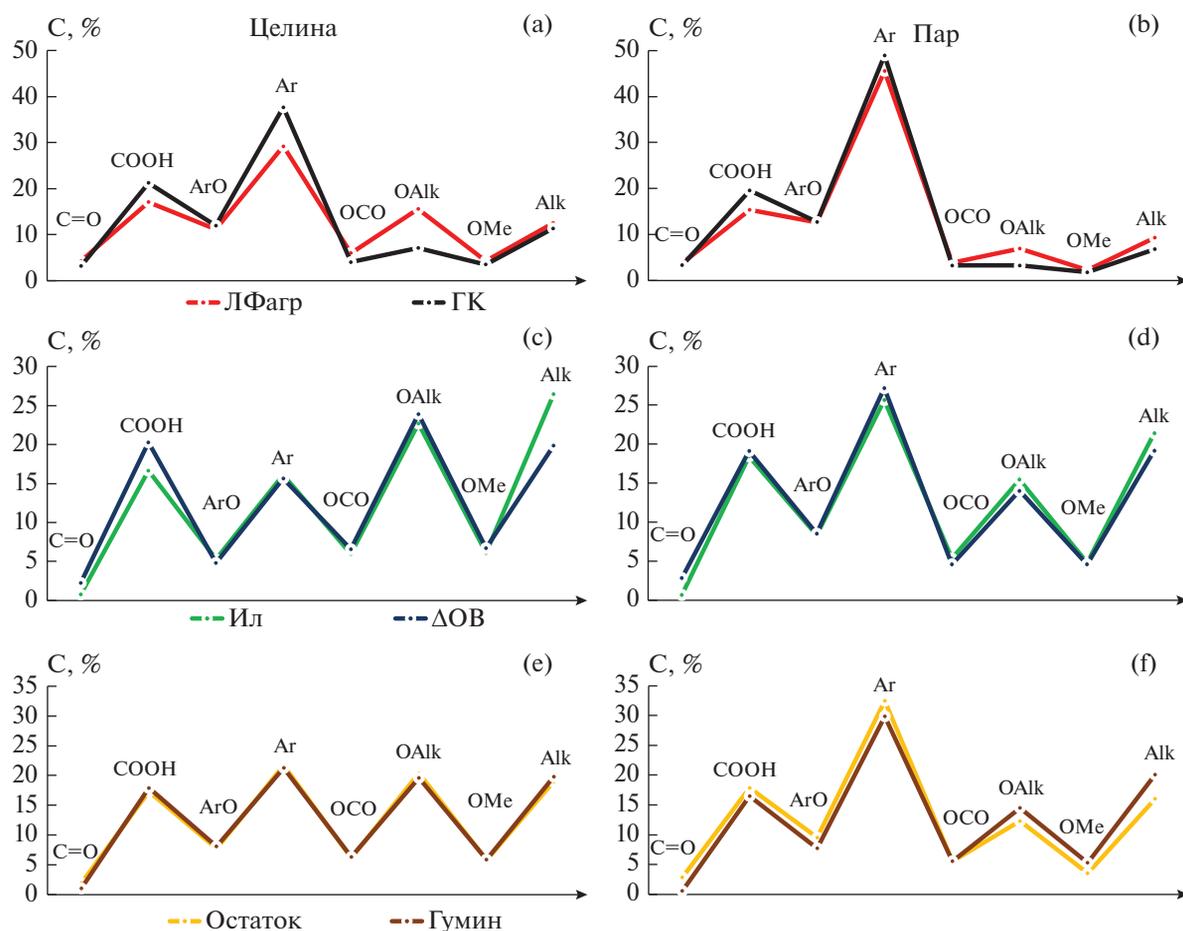


Рис. 5. Сопоставление распределений С по структурным фрагментам в парах физических и химических фракций: ГК – ЛФ_{арп}, ил – фракция ΔОВ; остаток – гумин в почве целины (а, b, c) и пара (d, e, f). Коэффициенты корреляции r^2 : 0.94 (a), 0.95 (b), 0.99 (c), 0.98 (d), 0.99 (e), 0.97 (f).

ты корреляции между распределениями углерода по структурным фрагментам для указанных пар фракций составили 0.93–0.99. Это не означает, что ОВ фракции ЛФ_{арп} состоит только из ГК, ОВ фракции Ил только из компонентов фракции ΔОВ, а ОВ фракции Остаток абсолютно идентично НГО, поскольку разностные спектры ΔОВ близки спектрам НГО, а сопоставляемые пары спектров имеют некоторые различия. Но на основании этих данных можно говорить о выраженной приуроченности рассматриваемых химических и физических фракций. Сопоставление вкладов в $S_{орг}$ почвы (рис. 1) также дает аргументы в пользу того, что, по крайней мере, в ненарушенной почве прослеживается приуроченность химических фракций к определенным физическим. Рассмотрим подробнее каждую из пар фракций.

Структура (спектр) ОВ фракции ЛФ_{арп} отличается от ГК несколько большим вкладом углеводных фрагментов и меньшими – ароматических и карбоксильных. Это согласуется с данными работы [27], где для австралийских черноземных почв

показано, что более 2/3 фракции ЛФ_{арп} растворяется в щелочи, а ее негидролизующий остаток состоит в основном из минеральных частиц и не до конца разложенного дискретного ОВ. Вклад ГК в $S_{орг}$ почвы в целине выше вклада ЛФ_{арп} в 1.3 раза. Учитывая эти факты, можно утверждать, что в исследуемом черноземе значительная часть ГК и их прекурсоров локализованы в ЛФ_{арп}, являются ее основным органическим компонентом. В образцах пара вклад ГК в $S_{орг}$ в 2.8 раза больше, чем вклад ЛФ_{арп}, при том, что их спектры еще более близки. То есть в пару ГК по-прежнему составляют основу ЛФ_{арп}, но значительной становится и их доля во фракциях Ил и Остаток, как следует и из увеличенного вклада ароматических фрагментов в их спектрах.

Различия в спектрах ОВ фракции Ил по сравнению с фракцией ΔОВ, а именно, большее содержание Alk и меньшее СОО-фрагментов – скорее всего, связаны с вымыванием из фракции Ил более гидрофильных компонентов при обработке

10%-ной НФ, вследствие чего оставшееся ОВ обогащено Alk- и обеднено СОО-фрагментами. Это подтверждается и минимизацией этих различий в пару, ОВ которого в целом более гидрофобно. Вклады в $S_{орг}$ почвы фракций ΔОВ и Ил близки для варианта целина (25 и 31% соответственно) и различаются в 1.7 раза для пара (24 и 41% соответственно). Доля составной фракции ΔОВ в $S_{орг}$ почвы не зависит от типа землепользования, хотя соотношение Коллоиды : ФК в пару существенно больше.

Спектры гумина и ОВ Остатка для почвы целины идентичны, и вклады этих фракций в $S_{орг}$ почвы равны. Доли НФ-устойчивого ОВ, строение которого и отражают спектры, во фракции Остаток и в НГО близки между собой как в целине (80 и 77%), так и в пару (85 и 89% соответственно). Таким образом, ОВ “остатков” физического и химического фракционирования в необрабатываемой почве (целина) имеет одинаковую структуру, и есть основания полагать, что ОВ фракции остаток, то есть устойчивых в УЗ-поле микроагрегатов [1, 4] и составляет химическую фракцию гумина. В пару вклад НГО в 1.4 раза меньше, чем вклад Остатка, следовательно, гумин составляет лишь часть ОВ этой фракции. Кроме гумина во фракции присутствуют нерастворимые в НФ, но гидролизующиеся щелочью соединения, то есть, в основном, ГК, что подтверждается большим вкладом ароматического вещества и карбоксиллов и меньшим – О-Alk и Alk в спектрах фракции остаток почвы пара по сравнению с целиной. Возросшая доля ГК объясняет и значительно меньшие потери углерода (в пару по сравнению с целиной) во фракции Остаток (46%), чем во фракции НГО (64%). Ранее высказывалась точка зрения, что ГК и ФК образуются в результате окислительной деградации компонентов гумина [34] и стабилизируются связями с минеральными компонентами. Возможны и другие объяснения – рост относительной доли ГК в ОВ фракции Остаток за счет потерь более легко усвояемых компонентов, а также транслокация ГК наряду с другими продуктами трансформации $L\Phi_{ар}$ в процессе эволюции/разрушения почвенных агрегатов [57].

Резистентность НГО по отношению к гидролизующим агентам (НСl, затем NaOH) может быть связана как с химической устойчивостью отдельных компонентов этого ОВ, таких как целлюлоза, кутины и суберины [30, 43]; так и с физической защищенностью слоев минеральных частиц, прочно удерживаемой благодаря “клеящим” агентам, в роли которых могут выступать как микробные продукты, так и корневые экссудаты [40, 57]. Таких агентов в пару катастрофически не хватает из-за резкого снижения микробной активности при отсутствии поступления свежих растительных остатков [17], и равновесие

между разрушением микроагрегатов и формированием новых в пару сдвинуто в сторону их разрушения, соответственно фракция Остаток становится менее устойчивой, и ее количество не равным НГО.

В целом, полученные результаты говорят о том, что фракция НГО весьма чувствительна к смене варианта землепользования. Следовательно, доля углерода в НГО наряду с углеродом легких фракций может служить показателем деградированности почвы. Учитывая меньшую трудоемкость и доступность реагентов для выделения НГО по сравнению с физическим фракционированием, показатель может быть перспективным.

Большая устойчивость к НФ-гидролизу ОВ деградированной почвы пара связана с преобладанием в нем достаточно гидрофобной фракции ГК, распределенной в почвенной массе в виде дискретных частиц [27]. Вероятно, наблюдаемые в илистой фракции с помощью трансмиссионной электронной микроскопии агломераты, устойчивые к обработке разбавленной НФ [21], могут представлять собой фракцию ГК, а не только ил-листые вещества.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Полученные результаты показывают, что в необрабатываемом черноземе химические фракции приурочены к определенным гранулоденсимметрическим. Основным местом формирования фракции ГК и их преимущественной локализации в почвенной структуре является легкая фракция, окклюдируемая внутри почвенных агрегатов. Нерастворимая ни в кислотах, ни в щелочах, и непептизируемая фракция – гумин связана с входящими в состав фракции Остаток мелкими, устойчивыми в УЗ-поле микроагрегатами. ОВ легкопептизируемых Коллоидов, ФК, и НСl-растворимое ОВ ассоциированы по большей части с ил-листыми частицами диаметром <1 мкм (Ил), основная масса которых (легкодиспергируемый ил) входит в состав крупных микроагрегатов, неустойчивых в УЗ-поле. Эти ил-листые частицы, наряду с легкими фракциями, являются основными депо лабильного ОВ. В деградированной почве под длительным бесменным чистым паром это распределение нарушается. ГК уже не только являются основным компонентом ОВ окклюдируемой легкой фракции, но и составляют значительную долю ОВ фракций Ила и Остатка.

При деградации почвы теряется ОВ всех химических фракций, однако размер потерь не одинаков для разных фракций. Наибольшие потери С наблюдаются для фракции НГО (61%), близкие к ним – для минорных фракций кислоторастворимого ОВ и ФК, фракция ГК теряет вдвое меньше С (~30%), а фракция Коллоиды несет минималь-

ные потери (8%). Суммарные потери химических фракций, ассоциированных с Илом, приблизительно равны таковым исходной почвы – 48%. Все химические и физические фракции почвы под паром обогащены ароматическими фрагментами и обеднены углеводными, что указывает на большую устойчивость ароматических компонентов почвенного ОВ по сравнению с алифатическими в условиях деградации чернозема.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

ДОПОЛНИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Табл. S1. Процентное содержание структурных фрагментов в ОВ почв и фракций на основе интегральных интенсивностей в ^{13}C ЯМР-спектрах, а также интегральные структурные показатели, рассчитанные на их основе.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Артемьева З.С.* Органическое вещество и гранулометрическая система почвы. М.: ГЕОС, 2010. 240 с.
2. *Артемьева З.С., Федотов Г.Н.* Состав функциональных пулов легкоразлагаемого органического вещества автоморфных зонального ряда почв Центра Русской равнины // Вестник Моск. ун-та. Сер. 17. Почвоведение. 2013. № 4. С. 3–10.
3. *Артемьева З.С., Кириллова Н.П.* Роль продуктов органо-минерального взаимодействия в структурообразовании и гумусообразовании основных типов почв Центра Русской равнины // Бюл. Почв. ин-та им. В.В. Докучаева. 2017. № 90. С. 73–95.
4. *Артемьева З.С., Данченко Н.Н., Завовская Э.П., Колягин Ю.Г., Кириллова Н.П., Когут Б.М.* Изотопный состав углерода и химическая структура органического вещества типичного чернозема в условиях контрастного землепользования // Почвоведение. 2021. № 6. С. 686–700.
5. *Заварзина А.Г., Кравченко Е.Г., Константинов А.И., Перминова И.В., Чуков С.Н., Демин В.В.* Сравнение свойств препаратов гуминовых кислот, выделенных из почв щелочной экстракцией в отсутствие и присутствие кислорода // Почвоведение. 2019. № 8. С. 910–922. <https://doi.org/10.1134/S0032180X19080161>
6. *Когут Б.М.* Изменение содержания, состава и природы гумусовых веществ при сельскохозяйственном использовании типичного мощного чернозема. Автореф. дис. ... канд. с.-х. н. М.: Почв. ин-т им. В.В. Докучаева, 1982. 24 с.
7. *Когут Б.М.* Принципы и методы оценки содержания трансформируемого органического вещества в пахотных почвах // Почвоведение. 2003. № 3. С. 308–316.
8. *Когут Б.М., Сысоев С.А., Холодов В.А.* Водопрочность и лабильные гумусовые вещества типичного чернозема при разном землепользовании // Почвоведение. 2012. № 5. С. 555–561.
9. *Когут Б.М., Артемьева З.С., Кириллова Н.П., Яшин М.А., Сошникова Е.И.* Компонентный состав органического вещества воздушно-сухих и водоустойчивых макроагрегатов 2–1 мм типичного чернозема в условиях контрастного землепользования // Почвоведение. 2019. № 2. С. 161–170. <https://doi.org/10.1134/S0032180X19020084>
10. *Кононова М.М.* Органическое вещество почвы. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 315 с.
11. *Орлов Д.С.* Гумусовые кислоты почв и общая теория гумификации. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1990. 325 с.
12. *Орлов Д.С.* Химия почв. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1992. 401 с.
13. *Орлов Д.С., Бирюкова О.Н., Суханова Н.И.* Органическое вещество почв Российской Федерации. М.: Наука, 1996. 256 с.
14. *Холодов В.А., Константинов А.И., Беляева Е.Ю., Куликова Н.А., Кирюшин А.В., Перминова И.В.* Строение гуминовых кислот, извлекаемых в ходе последовательной щелочной экстракции из типичного чернозема // Почвоведение. 2009. № 10. С. 1177–1183.
15. *Чуков С.Н., Лодыгин Е.Д., Абакумов Е.В.* Использование ^{13}C ЯМР-спектроскопии в исследовании органического вещества почв (обзор) // Почвоведение. 2018. № 8. С. 952–964. <https://doi.org/10.1134/S0032180X18080026>
16. *Artemyeva Z.S., Kogut B.M.* The effect of tillage on organic carbon stabilization in microaggregates in different climatic zones of European Russia // Agriculture. 2016. V. 6. 63. <https://doi.org/10.3390/agriculture6040063>
17. *Barré P., Eglin T., Christensen B.T., Ciais P., Houot S., Kätterer T., van Oort F. et al.* Quantifying and isolating stable soil organic carbon using long-term bare fallow experiments // Biogeosciences. 2010. V. 7. P. 3839–3850. <https://doi.org/10.5194/bg-7-3839-2010>
18. *Boeni M., Bayer C., Dieckow J., Conceição P.C., Dick D.P., Knicker H., Macedo M.C.M.* Organic matter composition in density fractions of Cerrado Ferrasols as revealed by CPMAS ^{13}C NMR: influence of pastureland, cropland and integrated crop-livestock // Agric. Ecosyst. Environ. 2014. V. 190. P. 80–86. <https://doi.org/10.1016/j.agee.2013.09.024>
19. *Breulman M., Masyutenko N.P., Kogut B.M., Schroll R., Dorfler U., Buscot F., Schulz E.* Short-term bioavailability of carbon in soil organic matter fractions of different particle sizes and densities in grassland ecosystems // Sci. Total Environ. 2014. V. 497–498. P. 29–37.
20. *Campbell C.A., Pau E.A., Rennie D.A., McCallum R.J.* Applicability of the carbon dating method of analysis to soil humus studies // Soil Sci. 1967. V. 104. P. 217–224.
21. *Chenu C., Plante A.F.* Clay-sized organo-mineral complexes in a cultivation chronosequence: revisiting the concept of the “organo-mineral complex” // Eur. J. Soil Sci. 2006. V. 57. P. 596–607. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2389.2006.00834.x>
22. *Crow S.E., Swanson C.W., Lajtha K., Brooks J.R., Keirstead H.* Density fractionation of forest soils: method-

- ological questions and interpretation of incubation results and turnover time in an ecosystem context // *Bio-geochemistry*. 2007. V. 85. P. 69–90.
<https://doi.org/10.1007/s10533-007-9100-8>
23. *Danchenko N.N., Artemyeva Z.S., Kolyagin Y.G., Kogut B.M.* Features of the chemical structure of different organic matter pools in Haplic Chernozem of the Streletskaia steppe: ^{13}C MAS NMR study // *Environ. Res.* 2020. V. 191. P. 110205.
<https://doi.org/10.1016/j.envres.2020.110205>
 24. *Eusterhues K., Rumpel C., Kleber M., Kögel-Knabner I.* Stabilisation of soil organic matter by interactions with minerals as revealed by mineral dissolution and oxidative degradation // *Org. Geochem.* 2003. V. 34. P. 1591–1600.
 25. *Eusterhues K., Rumpel C., Kögel-Knabner I.* Composition and radiocarbon age of HF-resistant soil organic matter in a Podzol and a Cambisol // *Org. Geochem.* 2007. V. 38. P. 1356–1372.
 26. *Golchin A., Oades J.M., Skjemstad J.O., Clarke P.* Study of free and occluded particulate organic matter in soils by solid state ^{13}C CP/MAS NMR spectroscopy and scanning electron microscopy // *Austr. J. Soil Res.* 1994. V. 32. P. 285–309.
 27. *Golchin A., Oades J.M., Skjemstad J.O., Clarke P.* Soil structure and carbon cycling // *Austr. J. Soil Res.* 1994b. V. 32. P. 1043–1068.
 28. *Hayes M.H.B.* Solvent Systems for the Isolation of Organic Components from Soils // *Soil Sci. Soc. Am. J.* 2006. V. 70. P. 986–994.
 29. *Hayes T.M., Hayes M.H.B., Skjemstad J.O., Swift R.S.* Compositional relationships between organic matter in a grassland soil and its drainage waters // *Eur. J. Soil Sci.* 2008. V. 59. P. 603–616.
<https://doi.org/10.1111/j.1365-2389.2007.01007.x>
 30. *Hayes M.H.B., Mylotte R., Swift R.S.* Humin: its composition and importance in soil organic matter // *Adv. Agron.* 2017. V. 143. P. 47–138.
<https://doi.org/10.1016/bs.agron.2017.01.001>
 31. *Hayes M.H.B., Swift R.S.* Vindication of humic substances as a key component of organic matter in soil and water // *Adv. Agronomy*. 2020. V. 163. Ch. 1.
<https://doi.org/10.1016/bs.agron.2020.05.001>
 32. *Kiem R., Knicker H., Körschens M., Kögel-Knabner I.* Refractory organic carbon in C-depleted arable soils, as studied by ^{13}C NMR spectroscopy and carbohydrate analysis // *Org. Geochem.* 2000. V. 31. P. 655–668.
 33. *Kiem R., Kögel-Knabner I.* Refractory organic carbon in particle-size fractions of arable soils II: organic carbon in relation to mineral surface area and iron oxides in fractions <6 mm // *Org. Geochem.* 2002. V. 33. P. 1699–1713.
 34. *Kögel-Knabner I., Zech W. and Hatcher P.G.* Chemical composition of the organic matter in forest soils: The humus layer // *Z. Pflanzenernähr. Bodenk.* 1988. V. 151. P. 331–340.
 35. *Kopittke P.M., Dalal R.C., Hoeschen C., Lia C., Menzies N.W., Mueller C.W.* Soil organic matter is stabilized by organo-mineral associations through two key processes: The role of the carbon to nitrogen ratio // *Geoderma*. 2020. V. 357. P. 113974.
<https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2019.113974>
 36. *Lehmann J., Solomon D., Kinyangi J., Dathe L., Wirrick S. and Jacobsen C.* Spatial complexity of soil organic matter forms at nanometre scales // *Nat. Geosci.* 2008. V. 1. P. 238–242.
<https://doi.org/10.1038/ngeo155>
 37. *Lehmann J., Kleber M.* The contentious nature of soil organic matter // *Nature*. 2015. V. 528. P. 60–68.
 38. *Lehndorff E., Rodionov A., Plümer L., Rottmann P., Spiering B., Dultz S., Amelung W.* Spatial organization of soil microaggregates // *Geoderma*. 2021. V. 386. P. 114915.
<https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2020.114915>
 39. *Lopez-Sangil L., Rovira P.* Sequential chemical extractions of the mineral-associated soil organic matter: An integrated approach for the fractionation of organo-mineral complexes // *Soil Biol. Biochem.* 2013. V. 62. P. 57–67.
 40. *von Lützw M., Kögel-Knabner I., Ekschmitt K., Flessa H., Guggenberger G., Matzner E., Marschner B.* Stabilization of organic matter in temperate soils: mechanisms and their relevance under different soil conditions – a review // *Eur. J. Soil Sci.* 2006. V. 57. P. 426–445.
 41. *Mao J-D., Cao X., Olk D.C., Chu W., Schmidt-Rohr K.* Advanced solid-state NMR spectroscopy of natural organic matter // *Prog. Nucl. Magn. Reson. Spectrosc.* 2017. V. 100. P. 17–51.
<https://doi.org/10.1016/j.pnmrs.2016.11.003>
 42. *Moni C., Rumpel C., Virto I., Chabbi A., Chenu C.* Relative importance of sorption versus aggregation for organic matter storage in subsoil horizons of two contrasting soils // *Eur. J. Soil Sci.* 2010. V. 61. P. 958–969.
<https://doi.org/10.1111/j.1365-2389.2010.01307.x>
 43. *Nebbioso A., Vinci G., Drosos M., Spaccini R., Piccolo A.* Unveiling the molecular composition of the unextractable soil organic fraction (humins) by humeomics // *Biol. Fertil. Soils*. 2015. V. 51. P. 443–451.
<https://doi.org/10.1007/s00374-014-0991-y>
 44. *Nelson P.N., Baldock J.A., Clarke P., Oades J.M., and Churchman G.J.* Dispersed Ил and organic matter in soil: their nature and associations // *Aust. J. Soil Res.* 1999. V. 37. P. 289–315.
<https://doi.org/10.1071/S98076>
 45. *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.
 46. *Plaza C., Giannetta B., Benavente I., Vischetti C., Zaccaro C.* Density-based fractionation of soil organic matter: effects of heavy liquid and heavy fraction washing // *Sci. Rep.* 2019. V. 9. P. 10146.
<https://doi.org/10.1038/s41598-019-46577-y>
 47. *Poeplau C., Dona A., Six J., Kaiser M., Benbie D., Chenu C., Cotrufo M.F. et al.* Isolating organic carbon fractions with varying turnover rates in temperate agricultural soils – A comprehensive method comparison // *Soil Biol. Biochem.* 2018. V. 125. P. 10–26.
 48. *Prietzl J., Müller S., Kögel-Knabner I., Thieme J., Jaye C., Fischer D.* Comparison of soil organic carbon speciation using C NEXAFS and CPMAS ^{13}C NMR spectroscopy // *Sci. Total Environ.* 2018. V. 628–629. P. 906–918.
<https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.02.121>

49. *Rumpel C., Chaplot V., Chabbi A., Largeau C., Valentin C.* Stabilisation of HF soluble and HCl resistant organic matter in sloping tropical soils under slash and burn agriculture // *Geoderma*. 2008. V. 145. P. 347–354. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2008.04.001>
50. *Schmidt M.W.I., Torn M.S., Abiven S., Dittmar T., Guggenberger G., Janssens I.A., Kleber M., Kögel-Knabner I., Lehmann J., Manning D.A.C., Nannipieri P., Rasse D.P., Weiner S., and Trumbore S.E.* Persistence of soil organic matter as an ecosystem property // *Nature*. 2011. V. 478. P. 49–56. <https://doi.org/10.1038/nature10386>
51. *Schöning I., Knicker H., Kögel-Knabner I.* Intimate association between O/N-alkyl carbon and iron oxides in clay fractions of forest soils // *Org. Geochem.* 2005. V. 36. P. 1378–1390.
52. *Shaymukhametov M.S., Titova N.A., Travnikova L.S., Labenets Y.M.* Use of physical fractionation methods to characterize soil organic matter // *Sov. Soil Sci.* 1984. V. 16. P. 117–128.
53. *Sollins P., Swanson C., Kleber M., Filley T., Kramer M., Crow S., Caldwell B.A., Lajtha K., Bowden R.* Organic C and N stabilization in a forest soil: evidence from sequential density fractionation // *Soil Biol. Biochem.* 2006. V. 38. P. 3313–3324. <https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2006.04.014>
54. *Song G., Hayes M.H.B., Novotny E.H., Simpson A.J.* Isolation and fractionation of soil humin using alkaline urea and dimethylsulphoxide plus sulphuric acid // *Naturwissenschaften*. 2011. V. 98. P. 7–13. <https://doi.org/10.1007/s00114-010-0733-4>
55. *Stevenson F.J.* Humus chemistry; Genesis, composition, reactions. N.Y.: Wiley & Sons, 1994. 512 p.
56. *Swift R.* Organic matter characterization. In: *Methods of soil analysis*. (Sparks D.L. et al., editors). Part 3. Chemical methods. SSSA Book Series 5. SSSA, Madison, WI. 1996. P. 1011–1069. <https://doi.org/10.2136/sssabookser5.3.c35>
57. *Totsche K.U., Amelung W., Gerzabek M.H., Guggenberger G., Klumpp E., Knief C., Lehdorff E. et al.* Microaggregates in soils // *J. Plant Nutr. Soil Sci.* 2018. V. 181. P. 104–136. <https://doi.org/10.1002/jpln.201600451>
58. *Vasilyeva N.A., Abiven S., Milanovskiy E.Y., Hilf M., Rizhkov O.V., Schmidt M.W.I.* Pyrogenic carbon quantity and quality unchanged after 55 years of organic matter depletion in a Chernozem // *Soil Biol. Biochem.* 2011. V. 43. P. 1985–1988. <https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2011.05.015>
59. World reference base for soil resources 2014. A framework for international classification, correlation and communication, World Soil Resource Report 106. FAO. Rome, 2014. 181 p.
60. *Yang Z.H., Singh B.R., Sitaula B.K.* Soil organic carbon fractions under different land uses in Mardi watershed of Nepal // *Communications in Soil Science and Plant Analysis*. 2004. V. 35. P. 615–629. <https://doi.org/10.1081/CSS-120030347>

Comparative Study of Humic Substances and Organic Matter of Physical Fractions of Haplic Chernozem under Contrasting Land Uses

N. N. Danchenko¹ *, Z. S. Artemyeva¹, Y. G. Kolyagin², and B. M. Kogut¹

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

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

*e-mail: nataly_danch@mail.ru

The aim of the work was to find out whether the chemical fractions isolated by traditional alkaline extraction are associated with any specific physical fractions. The approach was to compare the structural features (based on solid-phase ¹³C-NMR spectroscopy data) and contributions to soil organic carbon for both types of fractions. The object of the study was Haplic Chernozem of two contrasting land use: steppe and long-term bare fallow. The chemical fractions were humic acids, humin, and the composite fraction combining fulvic acids and organic matter of hydrochloric acid-extract and of colloids precipitated from an alkaline extract. The physical ones – fractions obtained by the size-density method: light fraction occluded inside the aggregates, clay-sized fraction and residue after separation of light fractions and clay. The results for the virgin soil revealed a close resemblance of the organic matter structure and the contribution to the soil carbon in the following fraction pairs: humic acids – occluded light fraction; composite fraction – clay; humin – residue after physical fractionation. For fallow soil, the organic matter structural composition of the above fraction pairs is also similar, but their contributions to soil carbon are markedly different. Thus, in the uncultivated Chernozem, chemical fractions are confined to specific physical fractions, whereas in degraded bare fallow soil this distribution breaks down. A comparison of the carbon mass in all fractions of two soils studied has shown that all fractions lose carbon during soil degradation, but the highest loss among chemical fractions is unexpectedly observed for humin (61%), while among physical fractions, occluded light fraction is the most wasted (66%).

Keywords: humic acids, humin, size-density fractionation, ¹³C NMR spectroscopy

УДК 631.4

ВЛИЯНИЕ ВЕТРОВАЛА НА ЭМИССИЮ ДИОКСИДА УГЛЕРОДА И ЗАПАСЫ ТОНКИХ КОРНЕЙ В ПОЧВАХ ЦЕНТРАЛЬНОГО СИХОТЭ-АЛИНЯ

© 2022 г. А. В. Иванов^{а, *}, М. А. Сало^б, В. Ю. Толстикова^с,
С. В. Бряннин^а, Д. Г. Замолодчиков^д

^аИнститут геологии и природопользования ДВО РАН,
Релочный пер., 1, Благовещенск, 675000 Россия

^бСихотэ-Алинский государственный природный биосферный заповедник им. К.Г. Абрамова,
п. Терней, 692150 Россия

^сПриморская государственная сельскохозяйственная академия,
ул. Блюхера, 44, Уссурийск, 692510 Россия

^дЦентр по проблемам экологии и продуктивности лесов РАН,
ул. Профсоюзная, 84/32, Москва, 117234 Россия

*e-mail: aleksandrkg86@mai.ru

Поступила в редакцию 01.03.2022 г.

После доработки 01.04.2022 г.

Принята к публикации 27.04.2022 г.

Рассмотрено влияние масштабного ветровала в результате тайфуна Лайонрок (2016), ставшего причиной полного разрушения лесных насаждений на площади 36 тыс. га в границах Сихотэ-Алинского заповедника, на эмиссию углерода с поверхности почв и запасы тонких корней. Пробные площади на ветровале и контроле заложены в кедровнике и березняке. Эмиссия с поверхности почвы на ветровальной площади в березняке 5.52 ± 1.12 т С/(га год) оказалась на 25% меньше по сравнению с контролем в связи с ослаблением дыхания корней. Поток углерода из почвы на ветровальной площади в кедровнике составил 8.02 ± 1.50 т С/(га год) и, напротив, оказался больше, чем на контрольном участке на 29%. Это можно объяснить интенсивным разложением тонких корней на ветровале в кедровнике в период измерений, в то время как корни берез преимущественно разложились до начала измерений. Запас тонких корней после ветровала уменьшился в кедровниках на 20%, в березняках на 37%; при этом запас мертвых корней на ветровальном участке кедровника был на 58% больше по сравнению с контролем, а в березняке на 28% меньше по сравнению с контролем. Определено, что ветровал значительно повышает влажность почвы ($p < 0.001$). Построены температурные зависимости эмиссии CO₂ из почвы. Темпы изменения запасов тонких корней после нарушения определяют изменения общей почвенной эмиссии. Вследствие ветровала территория Тернейского лесничества стала еще более мощным источником углерода.

Ключевые слова: поток углерода, бурые лесные почвы, разрушение лесных насаждений

DOI: 10.31857/S0032180X22100057

ВВЕДЕНИЕ

Частота и разрушающая сила особо опасных метеорологических явлений в России за 1995–2010 гг. возросла почти в 3 раза и остается на высоком уровне [13]. Сильные ветра, аномальные осадки, гололедные явления наносят непосредственный ущерб, разрушая жилье, системы транспорта и связи, уничтожая сельскохозяйственные угодья. Также они способны нарушать природные экосистемы на больших площадях [17, 31, 35, 41]. Ветровалы наряду с лесными пожарами являются ключевым фактором динамики лесов [19, 21, 38, 41] и иногда полностью уничто-

жают древостой на обширных территориях. Такие нарушения приводят к сильным изменениям в растительном покрове, уменьшая запасы живой фитомассы, снижая эвапотранспирацию, изменяя видовой состав и структуру лесных насаждений. При этом воздействие ветровальных нарушений на лесные почвы, которые по сравнению с растительностью являются гораздо более инертным образованием, остается малоизученным [1].

Одним из важнейших показателей функционирования экосистем является эмиссия углерода с поверхности почвы [14]. Изменения почвенной эмиссии CO₂ в совокупности с изменениями ас-

симиляционного аппарата растительности, связанные с нарушениями экосистем суши, меняют баланс углерода на обширных площадях [20, 37]. Результаты исследований особенностей почвенной эмиссии CO₂ многочисленны и публикуются регулярно как в России, так и за рубежом; часть из них посвящена влиянию пожаров, рубок, лесовосстановления [24, 27, 31, 36, 43]. Однако исследования постветровальных изменений в эмиссиях CO₂ не так многочисленны [26, 28, 29, 31, 35]. Влияние ветровалов на углеродный обмен заключается в уменьшении интенсивности фотосинтеза и увеличении гетеротрофного дыхания, прежде всего, за счет разложения крупных древесных остатков [31]. В результате ветровальные комплексы часто представляют собой экосистемы с положительным балансом углерода. Прогнозное моделирование, выполненное в ельнике в Новгородской области, показало, что уже при гибели в результате ветровалов 27% древостоя старовозрастный лес становится источником углерода [26]. Прогнозируемое учащение сильных ветров и тайфунов в будущем может изменить величину стока углерода в лесные экосистемы Российской Федерации, которая в настоящее время составляет не менее 206×10^6 т С/год [41].

Влияние ветровала на потоки органического вещества в лесном биогеоценозе не однозначно. После выпадения деревьев уменьшается поступление опада в лесную подстилку, увеличивается инсоляция почвенной поверхности, меняется влажность почвы в связи с уменьшением эвапотранспирации, а также глубина снежного покрова, оставшиеся деревья могут сильно увеличивать приросты, частично компенсируя потери фитомассы [28, 29]. Процесс восстановления на ветровальных территориях зависит от режима лесопользования: поваленные деревья могут быть удалены или оставлены [31]. Выпадение живых деревьев и увеличение запасов мертвого органического вещества изменяют соотношение между автотрофным и гетеротрофным компонентами дыхания почв в пользу последнего [31, 32, 35].

Настоящее исследование выполнено на ветровалах, возникших после тайфуна Liongok – одного из наиболее сильных и разрушительных тропических циклонов в северо-западной части Тихого океана за последние десятилетия [23]. Объекты полевых работ расположены в Сихотэ-Алинском заповеднике, где исключено влияние человека на естественные природные процессы.

Цель работы – определить вызванные ветровалом изменения в эмиссии углерода с поверхности почвы и запасах тонких корней в лесах березовой и кедровой формаций Сихотэ-Алинского заповедника.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Сихотэ-Алинский государственный природный биосферный заповедник расположен вдоль хребта Сихотэ-Алинь (Приморский край) с выходом к Японскому морю в юго-восточной части. Он находится в южной подзоне зоны хвойных лесов и средней подзоне зоны смешанных лесов. Общая площадь заповедника составляет 401428 га, из которых 96% покрыто лесом [2]. Восточный макросклон находится под постоянным влиянием Тихого океана, с характерными для муссонного климата повышенной влажностью и слаженностью большинства метеорологических явлений. Среднегодовая температура воздуха за последние 80 лет демонстрирует значимый рост [7]. Средние за последние 10 лет значения среднегодовой температуры воздуха и годовой суммы осадков составляют, соответственно, 4,2°C и 1103 мм (метеостанция “Терней”). Почвы объектов исследования относятся к группе бурых лесных почв (Dystric Cambisols) с характерной для горного почвообразовательного процесса высокой каменистостью [9]. Основные типы растительности – хвойно-широколиственные и темнохвойные леса с большим типологическим разнообразием, отражающим высотную поясность [2].

Тайфун Liongok зародился в открытом Тихом океане около 16 августа 2016 г. На Приморский край он обрушился 31.08–01.09.2016 г. со скоростью ветра 10–30 м/с [23, 40]. Ветровое разрушающее воздействие было усилено аномально высоким выпадением осадков в августе – 238 мм, при этом 29 и 30 августа выпало 80 мм (летописи природы Сихотэ-Алинского заповедника). Площадь ветровалов на территории заповедника, оцененная методом классификации космических снимков в 2017 г., составила 33921 га [3]. Оценка на основе разницы значений вегетационного индекса NDVI, выполненная спустя 3 года после ветровала, составляет 36349 га, или 9.1% от площади заповедника [15]. В ходе регулярного визуального осмотра части ветровальных территорий обнаружено последующее усыхание и выпадение деревьев на границе леса и ветровала.

Участки полевых работ были выбраны на восточном макросклоне хребта Сихотэ-Алинь в бассейне р. Серебрянки (ключ Зимовейный). Заложены четыре постоянные пробные площади (ПП) – по две в березняках (контроль, БЛ, и ветровал, БВ) и кедровниках (КЛ и КВ). Березовые ПП расположены на пологом участке вблизи ключа Зимовейного. ПП в кедровниках расположены выше на склоне восточной экспозиции. Высотные отметки: КЛ 282, КВ 267, БЛ 204, БВ 209 м над ур. м.; расстояние между кедровыми ПП – 182 м, между березовыми – 120 м. ПП представляют собой квадратные участки со стороной

Таблица 1. Таксационные показатели древостоев на пробных площадях

ПП	Состав	D_{cp}	H_{cp}	M	M_c	G	N
Кедровник (контроль)	5К2П2Д1Лип + Бж, Д, Клм, Кж, Еа	25.1	19.9	464.4	42.2	49.5	1215
Кедровник (ветровал)	5К2Д1П1Бб1Лип + Еа, Кж, Клм	44.0	26.0	56.5	7.7	6.5	164
Березняк (контроль)	5Бб2Ос1К1П1Л + Д, Клм, Е, Лип	23.3	22.9	266.6	18.8	29.6	1164
Березняк (ветровал)	4Бб2Ос2П1К1Лип + 1Л, Бж, Д, Еа, Кж, Клм	24.4	23.2	63.9	0.0	8.2	428

Примечание. D_{cp} , H_{cp} – средний диаметр (см) и средняя высота (м) доминирующей породы; M – запас древостоя, м³/га; M_c – запас сухостоя, м³/га; G – абсолютная полнота древостоя (сумма площадей сечений деревьев), м²/га; N – густота, шт./га; К – сосна кедровая корейская (*Pinus koraiensis* Siebold & Zucc.), П – пихта белокорая (*Abies nephrolepis* Maxim.), Еа – ель аянская (*Picea jezoensis* (Siebold & Zucc.) Carrière), Л – лиственница Каяндера (*Larix cajanderi* Mayr), Д – дуб монгольский (*Quercus mongolica* Fisch. ex Ledeb.), Лип – липа амурская (*Tilia amurensis* Rupr.), Бж – береза ребристая (*Betula costata* Trautv.), Клм – клен мелколистный (*Acer mono* Maxim.), Кж – клен желтый (*Acer ukurunduense* Trautv. & С.А.Мей.), Бб – береза плосколистная (*Betula platyphylla* Sukaczew), Ос – осина (*Populus tremula* L.), знаком “+” обозначены виды, доля которых в составе насаждения не превышает 5%.

50 м. На каждой ПП в 2021 г. были оценены основные таксационные показатели (табл. 1).

Средний возраст кедровника 160 лет, березняка 95 лет. Выбранные пары ПП почти совпадают по составу насаждений и иллюстрируют состояние экосистем до и после нарушений. В кедровнике ветровал уменьшил запас живого древостоя на 88%, а в березняке – на 76%.

Оценку потоков CO₂ из почвы осуществляли закрытым камерным методом по изменению концентрации в непрозрачных цилиндрических ПВХ-камерах высотой 20 см и диаметром 10 см, вкопанных в почву на глубину 3–4 см. На каждой из ПП было установлено по 8 оснований в линию на расстоянии 2–3 м друг от друга и не ближе, чем на 1.5 м к деревьям. Камеры устанавливали 1 раз и не извлекали на протяжении всего периода измерений. Растительность в камерах удаляли, подстилку сохраняли. Измерение концентрации CO₂ в замкнутой системе проводили прибором на основе портативного инфракрасного CO₂-газоанализатора AZ 7752 (AZ Instrument Corp., Тайвань), предварительного откалиброванного по высокоточному CO₂-анализатору Li-6200 (LiCor, США) [8]. Время экспозиции крышки на основании составляло ≈4 мин, первая из которых требовалась для обеспечения равномерности изменения концентраций по всей измерительной системе (основание, воздухопроводы, прибор). Далее начинали отсчет времени, записывая показания прибора для 0, 1, 2 и 3 мин. Одновременно с замерах эмиссии измеряли температуру почвы на глубине 10 см и приземного слоя воздуха (Chectemp-1, Hanna Instruments). Дальнейшие расчеты выполняли в пакете Microsoft Excel, где приращение концентраций CO₂ пересчитывали в массовый поток углерода с единицы площади, используя уравнение состояния идеального газа Менделеева–Клапейрона. В течение сезонов 2019–2021 гг. на каждом из 32-х цилиндрических оснований было выполнено по 13 замеров, в том числе 3 замера в зимнее время.

Запасы тонких корней деревьев (диаметр ≤2 мм) определяли в слое почвы 0–10 см [18]. В 2019 г. на каждой ПП в радиусе 40 см от оснований было отобрано по 8 почвенных кернов с помощью цилиндрического пробоотборника диаметром 5 см. Лабораторные работы проводили в Институте геологии и природопользования ДВО РАН (г. Благовещенск). Корни отделяли от почвы с помощью сита 0.2 мм, далее их отмывали и определяли видовую принадлежность с помощью микроскопа. Затем морфологические показатели тонких корней определяли методом сканирования в жидкости на программно-аппаратном комплексе WinRHIZO Regular (Regent Instruments, Канада). Выделение корней определенного диаметра производили на этапе разбора под микроскопом, до сканирования. В процессе сканирования проверяли корректность разделения корней. Определяли длину, диаметры, ветвления, окончания и другие показатели. После изучения морфологии образцы корней высушивали в сушильном шкафу до абсолютно-сухого состояния при температуре 80°C и взвешивали.

Объемную влажность почвы измеряли 6 раз за период полевых работ в 24-х точках на каждой ПП в слое 0–6 см. Для этого использовали влагомер HH2 Moisture Meter с датчиком ThetaProbe ML2x (0.1%; DeltaT Devices Ltd.). Высоту снежного покрова измеряли в начале марта 2021 г. в 20-ти точках на каждой ПП. На каждой ПП на протяжении сезонов 2020–2021 гг. непрерывно записывали температуру с помощью логгеров DS1921G-F5 (чувствительность 0.5°C) с шагом 1 раз в 4 ч, которые были установлены почвой на глубине 10 см и на высоте 1 м над поверхностью почвы.

Моделирование годичных потоков CO₂ по температуре, оцененной с помощью логгеров и метеостанций, является распространенным методом оценки [4, 30]. Такой метод позволяет оценить даже суточную динамику эмиссии на основе срочных метеоданных [25]. Экспоненциальную функцию использовали для получения связи

эмиссии с температурой почвы с логгера на ПП, а также с температурой воздуха по метеостанции “Терней” (данные с шагом 3 ч). Значения температур и эмиссий сопрягали по времени (брали наиболее близкое значение). В качестве зависимой переменной использовали среднее значение эмиссии по всем восьми точкам для данной ПП.

Результаты полевых измерений обрабатывали с использованием MS Excel, а также в программной среде R. В качестве оценки неопределенности использовали стандартную ошибку средних значений. Достоверность различий средних значений показателей на нарушенных и ненарушенных ПП оценивали по критерию Стьюдента.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Ветровал существенно меняет температурный режим лесных почв. Наиболее контрастными оказались средние температуры почвы января и февраля: в эти месяцы почвы на ветровальном участке в кедровнике были на 3.4 (январь) и 3.2°C (февраль) теплее по сравнению с контролем ($p < 0.001$), а в березняках это различие составило 0.5 и 0.4°C соответственно ($p < 0.001$) (рис. 1). Эти различия хорошо объясняются результатами измерений высоты снежного покрова, который выше на ветровальных участках (рис. 2). Листопадные березовые леса не оказывают сильного влияния на накопление твердых осадков на почве; хвойные древостои перехватывают осадки кронами и тем самым уменьшают объем снега под пологом по сравнению с открытым местом. В березняках высота снега на контроле и на ветровальном участке не отличалась ($p = 0.52$), в то время как на площади КВ высота снежного покрова была в среднем на 23.2 см больше, чем на КЛ ($p < 0.001$). В исследовании, выполненном после ветровала в Татрах (Польша), получены противоположные результаты: наибольшие различия между температурами почв на контрольном (с преобладанием хвойных) и ветровальном участках отмечались в летнее время, в то время как зимой отличий не было [39]. Это связано с незначительными различиями в толщине снежного покрова между ними, и, вероятно, меньшей сомкнутостью древостоя и большим уклоном.

В отдельные часы летом воздух на ветровальном участке в кедровнике был теплее на 10°C, чем на контрольном, хотя максимальная разница среднемесячных температур (июль) составила лишь 1.1°C. Средние значения температуры воздуха в летний период значимо различаются между парами пробных площадей КЛ/КВ, БЛ/БВ ($p < 0.001$). В условиях австрийских Альп температура почвы на ветровальном участке была выше по сравнению с контролем на 3–5°C [35], что, вероятно, можно связать с меньшим запасом такого важного температурного изолятора, как лесная под-

стилка, по сравнению с Сихотэ-Алинем. Как показано в том же исследовании, в зимнее время различия между температурой на нарушенных и ненарушенных участках леса определяются, прежде всего, неравномерностью распределения снега.

Средние за весь период полевых измерений значения эмиссии на ПП находятся в пределах 2.3–3.3 г С/(м² сут) (рис. 3а). Различия между кедровыми насаждениями незначимы ($p = 0.09$), а между березовыми значимы при $p < 0.05$. В зимнее время при температуре почвы –0.5...–3.0°C эмиссия составляла от 0.02 до 0.15 г С/(м² сут). Максимальные средние значения зафиксированы во второй половине июля (5–7 г С/(м² сут)) при температуре почвы 14–16°C. Пространственно-временная изменчивость эмиссии, вычисленная по значениям на конкретных камерах на ПП, характеризуется коэффициентом вариации C_v в диапазоне 33–46%.

Полученные уравнения регрессии между температурой почвы и величиной эмиссии углерода продемонстрировали высокую степень детерминации ($R^2 = 0.7–0.9$; табл. 2), в том числе благодаря широкому диапазону температурных условий, в которых проходили измерения (от –3.3 до 18°C).

Уравнения, полученные для каждой из четырех ПП, использовали для оценки потоков С (СО₂) с поверхности почвы за год. Суммарная эмиссия для площадок КЛ, КВ, БЛ, БВ, рассчитанная по данным температуры почвы с логгера, составила 6.21 ± 0.77 , 8.02 ± 0.80 , 7.39 ± 0.62 , 5.52 ± 0.57 т С/(га год) соответственно. При расчете на основе температуры воздуха с метеостанции эти значения имеют большую неопределенность: 5.75 ± 1.02 , 6.61 ± 1.05 , 7.83 ± 1.39 , 5.51 ± 0.98 т С/(га год) для соответствующих ПП.

Вклад сезонов года в общую эмиссию иллюстрирует рис. 3б. Средние по четырем ПП значения вклада сезонов в годовую эмиссию: лето – 58%, осень – 30%, зима – 5%, весна – 7%. Для сравнения в сосновом насаждении в Московской области среднегодовая эмиссия углерода составила 4.37 т С/(га год), что на 30 и 41% меньше, чем на площадях КЛ и БЛ соответственно [11]. При этом вклад отдельных сезонов в цитируемом исследовании был более выравненным – на лето приходилось 43%, а на зиму 12% годового потока почвенной эмиссии. В кедровниках южного Сихотэ-Алиня (500 км южнее заповедника) на лето пришлось 52% годичного потока СО₂ из почв [25], что отражает увеличение безморозного периода с севера на юг. Годичный поток углерода из почвы в лиственных и сосновых лесах северо-восточного Китая (провинция Хэйлуцзян), в 800 км к западу от Сихотэ-Алинского заповедника, оценивается в 4–5 т С/(га год) [42].

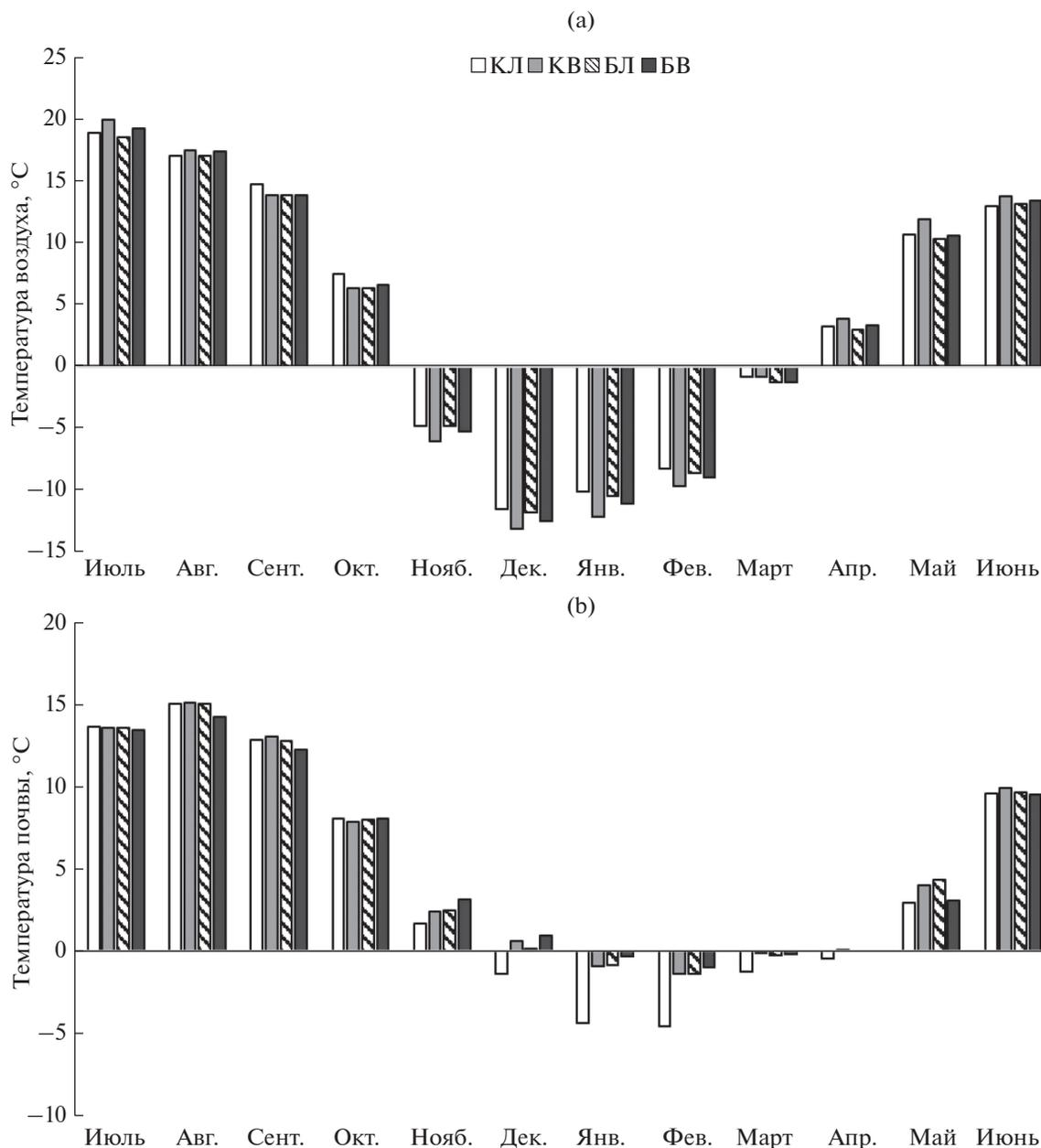


Рис. 1. Среднемесячные температуры воздуха (а) и почвы (б) на контрольных и ветровальных ПП. Обозначения здесь и далее: березняки: БЛ – контроль, БВ – ветровал; кедровники: КЛ – контроль, КВ – ветровал.

Влияние ветровала на годовую почвенную эмиссию углерода в кедровниках и березняках оказалось разнонаправленным: на ветровальном участке в березняке эмиссия CO_2 оказалась ниже на 25% по сравнению с контрольным участком, в то время как на ветровальном участке в кедровнике поток был на 29% интенсивнее, чем на контрольном участке. Такая ситуация может быть связана с особенностями разложения корневых систем в березовых и кедровых насаждениях. Запасы живых тонких корней после ветровала уменьшились в обеих рассматриваемых лесных

формациях (рис. 4), однако различия средних значений оказались незначимыми ($p = 0.26$ для кедровников и 0.06 для березняков). Значимо различались лишь запасы мертвых корней между площадками КЛ и КВ ($p < 0.05$). Общий запас корней после ветровала уменьшился в кедровнике на 20%, в березняке на 37%; при этом запас мертвых корней в КВ был на 58% больше по сравнению с контролем, а в БВ на 28% меньше по сравнению с контролем.

Исследования, посвященные определению запасов тонких корней в лесах России, весьма не-

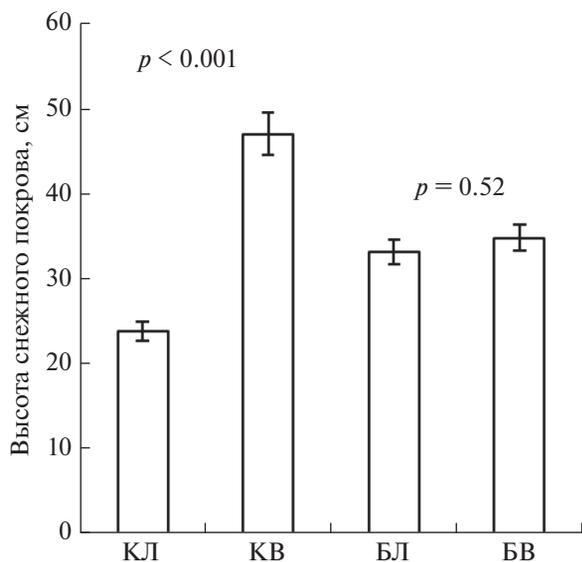


Рис. 2. Средняя высота снежного покрова на контрольных и ветровальных ПП. Планками показаны стандартные ошибки ($n = 20$).

многочисленны [10, 12, 18, 34], а влияние ветровалов на запасы тонких корней до настоящего времени в России не изучалось. В лиственнично-березовых лесах Амурской области запас тонких корней в слое 0–10 см составил 2.5 т/га [10], а в лиственничниках Прибайкалья в слое 20 см 5.6 т/га [12]. В постпирогенных лиственничниках хребта Тукурингра (Зейский заповедник) запас тонких корней в слое 10 см составил 2.63 т/га [18]. Таким образом, для экосистем Сихотэ-Алиня (юг Дальнего Востока) с относительно высокими темпами разложения органического вещества характерны меньшие запасы тонких корней.

Нарушения структуры древостоев лесных насаждений могут изменять как автотрофную, так и гетеротрофную составляющую почвенного дыхания. Уменьшение корневой биомассы уменьшает вклад дыхания корней, а увеличение количества мортмассы усиливает влияние гетеротрофного компонента в первые 3–6 лет после распада древостоя [29]. Темпы восстановления леса и сукцессионные изменения играют ключевую роль в балансе углерода лесной экосистемы в первые годы после нарушения [26, 35].

Уменьшение корневой массы ведет к увеличению влажности почвы из-за сокращения эвапотранспирации [32]. Например, средние значения объемной влажности почвы на площадках КЛ, КВ, БЛ, БВ составили соответственно 23.2, 27.4, 23.7, 28.1%. Различия во влажности почвы между контрольными и ветровальными ПП являются значимыми ($p < 0.001$), в то время как различия между парами КЛ/БЛ, КВ/БВ незначимы ($p > 0.2$). Наиболее контрастные значения влажности почвы (8.6 (КЛ), 23.8 (КВ), 14.2 (БЛ), 22.2% (БВ)) получены после длительного отсутствия осадков 11 октября 2019 г. В условиях засухи почва в березовом лесу сохраняется существенно более влажной по сравнению с кедровником, что связано с особенностями положения участков в рельефе.

Уменьшение потока углерода из почвы на ветровальном участке березняка по сравнению с контролем может объясняться ослаблением автотрофного компонента дыхания на большую величину, чем усиление гетеротрофного компонента. Древесина березы значительно быстрее теряет массу при разложении по сравнению с хвойными видами [33]. Поэтому, на основании наблюдаемого низкого запаса тонких корней, предполагаем, что в березняке за 3 года, прошедших после тай-

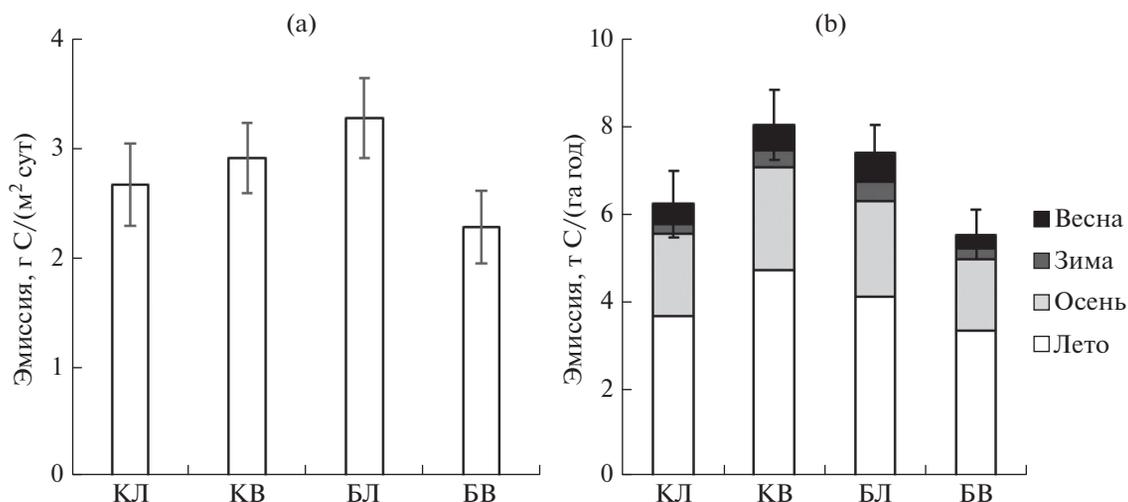


Рис. 3 Средняя интенсивность дыхания почв на пробных площадях по результатам полевых измерений (2019–2021 гг.) (а) и вклад сезонов года в общее дыхание почвы по результатам моделирования (б).

Таблица 2. Параметры уравнения регрессии $SE = ae^{bT}$, оценивающего эмиссию углерода с поверхности почвы (SE , г/(м² сут)) по температуре почвы с логгера (T_s -log) и по температуре воздуха по данным метеостанции “Терней” (T_a -met)

ПП	Ts-log					Ta-met				
	<i>a</i>	<i>b</i>	<i>R</i> ²	<i>p</i>	<i>n</i>	<i>a</i>	<i>b</i>	<i>R</i> ²	<i>p</i>	<i>n</i>
КЛ	0.416	0.171	0.89	<0.001	9	0.553	0.102	0.67	<0.001	13
КВ	0.461	0.181	0.87	<0.001		0.765	0.091	0.72	<0.001	
БЛ	0.527	0.162	0.85	<0.001		0.893	0.092	0.84	<0.001	
БВ	0.258	0.206	0.85	<0.001		0.445	0.112	0.88	<0.001	

фуна, большая часть тонких корней успела разложиться. Аналогичная ситуация наблюдалась в ельниках Норвегии, где интенсивность дыхания почвы на ветровальном участке также была на 20–35% меньше спустя 6 лет после нарушения [29]. В нашем случае, в ветровальном кедровнике, напротив, запас мертвых тонких корней оказался существенно больше, чем в ветровальном березняке, а период измерений эмиссии, вероятно, совпал с пиком разложения тонких корней, что и привело к большей суммарной эмиссии в КВ по сравнению с КЛ. Объяснением, вероятно, служит большая скорость разложения корней лиственных пород. В частности, 10-летние исследования в широком географическом градиенте Северной Америки установили, что тонкие корни хвойных видов разлагаются медленнее, чем у широколиственных [22]. Даже когда общий поток углерода с поверхности почвы остается неизменным после нарушения, вклад источников может изменяться существенно. Так, в юго-восточной Финляндии на некоторых участках измерения эмиссии CO₂ с поверхности почвы после ветровала общий поток не изменился благодаря полной компенсации уменьшения автотрофного дыхания увеличением гетеротрофного [29]. В целом нарушения естественной структуры лесов приводят к усилению почвенных эмиссий. В обзорном анализе дыхания почв России показано, что нарушения в среднем увеличивают почвенное дыхание на 9.9% [36]. Частичная деградация лесного покрова после сильного ветрового воздействия может превратить лесную экосистему из источника в сток углерода. В результате распада части древостоя после ветровала и последующего усыхания деревьев в ельнике на Валдайской возвышенности нетто-сток углерода уменьшился от 3.00 до 0.95 т С/(га год), но при этом изменения в дыхании почв были незначительными [26].

В настоящей работе не оценивалось изменение углеродного нетто-баланса, однако наблюдаемое уменьшение годовой эмиссии CO₂ из почвы на 25% на участке ветровала в березняке происходит на фоне четырехкратного снижения живого запаса насаждения, приводящего к резкому умень-

шению скорости ассимиляции углерода через фотосинтез. Поэтому, учитывая дополнительный источник CO₂ от разложения валежника, на который после ветровала может приходиться 30% общего потока углерода с поверхности почвы и мертвой древесины [27], можно предположить, что оба рассматриваемых ветровальных участка являются нетто-источниками углерода. Как показывают другие исследования, проведенные в этом районе [6], удельная абсорбция С в лесах Тернейского лесничества, на территории которого находится Сихотэ-Алиньский заповедник, составляет 1.8 т С/(га год), однако общий баланс для всей территории лесничества, площадью 2.3 млн га, сдвинут в сторону источника углерода в связи с большими потерями от пожаров и рубок. Таким образом, ветровальные нарушения 2016 г., вероятно, привели к усилению потерь углерода на территории Тернейского лесничества и снизили общий сток углерода в лесах Приморского края, который в 2015 г. оценивался в 3 Мт С/год или 0.25 т С/(га год) [5].

В альпийских лесах Австрии изменение эмиссии углерода с поверхности почвы на ветроваль-

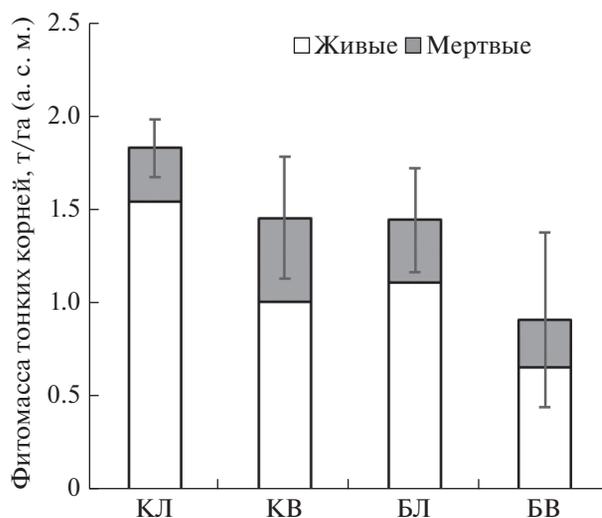


Рис. 4. Удельные запасы тонких корней в слое почвы 0–10 см на пробных площадях (приведены стандартные ошибки средних для общих запасов).

ных участках было связано с сильными сдвигами температурного режима [35]. Наши данные, полученные в условиях юга Дальнего Востока на фоне относительно небольших различий температур почв и воздуха на нарушенных и контрольных участках, показывают, что в первые годы после ветровального нарушения важное значение могут иметь биотические факторы, в частности различия в запасах тонких корней, связанные с исходной структурой древостоя.

По сравнению с ветровалами устойчивые лесные пожары, как правило, сильнее меняют баланс углерода лесов, а также соотношение между автотрофным и гетеротрофным дыханием почвы [24]. Воздействие интенсивных рубок, когда поверхность почвы и подстилки нарушается лесозаготовительной техникой, также следует считать более неблагоприятным для углеродных функций лесов [31].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изменения эмиссии CO_2 с поверхности почвы лесных экосистем Сихотэ-Алиня в первые годы после ветровала различаются в зависимости от породного состава древостоя. На ветровальном участке кедровника эмиссия CO_2 была на 29% больше, чем на контрольном участке, а на ветровальном участке березняка оказалась меньше на 25% по сравнению с контролем. Отмеченные различия связаны с синхронным действием ряда факторов. В частности, запас мертвых корней в ветровальном кедровнике был на 58% больше по сравнению с контролем, а в березняке на 28% меньше по сравнению с контролем. То есть почвенная эмиссия CO_2 может быть связана с постветровальной динамикой запаса мертвых корней. На ветровальном кедровнике вклад в повышение эмиссии вносит температура почвы, которая достоверно больше в зимний период из-за увеличения мощности снежного покрова. В ветровальном березняке в летний период температура почвы ниже, что сказывается на уменьшении величины эмиссии. Полученные результаты свидетельствуют, что характер изменения углеродных потоков после ветровала может заметно различаться в зависимости от исходного древесного покрова.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РНФ 19-77-30015 (обобщение и анализ данных) и Центра по проблемам экологии и продуктивности лесов РАН № 121121600118-8 и Института геологии и природопользования ДВО РАН № 1021060908887-6-1.5.1 (полевые исследования).

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Васенев И.И., Таргульян В.О.* Ветровал и таежное почвообразование. Режимы, процессы, морфогенез почвенных сукцессий. М.: Наука, 1995. 247 с.
2. *Галанин А.В., Беликович А.В., Богачева А.В. и др.* Растительный мир Сихотэ-Алинского биосферного заповедника: разнообразие, динамика, мониторинг. Владивосток: БПИ ДВО РАН, 2000. 373 с.
3. *Громыко М.Н.* Первые результаты изучения катастрофического влияния тайфуна Лайонрок на лесные экосистемы Сихотэ-Алинского заповедника // XII дальневосточная конференция по заповедному делу. Биробиджан, 2017. С. 35–37.
4. *Замолодчиков Д.Г.* CO_2 -газообмен тундр острова Вайгач в нетипично теплый и сухой вегетационный сезон // Журн. общ. биол. 2015. Т. 76. № 2. С. 83–98.
5. *Замолодчиков Д.Г., Иванов А.В.* Ретроспективная оценка и прогноз углеродного баланса лесов Приморского края // Аграрный вестник Приморья. 2018. № 3(11). С. 62–65.
6. *Замолодчиков Д.Г., Иванов А.В., Мудрак В.П.* Запасы и потоки углерода на землях лесного фонда Приморского края при оценке по системе РОБУЛ // Аграрный вестник Приморья. 2018. № 2(10). С. 46–50.
7. *Иванов А.В., Сало М.А., Бондарчук С.Н., Замолодчиков Д.Г., Могилева А.В., Кочкаркина Н.А.* Воздействие ветровала на структуру и фитомассу древостоев кедровников и березняков центрального Сихотэ-Алиня // Лесоведение. 2022. № 2. С. 132–143.
8. *Карелин Д.В., Замолодчиков Д.Г., Краев Г.Н.* Методическое руководство по анализу эмиссий углерода из почв поселений в тундре. М.: ЦЭПЛ РАН, 2015. 64 с.
9. *Карпачевский Л.О.* Почвообразование в горах Сихотэ-Алиня. М.: ГЕОС, 2012. 138 с.
10. *Кондратова А.В., Абрамова Е.Р.* Особенности формирования тонких корней на различных стадиях восстановления постагрогенных экосистем в зоне южной тайги // Успехи современного естествознания. 2018. № 9. С. 18–22.
11. *Курганова И.Н., Гереню В.О., Мякшина Т.Н., Сапронов Д.В., Ромашкин И.В., Жмурин В.А., Кудеяров В.Н.* Натурная и модельная оценки дыхания лесной дерново-подзолистой почвы в Приокско-Террасном биосферном заповеднике // Лесоведение. 2019. № 5. С. 435–448.
12. *Мухортова Л.В., Кривобоков Л.В., Харпухаева Т.М., Найданов Б.Б.* Влияние пожаров на запасы корней и подземного детрита в горнотаежных, листовничниках Прибайкалья // Лесоведение. 2015. № 4. С. 282–292.
13. Обзор состояния и загрязнения окружающей среды в Российской Федерации за 2020 год. М.: Росгидрормет, 2021. 205 с.
14. Пулы и потоки углерода в наземных экосистемах России. М.: Наука, 2007. 315 с.
15. *Сало М.А., Иванов А.В.* Картирование ветровальных участков на территории Сихотэ-Алинского запо-

- ведника с использованием космических снимков // Аграрный вестник Приморья. 2021. № 4. С. 85–88.
16. Anyomi K.A., Mitchell S.J., Perera A.H., Ruel J. Windthrow Dynamics in Boreal Ontario: A Simulation of the Vulnerability of Several Stand Types across a Range of Wind Speeds // Forests. 2017. V. 8. P. 1–15. <https://doi.org/10.3390/f8070233>
 17. Bragg D.C., Shelton M.G., Zeide B. Impacts and management implications of ice storms on forests in the southern United States // Forest Ecol. Management. 2003. V. 186(1–3). P. 99–123. [https://doi.org/10.1016/S0378-1127\(03\)00230-5](https://doi.org/10.1016/S0378-1127(03)00230-5)
 18. Bryanin S.V., Makoto K. Fire-derived charcoal affects fine root vitality in a post-fire Gmelin larch forest: field evidence // Plant Soil. 2017. V. 416. P. 409–418. <https://doi.org/10.1007/s11104-017-3217-x>
 19. Chirici G., Bottalico F., Giannetti F., Perugia B.D., Travaglini D., Nocentini S., Kutchartt E. et al. Assessing forest windthrow damage using single-date, post-event airborne laser scanning data // Forestry. 2017. V. 2. P. 1–11. <https://doi.org/10.1093/forestry/cpx029>
 20. Dobor L., Hlásny T., Rammer W., Barka I., Trombik J., Pavlenda P., Šebeni V., Štěpánek P., Seidl R. Post-disturbance recovery of forest carbon in a temperate forest landscape under climate change // Agric Meteorol. 2018. V. 263. P. 308–322. <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2018.08.028>
 21. Fukasawa Yu., Ando Y., Oishi Y., Suzuki S.N., Matsukura K., Okano K., Song Z. Does typhoon disturbance in subalpine forest have long-lasting impacts on saproxylic fungi, bryophytes, and seedling regeneration on coarse woody debris? // For. Ecol. Manag. 2019. V. 432. P. 309–318. <https://doi.org/10.1016/j.foreco.2018.09.036>
 22. Harmon M., Silver W., Fasth B. et al. Long-term patterns of mass loss during the decomposition of leaf and fine root litter: an intersite comparison // Glob Chang. Biol. 2009. V. 15. P. 1320–1338. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2008.01837.x>
 23. Heidarzadeh M., Iwamoto T., Takagawa T., Takagi H. Field surveys and numerical modeling of the August 2016 Typhoon Lionrock along the northeastern coast of Japan: the first typhoon making landfall in Tohoku region // Natural Hazards. 2021. V. 105. P. 1–19. <https://doi.org/10.1007/s11069-020-04112-7>
 24. Hu T., Zhao B., Li F., Dou X., Hu H., Sun L. Effects of fire on soil respiration and its components in a Dahurian larch (*Larix gmelinii*) forest in northeast China: Implications for forest ecosystem carbon cycling // Geoderma. 2021. V. 402. P. 115273. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2021.115273>
 25. Ivanov A.V., Tataurov V.A., Braun M. Seasonal and daily dynamics of the CO₂ emission from soils of pinus koraiensis forests in the south of the Sikhote-Alin range // Euras. Soil Sci. 2018. T. 51. № 3. C. 290–295. <https://doi.org/10.1134/S1064229318030043>
 26. Karelin D.V., Zamolodchikov D.G., Shilkin A.V., Popov S.Yu., Kumanyaev A.S., Lopes de Gerenyu V.O., Tel'nova N.O., Gitar'skiy M.L. The effect of tree mortality on CO₂ fluxes in an old-growth spruce forest // Eur. J. Forest Res. 2021. V. 140. P. 287–305. <https://doi.org/10.1007/s10342-020-01330-3>
 27. Knohl A., Kolle O., Minayeva T.Y., Milyukova I.M., Vygodskaya N.N., Foken T., Schulz E. Carbon dioxide exchange of a Russian boreal forest after disturbance by windthrow // Global Change Biol. 2002. V. 8. P. 231–246. <https://doi.org/10.1046/j.1365-2486.2002.00475.x>
 28. Köster K., Püttsepp Ü., Pumpanen J. Comparison of soil CO₂ flux between uncleared and cleared windthrow areas in Estonia and Latvia // Forest Ecol. Manag. 2011. V. 262. P. 65–70. <https://doi.org/10.1016/j.foreco.2010.09.023>
 29. Kosunen M., Lyytikäinen-Saarenmaa P., Ojanen P., Blomqvist M., Starr M. Response of Soil Surface Respiration to Storm and *Ips typographus* (L.) Disturbance in Boreal Norway Spruce Stands // Forests. 2019. V. 10. P. 1–16. <https://doi.org/10.3390/f10040307>
 30. Kurganova I.N., Lopes de Gerenyu V.O., Khoroshaev D.A., Myakshina T.N., Sapronov D.V., Zhmurin V.A., Kudeyarov V.N. Analysis of the long-term soil respiration dynamics in the forest and meadow cenoses of the Prioksko-terrasny biosphere reserve in the perspective of current climate trends // Euras. Soil Sci. 2020. T. 53. № 10. C. 1421–1436. <https://doi.org/10.1134/S1064229320100117>
 31. Lindroth A., Lagergren F., Grelle A., Klemetsson L., Langvall O., Weslien P., Tuulik J. Storms can cause Europe-wide reduction in forest carbon sink // Global Change Biol. 2009. V. 15. P. 346–355. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2008.01719.x>
 32. Makhnykina A.V., Prokushkin A.S., Verkhovets S.V., Tychkov I.I., Rubtsov A.V., Koshurnikova N.N., Vaganov E.A., Menyailo O.V., Urban A.V. The impact of climatic factors on CO₂ emissions from soils of middle-taiga forests in Central Siberia: emission as a function of soil temperature and moisture // Rus. J. Ecol. 2020. T. 51. № 1. C. 46–56.
 33. Mäkinen H., Hynynen J., Siitonen J., Sievanen R. Predicting the decomposition of scots pine, norway spruce, and birch stems in Finland // Ecological Appl. 2006. V. 16(5). P. 1865–1879. [https://doi.org/10.1890/1051-0761\(2006\)016\[1865:PTDOSP\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1890/1051-0761(2006)016[1865:PTDOSP]2.0.CO;2)
 34. Masyagina O.V., Prokushkin S.G., Koike T. The influence of thinning on the ecological conditions and soil respiration in a larch forest on Hokkaido island // Euras. Soil Sci. 2010. V. 43. № 6. P. 693–700. <https://doi.org/10.1134/S1064229310060104>
 35. Mayer M., Matthews B., Schindlbacher A., Katzensteiner K. Soil CO₂ efflux from mountainous windthrow areas: dynamics over 12 years post-disturbance // Biogeosciences. 2014. V. 11. P. 6081–6093. <https://doi.org/10.5194/bg-11-6081-2014>
 36. Mukhortova L., Schepaschenko D., Moltchanova E., Shvidenko A., Khabarov N., See L. Respiration of Russian soils: Climatic drivers and response to climate change // Sci. Total Environ. 2021. V. 785. P. 147314. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2021.147314>
 37. Ney P., Graf A., Bogena H., Diekkrüger B., Drüe C., Esser O., Heinemann G., Klosterhalfen A., Pick K., Pütz T.,

- Schmidt M., Valler V., Vereecken H.* CO₂ fluxes before and after partial deforestation of a Central European spruce forest // *Agric Meteorol.* 2019. V. 274. P. 61–74. <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2019.04.009>
38. *Sato T., Yamazaki H., Yoshida T.* Extending effect of a wind disturbance: mortality of *Abies sachalinensis* following a strong typhoon in a natural mixed forest // *J. Forest Res.* 2017. V. 22. P. 336–342. <https://doi.org/10.1080/13416979.2017.1381492>
39. *Siwek J.P.* Effects of forest disturbance on seasonal soil temperature changes in the Tatra Mountains in southern Poland // *Cent. Eur. For. J.* 2021. V. 67. P. 35–44. <https://doi.org/10.2478/forj-2021-0003>
40. *Song D., Guo L., Duan Z., Xiang L.* Impact of Major Typhoons in 2016 on Sea Surface Features in the North-western Pacific // *Water.* 2018. V. 10. P. 1326. <https://doi.org/10.3390/w10101326>
41. *Taylor A.R., MacLean D.A., McPhee D., Dracup E., Keys K.* Salvaging has minimal impacts on vegetation regeneration 10 years after severe windthrow // *For. Ecol. Manage.* 2017. V. 406 P. 19–27. <https://doi.org/10.1016/j.foreco.2017.09.061>
42. *Wang C., Yang J., Zhang Q.* Soil respiration in six temperate forests in China // *Global Change Biology.* 2006. V. 12. P. 2103–2114. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2006.01234.x>
43. *Zamolodchikov D.G., Chestnykh O.V., Grabovsky V.I., Shulyak P.P.* The impacts of fires and clear-cuts on the carbon balance of Russian forests // *Contemporary Problems of Ecology.* 2013. V. 7. P. 714–726.

Effects of Windfall on Soil Surface Carbon Emission and Fine Root Stocks in the Central Sikhote-Alin

A. V. Ivanov^{1, *}, M. A. Salo², V. Yu. Tolstikova³, S. V. Bryanin¹, and D. G. Zamolodchikov⁴

¹*Institute of Geology and Nature Management RAS, Blagoveshchensk, 675000 Russia*

²*Sikhote-Alin State Nature Reserve, Terney, 692150 Russia*

³*Primorskaya State Agricultural Academy, Ussuriisk, 692510 Russia*

⁴*Center for Forest Ecology and Productivity RAS, Moscow, 117234 Russia*

*e-mail: aleksandr86@mai.ru

The effect of a large-scale windfall as a result of typhoon Lionrock (2016), which caused complete destruction of forest plantations on the area of 36000 ha within Sikhote-Alin Nature Reserve, on carbon emission from the soil surface and fine root stocks is considered. Sample areas on windfall and control were laid in cedar and birch forests. Emission from the soil surface at the windfall in the birch forest was 5.52 ± 1.12 t C/(ha/year) lower by 25% compared to the control due to weakened root respiration. The annual carbon flux from soil in the windfall in the cedar forest was 8.02 ± 1.50 t C/(ha year) and vice versa was 29% higher than in the control site. This can be explained by intensive decomposition of thin roots on the windfall in the cedar forest during the period of measurements, while birch roots predominantly decomposed before the start of measurements. The stock of fine roots after a windfall decreased in cedar woodland by 20% and in birch woodland by 37%, while the stock of dead roots was 58% higher in a cedar woodland windfall compared to control, and 28% lower in a birch woodland windfall compared to control. It was determined that windthrow significantly increased soil moisture ($p < 0.001$). Temperature dependences of emission were plotted. Estimates of annual emission values obtained using data from the Terney weather station were close to the values calculated from logger temperatures on sample plots. Our work experimentally shows a significant contribution of thin roots to soil emission at windfall. Against the background of large carbon losses from fires and logging, the territory of the Terneisky forest area of Primorsky Krai becomes a powerful source of carbon.

Keywords: windfall, CO₂ emissions, carbon, thin roots, reserve

УДК 631.445.41

ИЗУЧЕНИЕ ПОРИСТОСТИ ПОЧВ И ПОРОД, АДСОРБЦИОННО-МОДИФИЦИРОВАННЫХ ГУМИНОВОЙ КИСЛОТОЙ, МЕТОДОМ РТУТНОЙ ПОРОМЕТРИИ

© 2022 г. Г. Н. Курочкина*

*Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН,
ул. Институтская, 2, Московская обл., Пущино, 142290 Россия***e-mail: colloid41@rambler.ru*

Поступила в редакцию 30.11.2021 г.

После доработки 31.03.2022 г.

Принята к публикации 04.04.2022 г.

На основании прямых адсорбционных исследований изучены особенности образования адсорбционных слоев гуминовой кислоты на поверхности почв и составляющих ее минералов, оказывающих модифицирующее действие на формирование дисперсных характеристик. В экспериментах по определению пористости и распределению пор по размерам использован универсальный метод ртутной порометрии высокого давления, позволяющий определять поровые характеристики минералов и почв во всем диапазоне размеров. Показано, что адсорбционная модификация поверхности каолиновой, монтмориллонитовой, палыгорскитовой глин, кварцевого песка, серой лесной почвы (Eutric Retisol (Loamic, Cutanic)), чернозема (Luvic Chernozem (Pachic)) гуминовой кислотой незначительно влияет на общую пористость и суммарный удельный объем пор и сильнее на дифференциальные величины объема пор и распределение пор по размерам в широком интервале размеров (крипто-, ультрамикро-, мезо- и макропоры). При этом для почв отмечается меньшее воздействие адсорбированной ГК на характеристики их пор. Полученные результаты важны как для выяснения механизма формирования почвенного поглощающего комплекса, так и для направленного регулирования структурных и водно-физических характеристик почв, что является важнейшим фактором плодородия.

Ключевые слова: глинистый минерал, серая лесная почва (Eutric Retisol (Loamic, Cutanic)), чернозем (Luvic Chernozems (Pachic)), адсорбция, объем пор

DOI: 10.31857/S0032180X22100094

ВВЕДЕНИЕ

Проблема органо-минеральных взаимодействий, в частности гуминовых кислот с почвами и почвенными минералами, является наиболее актуальной в почвоведении. Поэтому состояние поверхности почв и составляющих ее минералов при адсорбционном или химическом модифицировании органическими веществами оказывает большое влияние на образование агрономически ценной водоустойчивой и пористой структуры. Несмотря на большое количество работ, посвященных исследованию роли органо-минеральных взаимодействий в структурообразовании и гумусообразовании в почвах [1, 7, 9, 10, 12, 14, 17, 20], механизмы, связанные с влиянием адсорбции органических веществ на процессы агрегативной устойчивости почв и формирование их пористой структуры, изучены недостаточно. В работе Орлова и Чукова [12] отмечены методические аспекты изучения структуры и функций

гуминовых веществ естественных и антропогенно-нарушенных почв с помощью современных прямых неразрушающих методов (электронного парамагнитного резонанса (ЭПР), ядерно-магнитного резонанса и др.), которые позволяют получить ряд принципиально новых результатов как в изучении гуминовых веществ почв, так и решать некоторые экологические проблемы. Например, такие исследования проведены в работе [6] в модельном эксперименте с помощью неразрушающего метода ЭПР-спектроскопии. При изучении химической активности гумуса почв разного типа установлено влияние токсичного компонента ракетного топлива – несимметричного диметилгидразина (НДМГ) – на парамагнитную активность гумуса почв Убсу-Нурской котловины. На основании полученных результатов проведен математический анализ указанного влияния и смоделирована функциональная зависимость интенсивности спектра ЭПР от концентрации компонента ракетного топлива. Получен-

ные данные показали, что построенная регрессионная модель зависимости интенсивности спектра ЭПР от дозы НДМГ в изученном интервале концентраций лучше согласуется с экспериментом, чем стандартная полиномиальная модель. Полученные результаты проверены на серой лесной почве – объекте, не относящегося к Убсу-Нурским образцам. Они подтвердили эффективность разработанной модели. Вычисления показали, что отклонение модельной интенсивности от экспериментальной, измеряемой средней дисперсией, почти в 6 раз меньше отклонения при стандартной полиномиальной регрессии. Это имеет практическое значение для использования разработанной модели для других почв России при загрязнении их НДМГ или его аналогами.

В отличие от исследований органо-минеральных взаимодействий изучение структуры глинистых и органо-глинистых комплексов, в частности их пористых характеристик, ранее было затруднено из-за отсутствия универсального метода определения поровых характеристик во всем диапазоне их размеров. Так, микро- и мезопоры определяли, главным образом, сорбционными методами, а макропоры – методом ртутной порометрии низкого давления. В настоящее время для изучения пористой структуры почв и минералов разработаны новые физико-химические методы, которые применяются к конкретным экспериментам и только для определенного диапазона размера пор. В работе Артемьевой и Кирилловой [1] для исследования роли органо-минеральных взаимодействий в гумусообразовании и структурообразовании на примере основных типов почв Русской равнины использован модифицированный вариант гранулоденсиметрического метода фракционирования. Он позволил выделить функционально значимые компоненты органического вещества почвы разной локализации в почвенной матрице и использовать их для оценки микростроения почвы. В последнее время для изучения физико-химических характеристик органо-глинистых комплексов дерново-подзолистых почв лесных участков Центрально-лесного заповедника использовали методы динамического светорассеяния (DLS) и светорассеяния с анализом фаз (PALS) [2]. Установлено влияние большого возраста залежей сельскохозяйственных почв на величину среднего диаметра органо-глинистых комплексов по сравнению с таковой в почве с наименьшим сроком вывоза из сельскохозяйственного оборота. С помощью статистической модели множественной линейной регрессии показано, что лучшая модель, где все параметры были значимыми ($r = 0.83$), включала содержание илстых частиц и величину концентрации в них углерода.

В настоящее время особое внимание уделяется исследованию распределения частиц по размерам

в пористой структуре минерала или почвы с использованием дифференциальных методов. Приобретают широкое распространение такие методы, как томографический, дифракционный, контактного угла смачивания, реологический и др. [4, 15, 18, 19, 21, 25]. Полученные с помощью современного оборудования результаты исследований соответствующих параметров почвы сравниваются с данными классических методов. Однако новые инструменты и методы требуют разработки математических и статистических подходов, позволяющих моделировать структуру порового пространства и процессы массопереноса в пористых средах. Так, в современном почвоведении широко используются эмпирические модели для расчета характеристики водоудерживания почвы по свойствам твердой фазы почвы. Использование таких моделей привело к накоплению обширной информации об основных физических свойствах почв в различных странах мира [13, 23–27, 30, 31]. Примером является пересмотр в работе [27] понятия “органоминеральный комплекс”. В связи с этим, авторами первичные органо-минеральные комплексы рассматриваются как органическое вещество (ОВ), связанное с первичными минеральными частицами, выделяемые после полного диспергирования почвы. Количественно было определено, какая часть органического вещества во фракциях с размером частиц < 2 мкм была свободной по сравнению с связанной с минералами, и описана природа ассоциации. По их мнению, это связанное органическое вещество более устойчиво к биоразложению, чем свободные органические частицы. Авторы проверили это, используя хронологию культивирования на илстых почвах умеренного пояса и количественно определив свободное и связанное с глиной органическое вещество, используя фракционирование по плотности в сочетании с элементным анализом, а также просвечивающей электронной микроскопией (ПЭМ) с анализом изображений. Оба метода показали, что свободное органическое вещество составляет незначительную долю и что оно более истощено при культивировании (возделывании), чем органическое вещество, связанное с глиной. Использование современных методов исследования с математической обработкой полученных данных расширило возможности исследования дифференциальной пористости почвы. Например, в работах [13, 18] дана оценка дескриптивной (описательной) способности двух интегральных биотических индексов, полученных на основе лабораторных экспериментальных данных о действиях гуминовых препаратов на микробиоту. Шейн с соавт. [22] изучали распределение пор по размерам в суглинистой дерново-подзолистой почве на покровном лёссовидном суглинке. В этих экспериментах проведено сравнение микротомографического и

Таблица 1. Основные физические и химические характеристики исследуемых минералов

Минерал	Размер частиц, мкм	ЕКО, смоль(экв)/кг	Теплота смачивания, кал/г	Удельная поверхность, м ² /г	ζ-потенциал, мВ
Монтмориллонит (Пыжевское месторождение)	<0.05	100.0	35.5	41.6* 428.0**	-40.3
Плыгорскит (Калино-дашковский)	<1–10	50–70	21.1	122* 392**	–
Каолинит (Глуховецкое месторождение)	1.0–1.5	1.0	1.3	11.2* 11.5**	-17.5
Кварцевый песок (Вольское месторождение)	1.18–2.0	0.8	–	8.7* 5.2**	-5.5

*По азоту, **по воде.

капилляриметрического методов определения. Анализ томографических 3D моделей горизонтов дерново-подзолистой почвы показал превышение объемов порового пространства, определенного из основной гидрофизической характеристики, по сравнению с томографическими.

Недостаток, обусловленный отсутствием универсального метода, позволяющего хорошо определять поровые характеристики минералов во всем диапазоне их размеров, восполнен разработкой современных ртутных поромеров высокого давления типа AutoPoreIV 9500 (Micromeritics), которые позволяют изучать поры разного размера вплоть до мезо и микро. Вследствие этого расширяются возможности исследования пористости и дифференциального распределения пор по размерам. В таких поромерах измерение осуществляется путем вдавливания ртути в поры образца в широком интервале давлений [28]. М. Хайносом установлено, что указанный поромер позволяет измерять пористость в широком интервале размеров пор и определять дифференциальное распределение размеров пор с учетом цилиндрической модели пор от нано- до макропор. Нами с помощью описанного ртутного поромера [7] изучена пористость и распределение пор по размерам на примере глинистых минералов и почв, адсорбционно-модифицированных алифатическими полиэлектролитами с карбоксильными (полиакриловая кислота) и амидными (полиакриламид) группами. Эти исследования показали роль природы минералов, не содержащих органического вещества, а также вида почв, содержащих различное количество органического вещества, на результат адсорбционного модифицирования их поверхности добавками гуминовой кислоты, приводящего к формированию различной пористой структуры [7, 29]. Следовательно, изучение образования и свойств пористой структуры минералов и почв при адсорбционном модифицировании их поверхности органическими веществами

актуальны в почвоведении и в науке по физико-химии поверхности.

Цель работы – изучение влияния адсорбции гуминовой кислоты почвами и почвенными минералами на пористость, суммарный и дифференциальный объемы пор, а также распределение пор по размерам.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

В качестве объектов исследования использовали породы, содержащие глинистые минералы с различным типом структуры кристаллической решетки, из следующих месторождений: бентонит (Na-форма) из Пыжевского, каолинитовую глину из Глуховецкого, глину Калино-Дашковского (Серпуховский-Московский ярусы карбона), кварцевый песок из Вольского месторождения. Глина Калино-Дашковского месторождения представлена палыгорскитом 75–80%, монтмориллонитом – 10–12%, каолинитом – 5–6%, гидрослюдой 5–6%, кварцем 1–2%, карбонатами ~2%, гидроксидами железа и сульфидами 2–3%. Содержание SiO₂ в кварцевом песке Вольского месторождения составляет 95–97%, размер частиц – 1.18–2.0 мм – среднезернистый; индекс полидисперсности – 0.631; pH – 6.08. Состав обменных катионов образцов бентонита, каолинитовой и палыгорскитовой глин и другие физико-химические характеристики приведены в табл. 1 и в работах [7, 16].

Объектами исследования также были почвы: серая лесная (Eutric Retisol (Loamic, Cutanic, Ochric)) с опытной полевой станции ИФХиБПП РАН, г. Пушкино Московской области, и чернозем выщелоченный (Luvic Chernozem (Loamic, Pachic)) Тульской области. Как известно почва – это сложная динамическая система. Она состоит из минеральных и органических веществ – это органо-минеральный комплекс. Подготовку проб почв к исследованию экспериментов по адсорбции ГК из растворов проводили по методике,

Таблица 2. Основные физические и химические характеристики исследуемых почв

Почва	Гумус, %	ЕКО, смоль(экв)/кг	pH H ₂ O	Ил, %	Удельная поверхность, м ² /г	ζ-потенциал, мВ
Серая лесная, гор. А _{пах} , 0–20 см (Московская обл.)	2.30	17.80	6.45	14.3	8.86* 11.5**	–22.6
Чернозем выщелоченный, гор. А _{пах} , 0–12 см (Тульская обл.)	4.83	29.93	6.10	22.8	9.54* 69.62**	–14.0

* По азоту, ** по воде.

описанной в работах [11, 19]. Она заключалась в следующем: образец почвы массой 100 г размещали на листе чистой бумаги, удаляли из почвы корни, включения и новообразования. Крупные комки почвы разламывали или раздробляли в фарфоровой ступке пестиком с каучуковым или резиновым наконечником до небольших комков диаметром 5–7 мм. Цель измельчения – получение более однородного образца. После измельчения лабораторной пробы ее сокращали методом квартования. Оставшуюся часть почвы порциями растирали также в фарфоровой ступке пестиком с каучуковым или резиновым наконечником. Измельченные образцы просеивали через сито с отверстиями диаметром 0.25 мм. Измельченные образцы минералов также просеивали через сито с отверстиями диаметром 0.25 мм. Представленные почвы значительно различались по содержанию органического углерода и физико-химическим характеристикам (табл. 2), а также по гранулометрическому составу [29]. Гранулометрический состав серой лесной почвы определяли пирофосфатным методом, а для чернозема применяли данные по Качинскому. Для характеристики гранулометрического состава почв использовали пахотные горизонты серой лесной почвы 0–20 см и чернозема 0–12 см. Установлено, что серая лесная почва и чернозем выщелоченный имеют легкосуглинистый гранулометрический состав. В этих почвах содержится большое количество песчаных фракций 1–0.05 мм (1000–50 мкм) до 1–2 мм (1000–2000 мкм) в среднем около 21–33.3%. Гуминовая кислота (ГК) – особо чистый препарат фирмы Aldrich-Chemie D 7924 Stein heim Hummussaeure Natriumsalt в натриевой форме, выделенный из торфа. Элементный состав ГК, (%: вода – 11.96 (расчет на сухое вещество); – COOH – 4.8, C – 41.9, H – 4.1, O – 50.4, N – 0.55, S – 1.84, М.м. ~ 829–830.

Известно, что ГК в отличие от линейных алифатических полиэлектролитов имеет более сложное строение. По данным Орлова и Чукова [10–12, 17], молекула ГК состоит из ядерной и гидро-

лизуемой частей. ИК-спектры периферической части молекулы ГК, по данным вышеупомянутых авторов, показали, что она содержит разнообразные функциональные группы, отличающие ее от соединений других классов.

Адсорбцию ГК и pH исследуемыми объектами изучали из разбавленных водных растворов в интервале концентраций от 1×10^{-3} до 0.1%. Концентрацию ГК в растворе определяли колориметрическим методом. К навескам адсорбентов при концентрации твердой фазы 0.2, 1.0, 2.0% приливали растворы ГК различной концентрации. Суспензию взбалтывали в течение одного часа, затем твердую и жидкую части суспензий разделяли центрифугированием. Центрифугат отбирали декантацией и определяли концентрацию ГК в растворе по калибровочным кривым. Адсорбцию ГК рассчитывали по формуле:

$$\begin{aligned} \Gamma (\text{мг/г}) &= (c_0 - c_t)V \times 10/m \text{ или} \\ \Gamma_1 (\text{мг/м}^2) &= (c_0 - c_t)V \times 10/mS, \end{aligned} \quad (1)$$

где Γ и Γ_1 величины адсорбции (мг/г и мг/м²), соответственно; c_0 – начальная концентрация и c_t – концентрация ГК в растворе к моменту времени t (г/100 мл или %); m – навеска адсорбента (г); V – объем растворителя (мл), S – удельная поверхность (м²/г). При статистической обработке полученных результатов по адсорбции ГК использовали Excel для расчета среднего значения величин адсорбции и стандартного отклонения, которые использовали для построения графиков в программе Sigma Plot–2011.

Удельную поверхность измеряли по сорбции паров воды в вакуумно-сорбционной установке Мак-Бэна, а также по физической сорбции азота. По сорбции паров воды рассчитывали емкость монослоя и величину удельной поверхности адсорбента, используя уравнение полимолекулярной адсорбции БЭТ [3]. ζ-потенциал, размер частиц и индекс полидисперсности определяли анализатором гранулометрического состава Zetasizer Nano ZS Malver (Англия). ζ-Потенциал

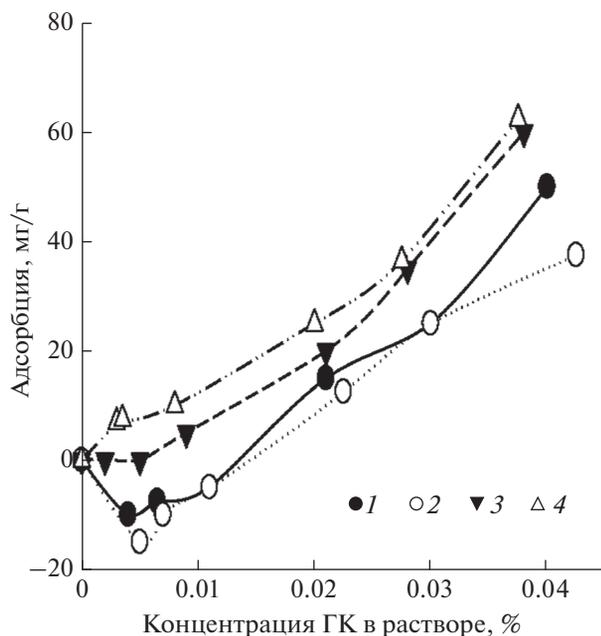


Рис. 1. Изотермы адсорбции ГК: 1 – кварцевым песком, 2 – каолинитом, 3 – палыгорскитом, 4 – монтмориллонитом (0.2%-ные суспензии).

рассчитывали по уравнению Генри [32]. Статистическую обработку результатов анализатора проводили автоматически пакетом Statistica, встроенным в прибор.

Величину рН измеряли на лабораторном рН-метре Hanna рН 211 (Германия). Ртутно-порометрические исследования проводили на порометре AutoPoreIV 9500 (Micromeritics), используя цилиндрическую модель пор.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Адсорбция ГК почвенными минералами и почвами. При малых концентрациях ГК до 0.025% и в начальные сроки взаимодействия выявлена отрицательная адсорбция, которая наиболее проявляется на каолините в длительный период времени (рис. 1, 2). При больших концентрациях от 0.035–0.050% адсорбция даже в начальные сроки была положительная для всех минералов, причем максимальное увеличение адсорбции в этом случае проявлялось быстро. Со временем адсорбция для каолинита также становилась положительной и достигала максимальных значений. По количеству адсорбированной ГК (мг/г) минералы располагались в следующий ряд: монтмориллонит > палыгорскит > чернозем > серая лесная почва > каолинит > кварцевый песок. При пересчете на площадь поверхности (абсолютная адсорбция, мг/м²) ряд изменился: каолинит > палыгорскит > монтмориллонит > чернозем > серая лесная почва > кварцевый песок. Как видно, для каолинита ха-

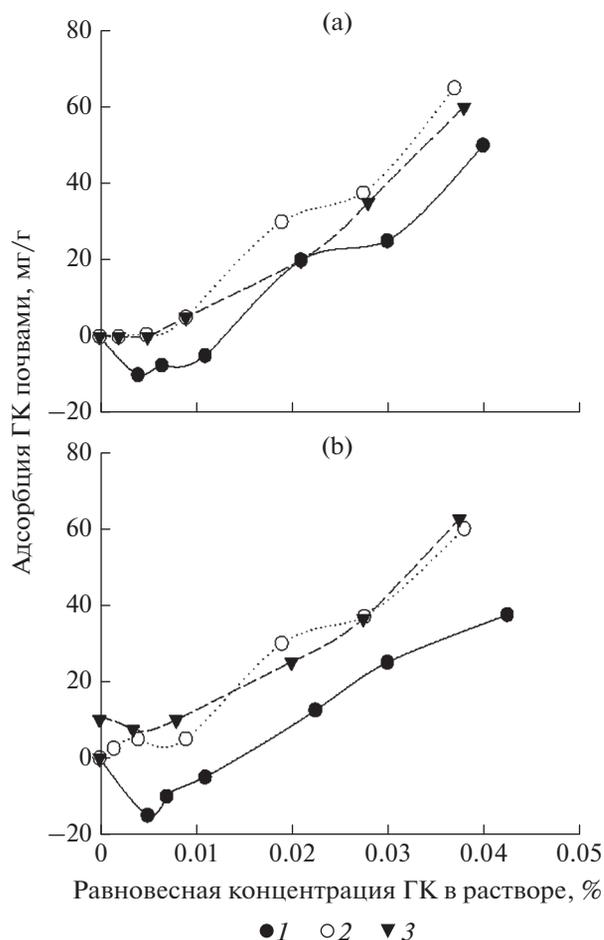


Рис. 2. Зависимость адсорбции от концентрации ГК: серой лесной почвой (а) и черноземом (б) в разные сроки выдерживания суспензии, ч: 1 – 48, 2 – 120, 3 – 168.

рактерны наибольшие значения адсорбции по сравнению с другими минералами, что обусловлено наличием положительных зарядов на его поверхности. По нашему мнению, это связано с наличием у каолинита краевых дефектов, нейтрализации отрицательного заряда на поверхности за счет карбоксильных групп ГК и появления положительного заряда, особенно в дефектных зонах.

Отрицательная адсорбция ГК кварцевым песком, палыгорскитом и монтмориллонитом менее выражена по сравнению с каолинитом. В меньшей степени отрицательная адсорбция выявлена для почв только в начальные сроки взаимодействия (рис. 2). На явление отрицательной адсорбции макромолекул на гидрофильных адсорбентах с полярными растворителями указано в литературе и ранее [7, 8, 29]. Однако объяснение этого явления носит дискуссионный характер. Поскольку в нашем случае адсорбция крупных органических молекул ГК изучалась из сильно разбавленных водных растворов, это позволяет предположить

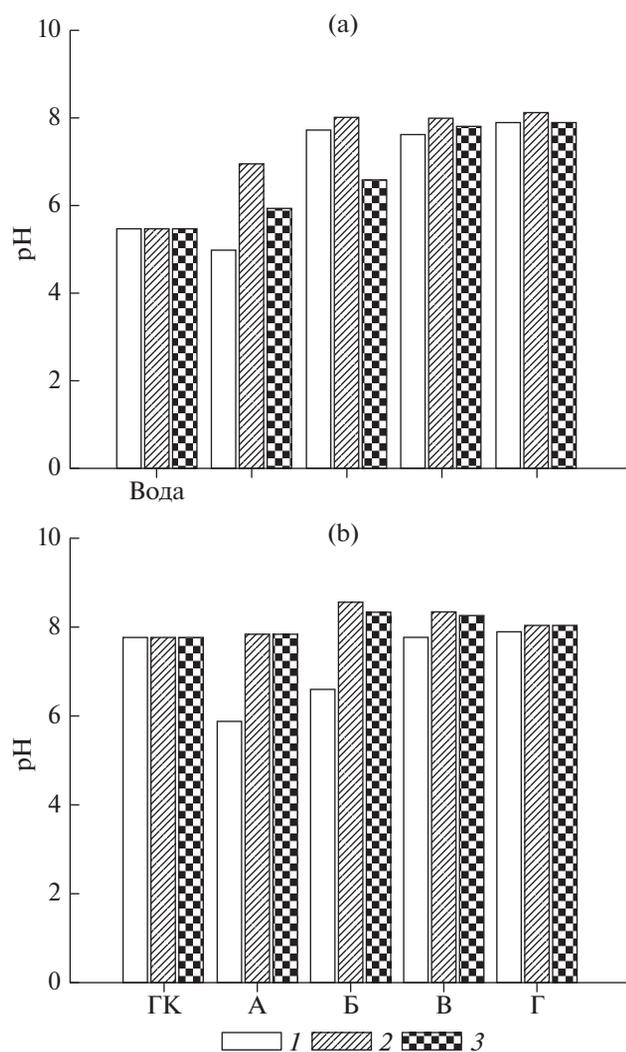


Рис. 3. Изменения pH в растворах минералов с водой (а) и ГК (б) (0.2%-ные суспензии) в зависимости от времени взаимодействия, ч: 1 – 3, 2 – 12, 3 – 72.

возможность конкурирующего влияния растворителя, то есть преимущественной адсорбции воды на поверхности дисперсной фазы адсорбента в начальные сроки взаимодействия. Также вероятным объяснением отрицательной адсорбции ГК на частицах почвы с термодинамической точки зрения является содержание и влияние нативного органического углерода в изученных почвах. Поэтому добавление малых концентраций ГК в почвенную суспензию способствует выравниванию концентраций органического вещества, и равновесие адсорбции сдвигается влево по принципу Ле-Шателье. В соответствии с принципом Ле-Шателье, если на систему, находящуюся в устойчивом равновесии, воздействовать извне, изменяя какое-либо из условий равновесия, например концентрацию органического вещества, то в системе усиливаются процессы, направленные в

сторону противодействия изменениям, то есть процессу десорбции органического вещества. Однако для минералов, у которых отсутствует органическое вещество, Пинским [7] предложено другое объяснение этого явления, а именно с точки зрения отрицательно–положительной адсорбции.

Восходящий вид кривых адсорбции (условно “изотерм адсорбции”), не достигающих насыщения даже с повышением концентрации ГК, свидетельствует о полислойной адсорбции. Такие изотермы по классификации Джэйлса [5] относятся к S-типу. На примере этих же почв в работе [29] установлено, что величины адсорбции ГК зависят не только от концентрации раствора, но и от концентрации твердой фазы: они примерно на порядок больше для разбавленной 0.2%-ной суспензии по сравнению с 1 и 2%-ной.

Зависимость характера адсорбции минералами и почвами с ГК от различных факторов подтверждаются и изменением pH растворов. Так, для самого ГК pH возрастает с повышением его концентрации от 5 до 7.5 (рис. 3, 4). Для минералов pH водных суспензий повышается от 5.5 (дистиллированная вода), 7.0 (кварцевый песок), 8.0–8.2 (каолинит, палыгорскит, монтмориллонит). Как видно, в присутствии ГК pH растворов минералов также увеличивается по сравнению с самим раствором ГК. Возрастание адсорбции в зависимости от pH системы с повышением ионной силы раствора, по-видимому, обусловлено тем, что при низких pH высокая концентрация протонов нейтрализует отрицательный заряд поверхности этих материалов, что позволяет гуминовым кислотам и каолиниту приближаться друг к другу более близко и, следовательно, увеличивать силы Ван-дер-Ваальса между веществами. Авторы считают [29–31], что связывание макромолекул, в частности ГК каолинитом, в основном, происходит за счет неспецифической адсорбции, но возможна также и специфическая адсорбция между положительно заряженными центрами каолинита и карбоксильными группами гуминовой кислоты, а также за счет гидрофобного связывания. Для почв изучение кислотно-основных свойств в равновесном растворе показало, что pH для серой лесной почвы и чернозема изменяется в зависимости от времени и концентрации ГК (рис. 4). Следовательно, в результате адсорбции ГК на поверхности почвенных минералов и почв, по-видимому, происходит образование поверхностных соединений, локализованных на определенных участках поверхности, преимущественно имеющих положительный заряд. Образование этих соединений по механизмам катионного или анионного обмена изменяет свойства поверхности и сопровождается изменением pH раствора за счет связывания протонов, и является pH-зависимым.

Влияние адсорбции ГК на пористость глинистых минералов и почв. При исследовании пористости глинистых минералов и почв методом ртутной порометрии выявлено, что адсорбция ГК на их поверхности по-разному влияет на пористость, средние радиусы, суммарную площадь поверхности и объем порового пространства как в сторону увеличения, так и в сторону уменьшения их размеров. В литературе известна классификация пористости почв для размеров пор по Брюеру [26], которую использовали в данной работе. Как видно из табл. 3, исследуемые образцы отличаются суммарным заполненным объемом массы ртути, вдавливаемом в поры, что отражается на суммарной площади поверхности пор, среднем радиусе пор, медианном радиусе пор (по объему и по площади поверхности) исходных и модифицированных гуминовой кислотой образцов.

Например, для кварцевого песка суммарная площадь стенок пор $\text{м}^2/\text{г}$ увеличивается, медианный радиус пор по объему и по площади, а также средний радиус пор для модифицированных ГК образцов уменьшаются по сравнению с исходными. В то же время для каолинита суммарная площадь стенок пор тоже увеличивается, а средний радиус пор и медианный радиус пор по объему образцов с ГК уменьшаются, а по площади увеличивается. Для монтмориллонита суммарная площадь пор увеличивается, а радиус пор по объему уменьшается от 5.065 до 3.528 мкм. Средний радиус пор агрегатов изменяется незначительно от 0.029 до 0.024 мкм, а по площади не меняется и составляет 0.004 мкм. У палыгорскита суммарная площадь стенок пор, радиус пор по объему и по площади, а также средний радиус пор с ГК мало меняются (0.036–0.035 мкм). Для чернозема суммарная площадь стенок пор с ГК уменьшается от 5.508 до 4.467 $\text{м}^2/\text{г}$, но увеличивается радиус пор по объему, по площади и средний радиус пор. Для серой лесной почвы суммарная площадь стенок пор с ГК меняется незначительно от 3.129 до 3.158 $\text{м}^2/\text{г}$. При этом увеличиваются радиусы пор с ГК по объему, немного увеличивается средний радиус пор в пределах от 0.266 до 0.291 мкм и мало меняется радиус пор по площади.

Из табл. 3 видно, что удельная плотность и плотность скелета при давлении 0.0036 МПа мало меняются. Однако при этом величина пористости и суммарный объем пор изменяются как от вида минерала и почвы, так и от добавки ГК. Например, для кварцевого песка с ГК пористость увеличивается незначительно, для каолинита, монтмориллонита и палыгорскита с ГК она уменьшается, а с почвами, наоборот, увеличивается.

При изучении дифференциального распределения пор по размерам сначала экспериментально были получены обобщенные интегральные кривые, которые начинаются с нулевого объема пор

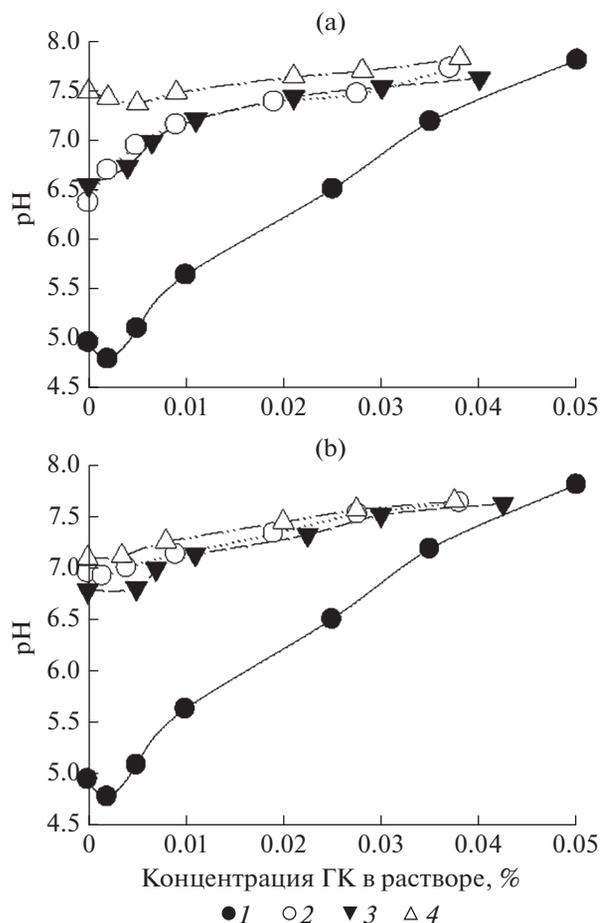


Рис. 4. Изменения pH в растворах серой лесной почвы (а) и чернозема (б) с ГК в зависимости от времени взаимодействия: 3 ч (2), 12 ч (3), 72 (4); 1 – pH исходных растворов ГК.

и возрастают по мере вхождения ртути во все более мелкие поры. Из них путем проведения графического дифференцирования интегральной кривой получены дифференциальные кривые распределения пор по размерам. При этом выявлено существенное изменение дифференциального объема пор и различное перераспределение пор по размерам. Для всех изученных образцов почв и пород установлено сосредоточение величин дифференциальных размеров пор в определенных интервалах: моно-, би- и полимодальное их распределение. На полимодальных кривых имеются пики – моды – с экстремальным значением дифференциальных величин.

Примеры:

Кварцевый песок. У исходного кварцевого песка установлено положение одного максимума дифференциального объема пор 1.10–1.06 ($\text{см}^3/\text{г}$) только в правой части распределения с радиусом пор 46.77 мкм, то есть выявлено мономодальное распределение. Следовательно, эта порода имеет

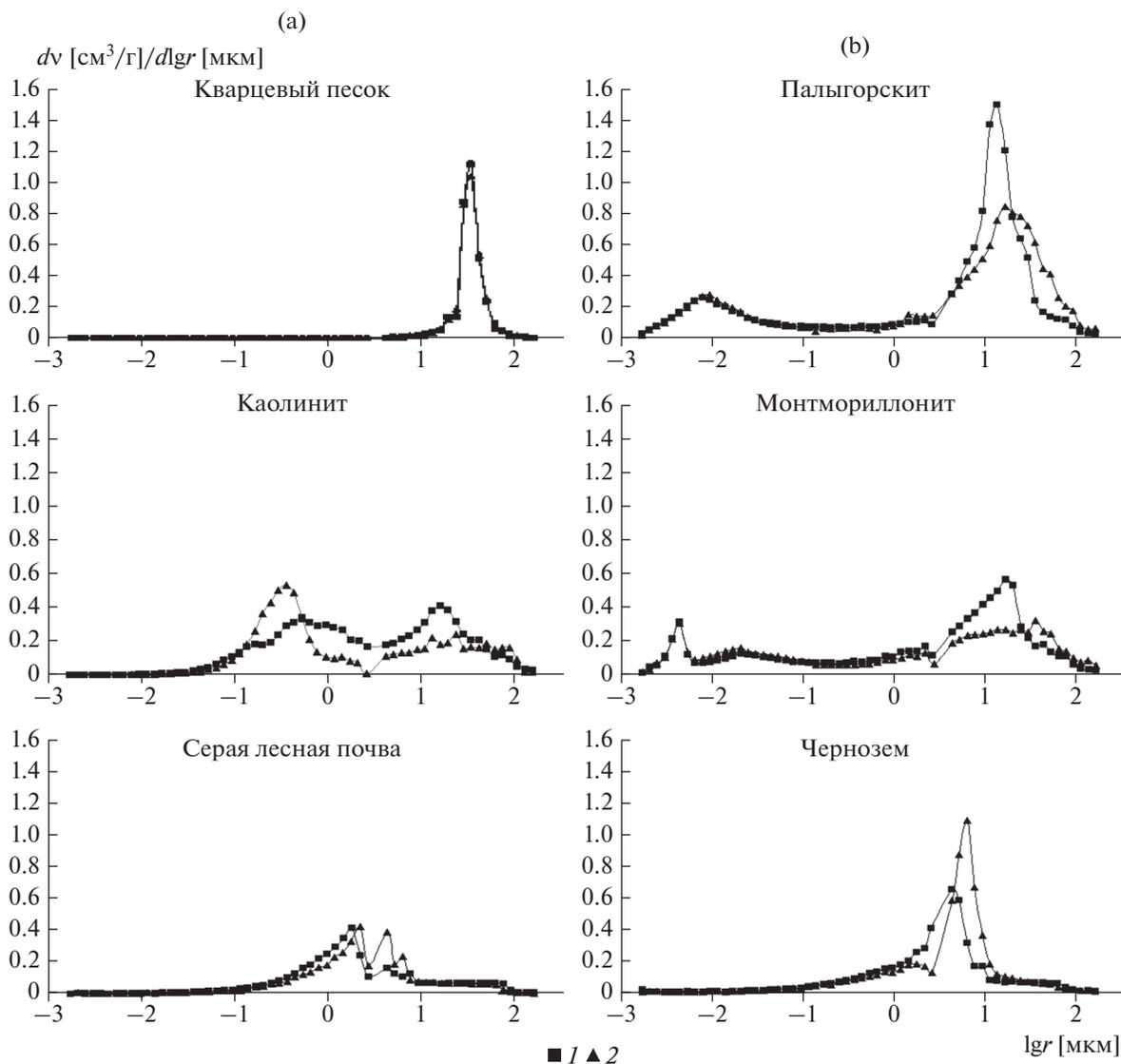


Рис. 5. Дифференциальные кривые распределения объема пор по размерам, полученные методом ртутной порометрии, для почвенных минералов и почв исходных и с адсорбированной гуминовой кислотой: 1 – исходные минералы и почвы, 2 – те же адсорбенты с адсорбированной ГК.

один размер радиуса пор, определяемый по Брюеру как мезопоры. Как видно, органическое вещество (ГК) не влияет на структуру кварцевого песка.

Каолинистая глина. У исходной каолинистой глины установлено положение максимума дифференциального объема пор как в левой (отрицательные значения логарифма радиуса пор), так и в правой (положительные значения логарифма радиуса пор) части распределения. Отмечается две моды: в левой части $0.33 \text{ см}^3/\text{г}$ и в правой части $0.40 \text{ см}^3/\text{г}$, что соответствует размерам пор 0.05 и 46.77 мкм , то есть бимодальному распределению объема пор (крипто- и мезопоры, соответственно). У каолинистой глины с ГК кри-

вая распределения дифференциального объема пор усложняется, отмечается распределение объема пор с тремя модами: в левой части распределения $0.54 \text{ см}^3/\text{г}$ и в правой части распределения 0.10 и $0.20 \text{ см}^3/\text{г}$, соответствующие размеру пор 0.02 , 2.14 и 46.77 мкм , что определяется как крипто-, ультрамикро- и мезопоры, соответственно. Следовательно, после адсорбции ГК уменьшается объем мезопор и появляются ультрамикropоры.

Монтмориллонитовая глина. У исходной монтмориллонитовой глины установлены максимумы дифференциального объема пор как в левой, так и в правой части распределения. Отмечается две моды: 0.33 и $0.60 \text{ см}^3/\text{г}$, что соответствует разме-

Таблица 3. Влияние гуминовой кислоты на пористые характеристики почвенных минералов и почв, измеренных методом ртутной порометрии

Образец	Суммарный объем пор, заполненных массой ртути, см ³ /г	Суммарная площадь поверхности пор, м ² /г	Медианный радиус пор, мкм		Средний радиус пор грегатов, мкм	Плотность, г/см ³		Пористость, %	Удельный объем пор, см ³ /г
			расчет по объему	расчет поверхности		образца в условиях вдавливания ртути при 0.0036 МПа	твердых частиц		
Кварцевый песок	0.288	0.021	34.380	31.630	27.928	1.465	2.533	42.16	0.30
Кварцевый песок–ГК	0.289	0.024	34.180	28.009	24.098	1.465	2.539	42.29	0.30
Каолинит	0.744	3.236	2.647	0.113	0.460	0.858	2.375	63.85	0.75
Каолинит–ГК	0.618	3.549	0.676	0.159	0.348	0.954	2.325	58.96	0.60
Монтмориллонит	0.788	53.536	5.065	0.004	0.029	0.800	2.160	62.97	0.80
Монтмориллонит–ГК	0.707	57.772	3.528	0.004	0.024	0.850	2.130	60.09	0.70
Пальгорскит	1.208	67.053	9.802	0.005	0.036	0.594	2.096	71.68	1.22
Пальгорскит–ГК	1.164	67.074	9.816	0.005	0.035	0.601	1.995	69.89	0.80
Чернозем	0.499	5.508	3.48	0.003	0.181	1.049	2.199	52.31	0.50
Чернозем–ГК	0.590	4.467	5.204	0.005	0.264	0.949	2.154	55.94	0.60
Серая лесная почва	0.403	3.029	1.739	0.010	0.266	1.099	1.973	44.29	0.40
Серая лесная почва–ГК	0.460	3.158	2.793	0.007	0.291	1.063	2.079	48.90	0.45

рам пор 0.19 и 67.61 мкм (крипто- и мезопоры, соответственно).

У монтмориллонитовой глины с адсорбированной ГК также установлены два максимума дифференциального объема пор. При этом выявлено уменьшение величины обоих максимумов 0.18 и 0.34 см³/г. Они соответствуют размерам пор 0.10 и 67.61 мкм, то есть бимодальному распределению объема пор (ультрамикро- и мезопоры, соответственно).

Пальгорскитовая глина. Для пальгорскитовой глины установлено два максимума дифференциального объема пор: 0.30 и 1.50 см³/г – бимодальное распределение с размерами пор 0.01 и 169.82 мкм (крипто- и макропоры. Для пальгорскита определено наибольшее значение дифференциального объема макропор. После адсорбции ГК пальгорскитовой глиной отмечается уменьшение дифференциального объема макропор до 0.87 см³/г, хотя таковой криптопор не меняется по сравнению с исходным образцом. Не меняется также и размер криптопор исходного и модифицированного образца. В результате адсорбция ГК на пальгорскитовой глине приводит к уменьшению макропор до среднего размера 147.9 мкм.

Почвы. Для исходного образца серой лесной почвы установлено 2 максимума дифференциального объема пор (0.46 и 0.19 см³/г) с модами радиусов пор >1 мкм 0.06 и 4.68 мкм (криптопоры и ультрамикропоры соответственно). Для этого образца с ГК выявлено 3 небольших узких пика дифференциального объема пор также в правой части распределения (0.44, 0.40 и 0.25 см³/г) –

тримодальное распределение. При этом размеры пор составляют 0.07, 3.16 и 4.60 мкм, соответственно – это криптопоры и 2 вида ультрамикропор. Следовательно, размеры пор при модификации указанной почвы ГК мало меняются, вместо одного появляются два размера ультрамикропор. В целом результат свидетельствует об ультрапористой структуре серой лесной почвы и невозможности крупных молекул ГК проникнуть в микропоры и изменить структуру этой почвы.

Чернозем. У исходного чернозема установлен один максимум дифференциального объема пор только в правой части распределения дифференциального объема пор (мономодальное распределение) и довольно высокое его значение 0.70 см³/г с соответствующим радиусом пор 14.79 мкм. После адсорбции ГК у этого образца отмечается два максимума дифференциального объема пор в правой части распределения 1.08 и 0.20 см³/г (бимодальное распределение) с соответствующим размером пор 18.62 и 3.72 мкм.

Таким образом установлено, что модифицирование поверхности минералов органическими веществами на примере ГК в меньшей степени влияет на общую пористость и суммарный объем пор, но сильнее – на дифференциальные величины объема пор и распределение пор по размерам (крипто-, ультрамикро-, мезо- и макропоры). При этом большее значение имеет исходный минералогический состав образцов и структура минерала. Например, для кварцевого песка с жесткой структурой это влияние незначительно, а для пальгорскита с ленточной структурой, имеющего наибольшее значение дифференциального объе-

Таблица 4. Распределение дифференциальных объемов пор агрегатов (dv [см³/г] от размера радиуса пор r , [мкм]) почвенных минералов и почв с адсорбированной гуминовой кислотой

Образец	Удельный объем пор, см ³ /г	Радиус пор (мода)	Дифференциальный объем пор (мода)	Радиус пор (мода)	Дифференциальный объем пор (мода)
		мода соответствует положению максимума левой части распределения*)		мода соответствует положению максимума правой части распределения	
Кварцевый песок	0.30	—	—	46.77	1.10
Кварцевый песок—ГК	0.30	—	—	46.77	1.06
Каолинит	0.75	0.05	0.33	46.77	0.40
Каолинит—ГК	0.60	0.02	0.53	2.14	0.10
				46.77	0.20
Монтмориллонит	0.80	0.19	0.33	67.61	0.60
Монтморил-лонит—ГК	0.70	0.10	0.18	67.61	0.34
Пальгорскит	1.22	0.01	0.30	169.82	1.50
Пальгорскит—ГК	0.80	0.01	0.30	147.90	0.87
Серая лесная почва	0.40	0.06	0.46	4.68	0.19
Серая лесная почва—ГК	0.45	0.07	0.44	3.16	0.40
				4.68	0.25
Чернозем	0.50	—	—	14.79	0.70
				18.62	1.08
Чернозем—ГК	0.60	—	—	3.72	0.20

* Мода — положение максимума кривой распределения, или наиболее часто встречающейся в популяции частиц размер.

ма пор в положительной части кривой распределения и наличием макропор, адсорбция ГК приводит к значительному уменьшению объема пор. Для монтмориллонита и каолинита адсорбция ГК, в основном, оказывает влияние на величины дифференциального объема пор, но размер пор мало меняется (крипто-, ультрамикропоры). Такое же влияние оказывает ГК на почвы — величины их дифференциального суммарного объема пор и размер радиуса пор. При использовании модифицирующей органической добавки ГК, по-видимому, немалую роль играют свойства добавки, сочетающей в структуре ароматическое ядро и периферическую часть молекулы с различными функциональными группами [7–9, 14]. Такие специфические свойства ГК определяют ее избирательное действие как к породам, не содержащим органического вещества, так и к почвам, содержащим гумус. Возможно, играют роль и стерические препятствия при адсорбции больших молекул ГК на поверхности минералов и почв различной структуры.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В экспериментах по определению пористости и распределению пор по размерам методом ртутной порометрии показано, что адсорбционная модификация поверхности каолиновой, монтмориллонитовой, пальгорскитовой глины, квар-

цевого песка, серой лесной почвы (Eutric Retisol (Loamic, Cutanic) и чернозема (Luvic Chernozem (Pachic) гуминовой кислотой незначительно влияет на общую пористость и суммарный удельный объем пор, но сильнее на дифференциальные величины объема пор и распределение пор по размерам (крипто-, ультрамикро-, мезо- и макропоры). При этом для почв отмечается меньшее воздействие ГК на их пористые характеристики. Очевидно, поликомпонентность и полидисперсность почв, присутствие органического вещества, формирующего прочную структуру высокодисперсных фракций, играют большую роль в формировании порового пространства почв. Следствием адсорбционного влияния ГК на структурно-сорбционные свойства пород и почвенных объектов является возможность прогнозирования их водно-физических свойств, что важно при направленном управлении плодородием, что будет способствовать улучшению экологического состояния окружающей среды. Полученные результаты важны также в области органо-минеральных взаимодействий и расширяют теоретические представления о начальных стадиях почвообразования, а также определяют роль образующихся поверхностных соединений в биогеохимических функциях почвы: аккумулятивной, структурообразующей и экологической.

БЛАГОДАРНОСТЬ

Авторы благодарны М. Хайносу (Институт агрофизики Польской Академии наук (Люблин)) за проведенные ртутно-порометрические измерения почв и почвенных минералов на порометре AutoPoreIV 9500 (Micromeritics).

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена в рамках государственного задания АААА-А18-118013190172-4 “Биогеохимические процессы формирования и трансформации минерального и органического вещества почв как индикаторы эволюции наземных экосистем”.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Автор заявляет, что у нее нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Артемяева З.С., Кириллова Н.П.* Пулы органического вещества почвы: состав, роль в процессах почвообразования, экологические функции // Бюл. Почв. ин-та им. В.В. Докучаева. 2017. Вып. 90. С. 73–95. <https://doi.org/10.19047/0136-1694-2017-90-73-95>
2. *Артемяева З.С., Кириллова Н.П., Данченко Н.Н., Козут Б.М., Таллер Е.Б.* Физико-химические характеристики органо-глинистых комплексов хронорядя дерново-подзолистых почв методами динамического светорассеяния и светорассеяния с анализом фаз // Почвоведение. 2020. № 4. С. 421–429. <https://doi.org/10.31857/S0032180X20040036>
3. *Брунауэр С.А.* Адсорбция газов и паров. М.: Изд-во иностр. лит., 1949. 503 с.
4. *Герке К.М., Скворцова Е.Б., Корост Д.В.* Томографический метод исследования порового пространства почв: состояние проблемы и изучение некоторых почв России // Почвоведение. 2012. № 7. С. 781–791.
5. *Джайлс Ч., Пиграм Б., Клюни Дж. и др.* Адсорбция из растворов на поверхности твердых тел / Под ред. Г. Парфит, К. Рочестер. Пер. с англ. М.: Мир, 1986. 488 с.
6. *Курочкина Г.Н., Гайдалович В.Г.* Влияние загрязнения несимметричным диметилгидразином на почвы Убсу-Нурской котловины // Агрохимия. 2010. № 5. С. 59–71.
7. *Курочкина Г.Н., Пинский Д.Л., Федотов Г.Н., Хайнос М., Соколовска С., Цесла И.* Изменение структурной организации осадков глинистых минералов и почв под воздействием полиэлектролитов // Почвоведение. 2013. № 8. С. 993–1004. <https://doi.org/10.7868/S0032180X13080054>
8. *Липатов Ю.С.* Коллоидная химия полимеров. Киев: Наукова думка, 1984.
9. *Орлов Д.С.* Гумусовые кислоты почв и общая теория гумификации. М., 1990. 263 с.
10. *Орлов Д.С.* Химия почв. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1985. 375 с.
11. *Орлов Д.С., Горшкова Е.И., Салпагарова И.А.* Практикум и семинары по химии почв. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2001. 42 с.
12. *Орлов Д.С., Чуков С.Н.* Вторая Всероссийская конференция “Гуминовые вещества в биосфере” О методических аспектах изучения структуры и функций гуминовых веществ // Почвоведение. 2003. № 8. С. 1019–1022.
13. *Панина С., Шеин Е.* Математические модели влагопереноса в почве: значение экспериментального обеспечения и верхних граничных условий // Вестник Моск. ун-та. Сер. 17, почвоведение. 2014. № 3. С. 45–50.
14. *Попов А.И.* Гуминовые вещества: свойства, строение, образование. СПб.: Изд-во СПбГУ, 2004. 248 с.
15. *Скворцова Е.Б.* Микроморфометрия порового пространства почвы и диагностика почвенной структуры // Почвоведение. 1994. № 11. С. 42–49.9.
16. *Тарасевич Ю.И., Овчаренко Ф.Д.* Адсорбция на глинистых минералах. Киев: Наукова думка, 1975. 351 с.
17. *Чуков С.Н.* Структурно-функциональные параметры органического вещества почв. СПб.: Изд-во СПбГУ, 2001. 216 с.
18. *Шеин Е.В.* Гранулометрический состав почв: проблемы исследования, интерпретации результатов и классификаций // Почвоведение. 2009. № 3. С. 309–317.
19. *Шеин Е.В.* Курс физики почв. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2005. 432 с.
20. *Шеин Е.В., Милановский Е.Ю.* Роль и значение органического вещества в образовании и устойчивости почвенных агрегатов // Почвоведение. 2003. № 1. С. 53–61.
21. *Шеин Е.В., Милановский Е.Ю., Хайдапова Д.Д., Быкова Г.С., Юдина А.А., Честнова В.В., Фомин Д.С., Ключева В.В.* Современные приборные методы исследования гранулометрического состава, реологических характеристик и свойств поверхности твердой фазы почв // Вестник Оренбург. гос. ун-та 2015. № 6(181). С. 151–155.
22. *Шеин Е.В., Скворцова Е.Б., Дембовецкий А.В., Абрисимов К.Н., Ильин Л.И., Шнырев Н.А.* Распределение пор по размерам в суглинистых почвах: сравнение микротомографического и капилляриметрического методов определения // Почвоведение. 2016. № 3. С. 344–354. <https://doi.org/10.7868/S0032180X16030096>
23. *Якименко О.С., Терехова В.А., Пукальчик М.А., Горленко М.В., Попов А.И.* Сравнение двух интегральных биотических индексов при оценке эффектов гуминовых препаратов в модельном эксперименте // Почвоведение. 2019. № 7. С. 781–792. <https://doi.org/10.1134/S0032180X19070153>
24. *Alekseev A., Alekseeva T., Kalinin P., Hajnos M.* Soils response to the land use and soil climatic gradients at ecosystem scale: Mineralogical and geochemical data // Soil Tillage Res. 2018. V. 180. P. 38–47. <https://doi.org/10.1016/j.still.2018.02.008>
25. *Artemyeva Z., Zigova A., Kirillova N., Štátný M., Holubík O., Podražský V.* Evaluation of aggregate stability of Haplic Stagnosols using dynamic light scat-tiring, phase

- 80 analysis light scattering and color coordinates // Archives Agronomy Soil Sci. 2017. V. 63. P. 1–14.
26. Brewer R. Fabric and mineral analysis of soils. N.Y.: Wiley and Sons., 1964. 470 p.
27. Chenu C., Plante A.F. Clay-sized organo-mineral complexes in a cultivation chronosequence: Revisiting the concept of the “organo-mineral complex” // Eur. J. Soil Sci. 2006. V. 57. P. 596–607.
28. Hajnos M., Lipiec J., Świeboda R., Sokołowska Z., Witkowska-Walczak B. Complete characterization of pore size distribution of tilled and orchard soil using water retention curve, mercury porosimetry, nitrogen adsorption, and water desorption methods // Geoderma. 2006. V. 135. P. 307–314.
29. Kurochkina G.N. The Effect of Humic Acid Adsorption on the Coagulation Stability of Soil Suspensions // Eurasian Soil Science. 2020. V. 53(1). P. 62–72. <https://doi.org/10.1134/S106422932001010X>
30. Murphy E.M., Zachara J.M., Smith S.C., Phillips J.L., Wietsma T.W. Interaction of hydrophobic organic compounds with mineral-bound humic substances // Environmental Science and Technology. V. 28. 1994. P. 1291–1299.
31. Zbik M., Smart R.St.C. Nanomorphology of kaolinites: comparative SEM and AFM studies // Clays Clay Minerals. 1998. V. 46. № 2. P. 153–160.
32. Zetasizer Nano Series. (User Manual). Nano 317. № 1.1. Feb. 2004. P. 2–5.

Study of Porosity of Soils and Soil Minerals, Adsorption-Modified by Humic Acid, Mercury Porometry Method

G. N. Kurochkina*

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

**e-mail: colloid41@rambler.ru*

In experiments to determine porosity and pore size distribution by mercury porometry, it was shown that adsorption modification of the surface of kaolinite, montmorillonite, palygorskite, quartz sand, gray forest soil (Eutric Retisol (Loamic, Cutanic, Ochric), as well as black and earth (Luvic Chernozem (Loamic, Pachic)), humic acid (HA) has little effect on total porosity and total pore volume, but more strongly on diffusional pore volume values and pore size distribution (cripto-, ultramicro-, meso- and macropores). At the same time, for soils, greater stability of the structure was revealed when exposed to humic acid and a significantly more homogeneous distribution of the differential total pore volume. The effect of the adsorption effect of the HA on the structural-sorption properties of minerals and soil objects is the possibility of predicting their water-physical properties, which is important in directed fertility management.

Keywords: clay mineral, gray forest soil (Eutric Retisol (Loamic, Cutanic, Ochric)), chernozem (Luvic Chernozems (Pachic)), humic acid, adsorption, porosity, pore volume, mercury porometry

УДК 631.41

ИЗУЧЕНИЕ НЕКОТОРЫХ СВОЙСТВ И АКТИВНОСТИ КАТАЛАЗЫ АГРОТЕМНОГУМУСОВЫХ ПОДБЕЛОВ ПРИ РАЗЛИЧНЫХ ВИДАХ АГРОТЕХНИЧЕСКОГО ВОЗДЕЙСТВИЯ

© 2022 г. Л. Н. Пуртова^а, Я. О. Тимофеева^{а, *}

^аФедеральный научный центр Биоразнообразия наземной биоты Восточной Азии ДВО РАН,
пр-т 100 лет Владивостока, 159, Владивосток, 690022 Россия

*e-mail: timofeeva@biosoil.ru

Поступила в редакцию 24.03.2022 г.

После доработки 05.05.2022 г.

Принята к публикации 06.05.2022 г.

Изучено влияние различных видов агротехнического воздействия на внутрипрофильное изменение свойств и активности каталазы агротемногумусовых подбелов с выраженным процессом образования ортштейнов. Наиболее близкими по свойствам и морфологии к почвам природных ландшафтов были почвы залежи, которые характеризовались слабокислой реакцией среды, наибольшими значениями активности каталазы и содержания гумуса в верхней части профиля. В почвах фитомелиоративного варианта опыта поступление легкоразлагаемых растительных остатков в совокупности с менее кислой реакцией среды способствовало активизации активности каталазы. Высокий уровень проявления активности каталазы установлен в горизонтах с максимальным содержанием ортштейнов. Почвы варианта опыта с длительным внесением органических удобрений характеризовались увеличением запасов гумуса в метровом слое и наименьшим обогащением каталазой. Внесение минеральных удобрений сопровождалось уменьшением содержания гумуса, однако резкого изменения активности каталазы не вызвало. Предложен расчет коэффициента запасов каталазы, более объективно отражающий уровень активности каталазы исследованных почв.

Ключевые слова: гумус, удобрения, мелиорация, внутрипрофильное изменение свойств, железо-марганцевые ортштейны

DOI: 10.31857/S0032180X22100136

ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время при изучении природных и антропогенно-нарушенных экосистем большое внимание уделяется оценке биологической активности почв. Среди биологических параметров наиболее широко используется ферментативная активность, отражающая процессы трансформации в почвах углерода, фосфора, серы и протекание окислительно-восстановительных процессов [40, 43, 45, 47, 48]. Одним из ферментов, участвующих в данных процессах, является каталаза или гидропероксидаза II, разлагающая H_2O_2 и защищающая все типы организмов от активных форм кислорода [21, 41]. Каталаза относится к классу оксидоредуктаз, которые катализируют окислительно-восстановительные реакции и играют ключевую роль в биохимических процессах, как в клетках живых организмов, так и в почве. Активность каталазы в почве, как и большинства ферментов, связана с физико-химическими свойствами почв [15, 17, 18, 25, 29].

Вопросам исследования активности каталазы почв различных регионов, методам ее определения и оценки посвящено много публикаций [2, 7–9, 13, 15, 16, 20, 24, 30]. Однако количество работ по изучению внутрипрофильного изменения активности каталазы с учетом морфологических особенностей строения почв ограничено [24, 30, 31, 33, 39]. При этом сведения о вертикальном изменении активности каталазы почв необходимы для оценки интенсивности протекания биодинамических и биохимических процессов в почвах различного генезиса. На основе результатов исследований активности каталазы почв дальневосточного региона установлен средний и низкий уровень обогащения каталазой поверхностных горизонтов почв [4, 33, 34, 42]. Расширенное исследование ферментативной активности позволило установить наличие в почвенных минеральных горизонтах многочисленных центров, обогащенных каталазой [33]. Такие центры представлены почвенными новообразованиями – железо-марганцевыми ортштейнами (ЖМО), формирующи-

мися, преимущественно, в почвах с контрастным окислительно-восстановительным режимом. Наличие благоприятных для образования ЖМО условий способствует их активному формированию в почвах юга Дальнего Востока [35, 38, 49, 50]. Содержание ЖМО в отдельных горизонтах почв региона достигает 33% от веса почвенной массы [33]. Обилие ЖМО в почвах в значительной степени определяет проявление активности каталазы почв в целом и, как следствие, оказывает влияние на общий ход протекания процессов гумусообразования.

Каталаза играет важную роль в процессах синтеза и превращения веществ, определяет направленность преобразования поступающих в почву органических веществ, что делает важным исследование активности каталазы почв агроландшафтов. Изучение внутрипрофильного изменения активности каталазы и оценка запасов каталазы с учетом специфики почвообразовательных процессов необходимо для объективной характеристики уровня почвенного плодородия и оптимизации гумусного и экологического состояния пахотных почв. Исследованию активности каталазы в почвах с ярко выраженным проявлением процесса образования ортштейнов и влияния различных приемов агротехнической обработки на ферментативную активность почв не уделялось должного внимания. Для почв, сформированных на территории юга Дальнего Востока, подобные работы эпизодичны и не отражают специфику ферментативной активности почв.

Цель работы – изучение влияния различных видов агротехнического воздействия на внутрипрофильное изменение активности каталазы и свойств почв, разработка показателя оценки ферментативной активности почв с выраженным процессом образования ортштейнов.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Исследуемые почвы приурочены к Приморской юго-западной гидротермической провинции, для которой характерны высокие среднегодовые показатели выпадения осадков (до 800 мм), радиационного баланса (52.2 ккал/см² в год) и затрат энергии на почвообразование (44.9 ккал/см² в год) [32, 36]. Неравномерное выпадение осадков в течение года вызывает сильное переувлажнение почв летом и иссушение в осенне-зимний период, создавая контрастные окислительно-восстановительные условия [19].

Исследовали агротемногумусовые подбелы с различной степенью проявления процесса оглеения, сформированные в районе речной депрессии на равнинных участках долины р. Раковка Уссурийского района Приморского края. Отбор образцов производился в первой декаде сентября

2021 г. Средняя температура воздуха днем в период отбора образцов составляла 25.2°C. Период отбора образцов характеризовался ясной погодой с переменной облачностью. Названия почв приведены согласно классификации и диагностике почв России [14]. Почвенные разрезы закладывали на территории стационара ФНЦ агроботехнологий Дальнего Востока им. А.К. Чайки на делянках длительных полевых опытов. Образцы отобрали из почв: 1) выведенных из сельскохозяйственного оборота в залежь 85 лет назад (43°85'90" N, 131°94'39" E); 2) используемых в течение 15-летнего периода в фитомелиоративном опыте с посевом костреца безостого (*Bromus inermis*) (43°51'40" N, 131°57'32" E); 3) на протяжении 80 лет испытывающих воздействие минеральных удобрений, вносимых в форме суперфосфата, хлористого калия и аммиачной селитры (43°85'88" N, 131°94'89" E); 4) в течение 62 лет удобряемых полуперепревшим навозом крупного рогатого скота (43°85'86" N, 131°94'85" E). Морфологическое описание агротемногумусовых подбелов, отражающее признаки, характерные для почвенных горизонтов всех исследованных вариантов опыта, представлено в табл. 1.

Особенностью почв залежи и используемых в фитомелиоративном опыте является наличие переходного между гумусово-аккумулятивным (PU) и элювиальным горизонтами (ELnn) горизонта PU–ELnn и второго текстурного горизонта VT/VTg. Переходный горизонт по сравнению с вышележащим слоем характеризовался более светлой окраской и наличием визуально идентифицируемых ЖМО на стенке разреза в объеме горизонта. Выделение самостоятельного переходного горизонта обусловлено наличием отличных от выше- и нижележащих горизонтов физико-химических, химических и ферментативных свойств (табл. 2). Возможно, наличие переходного горизонта свидетельствует о переходе почвенной системы в исходное квазиравновесное состояние. Второй плотный текстурный горизонт VT/VTg мощностью от 30 до 40 см бурого цвета с многочисленными крупными пятнами охристого цвета характеризовался тяжелосуглинистым и глинистым гранулометрическим составом, комковато-призматической структурой, наличием единичных мелких примазок темно бурого цвета на стенке и единичных мягких ЖМО. При проявлении процесса оглеения основной цвет горизонта приобретал заметный охристый оттенок, появлялись крупные пятна сизого цвета с размытыми краями. В текстурных горизонтах профиля почв фитомелиоративного опыта устойчивые морфологические признаки оглеения в виде многочисленных контрастных пятен, преимущественно охристого и белесого цвета, идентифицировались с глубины 49 см и распространялись вглубь почвенного профиля. Это позволило отне-

Таблица 1. Морфологическая характеристика репрезентативных почвенных горизонтов

Горизонт	Мощность, см	Основной цвет по шкале Манселла	Окраска, гранулометрический состав, структура, сложение, новообразования	Переход в нижележащий горизонт, граница
PU	11–30	От темно-серого (5YR 4/1) до темно-буровато-серого (5YR 4/2)	Однородной окраски, легкий и средний суглинок, комковатой и мелко-ореховатой структуры, уплотнен	Переход постепенный, граница волнистая
ELnn/ELnn,g	13–22	От светло-серого (10YR 7/1) до светло-буровато-серого (10YR 6/2)	С отдельными (при проявлении процесса оглеения многочисленными) мелкими контрастными пятнами бурого и охристого цветов, легкий и средний суглинок, структура от ореховатой до призматической со слабо выраженной слоистостью, плотный, содержит плотные Fe–Mn ортштейны	Переход ясный, граница языковатая
BTnn/BTnn,g	34–56	От темно-бурого (7.5YR 3/4) до серовато-бурого (10YR 5/2)	С мелкими контрастными пятнами охристого цвета (при проявлении процесса оглеения количество пятен увеличивается), тяжелый суглинок, призматической структуры, плотный, содержит плотные и мягкие Fe–Mn ортштейны	Переход постепенный, граница волнистая

сти агротемногумусовый подбел фитомелиоративного варианта опыта к подтипу глееватый. В почвах, используемых в опытах с длительным применением минеральных и органических удобрений, признаки оглеения идентифицировались в элювиальных горизонтах на глубине 27–28 см и усиливались с продвижением вглубь почвенного профиля, на глубине 80–90 см переходя в мраморовидный, бесструктурный, глинистый, плотный, влажный глеевый горизонт G. Почвы таких вариантов опыта относили к агротемногумусовым подбелам глеевым типичным. Почвы залежного варианта опыта – к агротемногумусовым подбелам типичным. Верхняя часть (0–4 см) горизонта PU почв залежи характеризовалась наличием плотной дернины. Для исключения искажения результатов исследования по содержанию гумуса и ферментативной активности данный слой отделяли и не использовали в аналитической работе.

ЖМО отбирали по почвенным генетическим горизонтам методом мокрого просеивания с учетом массы и объема почвенного монолита, отобранного для выделения ортштейнов [33, 50].

При исследовании свойств почв использовали общепринятые в почвоведении методы. Кислотность (pH_{H_2O} , pH_{KCl}) определяли потенциометрически на pH-метре S220-Kit (Mettler Toledo, Швейцария) согласно рекомендациям ГОСТ 26423-85 и 26483-85 [5, 6]. Плотность сложения почв исследовали весовым методом [1]. Содержание оксидов макроэлементов в почвенных образцах определяли методом энергодисперсионной рент-

генфлуоресцентной спектроскопии на анализаторе EDX 800HS-P (Shimadzu, Япония), оснащенным родиевым катодом, в формате количественного анализа, в вакуумной среде с использованием государственных стандартных образцов сравнения (ГСО 901-76, 902-76, 903-76, 2498-83, 2499-83, 2500-83, 2507-83, 2509-83) согласно М-02-0604-2007 [22]. Параметры измерения: напряжение – 50 кВ, сила тока – 100 мА, время определения – 300 с, “мертвое” время – 20%, размер коллиматора – 10 мм. Содержание $C_{общ}$ определяли по методу Тюрина [28]. Активность каталазы почв (K_a) оценивали газометрически [21]. Согласно данной методике, при определении активности каталазы контрольные образцы почв стерилизовали сухим жаром при температуре 180°C. Определение каждого показателя выполняли в трехкратной аналитической повторности.

В работе использовали современное научное оборудование Центра коллективного пользования “Биотехнология и генетическая инженерия” на базе ФНЦ биоразнообразия ДВО РАН.

Оценку содержания и запасов гумуса проводили в соответствии с рекомендациями Орлова с соавт. [27]. Запасы каталазы по профилю почв рассчитывали с учетом плотности сложения и мощности исследуемого горизонта по методике, предложенной Звягинцевым [12].

Коэффициент запасов каталазы рассчитывался соотношением:

$K3П = \text{Запасы } K_a \text{ в горизонте ELnn(ELnn,g)} / \Sigma \text{ запасов } K_a \text{ по профилю почв} \times 100\%$.

Таблица 2. Содержание ортштейнов и свойства почв, среднее арифметическое значение \pm значение среднеквадратического отклонения

Горизонт	Глубина, см	Ортштейны, % от веса почвы	Плотность сложения, г/см ³	pH _{H₂O}	pH _{KCl}	Fe ₂ O ₃ , %	MnO, %
Агротемногумусовый подбел типичный (залежь)							
PU	4–11	16.83 \pm 0.71	0.99 \pm 0.03	5.86 \pm 0.12	5.08 \pm 0.10	4.00 \pm 0.17	0.085 \pm 0.004
PU–ELnn	11–35	27.52 \pm 1.08	0.95 \pm 0.04	6.13 \pm 0.13	5.10 \pm 0.11	3.91 \pm 0.14	0.097 \pm 0.005
ELnn	35–55	34.40 \pm 1.39	1.10 \pm 0.05	6.20 \pm 0.11	4.72 \pm 0.07	3.62 \pm 0.16	0.044 \pm 0.002
BTnn	55–111	6.08 \pm 0.28	1.19 \pm 0.05	6.16 \pm 0.11	4.46 \pm 0.08	7.93 \pm 0.34	0.048 \pm 0.001
BT	111–153	2.96 \pm 0.10	1.20 \pm 0.06	6.62 \pm 0.14	4.65 \pm 0.09	6.77 \pm 0.27	0.074 \pm 0.003
C	153–192	–*	–	7.02 \pm 0.15	4.80 \pm 0.09	7.04 \pm 0.32	0.133 \pm 0.006
Агротемногумусовый подбел глееватый (фитомелиоративный опыт)							
PU	0–11	12.30 \pm 0.59	0.90 \pm 0.04	7.14 \pm 0.16	6.27 \pm 0.15	3.67 \pm 0.12	0.119 \pm 0.006
PU–ELnn	11–27	17.82 \pm 0.86	1.05 \pm 0.05	7.81 \pm 0.22	6.80 \pm 0.18	3.55 \pm 0.11	0.117 \pm 0.006
ELnn	27–49	21.83 \pm 1.03	1.12 \pm 0.06	7.97 \pm 0.23	6.79 \pm 0.18	3.90 \pm 0.13	0.223 \pm 0.011
BTnn,g	49–83	5.49 \pm 0.23	1.14 \pm 0.06	8.02 \pm 0.27	6.04 \pm 0.11	7.30 \pm 0.29	0.185 \pm 0.006
BTg	83–112	1.85 \pm 0.09	1.16 \pm 0.05	7.94 \pm 0.26	5.87 \pm 0.12	10.29 \pm 0.47	0.083 \pm 0.003
Cg	112–122	–	–	7.68 \pm 0.20	5.38 \pm 0.09	10.83 \pm 0.38	0.124 \pm 0.007
Агротемногумусовый подбел глеевый типичный (опыт с внесением органических удобрений)							
PU	0–27	6.83 \pm 0.24	0.88 \pm 0.03	5.79 \pm 0.12	4.66 \pm 0.08	3.60 \pm 0.13	0.050 \pm 0.002
ELnn,g	27–42	9.09 \pm 0.41	1.18 \pm 0.05	5.62 \pm 0.10	4.71 \pm 0.08	3.82 \pm 0.14	0.044 \pm 0.001
BTnn,g	42–91	3.27 \pm 0.13	0.95 \pm 0.05	5.94 \pm 0.11	4.51 \pm 0.06	7.43 \pm 0.30	0.029 \pm 0.001
G	91–132	0.84 \pm 0.03	1.10 \pm 0.05	6.28 \pm 0.13	4.42 \pm 0.05	6.29 \pm 0.25	0.037 \pm 0.001
CG	132–170	–	1.20 \pm 0.06	6.94 \pm 0.15	4.72 \pm 0.07	6.30 \pm 0.26	0.043 \pm 0.002
Агротемногумусовый подбел глеевый типичный (опыт с внесением минеральных удобрений)							
PU	0–30	16.54 \pm 0.70	1.05 \pm 0.03	6.16 \pm 0.08	5.34 \pm 0.07	3.74 \pm 0.11	0.054 \pm 0.002
ELnn,g	30–46	17.82 \pm 0.88	1.36 \pm 0.05	6.60 \pm 0.11	5.18 \pm 0.09	3.98 \pm 0.15	0.030 \pm 0.001
BTnn,g	46–83	4.17 \pm 0.017	1.26 \pm 0.04	6.32 \pm 0.10	4.81 \pm 0.07	5.83 \pm 0.18	0.018 \pm 0.001
G	83–119	–	1.52 \pm 0.05	6.39 \pm 0.12	4.67 \pm 0.06	7.13 \pm 0.34	0.029 \pm 0.001

*Горизонт содержит слабоокристаллизованные ортштейны, разрушающиеся при выделении из почвенного мелкозема.

Математическую обработку данных проводили с применением программ Statistica и Microsoft Excel 2007. Уровень значимости полученных результатов (*P*) не превышал 0.05.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Новообразования исследованных почв представлены бурными крупными и мелкими ортштейнами и примазками. По классификации конкреционных новообразований ортштейны относятся к роду круглых или эллипсоидных гладких конкреций почв [11]. Основным отличием ортштейнов от конкреций является отсутствие системности во внутренней зональности новообразований [46]. В почвах региона образование ЖМО определяется тяжелым гранулометрическим составом, при котором смена восстановительных условий на окислительные имеет большую временную

протяженность по сравнению с почвами легкого гранулометрического состава [33, 49, 50]. Содержание ЖМО в исследованных почвах варьирует от 0.84 до 34.40% от веса почвы, а размер от 1 до 13 мм (табл. 2). Основной объем ортштейнов (75%) представлен фракцией 3–6 мм. Количественное распределение ЖМО по профилю почв всех вариантов опыта характеризуется увеличением содержания от горизонта PU к горизонту ELnn/ELnn,g с последующим резким уменьшением количества ЖМО и увеличением количества визуально идентифицируемых примазок в нижележащих горизонтах. Подобная специфика вертикального распределения ортштейнов обусловлена более контрастной сменой окислительно-восстановительных условий в верхней части почвенного профиля и повышением роли гидроморфизма в нижележащих горизонтах [19, 38, 49]. Наиболее активно процесс образования ортштейнов проте-

кает в агротемногумусовом подбеле типичном, выведенном в залежь. Вероятно, это связано как с отсутствием проявления процесса оглеения, препятствующего кристаллизации соединений Fe и Mn, так и с отсутствием поверхностной обработки почвы, способствующей разрушению почвенных новообразований.

Несмотря на близкое территориальное нахождение исследованных почв, спецификация длительных агротехнических приемов возделывания отразилась на величине pH. Согласно региональной шкале оценки кислотности почв [26], почвы залежного варианта опыта характеризуются слабокислой реакцией среды почвенного раствора (pH_{H_2O}) в верхней и средней частях профиля с последующим увеличением значений pH до уровня, близкого к нейтральному в нижнем текстурном горизонте (BT) и нейтральному в горизонте C. Величина обменной кислотности (pH_{KCl}) в верхней части почвенного профиля (горизонты PU, PU—Elnn) соответствует нижнему уровню пороговых значений среднекислой и с глубиной уменьшается до кислой и сильнокислой. Схожая тенденция вертикального изменения величины pH отмечена в почвах, подверженных длительному внесению минеральных и органических удобрений. В целом, кислотность таких почв соответствует слабокислому диапазону. Однако использование удобрений внесло некоторые коррективы в значение pH_{H_2O} . В верхней и средней частях профиля уровень pH_{H_2O} на 1.5–4.8% больше значений почв залежного варианта опыта. Почвы фитомелиоративного опыта характеризуются нейтральной реакцией среды почвенного раствора в пахотном горизонте (PU) и изменением величины pH_{H_2O} до слабощелочных значений вглубь почвенного профиля. Значения обменной кислотности в верхней и средней частях профиля соответствуют показателю: близкая к нейтральной. В нижней части профиля отмечается изменение величины pH_{KCl} до слабокислого уровня. Особенности характеристики кислотности почв фитомелиоративного варианта опыта, вероятно, связаны с известкованием, проведенным до начала ведения полевого опыта с посевом трав.

При проведении настоящих исследований определение содержания в почвах Fe_2O_3 и MnO было обусловлено активным участием элементов в образовании ортштейнов. Валовое содержание Fe_2O_3 и MnO варьировало от 3.55 до 10.83% и от 0.018 до 0.223% соответственно. В гумусово-аккумулятивных и элювиальных горизонтах содержание Fe_2O_3 находилось на уровне 3.5–4.0%. В текстурных, глеевых и переходных к материнской породе горизонтах данный показатель увеличивался в 1.5–3 раза. Увеличение содержания Fe_2O_3 в средней и нижней частях профиля указывает на

литогенное происхождение соединений железа в почвенном мелкоземе и частичный их вынос из верхних почвенных горизонтов. В почвах залежного варианта опыта и опыта с внесением органических удобрений максимальное содержание Fe_2O_3 отмечено в текстурных горизонтах, что может быть связано с накоплением Fe-содержащих соединений, мигрирующих из вышележащих элювиальных горизонтов. Характер вертикального распределения MnO в исследованных почвах различался. В почвах, длительное время испытывающих воздействие минеральных и органических удобрений, максимальный уровень содержания MnO приурочен к верхнему горизонту профиля. В почвах залежи увеличение содержания MnO отмечено в верхней и нижней частях профиля. В почвах фитомелиоративного опыта пик содержания MnO приходится на среднюю часть профиля.

Исследованные почвы характеризуются типичными для региона величинами плотности сложения пахотных и элювиально-глеевых горизонтов.

Почвы всех вариантов опыта относятся к малогумусированным. Содержание гумуса в почвах разных вариантов опыта существенно различалось (табл. 3). Согласно оценочным показателям гумусного состояния почв [27], содержание гумуса в верхнем горизонте профиля всех исследованных почв соответствовало характеристике: ниже средних значений и низкое. С глубиной содержание гумуса уменьшалось, в трех вариантах опыта прослеживалось незначительное увеличение показателя в текстурных и глеевых горизонтах. Содержание гумуса в средней и нижней частях профиля почв не превышало уровня малых и очень малых значений.

В почвах залежи содержание гумуса в верхней части профиля варьировало от 4.14 до 5.48%. Характер внутривертикального распределения гумуса — резко убывающий. Запасы гумуса в слое 0–20 см и в метровой толще соответствовали низким значениям. Наибольшее обогащение почв каталазой идентифицировано в горизонте PU, с глубиной оно уменьшалось до уровня бедной (горизонт Elnn) и очень бедной (горизонт BTnn). Увеличение K_a отмечено в текстурном горизонте BT на глубине 111 см, что может быть связано с высокой каталитической активностью почвенных ортштейнов, формирующихся в нижней части профиля подбелов [33]. В целом, почвы залежного варианта опыта по рассматриваемым показателям близки к уровню зональных типов почв природных ландшафтов региона.

Несмотря на 15-летнее поступление легкоразлагаемых органических остатков, почвы фитомелиоративного опыта характеризовались пониженным содержанием гумуса по сравнению с залежным вариантом. Запасы гумуса в 20 см слое и

Таблица 3. Содержание и запасы гумуса, активность каталазы (K_a) и запасы каталазы в почвах, среднее арифметическое значение \pm значение средне-квadraticкого отклонения

Горизонт	Глубина, см	Гумус, %	Запасы гумуса в слое, т/га		K_a , см ³ O ₂ /(г мин)	Запасы K_a , см ³ O ₂ /(г мин)	Среднее по профилю значение, см ³ O ₂ /(г мин)	
			20 см	1 м			K_a	запасы K_a
Агротемногумусовый подбел типичный (залежь)								
PU	4–11	5.48 ± 0.13			5.61 ± 0.14	38.77 ± 1.45		
PU–ELnn	11–35	4.14 ± 0.09			4.07 ± 0.10	93.52 ± 2.77		
ELnn	35–55	0.10 ± 0.004	73.43 ± 2.66	145.79 ± 5.60	1.09 ± 0.02	24.16 ± 1.13	2.72 ± 0.10	62.39 ± 2.57
BTnn	55–111	0.21 ± 0.005			0.86 ± 0.02	59.85 ± 2.05		
BT	111–153	0.01 ± 0.001			1.85 ± 0.04	95.56 ± 3.34		
Агротемногумусовый подбел глееватый (фитомелиоративный опыт)								
PU	0–11	3.52 ± 0.07			2.07 ± 0.08	19.85 ± 0.83		
PU–ELnn	11–27	2.69 ± 0.05			2.54 ± 0.11	41.59 ± 1.76		
ELnn	27–49	1.45 ± 0.03	60.23 ± 1.67	116.31 ± 4.29	9.75 ± 0.37	299.41 ± 8.90	4.86 ± 0.16	140.87 ± 5.50
BTnn,g	49–83	0.01 ± 0.001			8.78 ± 0.25	310.03 ± 12.99		
BTg	83–112	0.01 ± 0.001			1.91 ± 0.04	41.86 ± 1.51		
Агротемногумусовый подбел глеевый типичный (опыт с внесением органических удобрений)								
PU	0–27	3.83 ± 0.12			1.15 ± 0.03	26.06 ± 1.09		
ELnn,g	27–42	3.72 ± 0.08			0.69 ± 0.01	12.43 ± 0.38		
BTnn,g	42–91	0.41 ± 0.02	67.37 ± 2.15	183.84 ± 7.30	0.43 ± 0.01	18.57 ± 0.59	0.52 ± 0.02	15.05 ± 0.49
G	91–132	1.03 ± 0.04			0.26 ± 0.004	13.48 ± 0.45		
CG	132–170	0.93 ± 0.04			0.12 ± 0.003	4.62 ± 0.10		
Агротемногумусовый подбел глеевый типичный (опыт с внесением минеральных удобрений)								
PU	0–30	1.20 ± 0.03			2.05 ± 0.06	63.04 ± 1.99		
ELnn,g	30–46	0.93 ± 0.03	25.16 ± 0.74	118.13 ± 3.96	0.68 ± 0.02	15.20 ± 0.57	0.92 ± 0.04	30.76 ± 1.25
BTnn,g	46–83	1.55 ± 0.04			0.51 ± 0.01	23.35 ± 0.81		
G	83–119	0.72 ± 0.02			0.49 ± 0.01	21.63 ± 0.77		

метровой почвенной толще также уменьшались по сравнению с почвами залежи на 18 и 20% соответственно. Это можно объяснить активизацией деятельности микробных сообществ и усилением процессов минерализации органического вещества. Характерной особенностью таких почв являлось резкое увеличение показателя K_a в средней части почвенного профиля, где уровень K_a достигал средних значений и был максимальным среди исследованных почв. При этом в верхних горизонтах профиля величина K_a была в 1.6–2.8 раз меньше по сравнению с почвами залежи. Результаты предыдущих исследований показали, что в почвах с высоким содержанием легкоразлагаемого органического вещества углерод активно накапливается в ортштейнах. Преобразование углерода внутри ортштейнов происходит при активном участии специфических микробных сообществ, в связи с чем уровень K_a ортштейнов в таких почвах превышает показатель K_a для почв до 150 раз [33]. Вероятно, высокое содержание ортштейнов в средней части профиля почв фитомелиоративного варианта опыта отразилось на повышении величины K_a .

В почвах варианта опыта с длительным внесением органических удобрений содержание гумуса в верхней части профиля на 30% меньше относительно его количества в верхней части профиля почв залежи. Небольшое увеличение содержания гумуса (от 0.41 до 1.03%) на глубине 91 см (горизонт G), вероятно, является результатом миграции гумусовых соединений из вышележащего горизонта ВТпн,г при возникновении периодического поверхностного переувлажнения почв. Запасы гумуса в слое 0–20 см почвы меньше, чем в почвах залежного варианта опыта. Запасы гумуса в метровом слое почвы превышают показатель залежного варианта опыта на 21%, что указывает на активное накопление гумусовых соединений. Это отражает более стабильное состояние гумусовой системы почв при длительном применении органических удобрений животного происхождения. Уровень K_a в почвах данного варианта опыта оказался наименьшим среди исследованных. Наиболее вероятной причиной является преобладание в таких почвах органических соединений, прочно связанных с минеральной основой, которые являются труднорастворимыми для микробных сообществ [44]. Профильная дифференциация величины K_a характеризуется как равномерно убывающая с продвижением к нижней части почвенного профиля.

В почвах, где длительное время вносились минеральные удобрения, содержание гумуса в горизонте PU оказалось наименьшим среди исследованных почв. В результате выноса гумусовых соединений при проявлении ослабленного кислотного гидролиза из горизонта ELnn,г отме-

чено увеличение содержания гумуса от 0.93 до 1.55% в нижележащем горизонте ВТпн,г. Запасы гумуса в почвах этого варианта опыта также были наименьшими. Обогащение K_a в верхнем горизонте почвы с внесением минеральных удобрений в 2.8 раз меньше по сравнению с верхним горизонтом залежного варианта опыта. В целом для почв с длительным внесением минеральных удобрений характерно уменьшение уровня K_a [23]. В большей степени это обусловлено влиянием фосфорсодержащих удобрений, блокирующих простетическую группу каталазы анионами фосфорной кислоты [3]. Вертикальное распределение величины K_a по профилю имело резко убывающий характер и с глубиной снижалось с уровня бедных до очень бедных значений.

Наряду с определением запасов гумуса, проведен расчет запасов каталазы с учетом плотности сложения почв и мощности горизонтов. Наиболее отчетливо различия в содержании K_a и ее запасов прослеживаются при рассмотрении средних по профилю показателей. Согласно полученным данным, почвы фитомелиоративного опыта характеризовались максимальными средними по профилю величинами K_a и запасов K_a . В почвах этого варианта опыта основным источником органического вещества являются легкоразлагаемые органические остатки растительного происхождения, которые стимулируют развитие микробных сообществ. Это согласуется с результатами Котруфо с соавт. [44], доказавшими ведущую роль продуктов микробной трансформации лабильных компонентов растительных остатков в формировании пула соединений-предшественников органо-минерального почвенного комплекса. Внутривертикальное распределение запасов K_a указывает на существенное обогащение средней части профиля, где значения запасов K_a до 12 раз превышают уровень залежных почв. Особенности вертикального распределения содержания гумуса не позволяют объяснить факт увеличения K_a и запасов K_a в средней части профиля миграцией гумусовых соединений. В исследованных почвах увеличение K_a и запасов K_a в большей степени связано с формированием центров обогащенных Mn и активизацией специфических микробных сообществ. В исследованных почвах такие центры представлены почвенными ЖМО, где Mn-содержащие соединения являются своеобразными катализаторами процесса разложения H_2O_2 , что способствует усилению проявления оксидоредуктазной активности. Дополнительно это подтверждается высоким уровнем взаимосвязи между содержанием в почвах Mn и величинами K_a , запасов K_a ($r = 0.97, 0.92$ соответственно) (рис. 1). Взаимосвязь между K_a , запасами K_a и содержанием валовых форм Fe в почвах всех исследованных вариантов опыта не установлена, что указывает

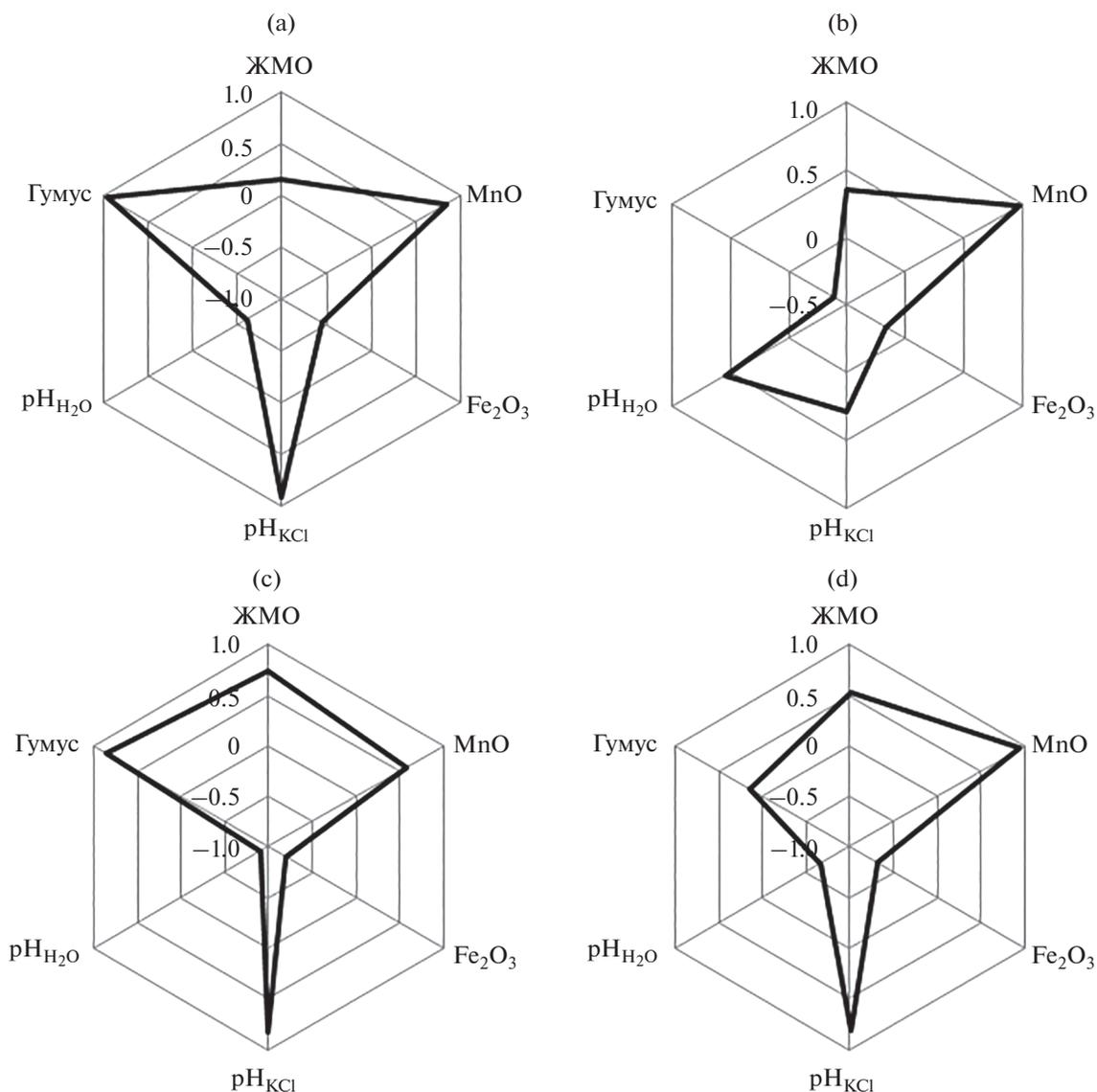


Рис. 1. Коэффициенты корреляции между активностью каталазы (K_a) и свойствами агротемногумусовых подбелов: а – типичного (залежь), б – глееватого (фитомелиоративный опыт), с – глеевого типичного (опыт с внесением органических удобрений), д – глеевого типичного (опыт с внесением минеральных удобрений).

на низкий уровень микробиологической редукции железа. Отсутствие подобной взаимосвязи согласуется с данными Костенкова [19], отражающими низкое содержание закисных форм Fe и ограниченную подвижность элемента в пределах почвенного профиля подбелов даже при сезонном переувлажнении почв. На основе совокупности результатов настоящих исследований и данных, представленных Хмелевцевой с соавт. [41], можно предположить, что доминирующее влияние на проявление активности каталазы в почвах всех исследованных вариантов опыта оказывают негемовые марганцевые каталазы, у которых гемовая группа заменена на димарганцевый активный сайт.

В почвах залежи средние по профилю уровни K_a и запасы K_a уменьшались по сравнению с почвами фитомелиоративного опыта в 1.8 и 2.2 раза соответственно. Максимальные уровни запасов K_a отмечены в подповерхностном горизонте PU–EL_{np} на глубине 11–35 см и в нижнем горизонте BT на глубине 111–153 см. С учетом специфики вертикального распределения K_a , увеличение запасов K_a в почвах залежного варианта опыта связано с морфологическими особенностями строения профиля.

Средние по профилю значения величин K_a и запасов K_a в почвах опыта с длительным внесением минеральных удобрений уменьшались в 2 и 3 раза соответственно по сравнению с почвами залежного варианта, но были больше, чем в поч-

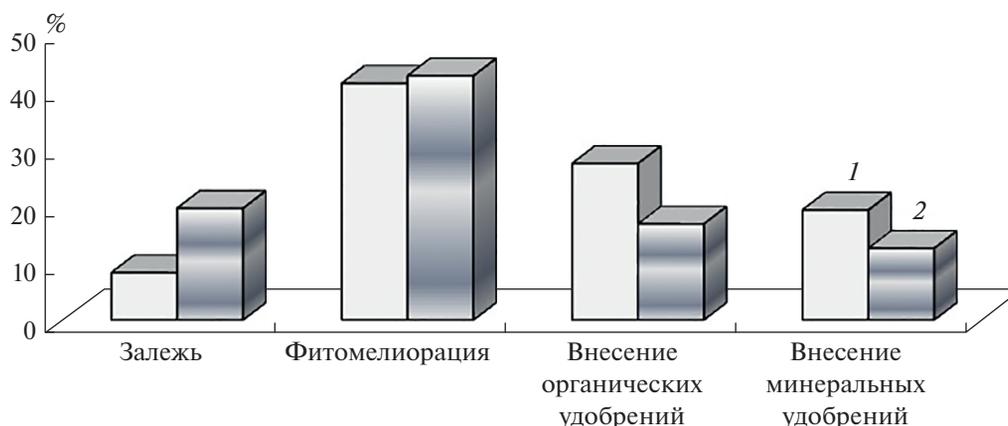


Рис. 2. Величина коэффициентов каталазы (1) и запасов каталазы (2) в агрогумусовых подбелах при различных видах агротехнического воздействия.

вах варианта с применением навоза (табл. 3). Внутрипрофильное распределение запасов K_a схоже с распределением в почвах с длительным внесением органические удобрения.

Несмотря на результаты многочисленных исследований, указывающих на существенное усиление активности каталазы в почвах при внесении навоза, в почвах варианта опыта с длительным применением органических удобрений животного происхождения общая закономерность не подтвердилась. Почвы этого варианта опыта характеризовались наименьшими средними по профилю показателями K_a и запасов K_a . Уровень запасов K_a уменьшался вниз по профилю, незначительное увеличение отмечено в средней части, что обусловлено увеличением мощности горизонта. Основываясь на показателях запаса гумуса в метровом слое почвы и особенностях внутрипрофильного распределения гумуса, можно утверждать, что длительное внесение навоза усиливает минерализацию органического вещества в верхней части профиля и способствует формированию подвижных гумусовых соединений, мигрирующих по профилю и накапливающихся в нижней части. Вероятно, в нижней части профиля таких почв органические соединения трансформируются в устойчивые к микробиологическому воздействию органо-минеральные комплексы.

Основанный на характеристике активности каталазы по средним показателям по всему профилю и по параметрам в отдельных горизонтах почв расчет коэффициента каталазы, предложенный Неверовой и Щербаковой [24], отразил не объективность данного показателя (рис. 2). Величина коэффициента каталазы в исследованных почвах имела широкий диапазон варьирования с максимальным уровнем 40.7% в почвах фитомелиоративного опыта. Большие значения коэффи-

циента каталазы были характерны для почв варианта с длительным применением органических удобрений, которые характеризовались низкими уровнями активности каталазы. Это ограничивает использование коэффициента каталазы при оценке исследуемых почв в настоящей экологической обстановке. По нашему мнению, более объективное отражение уровня активности каталазы почв, формирующихся в условиях сезонного переувлажнения и с активным проявлением процесса образования ортштейнов, даст расчет коэффициента запасов каталазы с учетом величины запасов K_a в горизонте с максимальным содержанием ортштейнов. По величине коэффициента запасов каталазы установлен следующий убывающий ряд: почвы фитомелиоративного опыта > почвы залежи > почвы варианта с внесением органических удобрений > почвы варианта с внесением минеральных удобрений (рис. 2). Обоснованность применения показателя коэффициента запасов каталазы подтверждается уровнем корреляционной связи между средними по профилю значениями K_a и величиной коэффициента запасов каталазы, равной 0.76. Тогда как коэффициент корреляции между средними по профилю значениями K_a и коэффициента каталазы составил 0.52. Большие значения корреляционной связи установлены между коэффициентом запасов каталазы и средними по профилю показателями запасов K_a (r 0.84). Это дает возможность использования показателей запасов K_a при оценке активности каталазы почв, подверженных воздействию различных агротехнических приемов, в условиях интенсивного проявления процесса образования ортштейнов.

Среди рассматриваемых свойств почв высокий уровень положительной корреляционной связи выявлен между показателями K_a и величиной обменной кислотности (r от 0.80 до 0.91) в

почвах, характеризующихся слабокислой реакцией среды почвенного раствора. Схожая закономерность отражена в ряде работ по изучению ферментативной активности черноземов, дерново-подзолистых, темно-серых и серых лесных почв различных регионов [10, 37, 39]. Авторы утверждают, что оптимальным значением для действия каталазы является реакция среды почвенного раствора, близкая к нейтральной [37]. Результаты исследований других авторов указывают на уменьшение активности каталазы в почвах при подщелачивании почвенного раствора за счет сжимания почвенных гелевых коллоидных структур при увеличении концентрации солей и возрастании ионной силы раствора [39]. В исследованных почвах данные закономерности не подтвердились, и максимальная активность каталазы была отмечена в почвах фитомелиоративного опыта, характеризующихся более щелочной реакцией среды. С учетом знаний различных направлений исследований каталазы можно предположить, что вероятной причиной является смещение катионно-анионного равновесия почвенного раствора при подкислении среды, что приводит к изменению формы активного сайта каталазы и к дальнейшему повышению активности каталазы.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изучение агротемногумусовых подбелов с выраженным процессом образования ортштейнов позволило установить специфику внутрипрофильного изменения свойств и активности каталазы при различных видах длительного агротехнического воздействия.

Исследованные почвы характеризовались активным образованием бурых ортштейнов и примазок. Максимальное количество новообразований идентифицировано в верхней и средней частях профиля. Общей закономерностью вертикального распределения Fe_2O_3 в почвах являлось увеличение содержания в нижней части профиля. Характер распределения MnO по почвенному профилю различался. Почвы всех вариантов опыта относятся к малогумусированным. Содержание гумуса в почвах с глубиной уменьшалось.

Почвы залежного варианта опыта использовали в качестве образца сравнения как наиболее близкие по свойствам и морфологии к естественным аналогам природных ландшафтов. Почвы залежи характеризовались слабокислой реакцией среды, наибольшими значениями содержания ЖМО, гумуса, уровня проявления активности каталазы и гумусонакопления в верхней части профиля.

Несмотря на меньшие величины содержания и запасов гумуса, длительное поступление легкоразлагаемых органических остатков растительного происхождения в совокупности с нейтральной и слабощелочной реакцией среды усилило активность каталазы в почвах фитомелиоративного варианта опыта. Это было выражено максимальными величинами обогащения каталазой средней части профиля и наибольшими средними по профилю значениями K_a и запасов K_a среди исследуемых почв. Полученные результаты подтвердили, что увеличение данных показателей связано с формированием ЖМО, обогащенных Mn.

Длительное внесение органических и минеральных удобрений способствовало усилению минерализации органического вещества и незначительному уменьшению кислотности в верхней части почвенного профиля. Использование удобрений активизировало формирование подвижных гумусовых соединений, мигрирующих в нижнюю часть профиля. Внесение органических удобрений сопровождалось увеличением запасов гумуса в метровом слое почвы. Особенностью этого варианта опыта являлись минимальные значения величин K_a и запасов K_a среди исследованных почв. Вероятно, это связано с преобладанием в составе гумуса соединений, прочно связанных с минеральной основой. Наименьшие значения содержания и запасов гумуса в верхней части профиля характерны для почв варианта опыта с применением минеральных удобрений, вносимых в форме суперфосфата, хлористого калия и аммиачной селитры. Однако активность каталазы таких почв была больше, чем в варианте с применением навоза.

В исследованных почвах наибольшее влияние на активность каталазы оказывало содержание и распределение MnO. При этом взаимосвязь между K_a , запасами K_a и содержанием валовых форм Fe в почвах не установлена, что указывает на низкий уровень микробиологической редукции железа. В почвах со слабокислой реакцией среды установлено влияние величины pH_{KCl} на проявление активности каталазы.

На основе полученных результатов для почв с активным проявлением процесса образования ортштейнов доказана обоснованность использования показателя коэффициента запасов каталазы с учетом уровня запасов K_a в горизонте с максимальным содержанием ортштейнов.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена в рамках государственного задания Министерства науки и высшего образования Российской Федерации (тема № 121031000134-6).

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Агрофизические методы исследования почв. М.: Наука, 1966. 256 с.
2. Вальков В.Ф., Казеев К.Ш., Колесников С.И. Методология исследования биологической активности почв на примере Северного Кавказа // Научная мысль Кавказа. 1999. № 1. С. 32–37.
3. Галстян А.Ш. Ферментативная активность почв Армении. Ереван: Айастан, 1974. 275 с.
4. Голодяев Г.П. Биологическая активность горнолесных почв южного Приморья // Вопросы численности, биомассы и продуктивности почвенных микроорганизмов / Под ред. Т.В. Аристовской. Л.: Наука, 1972. С. 240–246.
5. ГОСТ 26423-85 Почвы. Методы определения удельной электрической проводимости, рН и плотного остатка водной вытяжки. М.: Стандартинформ, 2011.
6. ГОСТ 26483-85 Почвы. Приготовление солевой вытяжки и определение ее рН по методу ЦИНАО. М.: Издательство стандартов, 1985.
7. Девятова Т.А., Щербакова А.П. Биологическая активность черноземов центра Русской равнины // Почвоведение. 2006. № 4. С. 502–508.
8. Денисова Т.В., Колесников С.И. Влияние СВЧ-излучения на ферментативную активность и численность микроорганизмов почв юга России // Почвоведение. 2009. № 4. С. 479–483.
9. Евсеев В.В. Микробиологическая активность чернозема выщелоченного в зернопаровом и кормовом севооборотах лесостепной зоны Зауралья // Аграрный вестник Урала. 2005. Т. 25. № 1. С. 54–56.
10. Еремченко О.З., Шестаков И.Е., Митракова Н.В. Использование биологических показателей при оценке биогеоценотических функций почв // Современные проблемы науки и образования. 2012. № 6. <https://science-education.ru/ru/article/view?id=728>
11. Зайдельман Ф.Р., Никифорова А.С. Генезис и диагностическое значение новообразований почв лесной и лесостепной зон. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2001. 216 с.
12. Звягинцев Д.Г. Биологическая активность почв и шкалы для оценки некоторых ее показателей // Почвоведение. 1978. № 6. С. 48–54.
13. Казеев К.Ш., Колесников С.И., Акименко Ю.В., Даденко Е.В. Методы биодиагностики наземных экосистем. Ростов-на-Дону: Изд-во ЮФУ, 2016. 356 с.
14. Классификация и диагностика почв России. Смоленск: Ойкумена, 2004. 342 с.
15. Киреева Н.А., Новоселова Е.И., Шамаева А.А., Григориади А.С. Биологическая активность чернозема выщелоченного, загрязненного продуктами сторания попутного нефтяного газа, и возможности ее восстановления при фиторемедиации // Почвоведение. 2009. № 4. С. 498–503.
16. Колесников С.И., Дульцев А.Н., Вернигорова Н.А., Казеев К.Ш., Акименко Ю.В., Тер-Мисакянц Т.А. Биодиагностика устойчивости рисовых почв Кубани к химическому загрязнению // Известия ВУЗов Северо-Кавказский регион. 2017. № 2. С. 57–62.
17. Колесников С.И., Евреинова А.В., Казеев К.Ш., Вальков В.Ф. Изменение эколого-биологических свойств чернозема обыкновенного при загрязнении тяжелыми металлами второго класса опасности (Mo, Co, Cr, Ni) // Почвоведение. 2009. № 8. С. 1007–1013.
18. Колесников С.И., Тлехас З.Р., Казеев К.Ш., Вальков В.Ф. Изменение биологических свойств почв Адыгеи при химическом загрязнении // Почвоведение. 2009. № 12. С. 1499–1505.
19. Костенков Н.М. Окислительно-восстановительные режимы в почвах периодического увлажнения. М.: Наука, 1987. 192 с.
20. Мартиросян И.А., Геворкян М.Г. Оценочные определения каталазной активности почв // Почвоведение. 2005. № 1. С. 98–103.
21. Методы почвенной микробиологии и биохимии / Под ред. Д.Г. Звягинцева. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1991. 304 с.
22. М-02-0604-2007 “Методика выполнения измерений массовой доли кремния, кальция, титана, ванадия, хрома, бария, марганца, железа, никеля, меди, цинка, мышьяка, стронция, свинца, циркония, молибдена, в порошковых пробах почв и донных отложений рентгеноспектральным методом с применением энергодисперсионных рентгенофлуоресцентных спектрометров типа EDX фирмы Shimadzu”. СПб., 2007. 17 с.
23. Наими О.И. Активность каталазы в черноземе обыкновенном и влияние на нее антропогенных факторов // Междунар. журн. гуманитарных и естественных наук. 2017. Т. 11–12. С. 12–15.
24. Неверова О.П., Щербакова И.В. Суммарная каталазная активность почв и ККП в национальном парке “Смоленское Приозерье” // Аграрный вестник Урала. 2011. № 2. С. 66–68.
25. Овчинникова М.Ф. Действие и последствие симазина на процесс гумификации и антиоксидную способность дерново-подзолистых почв // Агротехника. 1982. № 5. С. 101–107.
26. Ознобихин В.И., Синельников Э.П. Характеристика основных свойств почв Приморья и пути их рационального использования. Уссурийск: Изд-во Приморского с.-х. ин-та, 1985. 72 с.
27. Орлов Д.С., Бирюкова О.Н., Розанова М.С. Дополнительные показатели гумусного состояния почв и их генетических горизонтов // Почвоведение. 2004. № 8. С. 918–926.
28. Орлов Д.С., Гришина Л.А. Практикум по химии гумуса. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1981. 287 с.
29. Павлова Н.Н., Мельникова Т.В., Кулиш Ю.В. Оценка изменений биологической активности городских почв в районе расположения радиационно-опасных объектов (на примере г. Обнинска) // Проблемы региональной экологии. 2010. № 6. С. 34–38.

30. *Перминова Е.М., Лантева А.М.* Каталазная активность подзолистых почв коренного ельника черничного и разновозрастных лиственно-хвойных сообществ // *Аграрный вестник Урала*. 2018. Т. 172. № 5. С.44–53.
31. *Пуртова Л.Н., Бурдуковский М.Л.* К оценке экологического состояния лугово-бурых почв Приморья // *Вестник Крас. ГАУ*. 2016. № 7. С. 12–18.
32. *Пуртова Л.Н., Костенков Н.М.* Содержание органического углерода и энергозапасы в почвах природных и агрогенных ландшафтов юга Дальнего Востока России. Владивосток: Дальнаука, 2009. 124 с.
33. *Пуртова Л.Н., Тимофеева Я.О.* Характеристика мелкозема и оргштейнов агрогенных почв южной части Приморского края: физико-химические, оптические свойства, каталазная и каталитическая активность // *Почвоведение*. 2021. № 12. С. 1481–1491.
34. *Пуртова Л.Н., Щанова Л.Н., Иншакова С.Н., Емельянов А.Н.* Влияние фитомелиорации на плодородие агрообразовов Приморья // *Аграрный вестник Урала*. 2012. № 10. С. 10–12.
35. *Росликова В.И.* Марганцево-железистые новообразования в почвах равнинных ландшафтов гумидной зоны. Владивосток: Дальнаука, 1996. 291 с.
36. *Степанько А.А.* Агрогеографическая оценка земельных ресурсов и их использование в районах Дальнего Востока. Владивосток: Дальнаука, 1992. 115 с.
37. *Товстик Е.В., Олькова А.С.* Оценка влияния факторов абиотической природы на ферментативную активность почвы // *Экобиотех*. 2021. Т. 4. № 2. С. 128–134.
38. *Тимофеева Я.О.* Накопление и фракционирование микроэлементов в почвенных железо-марганцевых конкрециях различного размера // *Геохимия*. 2008. № 13. С. 293–301.
39. *Федотов Г.Н., Пахомова Е.И.* Каталазная активность и почвенные гелевые структуры // *Лесной вестник*. 2006. № 2. С. 213–218.
40. *Хазиев Ф.Х.* Экологические связи ферментативной активности почв // *Экобиотех*. 2018. Т. 1. № 2. С. 80–92.
41. *Хмелевцова Л.Е., Сазыкин И.С., Ажогина Т.Н., Сазыкина М.А.* Пероксидазы прокариот и их применение в биотехнологии (обзор) // *Прикладная биохимия и микробиология*. 2020. Т. 56. № 4. С. 327–335.
42. *Щанова Л.Н.* Микрофлора почв юга Дальнего Востока России. Владивосток: Изд-во ДВО РАН, 1994. 172 с.
43. *Amat D., Thakur J.K., Mandal A., Patra A.K., Reddy K.K.K.* Microbial Indicator of Soil Health: Conventional to Modern Approaches // *Rhizosphere Microbes. Microorganisms for Sustainability*. Singapore. Springer, 2021. V. 23. P. 213–233. https://doi.org/10.1007/978-981-15-9154-9_8
44. *Cotrufo M.F., Wallenstein M.D., Boot C., Denef K., Paul E.* The microbial efficiency-matrix stabilization (MEMS) framework integrates plant litter decomposition with soil organic matter stabilization: do labile plant inputs form stable soil organic matter? // *Global Change Biol.* 2013. V. 19. P. 988–995.
45. *Dijkstra P., Thomas S.C., Heinrich P.L., Koch G.W., Schwartz E., Hungate B.A.* Effect of temperature on metabolic activity of intact microbial communities: evidence for altered metabolic pathway activity but not for increased maintenance respiration and reduced carbon use efficiency // *Soil Biol. Biochem.* 2011. V. 43. P. 2023–2031.
46. *Gasparatos D., Massas I., Godelitsas A.* Fe-Mn concretions and nodules formation in redoximorphic soils and their role on soil phosphorus dynamics: Current knowledge and gaps // *Catena*. 2019. V. 182. P. 104106. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2019.104106>
47. *Kirchmann H., Haberhauer G., Kandeler E., Sessitsch A., Gerzabek M.H.* Effects of level and quality of organic matter input on carbon storage and biological activity in soil: synthesis of a long-term experiment // *Global Biogeochem. Cycles*. 2004. V. 18. GB4011.
48. *Rillig M.C., Caldwell B.A., Wosten H.A.B., Sollins P.* Role of proteins in soil carbon and nitrogen storage: controls on persistence // *Biogeochemistry*. 2007. V. 85. P. 25–44.
49. *Timofeeva Y.O., Karabtsov A.A., Semal' V.A., Burdukovskii M.L., Bondarchuk N.V.* Iron-manganese nodules in Udepts: the dependence of the accumulation of the trace elements on nodule size // *Soil Sci. Soc. Am. J.* 2014. V. 78. P. 767–778. <https://doi.org/10.2136/sssaj2013.10.0444>
50. *Timofeeva Y., Karabtsov A., Ushkova M., Burdukovskii M., Semal V.* Variation of trace elements accumulation by iron-manganese nodules from Dystric Cambisols with and without contamination // *J. Soil Sedim.* 2021. V. 21. P. 1064–1078. <https://doi.org/10.1007/s11368-020-02814-w>

Study of Some Properties and Activity of Catalase of Albic Stagnosols under Different Types of Agrotechnical Impact

L. N. Purtova¹ and Ya. O. Timofeeva^{1, *}

¹*Federal Scientific Center of the East Asia Terrestrial Biodiversity, Far Eastern Branch of Russian Academy of Sciences, Vladivostok, 690022 Russia*

**e-mail: timofeeva@biosoil.ru*

The influence of the different types of agrotechnical impact on the alteration of properties and activity of catalase of Albic Stagnosols with an active occurrence of nodules formation process was studied. The fallow soils

were the most similar in properties and morphology to the soils of natural landscapes; fallow soils were characterized by a slightly acidic reaction, the highest values of activity of catalase, and the humus content in the upper part of the profile. In the soils of the phytomeliorative variant of the experiment, the influx of easily decomposable plant residues in combination with a less acidic reaction led to the activity of catalase activation. A high level of activity of catalase has been established in horizons with a maximum content of nodules. The soils of the experimental variant with long-term application of organic fertilizers were characterized by an increase of humus reserves in the meter layer and the lowest catalase enrichment. The application of mineral fertilizers was accompanied by the humus content decrease, however, sharp change of activity of catalase it not generates. The calculation of the catalase reserves coefficient, which more objectively reflects the level of enzymatic activity of the studied soils, is proposed.

Keywords: humus, fertilizers, melioration, intra-profile alteration of properties, iron-manganese nodules

УДК 631.4

ЧИСЛЕННОСТЬ И ТАКСОНОМИЧЕСКОЕ РАЗНООБРАЗИЕ ПРОКАРИОТ АЛЛЮВИАЛЬНОЙ БУРОЙ ПОЧВЫ И СОПРЯЖЕННЫХ СУБСТРАТОВ (ВЬЕТНАМ, ЗАПОВЕДНИК ПУ ХОАТ)

© 2022 г. А. В. Князева^{a, b, *}, Л. В. Лысак^{a, **}, Н. А. Манучарова^a,
Е. В. Лапыгина^a, А. В. Александрова^a

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

^bИнститут биохимии и физиологии микроорганизмов им. Г.К. Скрыбина РАН,
пр-т Науки, 5, Московская обл., Пущино, 142290 Россия

*e-mail: aknyazeva1999@gmail.com

**e-mail: lvlysak@mail.ru

Поступила в редакцию 15.04.2022 г.

После доработки 31.05.2022 г.

Принята к публикации 01.06.2022 г.

Дана количественная и качественная характеристика почвенного прокариотного сообщества аллювиальной бурой почвы, опада и “подвешенной почвы” в корзинках эпифитов. Численность бактерий, измеренная прямым люминесцентным методом, варьировала от 1.1 до 2.6 млрд кл./г почвы и была максимальной в “подвешенной почве”, меньшими значениями характеризовались опад и горизонты А и АВ аллювиальной бурой почвы. В прокариотном сообществе преобладали филумы Proteobacteria, Actinobacteria и Acidobacteria, значительно меньше были представлены филумы Chloroflexi, Firmicutes и Verrucomicrobia, минимально – Nitrospirae, Planctomycetes и Gemmatimonadetes. Представители домена Archaea обнаружены в горизонте А и в “подвешенной почве”. Их содержание было значительно меньше, чем домена Bacteria, и не превышало 1%. В почве горизонта А археи представлены филумами Thaumarchaeota, Euryarchaeota, в “подвешенной почве” – Thaumarchaeota, Woesearchaeota. На основании рассчитанных экологических показателей (α - и β -разнообразие, меры сходства по метрикам Брея–Кертиса и weighted UniFrac) выявлено, что микробиом “подвешенной почвы” ближе к таковому горизонта А бурой аллювиальной луговой почвы, а не растительному опаду. Метаболически активная часть прокариотного сообщества, представленная филумами Proteobacteria, Actinobacteria и Acidobacteria, была наибольшей в “подвешенной почве”, меньшей – в опаде и горизонте А бурой аллювиальной почвы, что соотносилось с высокой численностью этих филумов и значительным таксономическим разнообразием бактерий в этом локусе. Функциональные гены (*nifH* и *alkB*) детектированы во всех исследованных субстратах. Численность копий функциональных генов была наибольшей в образце “подвешенной почвы”, что делает этот локус перспективным для выделения штаммов с высоким биотехнологическим потенциалом.

Ключевые слова: численность бактерий, ДНК-метабаркодинг, FISH, численность копий *nifH* и *alkB* генов, Fluvisol

DOI: 10.31857/S0032180X22100070

ВВЕДЕНИЕ

Изучение биологического разнообразия различных регионов нашей планеты является вопросом первостепенной важности из-за расширения антропогенного воздействия на природные биогеоценозы. Наиболее богатыми с точки зрения видового разнообразия территориями являются тропические леса Северной и Южной Америки, а также Юго-Восточной Азии. Изучение микробных сообществ почв и сопряженных субстратов необходимо для понимания специфики структуры сообществ и участия микроорганизмов в процессах почвообразования в условиях тропическо-

го климата. Разнообразие сообществ культивируемых микроскопических грибов на территории заповедников Вьетнама в течение последних лет детально изучено Александровой с соавт. [1, 9, 10]. Начато исследование разнообразия актиномицетов в почвах и растительном опаде тропических лесов Вьетнама [28]. Изучено разнообразие сообщества прокариот на уровне филумов в некоторых почвах национального парка Кат Тьен [19]. Несмотря на проведенные и проводимые в настоящее время исследования, прокариотные сообщества почв и сопряженных с ними субстратов заповедников Вьетнама продолжают оставаться

“белым пятнам” биогеографии почвенной микробной экологии [27].

Комплексная оценка обилия и разнообразия отдельных таксономических групп прокариот и их метаболической активности широко распространенной и активно используемой на территории Вьетнама аллювиальной бурой почвы при помощи современных молекулярно-биологических методов на территории особо охраняемых природных территориях Вьетнама не проводилась. Такие работы имеют теоретическое (выявление специфики распределения обилия и разнообразия отдельных таксонов микроорганизмов) и практическое значение (поиск культур с важными биотехнологическими свойствами), что и определяет актуальность проводимых исследований.

Цель работы – количественная и качественная таксономическая (филогенетическая) характеристика прокариотного сообщества аллювиальной бурой почвы и сопряженных субстратов (опад, “подвешенная почва”) с использованием современных методов почвенной микробиологии.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Исследования проводили на территории особо охраняемых природных территориях Пу Хоат. Объектами исследования служили аллювиальная бурая почва, опад на поверхности почвы, а также “подвешенная почва” в корзинках эпифитов. Материал собрали в рамках работ темы Тропического центра Эколан Э-1.2 “Сохранение, восстановление и устойчивое использование тропических лесных экосистем на основе изучения их структурно-функциональной организации”.

Аллювиальная бурая почва (Dystric Fluvisol (WRB) [35]) имела мощность гумусового горизонта 10–12 см. Далее залегал среднеобогатенный органическим веществом сильноопесчаненный аллювий [18]. Содержание $C_{орг}$ в гумусовом горизонте 1.7%, $N_{орг}$ – 0.34%. Реакция среды сильноокислая (pH_{KCl} 4.0–4.6).

Растительный опад представляет собой частично фрагментированный на разных стадиях разложения растительности листовенный материал деревьев *Terminalia* sp. (Терминалия, сем. Комбретовые), *Aglaiа odorata* var. *Gigantea* (Аглая душистая, сем. Мелиевые), мощность над поверхностью почвы составляла 3–5 см.

Характерной особенностью фитоценозов тропических лесов Вьетнама является рост растений-эпифитов на стволах древесной растительности. В настоящей работе рассматривались эпифиты, относящиеся к сем. *Dryopteridaceae* (Щитовниковые). Эпифитные папоротники “корзиночного” типа имеют свойство накапливать значительные (до 40 кг) массы органического и органо-минерального субстрата [3]. Субстрат образуется за счет

мортмассы корней эпифита, а также органических и неорганических поступлений из окружающей среды [16]. Он получил название “подвешенной” или “воздушной” почвы.

Образцы почв и сопряженных субстратов отобрали в апреле–мае 2019 г., хранили в воздушно-сухом состоянии при комнатной температуре (20–22°C). Экспериментальные исследования проводили летом и осенью 2019 г.

Общую численность бактерий и длину актиномицетного мицелия определяли с помощью прямого люминесцентно-микроскопического метода с применением красителя акридина оранжевого [11]. Учет численности прокариотных клеток проводили с использованием люминесцентного микроскопа ZEISS Axioscope 2+. Численность бактерий и длину актиномицетного мицелия рассчитывали по общепринятым формулам [11].

Таксономическую структуру прокариотного сообщества определяли методом высокопроизводительного секвенирования (Next Generation Sequencing: NGS) с использованием платформы Illumina MiSeq методом парно-концевого чтения (2 × 300 пар оснований) генерацией не менее 10000 парных прочтений на образец по последовательностям гена гипервариабельного региона V3–V4 16S рРНК. Подготовку образцов осуществляли по двухстадийной полимеразной цепной реакции (ПЦР) – амплификация V3–V4 16S рРНК, а затем амплификация ПЦР продукта с целью баркодирования библиотеки. Получаемые ампликоны после очистки на магнитных частицах и измерения концентрации флуориметрическим методом являлись готовыми ДНК-библиотеками.

Данные секвенирования обрабатывали с использованием автоматизированного алгоритма QIIME [22], включающего объединение прямых и обратных прочтений, удаление технических последовательностей, фильтрации последовательностей с низкими показателями достоверности прочтения отдельных нуклеотидов (качество менее Q20), фильтрации химерных последовательностей. Для разбиения последовательностей на операционные таксономические единицы (ОТЕ) использовали алгоритм с открытым референсным порогом классификации 97%. Выравнивание прочтений на последовательность 16S рРНК и распределение последовательностей по таксономическим единицам проводили с использованием базы данных Silva версии 132 [32].

Оценку разнообразия и сходства бактериальных сообществ исследованных субстратов проводили с помощью индексов α -разнообразия, рассчитанных при объединении сиквенсов в ОТЕ с уровнем схожести нуклеотидного состава сиквенсов в 97%. Использованы следующие индексы: разнообразия Шеннона ($H = \sum p_i \ln p_i$, где p_i – доля i -го вида в сообществе) и Chao1, который являет-

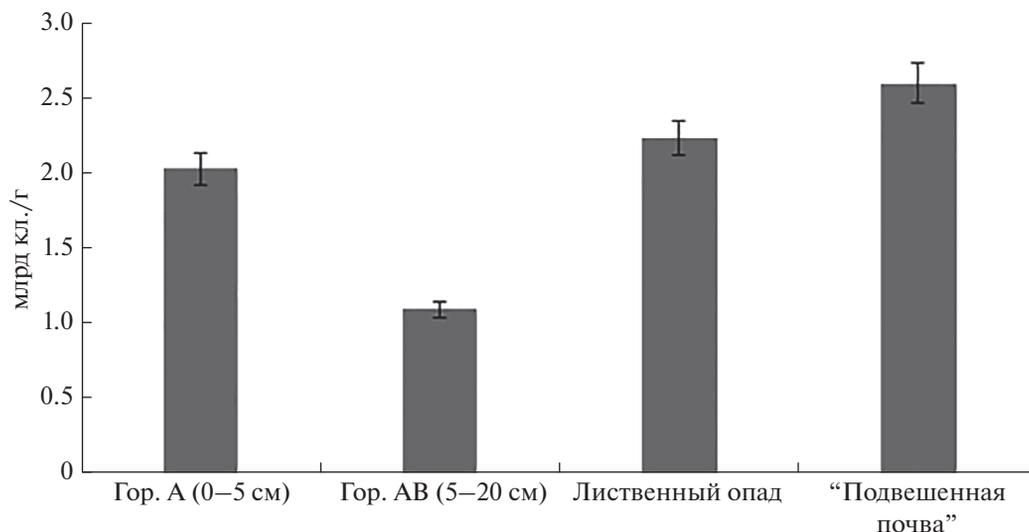


Рис. 1. Общая численность бактерий в разных горизонтах аллювиальной бурой почвы и сопряженных субстратах.

ся показателем видового богатства (общее количество видов в пробе) и чувствительным к редким ОТЕ. Более высокие значения индекса $Chao1$ указывают на большее разнообразие микробного сообщества [14, 23].

Пул метаболически активных прокариот определяли методом *in situ* гибридизации с рРНК-специфичными флуоресцентно-мечеными олигонуклеотидными зондами (FISH), меченным Су-3 красителем. Применяли зонды, специфичные для доменов *Archaea* и *Bacteria* (филумы α -, β -, γ -, δ -*Proteobacteria*, *Acidobacteria*, *Actinobacteria*) [12].

Количественную оценку содержания функциональных генов (*nifH* и *alkB*) прокариот осуществляли методом количественной ПЦР в реальном времени. Реакцию проводили в амплификаторе DTLite4 ДНК-Технология. Реакционную смесь готовили из препарата Super Mix Eva Green (“Bio-Rad”). Для каждого варианта эксперимента (образца) реакцию проводили в трех повторностях. Результаты измерения обрабатывали с использованием пакета программы Real time_PCR [13, 26].

Для определения наличия гена, отвечающего за способность обеспечения системы азотом (*nifH*), использовали следующие праймеры и условия: Forward 5'-GGTTGTGACCCGAAAGCTGA-3'; Reverse 5'-GCGTACATGGCCATCATCTC-3'. Амплификация: 94°C – 1 мин (94°C 30 с, 50°C 1 мин, 72°C 30 с) (40 циклов), 72°C 10 мин [12].

Для детекции микроорганизмов по направлению бактерий–археи амплификацию фрагмента гена 16S рРНК осуществляли с помощью вырожденных праймеров, комплементарных последовательностям как бактерий, так и архей: PRK341F (CCTACGGGRBGCASCAG) и PRK806R (GGAC-

TACYVGGGTATCTAAT) [13]. Амплификация: 95°C – 3 мин (95°C 10 с, 50°C 10 с, 72°C 20 с) (40 циклов), 90°C 15 с (100 циклов).

Для количественного анализа числа копий функциональный ген *alkB*, отвечающих за разрушение *n*-алканов, применяли следующие праймерные системы и программы амплификации: Forward 5'-TGGCCGGCTACTCCGATGATCG-GAATCTGG-3'; Reverse 5'-CGCGTGGTGATCCGAGTGCCGCTGAAGGTG-3'. Амплификация: 94°C – 5 мин (94°C 1 мин, 60°C 1 мин, 72°C 1 мин) (30 циклов), 72°C 3 мин.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Определение численности бактерий и длины актиномицетного мицелия. Общая численность бактерий, определенная с помощью прямого люминесцентного метода, в исследованных образцах почвы и других субстратах варьировала от 1.1 до 2.6 млрд. кл./г почвы. Она была наибольшей в “подвешенной почве” (2.6 млрд кл./г почвы), меньше – в опаде и горизонте А аллювиальной бурой почвы (2.24 и 2.03 млрд кл./г почвы соответственно), наименьшей – в горизонте АВ (рис. 1). Длина актиномицетного мицелия варьировала от 406 до 800 м/г почвы и была наибольшей в листовном опаде (800 м), меньше – в “подвешенной почве” и горизонтах АВ и А, 580, 406 и 178 м/г почвы соответственно (рис. 2).

Следует отметить, что в целом показатели общей численности бактерий в исследованных образцах почвы и сопряженных субстратов были близки к регистрируемым в почвах умеренных широт [5, 17]. Длина актиномицетного мицелия в исследованных субстратах оказалась больше та-

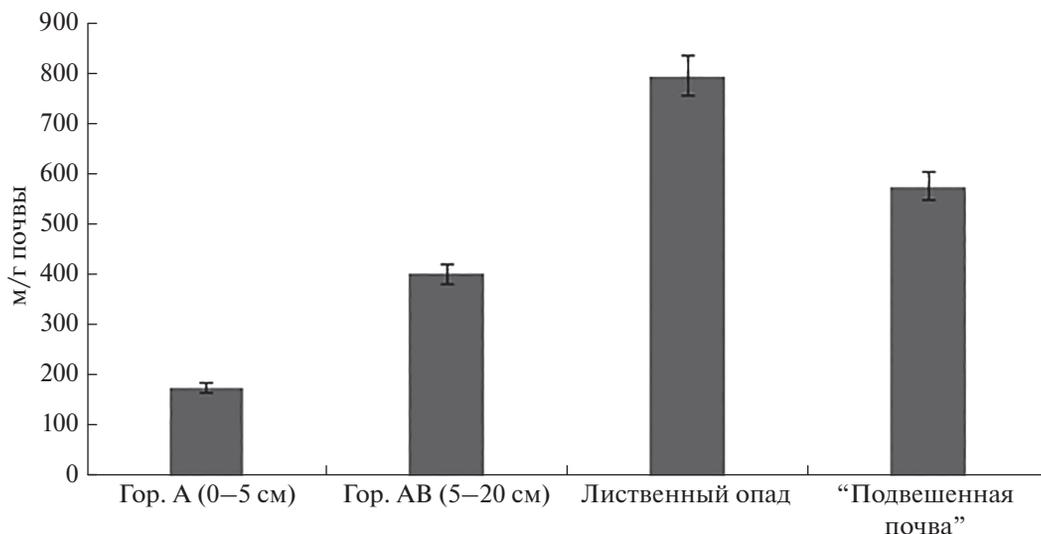


Рис. 2. Длина актиномицетного мицелия в разных горизонтах аллювиальной бурой почвы и сопряженных субстратах.

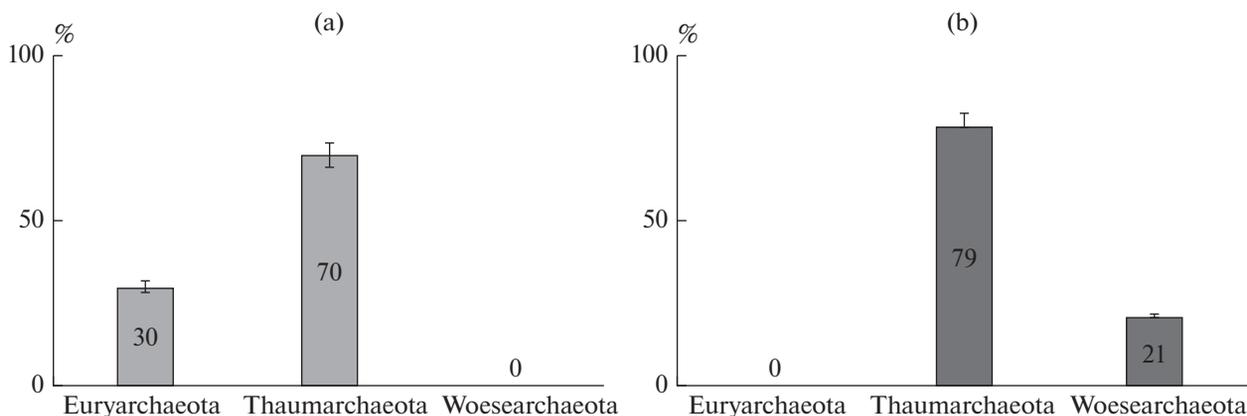


Рис. 3. Соотношение филумов Euryarchaeota, Thaumarchaeota, Woesearchaeota по данным метабаркодинга в “подвешенной почве” (а) и горизонте А аллювиальной бурой почвы, 0–5 см (b).

ковой для почв умеренных широт и близка для почв аридных территорий [8].

Таксономическая структура прокариотного сообщества (баркодинг гена 16S рРНК). Характеристика филогенетического разнообразия бактериального сообщества горизонта А аллювиальной бурой почвы, “подвешенной почвы” из корзинки эпифита сем. Dryopteridaceae (сем. Щитовниковые) и опада получена методом высокопроизводительного секвенирования (баркодинг гена 16S рРНК).

В исследованных образцах почвы и сопряженных субстратов выявлено около 30 филумов прокариот (табл. 1). При этом содержание филумов Proteobacteria, Chloroflexi, Firmicutes, Acidobacteria и Actinobacteria превышало 20%. Содержание филумов Verrucomicrobia и Bacteroidetes было значительно меньше (1–10%). Относительно низкое

содержание (<1%) было характерно для бактериальных филумов: Nitrospirae, Cyanobacteria, Elusimicrobia, Planctomycetes, Chlorobi, Fibrobacteres, Spirochaetae, Armatimonadetes, Gemmatimonadetes, Planctomycetes, Chlamydiae и филумов-кандидатов Ignavibacteriae, Parcubacteria, Saccharibacteria, Latescibacteria, Tectobacteria, Aminicenantes, FCPU 426, TM6, PBG-1, GAL15. Представители домена Archaea выявлены в незначительном количестве (не более 1%) и отнесены к филумам Thaumarchaeota, Euryarchaeota и Woesearchaeota (рис. 3).

Обращает на себя внимание факт, что относительное содержание отдельных филумов и их число в почве, опаде и “подвешенной почве” значительно различалось (табл. 1). В почве горизонта А преобладали таксоны филумов Proteobacteria (38%), Chloroflexi (18%), Firmicutes, Acidobacteria и Acti-

Таблица 1. Распределение филумов, определенных методом метабаркодинга, в исследованных субстратах

Филумы	Почва (гор. А, 0–5 см)	Растительный опад	“Подвешенная почва”
Bacteria			
Основные филумы (>20%)	Proteobacteria Chloroflexi Firmicutes Acidobacteria	Proteobacteria	Proteobacteria Acidobacteria Actinobacteria
Прочие филумы (1–10%)	Actinobacteria Verrucomicrobia Nitrospirae	Acidobacteria Actinobacteria Bacteroidetes	Chloroflexi Verrucomicrobia Bacteroidetes Gemmatimonadetes
Минорные филумы (<1%)	Planctomycetes Gemmatimonadetes Chlorobi Bacteroidetes Elusimicrobia Cyanobacteria Chlamydiae Spirochaetae	Gemmatimonadetes Chloroflexi Firmicutes Verrucomicrobia Planctomycetes Armatimonadetes	Nitrospirae Firmicutes Cyanobacteria Elusimicrobia Planctomycetes Chlorobi Fibrobacteres Spirochaetae Armatimonadetes
Филумы-кандидаты (<1%)	Saccharibacteria Tectomicrobia Latescibacteria GAL 15 TM6	Не опр.	Saccharibacteria Ignavibacteriae Latescibacteria Tectomicrobia Aminicenantes Parcubacteria FCPU426 TM6 RBG-1
Archaea			
Филумы	Thaumarchaeota Euryarchaeota	Не опр.	Thaumarchaeota Woesearchaeota
Всего филумов	22	10	27

nobacteria. В опаде доминировал филум Proteobacteria (70%), значительно меньше содержание филумов Acidobacteria (7%) и Actinobacteria (7%), в “подвешенной почве” – филум Proteobacteria (49%), Acidobacteria (19%) и Actinobacteria (11%). Следует отметить, что наиболее широко представлены во всех субстратах филумы Proteobacteria, Actinobacteria и Acidobacteria, что коррелирует с данными, полученными ранее [15, 19].

Филум Proteobacteria являлся доминирующим во всех исследованных субстратах. Значительное содержание филума Acidobacteria, вероятно, связано с кислой реакцией почвенной среды (рН 4.2–4.9). Высокая доля филума Actinobacteria соотносилась с высоким содержанием мицелия актиномицетов.

Филум Chloroflexi вносил существенный вклад в бактериальное сообщество горизонта А (18%) и “подвешенной почвы” (4%), тогда как филум Bacteroidetes был наиболее представлен в образцах опада и “подвешенной почвы”. Филум Firmicutes доминировал только в образце органоминерального горизонта А почвы (0–5 см). Во всех образцах выявлен недавно описанный и малоизученный филум Gemmatimonadetes, наибольшее содержание которого характерно для “подвешенной почвы”. Представители этого филума выделяли из почв прерий, лугов, а также эвтрофных озерных отложений и альпийских горных почв [25]. Разнообразие сред, в которых были обнаружены представители данного филума, предполагает адаптацию бактерий к условиям

низкой увлажненности [25], которая характерна для сухих периодов года в тропиках.

Представители домена Archaea обнаружены в горизонте А (0.8%) и “подвешенной почве” (0.2%). Интересно, что в растительном опаде этот до детектирован. Обнаруженные в горизонте А археи относились к филумам Thaumarchaeota, Euryarchaeota, в “подвешенной почве” к филумам Thaumarchaeota, Woesearchaeota.

Представители филума Thaumarchaeota окисляют аммиак в анаэробных условиях и являются хемолитотрофами [2, 20]. Обнаруженные в почве археи филума Euryarchaeota относятся к порядку Thermoplasmatales, характеризующегося значительной ацидофильностью, что согласуется с кислотностью почвы (рН 4.2–5.1) [33]. Филум Woesearchaeota входит в созданный в 2013 г. суперфилум DPANN. Представители этого филума ранее обнаружены в отложениях и в поверхностных водах засоленных озер, почвах и некоторых других местообитаниях [31]. На территории Вьетнама и Лаоса данный филум обнаружен в морских донных осадках и гидротермальных источниках [29].

Таксономическое разнообразие доминирующих в бактериальных сообществах исследованных субстратов филумов Proteobacteria, Actinobacteria, Acidobacteria, Firmicutes проанализировано на уровне классов, порядков (табл. 2). Разнообразие, индицируемое ОТЕ, было наибольшим для класса α -Proteobacteria. Во всех трех проанализированных субстратах доминирующими в филуме Proteobacteria являлись представители порядка

Таблица 2. Филогенетическое разнообразие бактериального сообщества в аллювиальной бурой почве, растительном опаде и “подвешенной почве” для основных классов (на уровне операционных таксономических единиц, ОТЕ)

Филум	Класс	Порядок	Почва, ОТЕ	Опад, ОТЕ	“Подвешенная почва”, ОТЕ
Proteobacteria	Alphaproteobacteria	Rhizobiales	23	55	48
		Rhodospirillales	14	33	30
		Caulobacterales	5	21	17
		Sphingomonadales	3	28	8
	Betaproteobacteria	Burkholderiales	13	23	17
		Nitrosomonadales	1	1	5
	Gammaproteobacteria	Xanthomonadales	7	27	23
		Legionellales	2	1	5
		Pseudomonadales	1	5	4
	Deltaproteobacteria	Myxococcales	12	22	18
		Desulfurellales	1	2	5
		Oligoflexales	2	1	4
Firmicutes	Bacilli	Bacillales	16	5	8
	Clostridia	Clostridiales	35	0	6
		Halanaerobiales	1	0	1
Acidobacteria	Acidobacteria	Acidobacteriales	5	17	9
	Solibacteres	Solibacterales	21	15	21
Actinobacteria	Actinobacteria	Frankiales	6	7	11
		Corynebacteriales	3	3	2
		Micromonosporales	8	6	7
		Streptomycetales	2	4	2
		Streptosporangiales	7	0	3
		Pseudonocardiales	3	0	3
		Micrococcales	2	10	3
		Propionibacteriales	2	3	5
	Thermoleophilia	Solirubrobacterales	7	7	9
		Gaiellales	4	1	4
Acidimicrobiia	Acidimicrobiales	6	9	8	
Всего ОТЕ/образец			743	1677	1972

Rhizobiales (20–26%). Основные доминирующие филумы верхнего горизонта почвы и “подвешенной почвы” совпадали: Proteobacteria, Actinobacteria, Acidobacteria, однако филум Firmicutes в “подвешенной почве” был представлен в значительно меньших количествах (0.8%), чем в аллювиальной бурой почве (16%), что указывает на значительные отличия бактериальных сообществ исследованных субстратов. Доминирующие таксоны бактерий в опаде включали в себя порядки Rhizobiales, Sphingomonadales и филум Acidobacteria. Высокое содержание бактерий-ацидофилов (Acidobacteria, Solibacteres) соотносится с низкой кислотностью почв (pH 4.2–5.1).

Наиболее часто в исследованных сообществах детектировались представители родов *Bradyrhizobium*, *Variibacter* (филум Proteobacteria), *Acidothermus*, *Mycobacterium* (филум Actinobacteria), *Candidatus solibacter*, *Bryobacter* (филум Acidobacteria), *Bacillus* (филум Firmicutes) (табл. 3).

На основании полученных данных по секвенированию гена 16S рРНК были подсчитаны экологические индексы, характеризующие α- и β-разнообразие прокариотных сообществ на уровне ОТЕ (табл. 4). Наибольшее разнообразие филумов на видовом уровне (97% ОТЕ) относилось к “подвешенной почвы” (1972 ОТЕ), ниже показатели для опада (1677 ОТЕ), наименьшие – к гори-

Таблица 3. Доминирующие роды в прокариотных сообществах аллювиальной бурой почвы, растительного опада и “подвешенной почвы”

Основные филумы	Доминирующие роды		
	почва (гор. А, 0–5 см)	опад	“подвешенная почва”
Proteobacteria	<i>Variibacter</i> <i>Bradyrhizobium</i> <i>Pedomicrobium</i> <i>Haliangium</i> <i>Burkholderia</i> <i>Acidibacter</i> <i>Sorangium</i>	<i>Sphingomonas</i> <i>Bradyrhizobium</i> <i>Rhizobium</i> <i>Novosphongobium</i> <i>Phenylobacterium</i> <i>Variibacter</i>	<i>Variibacter</i> <i>Rhizomicrobium</i> <i>Haliangium</i> <i>Bradyrhizobium</i> <i>Burkholderia</i>
Actinobacteria	<i>Acidothermus</i> <i>Mycobacterium</i> <i>Kitasatospora</i>	<i>Streptomyces</i> <i>Mycobacterium</i> <i>Kineosporia</i> <i>Jatrophihabitans</i>	<i>Acidothermus</i> <i>Jatrophihabitans</i> <i>Actinomadura</i>
Acidobacteria	<i>Koribacter candidatus</i> <i>Solibacter</i>	<i>Granulicella</i> <i>Terriglobus</i> <i>Acidobacterium</i> <i>Bryobacter</i>	<i>Candidatus soilbacter</i> <i>Bryobacter</i> <i>Granulicella</i>
Firmicutes	<i>Bacillus</i> <i>Paenibacillus</i> <i>Ruminiclostridium</i> <i>Hydrogenispora</i>	—	—

Таблица 4. Показатели α - (индексы Шеннона, Chao1) и β -разнообразия (метрики сходства) прокариотных сообществ аллювиальной бурой почвы и сопряженных субстратов

Показатель	Почва	Опад	“Подвешенная почва”
Количество филумов	22	10	27
Количество определенных ОТЕ (97%)	743	1677	1972
Индекс Шеннона	5.79	5.83	6.76
Индекс Chao1	824	1742.8	2075.7
Сходство с “подвешенной почвой” по метрике Брея–Кертиса	0.41	0.56	0
Сходство с “подвешенной почвой” по метрике weighted UniFrac	0.39	0.53	0

зонту А почвы (743 ОТЕ). Наибольшее α -разнообразие характерно для “подвешенной почвы”, что подтверждается индексами Шеннона (6.76) и Chao1 (2075.7), тогда как эти индексы для горизонта А и опада близки. Сходство сообщества “подвешенной почвы” по метрике Брея–Кертиса было наибольшим с таковым горизонта А аллювиальной бурой почвы и составило 0.41, аналогичные результаты получены с помощью метрики weighted UniFrac (0.39). Обе рассмотренные метрики бинарны и принимают значения в диапазоне от 0 до 1, где 0 отражает полное сходство сообществ, а 1 отсутствие общих таксонов. При общем выявленном сходстве “подвешенной почвы” с аллювиальной бурой почвой, в литературных источниках также показано, что данный субстрат, улавливаемый адаптивными приспособлениями

растений-эпифитов (агеотропными воздушными корнями), близок по изотопному составу азота тканей эпифитов и растений-форофитов, повышенная концентрация зоогенного азота происходит за счет поселения в этом биотопе колоний муравьев [6, 7].

Таким образом, проведенный метагеномный анализ (пиросеквенирование гена 16S рРНК) бактериального сообщества аллювиальной бурой почвы, опада и “подвешенной почвы” выявил доминирование в них филумов Proteobacteria, Actinobacteria и Acidobacteria. Причем в почве филумы Chloroflexi, Firmicutes и Verrucomicrobia обнаружены в меньшем количестве, а Nitrospirae, Planctomycetes и Gemmatimonadetes — наименьшем. Наибольшие показатели α - и β -разнообразия наблюдались в “подвешенной почве” из корзинок

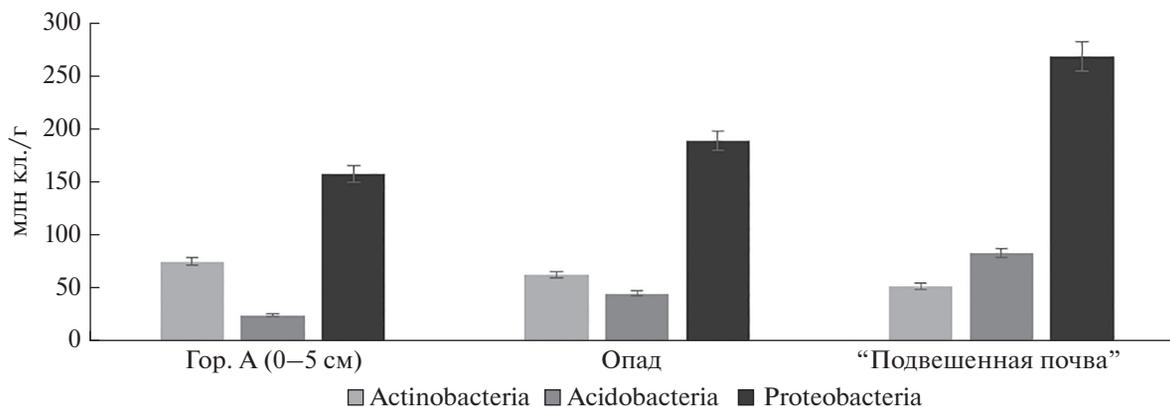


Рис. 4. Численность метаболически активных прокариотных организмов наиболее распространенных филумов в исследованных субстратах.

эпифитных папоротников. Прокариотное сообщество “подвешенной почвы” сходно с таковым верхнего (органоминерального горизонта) почвы, менее – с сообществом опада. Данный вывод подтверждается мерами сходства по метрикам Брея–Кертиса (0.41) и weighted UniFrac (0.39).

Характеристика метаболически активных представителей прокариотного комплекса почвы и сопряженных субстратов. Проведенный метагеномный анализ (секвенирование гена 16S рРНК) бактериального сообщества аллювиальной бурой почвы, опада и “подвешенной почвы” выявил доминирование в них филумов Proteobacteria, Actinobacteria и Acidobacteria. Представляло значительный интерес сравнить численность и соотношение метаболически активных представителей этих филумов в изученных субстратах (рис. 4). Обращает на себя внимание факт, что содержание метаболически активных клеток вышеперечисленных таксонов меньше в почве и больше в опаде и “подвешенной почве”. Однако соотношение таксонов в этих субстратах различалось. Доминирующей группой во всех субстратах были протеобактерии, минорной – Actinobacteria и Acidobacteria. При этом наибольшая численность филума Proteobacteria была зарегистрирована в “подвешенной почве”, меньшая – в опаде и верхнем горизонте почвы. Эта закономерность была характерна и для акцидобактерий. Для актинобактерий, напротив, максимальное содержание отмечено в верхнем горизонте почвы и меньшие значения в опаде и “подвешенной почве”. Интересно, что максимальная численность метаболически активных протеобактерий соотносилась с высоким таксономическим разнообразием этого филума в “подвешенной почве”, выявленным с помощью метабаркодинга (табл. 2). Подобные закономерности для ризосферной почвы ранее отмечены другими исследователями [21, 24, 34]. Можно предположить, что “подвешенная почва”

является специфическим субстратом, который несет на себе отпечатки верхнего горизонта почвы, атмосферных выпадений пылеватых частиц, прижизненных выделений биоты и микроорганизмов, попадающих в субстрат с частицами пыли; также значительное влияние на формирование микробного сообщества оказывают корни растений, обильно пронизывающих этот субстрат.

Детекция функциональных генов (*nifH* и *alkB*) в исследованных образцах. В дополнение к характеристике филогенетической структуры прокариотного сообщества проведен анализ функциональных генов, отвечающих за активность прокариотного сообщества в процессах азотфиксации (*nifH*) и разложения углеводов (*alkB*). Рассматривали наличие и число копий генов бактерий, способных к осуществлению этих процессов. Гены бактерий азотфиксаторов (*nifH*) способствуют обеспечению почвы азотом, что является одним из ее важных показателей активности. Ген *nifH* обнаружен во всех исследованных субстратах, наибольшая численность выявлена в “подвешенной почве” (0.37 млн копий гена/г почвы), меньшая – в опаде и верхнем горизонте почвы, 0.06 и 0.04 млн копий/г почвы соответственно (рис. 5). Полученные результаты в определенной степени соотносятся с данными метагеномного анализа – в изученных образцах выявлено значительное содержание порядка Rhizobiales и Sphingomonadales, известных как активные азотфиксаторы.

Процесс окисления алканов в почве начинается с гидроксирования алифатических углеводов, что приводит в дальнейшем к образованию альдегида или жирной кислоты [4]. Об активном протекании этого процесса свидетельствует обнаружение гена *alkB* в почве [12]. Бактериальный ген, отвечающий за катаболизм алканов, обнаружен во всех исследуемых образцах. Наибольшая численность этого гена обнаружена в “подвешенной почве” (2.46 млн копий/г почвы), меньшая –

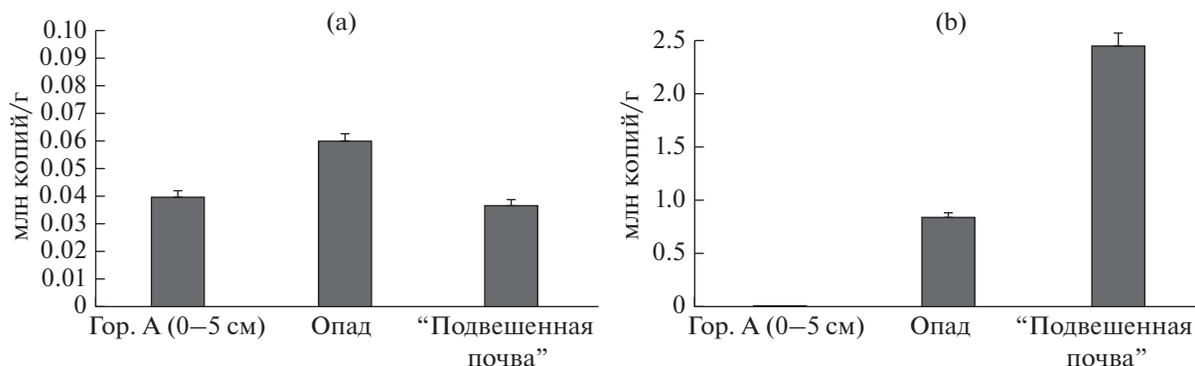


Рис. 5. Количество копий гена *nifH* (а) и *alkB* (б) в аллювиальной бурой почве и сопряженных субстратах.

в опаде (0.84 млн копий/г почвы), наименьшая в верхнем почвенном горизонте. Очевидно, что в “подвешенной почве” можно ожидать значительного присутствия штаммов, способных к деструкции алканов, к которым относятся многие представители родов *Pseudomonas*, *Rhodococcus*, *Burkholderia* (выявлены метабаркодингом).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Впервые дана количественная и качественная характеристика почвенного прокариотного сообщества аллювиальной бурой почвы и сопряженных субстратов (опад и “подвешенная почва”) с использованием прямого люминесцентного метода и современных молекулярно-биологических методов почвенной микробиологии. Численность бактерий (прямой люминесцентный метод) варьировала от 1.1 до 2.6 млрд. кл./г почвы и была наибольшей в “подвешенной почве”, меньшими значениями характеризовались опад и горизонты А и АВ аллювиальной бурой почвы.

В прокариотном сообществе изученных субстратов преобладали бактерии филумов Proteobacteria, Actinobacteria и Acidobacteria, в меньшинстве – филумы Chloroflexi, Firmicutes и Verrucomicrobia, минорные – филумы Nitrospirae, Planctomycetes и Gemmatimonadetes.

Представители домена Archaea обнаружены в горизонте А и “подвешенной почве”, однако их общее содержание было значительно меньше, чем домена Bacteria, и не превышало 1%. Детектированные в горизонте А археи относились к филумам Thaumarchaeota, Euryarchaeota, в “подвешенной почве” – к филумам Thaumarchaeota, Woesearchaeota.

На основании рассчитанных экологических показателей (α - и β -разнообразие, меры сходства по метрикам Брея–Кертиса и weighted UniFrac можно сделать вывод, что прокариотное сообщество “подвешенной почвы” ближе к сообществу горизонта А, чем к таковому опада. Метаболически активная часть прокариотного сообщества,

представленная филумами Proteobacteria, Actinobacteria и Acidobacteria, достигала наибольших значений в “подвешенной почве” и была меньше в опаде и горизонте А почвы, что соотносилось с высокой численностью данных филумов и их значительным таксономическим разнообразием в этом локусе.

Функциональные гены (*nifH* и *alkB*) детектированы во всех исследованных субстратах (горизонт А, опад и “подвешенная почва”). Численность копий функциональных генов была наибольшей в “подвешенной почве”, что делает этот локус перспективным для выделения штаммов с высоким биотехнологическим потенциалом, способных к фиксации атмосферного азота и разложению алканов.

БЛАГОДАРНОСТЬ

Авторы выражают благодарность администрации и сотрудникам Тропического центра, организовавших комплексную работу по изучению биологического разнообразия и экологии лесов Вьетнама. Особый вклад внесли содиректора Головного отделения Данг Хонг Чием и А.Н. Кузнецов, содиректора Южного отделения Нгуен Ван Тхинь и И.В. Палько. Неоценимую помощь в работе оказали С.П. Кузнецова и Фам Тхи Ха Занг.

Отдельную благодарность хотелось бы высказать администрации и сотрудникам лесных станций особо охраняемых территорий Вьетнама, на которых была предоставлена возможность исследований, за неоценимую помощь и комфортные условия.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Представленное исследование проведено по госзаданию (№ 121040800174-6, № 121032300081-7), а также в рамках Программы развития Междисциплинарной научно-образовательной школы МГУ им. М.В. Ломоносова “Будущее планеты и глобальные изменения окружающей среды”. Анализ микробиомов проведен при частичной финансовой поддержке Программы

НТР РФ “Анализ микробиомов растений и беспозвоночных животных экстремальных мест обитания с целью разработки штаммов-продуцентов новых метаболитов и ферментов” (договор № 075-15-2021-1396). Проведение ПЦР-реал-тайм при частичной финансовой поддержке гранта РНФ № 21-14-00076.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Александрова А.В., Сидорова И.И., Тиунов А.В.* Микроскопические грибы почв и листового опада национального парка Кат Тиен (Южный Вьетнам) // Микология и фитопатология. 2011. Т. 45. № 1. С. 12–25.
2. *Воробьева Л.И.* Археи. М.: ИКЦ Академкнига, 2007. 234 с.
3. *Второва В.Н., Маркерт Б., Лефлер У.С.* Эпифитные папоротники лесных тропических экосистем как индикаторы состояния окружающей среды (на примере Южного Вьетнама) // Ботанический журн. 2001. Т. 86. № 6. С. 90–101.
4. *Геннадиев А.Н., Пиковский Ю.И., Цибарт А.С., Смирнова М.А., Коротков Л.П.* Углеводороды в почвах: методы определения, состав, поведение (обзор) // Почвоведение. 2015. № 10. С. 1195–1209. <https://doi.org/10.7868/S0032180X15100020>
5. *Головченко А.В., Тихонова Е.Ю., Звягинцев Д.Г.* Численность, биомасса, структура и активность микробных комплексов низинных и верховых торфяников // Почвоведение. 2007. № 5. С. 711–719.
6. *Еськов А.К., Абакумов Е.В., Тиунов А.В., Кузнецова О.А., Дубовиков Д.А., Прилепский Н.Г., Антипина В.А., Кузнецов А.Н.* Агетропные воздушные корни-улавливатели гнездовых эпифитов и их роль в формировании подвешенных почв // Журн. общ. биол. 2017. Т. 78. № 3. С. 54–68.
7. *Еськов А.К., Прилепский Н.Г., Антипина В.А., Абакумов Е.В., Ван Тхинь Н.* Формирование эпифитных сообществ в искусственных лесных посадках Южного Вьетнама // Экология. 2020. № 3. С. 171–180. <https://doi.org/10.31857/S0367059720030075>
8. *Зенова Г.М., Манучарова Н.А., Звягинцев Д.Г.* Экстремофильные и экстремотолерантные актиномицеты в почвах разных типов // Почвоведение. 2011. № 4. С. 457–478.
9. *Калашникова К.А., Александрова А.В.* Почвообитающие микроскопические грибы предгорного тропического леса (лесхоз Лок Бак, Южный Вьетнам) // Микология и фитопатология. 2015. Т. 49. № 2. С. 91–101.
10. *Калашникова К.А., Коновалова О.П., Александрова А.В.* Почвообитающие микроскопические грибы муссонного диптерокарпового леса (заповедник Донг Най, Южный Вьетнам) // Микология и фитопатология. 2016. Т. 50. № 2. С. 97–107.
11. *Лысак Л.В., Добровольская Т.Г., Скворцова И.Н.* Методы оценки бактериального разнообразия почв и идентификации почвенных бактерий. М.: МАКС Пресс, 2003. 120 с.
12. *Манучарова Н.А., Ксенофонтова Н.А., Белов А.А., Каменский Н.Н., Арзамасова А.В., Зенова Г.М., Кинжаев Р.Р., Трофимов С.Я., Степанов А.Л.* Прокариотный компонент нефтезагрязненной торфяной олиготрофной почвы при разном уровне минерального питания // Почвоведение. 2021. № 1. С. 80–89. <https://doi.org/10.31857/S0032180X2101010X>
13. *Манучарова Н.А., Ксенофонтова Н.А., Каримов Т.Д., Власова А.П., Зенова Г.М., Степанов А.Л.* Изменение филогенетической структуры метаболически активного прокариотного комплекса почв под влиянием нефтяного загрязнения // Микробиология. 2020. Т. 89. № 2. С. 222–234. <https://doi.org/10.31857/S0026365620020093>
14. *Мэгарран Э.* Экологическое разнообразие и его измерение. М.: Мир, 1992. 184 с.
15. *Першина Е.В., Чернов Т.И.* Генетическая информация в почве // Основные достижения и перспективы почвенной метагеномики. СПб.: Информ-Навигатор. 2017. С. 9–18.
16. *Сергеева Т.К., Компанцев А.В., Компанцева Т.В., Второва В.Н.* Разнообразие биоты “подвешенных” почв в тропических лесах Вьетнама (на примере папоротника *Asplenium nidus* L.) // Биологическое разнообразие и современное состояние тропических экосистем Вьетнама. М.-Ханой: Тропцентр, 1998. Кн. 1. С. 261–279
17. *Фомичева О.А., Полянская Л.М., Никонов В.В., Лукина Н.В., Орлова М.А., Звягинцев Д.Г.* Численность и биомасса почвенных микроорганизмов в коренных старовозрастных северо-таежных еловых лесах // Почвоведение. 2006. № 11. С. 1469–1478.
18. *Хохлова О.С., Мякишина Т.Н., Кузнецов А.Н., Губин С.В.* Морфогенетические особенности почв национального парка Кат Тьен, Южный Вьетнам // Почвоведение. 2017. № 2. С. 176–194. <https://doi.org/10.7868/S0032180X1612008X>
19. *Чернов Т.И., Железова А.Д., Тхакахова А.К. и др.* Микробиомы целинных почв тропических лесов южного Вьетнама // Микробиология. 2019. Т. 88. № 4. С. 479–489.
20. *Brochier-Armanet C., Boussau B., Gribaldo S., Forterre P.* Mesophilic crenarchaeota: Proposal for a third archaeal phylum, the Thaumarchaeota // J. Nature Rev. Microbiol. 2008. V. 6. P. 245–252. <https://doi.org/10.1038/nrmicro1852>
21. *Bulgarelli D., Garrido-Oter R., Münch P.C. et al.* Structure and function of the bacterial root microbiota in wild and domesticated barley // Cell Host Microbe. 2015. V. 3. P. 392–403. <https://doi.org/10.1016/j.chom.2015.01.011>
22. *Caporaso J., Kuczynski J., Stombaugh J.* 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>
23. *Chao A.* Estimating the population size for capture-recapture data with unequal catchability // Biometrics. 1987. P. 783–791. <https://doi.org/10.2307/2531532>
24. *De Angelis K., Brodie E., De Santis T.* Selective progressive response of soil microbial community to wild oat roots // ISME. 2009. V. 3. P. 168–178. <https://doi.org/10.1128/aem.05005-11>

25. *De Bruyn J., Nixon L., Fawaz M., Johnson M., Radosevich M.* Global Biogeography and Quantitative Season Dynamics of Gemmatimonadetes in Soil // *Appl. Environ. Microbiol.* 2011. V. 17. P. 6295–6300. <https://doi.org/10.1128/AEM.05005-11>
26. *Fierer N., Jackson J.A., Vilgalys R., Jackson R.B.* Assessment of Soil Microbial Community Structure by Use of Taxon-Specific Quantitative PCR Assays // *Appl. Environ. Microbiol.* 2005. V. 7. P. 4117–4120. <https://doi.org/10.1128/AEM.71.7.4117-4120.2005>
27. *Guerra C.A., Heintz-Buschart A., Sikorski J.* Blind spots in global soil biodiversity and ecosystem function research // *Nat. Commun.* 2020. V. 11. P. 3870. <https://doi.org/10.1038/s41467-020-17688-2>
28. *Hop D.V., Sakiyama Y., Thi C., Binh T., Otoguro M., Hang D.T., Miyadoh S., Luong D.T., Ando K.* Taxonomic and ecological studies of actinomycetes from Vietnam: isolation and genus-level diversity // *J. Antibiotics.* 2011. V. 6640. P. 599–606. <https://doi.org/10.1038/ja.2011.40>
29. *Liu X., Li M., Castelle C.J.* Insights into the ecology, evolution, and metabolism of the widespread Woesearchaeotal lineages. *Microbiome.* 2018. V. 6. P. 102. <https://doi.org/10.1186/s40168-018-0488-2>
30. *Manucharova N.A., Kol'tsova E.M., Stepanov A.L., Demkina E.V., Demkin V.A., El'Registan G.I.* comparative analysis of the functional activity and composition of hydrolytic microbial complexes from the lower Volga barrow and modern chestnut soils // *Microbiology.* 2014. V. 5. P. 674–683. <https://doi.org/10.1134/S002626171405018X>
31. *Ortiz-Alvarez R., Casamayor E.O.* High occurrence of Paecearchaeota and Woesearchaeota (Archaea superphylum DPANN) in the surface waters of oligotrophic high-altitude lakes // *Environ. Microbiol. Rep.* 2016. V. 2. P. 210–217. <https://doi.org/10.1111/1758-2229.12370>
32. *Pruesse E., Quast C., Knittel K.* SILVA: a comprehensive online resource for quality checked and aligned ribosomal RNA sequence data compatible with ARB // *Nucleic Acids Res.* 2007. V. 21. P. 7188–7196. <https://doi.org/10.1093/nar/gkm864>
33. *Reysenbach A.L.* Class IV. Thermoplasmata class. nov. // *Bergey's Manual of Systematic Bacteriology.* V. 1: The Archaea and the deeply branching and phototrophic Bacteria. N.Y.: Springer Verlag, 2001. P. 169. <https://doi.org/10.1601/nm.358>
34. *van Diepeningen A.D., de Vos O.J., Zelenev V.V., Semenov A.M., van Bruggen A.H.* DGGE fragments oscillate with or counter to fluctuations in cultivable bacteria along wheat roots // *Microb. Ecol.* 2005. V. 4. P. 506–517. <https://doi.org/10.1007/s00248-005-0012-7>
35. World Reference Base for Soil Resources 2014, Update 2015. International soil classification system for naming soils and creating legends for soil maps. Rome: FAO, 2015.

Abundance and Taxonomical Diversity of Prokaryotes in Fluvisol and Associated Substrates (Vietnam, Pu Hoat Reserve)

A. V. Kniazeva^{1, 2, *}, L. V. Lysak^{1, **}, N. A. Manucharova¹, E. V. Lapygina¹, and A. V. Aleksandrova¹

¹Lomonosov Moscow State University, Moscow, 119991 Russia

²Skryabin Institute of Biochemistry and Physiology of Microorganisms, Pushchino, 142290 Russia

*e-mail: aknyazeva1999@gmail.com

**e-mail: lvlysak@mail.ru

The quantitative and qualitative characteristics of the soil prokaryotic community of Dystric Fluvisol, litter, and “suspended soil” are given. The number of bacteria (direct luminescence method) varied from 1.1 to 2.6 billion cells/g of soil and was maximum in the “suspended soil” sample, lower in the litter and horizons A and AB of Dystric Fluvisol. Proteobacteria, Actinobacteria, and Acidobacteria dominated the prokaryotic community (at the phylum level); Chloroflexi, Firmicutes, and Verrucomicrobia were found in smaller amounts; the content of Nitrospirae, Planctomycetes, and Gemmatimonadetes was even lower. Representatives of the Archaea domain were found in horizon A and “suspended soil”, their content was significantly lower than that of the Bacteria domain and did not exceed 1%. In the A horizon, archaea are represented by the phyla Thaumarchaeota and Euryarchaeota; in the “suspended soil”, Thaumarchaeota and Woesearchaeota. Based on the calculated ecological indicators (alpha and beta diversity, measures of similarity by Bray-Curtis metrics and weighted UniFrac), it was shown that the microbiome of the “suspended soil” is closer to the microbiome of horizon A of Dystric Fluvisol than to the litter community. The metabolically active part of the prokaryotic community, represented by the phyla Proteobacteria, Actinobacteria, and Acidobacteria, reached its maximum values in the “suspended soil” and was lower in the litter and horizon A of Dystric Fluvisol, which correlated with the high abundance of these phyla and the significant taxonomic diversity of bacteria in this locus. Functional genes (*nifH* and *alcB*) were detected in all studied substrates. The number of copies of functional genes was the highest in the “suspended soil” sample, which makes this locus promising for isolating strains with high biotechnological potential.

Keywords: bacterial abundance, DNA metabarcoding, FISH, *nifH* and *alcB* gene copies, Fluvisol, Vietnam

УДК 631.413:631

ВОЗМОЖНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ПОЧВ СУХОСТЕПНОЙ ЗОНЫ В СВЯЗИ С ГЛОБАЛЬНЫМ ИЗМЕНЕНИЕМ КЛИМАТА

© 2022 г. И. Н. Любимова*

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

*e-mail: in080643@yandex.ru

Поступила в редакцию 22.02.2022 г.

После доработки 26.04.2022 г.

Принята к публикации 27.04.2022 г.

Проанализировано изменение строения и свойств целинных и мелиорированных светло-каштановых почв (Eutric Cambisol (Loamic, Protocalcic, Ochric)) и солонцов (Protosalic Solonetz (Loamic, Columnic, Cutanic, Differentic, Ochric)) через 24 года после закладки опыта (Городищенский район, Волгоградская область). Показано, что динамика современных погодных условий влияет на содержание и распределение в целинных почвах легкорастворимых солей и обменного натрия и приводит к изменению классификационного положения почв на видовом и родовом уровнях. В результате мелиоративных воздействий изменяется строение почвенного профиля. Солонцы теряют типобразующий солонцовый горизонт, в светло-каштановых почвах светлогумусовый горизонт А₁ преобразуется в агрогумусовый горизонт Р. Приведена схема профильного строения агрогенно-измененных светло-каштановых почв и солонцов опытного участка. Выявлено, что при разрушении солонцового профиля при мелиоративных воздействиях при имеющихся климатических параметрах в почвах не происходит его восстановления, но развивается процесс окарбоначивания почв. Приведены возможные сценарии развития почв с учетом глобального изменения климата и возможного перераспределения количества выпадающих осадков по сезонам.

Ключевые слова: почвы солонцовых комплексов, прогноз изменения почв, солонцы, окарбоначивание почв, мелиорация солонцов

DOI: 10.31857/S0032180X22100112

ВВЕДЕНИЕ

В России значительные площади сельскохозяйственных земель расположены в сухостепной зоне — зоне рискованного земледелия. Почвенный покров зоны в основном представлен темно-каштановыми, каштановыми, лугово-каштановыми почвами и их комплексами с солонцами. Почвы солонцовых комплексов занимают 8% пашни страны. В отдельных южных регионах (Калмыкия) пашня представлена ими на 80% [28]. На солонцовых комплексах расположено около трети кормовых угодий России [28, 30]. Согласно климатическим сценариям, происходящая в настоящее время аридизация климата может привести к увеличению в России территорий, на которых испарение будет превышать количество осадков [9, 10, 40–42]. В связи с этим прогноз направленности изменения свойств почв сухостепной зоны является актуальным. Для прогноза изменения почв этой зоны могут быть использованы данные исследований палеопочвоведов, изучавших эволюцию почвенного покрова в связи с изменением климата в голоцене. А также данные наблюдений в многолетних опытах на почвах солонцовых

комплексов при различных агрогенных воздействиях.

Палеопочвоведы проводили исследования педохронорядов подкуранных почв дренированных ландшафтов Поволжья, Прикаспия, Приаралья, относящихся к разным периодам голоцена от IV тыс. лет до н. э. до IV в. н. э. Согласно палеогеографическим и палеопочвенным исследованиям И.В. Иванова, И.В. Демкина с соавт. [12–15], за голоценовый период несколько раз происходило изменение климатических условий, менялась динамика атмосферного увлажнения и температурного режима, что приводило к изменению почвенного покрова этих территорий.

Из приведенного ими материала следует, что за последние 50 веков морфологические и химические свойства темно-каштановых и каштановых почв сухостепной зоны характеризовались существенной циклической изменчивостью, параллельной с динамикой климата. По их исследованиям в первой половине IV тысячелетия до н. э. почвенный покров данных территорий был представлен темно-каштановыми, каштановыми и светло-каштановыми почвами. Атмосфер-

ное увлажнение в тот период превышало современное на 50–70 мм/год. На протяжении IV–III тыс. лет до н. э. изменение почв в этих регионах происходило на подтиповом уровне от темно-каштановых к каштановым, от каштановых к светло-каштановым. К концу третьего тысячелетия до н. э. началу второго количество осадков уменьшилось и не превышало 200 мм/год. В этот период каштановые почвы эволюционировали в полупустынные денудированные карбонатные засоленные почвы. Для этих почв было характерно отсутствие солонцеватости и текстурной дифференциации. По мнению Демкина с соавт. [14, 15, 17–19] в наибольшей степени диагенетическим изменениям был подвержен солевой профиль палеопочв, тогда как солонцеватость является одним из наименее затронутых диагенезом признаков.

Анализируя данные палеопочвоведов об изменении почв, необходимо отметить, что их исследования проводились на палеопочвах ненарушенного сложения. Известно, что распашка почв и мелиоративные мероприятия, значительно влияют на водный и тепловой режимы почв. Результаты наблюдений за этими процессами отражены в многочисленных публикациях [1, 3–7, 16, 17, 21, 24–27]. Исследованиями установлено, что на скорость вымывания легкорастворимых солей из мелиоративного слоя влияет мелиоративный прием, дренажность территории, свойства мелиорируемых почв, погодные условия.

В условиях полупустынной зоны, при среднем многолетнем количестве выпадающих осадков 273 мм, глубокие мелиоративные обработки без дополнительного влагонакопления приводят к вымыванию легкорастворимых солей только из мелиорируемого слоя [6, 7]. Парование почв приводило к уменьшению содержания солей в верхнем 50-сантиметровом слое [27]. Особенно интенсивно этот процесс проходил во влажные годы. В публикациях Еремченко [20], Семендяевой [36], Березина [5] показано, что сезонная и многолетняя динамика погодных условий может существенно влиять на скорость и направленность процессов засоления–рассоления в целинных и мелиорированных солонцах. В одних случаях это происходит из-за изменчивости количества выпадающих осадков, в других за счет влияния температурного фактора. Особенно отличия заметны после проведения глубоких обработок почв с разрушением солонцового горизонта.

Цель работы – на основе анализа данных многолетних наблюдений за изменением свойств целинных и агрогенно-измененных светло-каштановых солонцеватых почв и автоморфных солонцов с привлечением материалов палеопочвоведов дать прогноз возможных изменений почв сухостепной зоны при изменении климата.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

В основу исследований положены данные многолетнего опыта по мелиорации солонцов, который был заложен в 1973 г. и проводился до 1997 г. под руководством Е.Т. Дегтяревой (Почвенно-мелиоративный отдел Почвенного института им. В.В. Докучаева, г. Волгоград). Опыт был расположен в Городищенском районе Волгоградской области в 18 км к северу от г. Волгограда на южном окончании Приволжской возвышенности.

До закладки опыта была составлена детальная почвенная карта опытного участка в масштабе 1 : 500. Почвенный покров опытного участка состоял из светло-каштановых солонцеватых почв (35–50%) (Eutric Cambisol (Loamic, Protocalcic, Ochric)), каштановых степных солонцов мелких и средних солончаковатых (25–50%) (Protosalic Solonetz (Loamic, Columnic, Cutanic, Differentic, Ochric)), лугово-каштановых (5–10%) (Haplic Kastanozem (Loamic)) и перерыто-карбонатных почв (5%). Поверхность участка имела хорошо выраженный микрорельеф. Почвообразующие породы представлены засоленными лёссовидными суглинками большой (до 10 м) мощности. Грунтовые воды залегают глубже 10 м.

Опыт включал следующие варианты механического (мелиоративного) воздействия на почвы: отвальная вспашка с почвоуглублением до 40 см. (далее отвальная вспашка), трехъярусная и плантажная обработки. Часть площади участка оставлена в целинном состоянии. Половина обработанного участка засеивалась однолетними травами, вторая – многолетними. С 1995 г. вся площадь была засеяна многолетними травами. Контроль изменений свойств почв опытного участка проводили раз в несколько лет с разной периодичностью на постоянно закрепленных контрольных участках размером 10 × 10 м на зональных почвах и солонцах. При определении содержания легкорастворимых солей и обменных оснований с динамической площадки по глубинам отбирали один смешанный образец из 10 скважин. Содержание гумуса определяли отдельно для каждой скважины. В лабораторных условиях анализировали содержание легкорастворимых солей, обменных катионов, гумуса, карбонатов и гипса [37]. В 1997 г. лабораторией генезиса и мелиорации солонцов Почвенного института им. В.В. Докучаева при участии Е.Т. Дегтяревой было проведено повторное обследование почв опытного участка. При обследовании оценивали изменение строения и морфологических свойств почв с использованием “Базовых шкал свойств морфологических элементов почв” [2]. На четырех динамических площадках, расположенных на вариантах опыта с мелиоративной обработкой отвальным плугом с почвоуглублением и на варианте с трехъярусной обработкой почв на

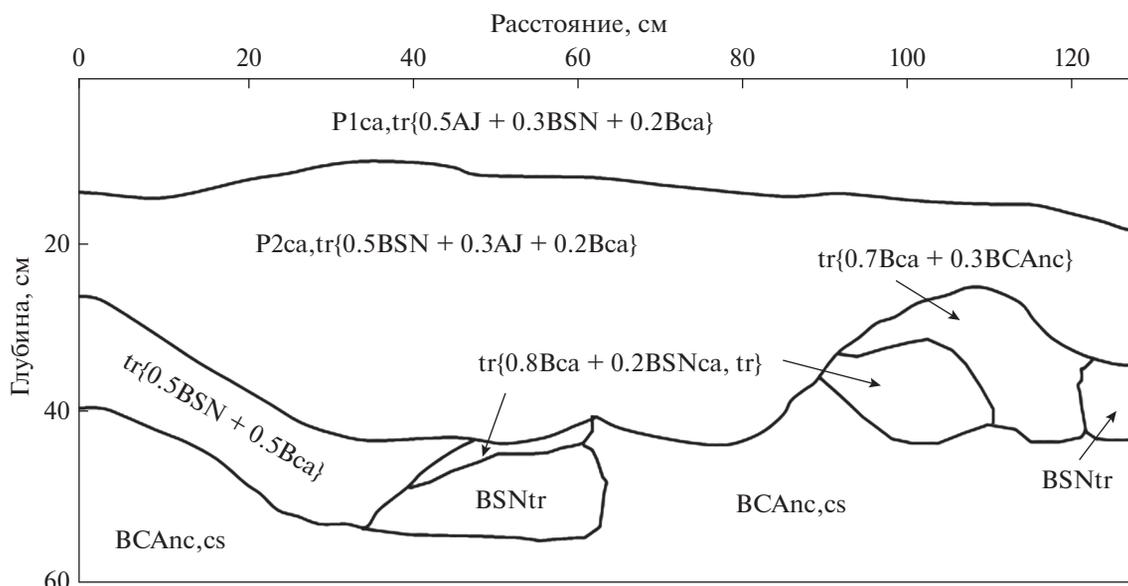


Рис. 1. Схема строения агрозема солонцового карбонатного через 24 г. после проведения трехъярусной вспашки.

бывших солонцовых пятнах и на зональных почвах, были заложены траншеи глубиной до 70 см и длиной на ширину захвата орудия. На длинной стороне траншеи выделялись сохранившиеся и сформировавшиеся за 24 года горизонты и морфоны, состоящие из смеси различных почвенных горизонтов в разных долевых сочетаниях. Стенку траншеи зарисовывали. На рис. 1 показано профильное строение солонца степного солончаковатого высококарбонатного глубокогипсового среднего через 24 года после проведения трехъярусной вспашки.

Образцы почв отбирали в каждой траншее из всех выделенных агрогоризонтов и морфонов, а также по методике, использовавшейся ранее на опытном участке (смешанные образцы из нескольких скважин). На целинной части опытного участка заложена два полнопрофильных разреза на светло-каштановой почве и солонце.

Сведения о погодных условиях за годы проведения опыта представлены по данным наблюдений ближайшей к опыту метеостанции Нижневолжского НИИСХ. Анализ климатических условий за время проведения опытов показал, что среднегодовое количество осадков составляло 390 мм и колебалось за время наблюдений от 206.6 до 751.7 мм. Сумма выпадающих осадков за апрель–сентябрь 270 мм за годы наблюдений изменялась от 76.2 до 544.9 мм/год. Сумма выпадающих осадков за октябрь–март в среднем составляла 120 мм, вариация от 82.3 до 269.5 мм/год. Наиболее засушливыми за время проведения опытов оказались 1975 (207 мм осадков за год), 1980 (263 мм), 1984 (270 мм) и 1986 гг. (212 мм). Наиболее влажные годы: 1985 (440 мм) и период с

1988 по 1990 гг. (752 мм за год, в 1989 г. — 672 мм, в 1990 г. — 752 мм). Наиболее теплым был 1975 г. (превышение от средней многолетней годовой температуры воздуха на 3.0°C), период с 1981 по 1983 гг. (1981–1982 гг. на 2.8°C), 1983 (2.1°C); 1989 г. (2.1°C) и 1990 г. (1.6°C).

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Сравнение морфологических описаний целинных почв, сделанных в 1997 г., с описаниями 1973 г. показало идентичность по строению почвенного профиля, степени выраженности солонцового и солонцеватого горизонтов. В табл. 1 приведены схемы профильного строения целинных и агрогенно-измененных светло-каштановых почв и солонцов опытного участка. Индексацию почвенных горизонтов проводили в соответствии с классификацией почв России [31]. Название почв дано в соответствие с классификацией почв 1977 и 2008 гг. [22, 31].

На момент закладки опыта в 1973 г. по глубине залегания солевого горизонта целинные солонцы опытного участка относились к солончаковым. Степень засоления их колебалась от слабой (слой 0–30 см) до сильной (слой 120–150 см). По содержанию обменного натрия целинные солонцы относились к средненатриевым. Засоление в светло-каштановой солонцеватой почве наблюдалось с глубины 40 см и оценивалось как слабое и только на глубине 70–90 см — как сильное. Наибольшее количество солей приходилось, как и в случае солонцов, на горизонт почвообразующей породы (1.0–1.1%). Химизм засоления солонцов и светло-каштановых солонцеватых почв опытного

Таблица 1. Профильное строение целинных и агрогенно-измененных почв опытного участка (прямой шрифт – классификация 1977 г.; курсив – классификация 2008 г.)

№ разреза	Название почвы	Характер использования участка	Профильное строение
2-97	Светло-каштановая карбонатная слабосолонцеватая почва – каштановая солонцеватая средневыщелоченная глубокая среднегумусированная высококарбонатная тяжелосуглинистая с глубоководным профилем	Целина	$AJ1-AJ2-VMKsn-VMKlc-BCA\nc,dc-BCA2dc-C\ldc-C2dc,cs$
4-97	Агрогенноизмененная светло-каштановая солонцеватая почва через 24 года после мелiorации – агрокаштановая агрогенерогенная карбонатная глубокая среднепахотная среднегумусированная поверхностно-карбонатная солончачковатая слабозасоленная тяжелосуглинистая с глубоководным профилем	Отвальная вспашка на 25–27 см с почвоуглублением до 40 см	$P1ca,тр[0.8AJ + 0.1VMKsn + 0.1VMKca]-P2ca,тр[0.6VMKsn + 0.2VMKca + 0.2AJ]-VMKca,lc$
6-97	Агрогенноизмененная светло-каштановая солонцеватая почва через 24 года после мелiorации – агрокаштановая агрогенерогенная карбонатная глубокая среднегумусированная поверхностно-карбонатная глубокосолончачковатая слабосреднезасоленная тяжелосуглинистая с глубоководным профилем.	Трехъярусная вспашка на 40–45 см	$P1ca,тр[0.7VMKlc + 0.3VMKsn]-P2ca,тр[0.5AJ + 0.3VMKsn + 0.2VMKca] - P3ca,тр[0.5AJ + 0.3VMKsn + 0.2VMKca]-[0.5VMKsn + 0.5VMKca]-[0.7VMKca + 0.3BCA]-VMKtr,sn-0.9VMKca + 0.1VMKsn]-BCA\nc$
1-97	Солонец каштановый степной солончачковатый высококарбонатный глубокогипсовый средний среднетриевый – солонец светлый типичный средневыщелоченный среднегумусированный средний слаботриевый призматический поверхностно карбонатный солончачковатый слабозасоленный тяжелосуглинистый с глубоководным профилем	Целина	$AJ-[AJ-SEL]-BSN-BSNdc-BCA\nc,cs-Cca,s$
3-97	Агрогенно-измененный солонец через 24 года после мелiorации – агросолонец светлый агрогенерогенный средневыщелоченный средний среднепахотный среднегумусированный, слаботриевый высококарбонатный солончачковатый слабозасоленный тяжелосуглинистый с глубоководным профилем	Отвальная вспашка 25–27 см с почвоуглублением до 40 см	$P1тр[0.9AJ + 0.1BSN]-P2тр[0.8BSN + 0.2AJ]-BSNтр-BCA\nc$
5-97	Агрогенно-измененный солонец через 24 года после мелiorации – агрозем солонцовый светлый типичный карбонатный средний глубоководурбированный малогумусированный поверхностно-карбонатный солончачковатый слабозасоленный тяжелосуглинистый с глубоководным профилем	Трехъярусная вспашка на 40–45 см	$P1ca,тр[0.5AJ + 0.3BSN+0.2Bca]-P2ca,тр[0.5BSN + 0.3AJ + 0.2Bca]-BCA\nc,cs-[0.5BSN + 0.5Bca]-BSNтр-[0.8Bca + 0.2BSNтр,m]-[0.7BCA + 0.3BCA\nc]$

участка хлоридный и хлоридно-сульфатный. Практически по всему профилю солонцов и светло-каштановых солонцеватых почв в составе водной вытяжки преобладали ионы Cl^- и Na^+ . При повторном обследовании целинных почв в 1997 г., верхняя толща солонцов оказалась промыта от легкорастворимых солей до 40 см, а светло-каштановых почв на всю мощность почвенного профиля. По содержанию обменного натрия в ППК солонцового горизонта целинные солонцы в 1973 г. относились к средненатриевым, а в 1997 г. стали относиться к остаточно-солонцеватым.

Установлено, что за прошедшие 24 года в целинных почвах изменилась глубина вскипания от HCl . В солонцах корковых и средних вскипание в 1973 г. наблюдалось в среднем с 16 см, выделения карбонатов с 45 см. В 1996 г. вскипание от HCl имело место с 22–28 см. Залегание карбонатных выделений с глубины 50 см. В целинных каштановых почвах в 1973 г. вскипание было зафиксировано на глубине 21 см, а в 1997 г. на 31–35 см. Глубина залегания карбонатных выделений (белоглазка) не изменилась. Видно, что динамика современных погодных условий повлияла на содержание и распределение по профилю почв легкорастворимых солей и обменного натрия в целинных почвах и привела к изменению классификационного положения почв на видовом и родовом уровнях. В дальнейшем при совершенствовании классификации почв необходимо учесть возможную динамику изменения классификационного положения почв с учетом динамики погодных условий во времени. Инерционность отклика почв на климатические колебания отмечалась Геннадиевым [8].

Обследование опытных участков через 24 года после закладки опыта показало, что в результате агрогенных воздействий произошло изменение морфологического облика этих почв с образованием двух групп. Почвы, в которых в результате агрогенного воздействия произошло разрушение и дезинтеграция их профильного строения, и почвы, в которых профильное строение изменилось незначительно. Во всех агрогенно-измененных почвах за 24 года сформировался пахотный горизонт, в составе которого присутствуют фрагменты верхних и нижележащих горизонтов.

Каштановые почвы в большинстве случаев при распашке не теряют срединных диагностических горизонтов. В них светлогумусовый горизонт А₁ преобразуется в агрогумусовый Р. По классификации почв России [31] они относятся к типу агрокаштановых почв (в одном отделе с природными почвами). При распашке солонцов солонцовый горизонт, в зависимости от глубины залегания и его мощности, может частично сохраниться. Почвы данной группы по классификации почв России [31] образуют самостоятель-

ный тип почв – агросолонцы в одном отделе с природными солонцами. В почвах с сохранившимся полностью или частично солонцовым или солонцеватым горизонтом морфологические свойства нижележащих горизонтов меняются незначительно. Во второй группе почв бывших солонцов после глубоких мелиоративных обработок ниже пахотного горизонта лежит турбированный горизонт, состоящий из разного набора фрагментов исходных генетических горизонтов.

По глубине залегания солевого горизонта агрогенно-измененные солонцы переходят из солончаковых в солончаковатые. Агрокаштановые почвы остаются по глубине залегания солей – солончаковатыми. За период наблюдений с 1973 по 1997 гг. наблюдалось как уменьшение содержания солей и обменного натрия в верхней 40-сантиметровой толще агрогенно-измененных солонцов, так и увеличение в зависимости от количества выпадающих осадков. При рассолении мелиорированных солонцов изменяется не только степень их засоления, но и соотношение ионов в составе почвенного раствора и водной вытяжки из почв. Под влиянием мелиорации из верхней части профиля мелиорированных солонцов в первую очередь вымываются хлорид-ионы и ионы натрия [23].

При постмелиоративном развитии агроземов солонцовых визуально не наблюдается иллювирирования илистого материала и восстановления солонцовых горизонтов. Кутаны на фрагментах солонцового горизонта островные. Они теряют блеск или полностью отсутствуют. Фрагменты солонцового горизонта могут сохраняться в почвах длительное время.

Таким образом, видно, что при разрушении солонцового профиля опытного участка при имеющихся климатических параметрах в почвах не происходит его восстановления.

Изучение особенностей сухостепного почвообразования на поверхностях курганов позднего лощенового возраста, проведенное Демкиным [12–15], показало, что период саморазвития почв на их поверхности за 500 лет привел к формированию неполноразвитого почвенного профиля. Почвы тяжелого гранулометрического состава таксономически относились к светло-каштановым солончаковатым карбонатным почвам, а легкого гранулометрического состава к светло-каштановым незасоленным почвам. Солонцовый или солонцеватый горизонты в них не формировались.

Следует отметить, что в мелиорированных солонцах лугово-черноземных почв Каменной степи солонцовый процесс со временем восстанавливается, в них хорошо заметно иллювирирование илистой фракции [38, 39]. Отсутствие в настоящее время признаков лессиважа в мелиорированных неорошаемых почвах сухостепной зоны может



Рис. 2. Картограмма возможного проявления процесса окарбонативания агрогенноизмененных почв солонцовых комплексов Волгоградской области: 1 – маловероятно, 2 – возможно локальное, 3 – слабо выражено, 4 – сильно выражено.

свидетельствовать об отсутствии условий для развития солонцового процесса.

Окарбонативание почв. Обратим внимание на поведение карбонатов в этих почвах. Как показали наши исследования, в бывших высококарбонатных почвах развиваются процессы миграции соединений кальция. Происходит постепенная десегрегация карбонатных и гипсовых новообразований. Карбонатные новообразования теряют округлую форму, граница их становится диффузной. Развивается процесс подтягивания карбонатов вверх и их накопление в пахотном горизонте. Наблюдается растворение и перекристаллизация гипсовых новообразований [25]. В связи с важностью проблемы окарбонативания пахотных горизонтов почв солонцовых комплексов, составлена прогнозная картограмма возможного окарбонативания мелиорированных и распаханых неорошаемых почв Волгоградской области (рис. 2).

При разработке картограммы принимали во внимание особенности строения почв солонцовых комплексов и рекомендуемые приемы их мелиорации, используемые в разных административных районах Волгоградской области [11, 32], что позволило прогнозировать механическое перемещение карбонатсодержащих горизонтов после проведения разных мелиоративных приемов.

По нашему мнению, процесс накопления карбонатов в пахотном горизонте вероятен при распашке и мелиорации высококарбонатных почв солонцовых комплексов, и маловероятен при распашке глубоководскипахущих почв. Разрушение и дезинтеграция солонцовых или солонцеватых горизонтов создают условия для двусторонней (вниз и вверх по профилю) миграции растворов, насыщенных по карбонату кальция, в поверхностные горизонты антропогенно-измененных почв.

Прежде, чем перейти к прогнозу возможного изменения почв сухостепной зоны в связи с изменением климата, проанализируем особенности современных климатических условий данной зоны на примере г. Волгограда, и как это может влиять на протекание современных почвообразовательных процессов. Для этих целей воспользуемся данными работ Сажина с соавт. [33–35].

Как известно, наиболее характерной особенностью климата сухостепной зоны является резкий дефицит влаги весной и в первую половину лета, часто повторяющиеся засухи и суховеи. Максимальное количество осадков в районе г. Волгограда приходится на июнь–июль. Количество осадков, выпадающих в период с апреля по сентябрь, составляет в среднем 63% от суммы осад-

ков за гидрологический год и колеблется от 3,9% в сухие и до 81% во влажные годы. Испаряемость в этот период в 2,5 раза превышает количество осадков. Запасы продуктивной влаги в метровом слое под озимыми культурами на дату перехода температуры воздуха через +10°C составляют около 100 мм, к середине июля запасы влаги под озимыми культурами составляют от 5 до 35 мм, а в конце сентября при переходе температуры через +10°C запасы влаги увеличиваются до весеннего уровня. Установление теплого периода в Волгограде происходит 23 марта, а полное оттаивание почвы 1 апреля. Следовательно, из климатических показателей на изменение свойств почв может оказывать влияние количество осадков в период, когда температура почвы >0°C. Можно предположить, что влияние изменения количества осадков, выпадающих в холодный период, на протекание почвообразовательных процессов будет незначительным. В то же время в период снеготаяния количество выпавших в зимний период осадков будет иметь значение. При сохранении высоких температур летом, выпадающие в этот период осадки не будут оказывать влияния на изменение содержания солей и обменных оснований из-за быстрого испарения влаги. Это совпадает с мнением Панковой и Конюшковой [29].

В то же время, если при изменении климата произойдет увеличение количества осадков, выпадающих с апреля по июнь и в августе—октябре, это должно оказывать влияние на процессы растворения и миграции легкорастворимых солей. Значительное увеличение количества выпадающих осадков будет приводить к увеличению глубины промачивания почв и вымыванию легкорастворимых солей в нижнюю часть профиля. Из неблагоприятных процессов можно ожидать развития содообразования, приводящего к осолонцеванию почв. Эти процессы хорошо изучены на орошаемых почвах сухостепной зоны [3, 4, 16]. Вторичного засоления легкорастворимыми солями может не происходить.

Можно предположить, что при возрастании летних температур при сохранении современного количества и времени выпадения осадков, будет происходить усиление засоления верхней части почв и может иметь место преобразование современных каштановых почв в серо-бурые пустынные почвы с уменьшением содержания органического вещества, описанные в работах Демкина, Иванова [12–15].

При увеличении количества осадков возможен подъем грунтовых вод, изменение их минерализация, а в некоторых случаях и химизма засоления.

Может произойти подтягивание легкорастворимых солей, карбонатов и гипса к поверхности почв, наблюдаться совмещение гипсового и карбонатного профилей в полугидроморфных поч-

вах. Развитие подобных почв наблюдали в 2006–2008 гг. на Кисловской оросительной системе.

Возможно, на распаханых или мелиорированных почвах эти процессы будут протекать быстрее, чем на целинных территориях.

ВЫВОДЫ

1. Динамика погодных условий в настоящее время не приводит к коренному изменению типобразующих почвообразовательных процессов в целинных почвах сухостепной зоны. Можно отметить инерционность почвенного покрова к незначительным изменениям климатических условий.

2. Антропогенное воздействие, в первую очередь глубокая вспашка, приводит к изменению водно-физических, химических и физико-химических свойств почв комплекса и как следствие к изменению протекающих типобразующих процессов. Трансформированные почвы становятся более чувствительными к климатическим изменениям.

3. В сухостепной зоне процесс накопления карбонатов в пахотном горизонте вероятен при распашке и мелиорации высококарбонатных почв солонцовых комплексов и маловероятен при распашке глубоковскипающих почв.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Антипов-Каратаев И.Н. О мелиорации солонцов в условиях орошения в СССР // Химизация социалистического земледелия. 1937. № 9. С. 100–103.
2. Базовые шкалы свойств морфологических элементов почв. Методическое руководство по описанию почв в поле. М., 1982. 55 с.
3. Барановская В.А., Азовцев В.И. Влияние орошения на современный почвообразовательный процесс // Тр. X Междунар. конгр. почвов. М.: Наука, 1974. Т. X. С. 132–135.
4. Барановская В.А. Влияние орошения на современный почвообразовательный процесс // Динамика почвенных процессов и плодородия орошаемых земель. Волгоград, 1990. С. 20–35.
5. Березин Л.В. Мелиорация и использование солонцов Сибири. Омск, 2006.
6. Большаков А.Ф. Изменение почвообразовательного процесса в солончаковых солонцах при искусственном нарушении их профиля // Почвоведение. 1975. № 10.
7. Большаков А.Ф. Опыт мелиорации солончаковых солонцов северо-западной части Прикаспийской низменности // Тр. Комплексной науч. экспеди-

- ции по вопросам полезащитного лесоразведения. М.: Изд-во АН СССР, 1952. Т. II. Вып. 3. С. 64–100.
8. *Геннадиев А.И.* Почвы и время. Модели развития. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1990. 229 с.
 9. Глобальный климат и почвенный покров России. М., 2018–2021. Т. 1–3.
 10. Глобальные изменения климата и прогноз рисков в сельском хозяйстве России. М., 2009. 517 с.
 11. *Дегтярева Е.Т.* Агропроизводственная группировка и характеристика почв. Волгоград, 1981. 160 с.
 12. *Демкин В.А.* Вековая динамика легкорастворимых солей в почвах семиаридных и аридных областей России // Почвоведение. 1997. № 6. С. 677–681.
 13. *Демкин В.А.* Особенности сухостепного почвообразования на поверхностях позднеголоценового возраста // Пространственно-временная организация и функционирование почв. Сб. науч. тр. АН СССР. Пушкино, 1990. С. 117–123.
 14. *Демкин В.А., Иванов И.В.* Развитие почв Прикаспийской низменности в голоцене. Пушкино, 1985. 164 с.
 15. *Демкин В.А., Лукашов А.В.* О скорости и направленности почвообразовательного процесса в зоне сухих степей в голоцене // Почвоведение. 1987. № 6. С. 5–14.
 16. *Зимовец Б.А.* Экология и мелиорация почв сухостепной зоны. М., 1991. 249 с.
 17. *Иванов И.В., Демкин В.А., Губин С.В.* Развитие ландшафтов и почв степного Поволжья в голоцене // Природа и хозяйственная деятельность в Нижнем Поволжье. Волгоград, 1986. С. 21–27.
 18. *Иванов И.В.* Многовековые скорости почвенных процессов // Мат-лы. Всесоюз. совещ. “Антропогенная и естественная эволюция почв и почвенного покрова”. М., 1989. С. 27.
 19. *Иванов И.В., Демкин В.А.* Эволюция почв // Сб. науч. тр. “Почвенно-экологические проблемы в степном земледелии”. Пушкино, 1992. С. 30–44.
 20. *Еремченко О.З.* Природно-антропогенные изменения солонцовых почв в Южном Зауралье. Пермь: Изд-во Пермского ун-та, 1997. 317 с.
 21. *Кирюшин В.И.* Солонцы и их мелиорация. Алма-Ата: Кайнар, 1976. 174 с.
 22. Классификация и диагностика почв СССР. М.: Колос, 1977. 223 с.
 23. *Любимова И.Н., Аксёнов А.В., Горобец А.В.* Влияние агрометеорологических условий на изменение свойств мелиорированных солонцов сухостепной зоны // Бюл. Почв. ин-та им. В.В. Докучаева. 2010. Вып. 66. С. 53–63.
 24. *Любимова И.Н., Новикова А.Ф.* Влияние различных антропогенных воздействий на изменение почв солонцовых комплексов сухостепной зоны // Почвоведение. 2016. № 5. С. 633–643.
 25. *Любимова И.Н.* Постмелиоративная трансформация карбонатного и гипсового профилей солонцовых почв сухостепной зоны // Почвоведение. 2018. № 11. С. 1299–1308.
 26. Мелиорация солонцов СССР. М., 1953.
 27. *Новикова А.Ф., Морякова Л.А.* Опыт мелиорации солонцов каштановой зоны Казахстана // Тез. докл. всесоюз. совещ. “Теоретические основы и опыт мелиоративной обработки и химической мелиорации солонцовых почв”. Целиноград, 1980. С. 27–29.
 28. *Панкова Е.И., Конюшкова М.В.* Климат и засоленность почв пустынь Центральной Азии // Почвоведение. 2013. № 7. С. 771–777.
 29. *Панкова Е.И., Конюшкова М.В.* Влияние глобального потепления климата на засоленность почв аридных регионов // Бюл. Почв. ин-та им. В.В. Докучаева. 2013. Вып. 71. С. 3–5.
 30. *Панкова Е.И., Горохова И.Н., Конюшкова М.В., Любимова И.Н., Базыкина Г.С.* Современные тренды развития почв солонцовых комплексов на юге степной и в полупустынной зонах в природных условиях и при антропогенных воздействиях // Экосистемы: экология и динамика. 2019. Т. 3. № 2. С. 44–88.
 31. Полевой определитель почв России. М.: Почв. ин-т им. В.В. Докучаева, 2008. 182 с.
 32. Почвенно-экологические проблемы в степном земледелии (предложения по рациональному использованию почвенных ресурсов Волгоградской области). Пушкино, 1992. 96 с.
 33. *Сажин А.Н.* Современные климатические тенденции в Нижнем Поволжье // Природа и хозяйственная деятельность в нижнем Поволжье. Волгоград, 1986.
 34. *Сажин А.Н., Губин О.Н.* Агроклиматические ресурсы и их изменчивость во времени // Почвенно-экологические проблемы в степном земледелии. Пушкино, 1992. С. 30–44.
 35. *Сажин А.Н., Кулик К.Н., Васильев Ю.И.* Погода и климат Волгоградской области. Волгоград, 2010.
 36. *Семендяева Н.В., Добротворская Н.И., Елизаров Н.В.* Вторичное засоление химически мелиорированных солонцов и его последствия // Почвоведение. 2019. № 11. С. 1373–1382.
 37. Теория и практика химического анализа почв. М.: ГЕОС, 2006. 204 с.
 38. *Хитров Н.Б., Чевердин Ю.И.* Морфологические признаки проявления процессов постагрогенного и постмелиоративного развития почв черноземных солонцовых комплексов Каменной степи // Разнообразие почв Каменной степи. М.: Почв. ин-т им. В.В. Докучаева, 2009. С. 327–354.
 39. *Чевердин Ю.И.* Закономерности изменения свойств почв юго-востока Центрального Черноземья под влиянием антропогенного воздействия. Автореф. дис. ... докт. биол. наук. Воронеж, 2009. 48 с.
 40. Climate Change. The Science of Climate Change / Ed. J.T. Houghton et al. Cambridge, 1995.
 41. UNFCCC. United Nation Framework Convention on Climate Change. UNEP/TUC, 1992. 29 p.
 42. IPCC, 2001. Climate Change: The Scientific Basis/Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change / Eds. J.T. Houghton et al. N.Y., 2001. 13 p.

On Possible Changes in the Soils of the Dry Steppe Zone due to the Global Climate Change

I. N. Lybimova*

Dokuchaev Soil Science Institute, Moscow, 119017 Russia

**e-mail: in080643@yandex.ru*

The change in the properties of virgin and reclaimed light chestnut soils (Eutric Cambisol (Loamic, Protocalcic, Ochric)) and solonetztes (Protosalic Solonetz (Loamic, Columnic, Cutanic, Differentic, Ochric)); 24 years after the experience was laid (Gorodishchensky district, Volgograd region). It is shown that the dynamics of modern weather conditions affects the content and distribution of easily soluble salts and exchangeable sodium in virgin soils, and leads to a change in the classification position of soils at the species and generic level. As a result of reclamation impacts, the structure of the soil profile changes. Salt marshes lose the type-forming salt horizon, in light chestnut soils the light humus horizon AJ is transformed into the agrohumus horizon P. The schemes of the profile structure of agrogenically modified light chestnut soils and salt marshes of the experimental site are given. It has been revealed that when the salt profile is destroyed under reclamation effects with the available climatic parameters in the soils, its restoration does not occur, but the process of soil carbonization develops. Possible scenarios of soil development taking into account global climate change and possible redistribution of precipitation by season are presented.

Keywords: Solonetz' soil cover pattern, Solonetz, scenarios of soil development, Solonetz amelioration, soil carbonization

ДЕГРАДАЦИЯ, ВОССТАНОВЛЕНИЕ
И ОХРАНА ПОЧВ

УДК 631.46

ПРОСТРАНСТВЕННАЯ ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ СВОЙСТВ
ПОВЕРХНОСТНОГО СЛОЯ ПОЧВ, ФОРМИРУЮЩИХСЯ
НА ШАХТНЫХ ОТВАЛАХ В ПОДМОСКОВНОМ УГОЛЬНОМ БАССЕЙНЕ¹

© 2022 г. Н. А. Юдина^а, И. Н. Семенов^{а, *}, А. В. Шарапова^а, С. А. Леднев^а, Т. В. Королева^а

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

*e-mail: semenkov@geogr.msu.ru

Поступила в редакцию 19.03.2022 г.

После доработки 24.05.2022 г.

Принята к публикации 25.05.2022 г.

Охарактеризованы свойства почв в районе добычи высокосернистых бурых углей (север Среднерусской возвышенности, Тульская область), прекращенной в конце XX в. Рассмотрены три ключевых участка, вмещающих по одному техногенному объекту: конический нерекультивированный отвал, спланированный отвал и рекультивированный отвал. Для поверхностного слоя почв этих участков (0–10 см) составлена серия карт распределения температуры, pH, удельной электропроводности водной вытяжки, содержания гранулометрических фракций, почвенного органического углерода ($C_{\text{орг}}$) и химических элементов (Al, Ca, Fe, Mg, Mn и S). На коническом отвале преобладают средне-суглинистые токсилитостраты (Spolic Technosols), темный поверхностный слой которых характеризуется сильнокислой реакцией ($\text{pH } 3.2 \pm 0.5$) и повышенной относительно фоновых почв удельной электропроводностью (1.72 ± 0.07 дСм/м). На участках, сложенных прогоревшим материалом, распространены осветленные и менее прогретые (на 1°C) литостраты (Technosols), обладающие меньшей кислотностью (на 0.7 ед. pH, $p = 0.022$) и меньшим содержанием электролитов (в 2.4 раза, $p = 0.022$). Тяжелосуглинистые почвы спланированного отвала представлены (токси)литостратами и пелоземами гумусовыми (Regosols). На уровне тенденции можно отметить, что задернованные почвы содержат больше физической глины ($p < 0.05$), имеют повышенные значения pH и содержания Al, Fe, Mn и S, а также Ca ($p < 0.001$) и пониженную удельную электропроводность относительно незадернованных почв при незначимых отличиях по содержанию $C_{\text{орг}}$. Тяжелосуглинистые реплантоземы (Anthrosols) фитомелиорированного отвала имеют нейтральную реакцию среды за счет использования материала природных почв и слабо дифференцированы по обследованным показателям за исключением повышенного содержания S и пониженного – Ca в почвах склонов ($p < 0.01$), что, вероятно, вызвано влиянием сернокислых стоков.

Ключевые слова: загрязнение почв, угледобыча, кислые фильтрационные воды, чернозем (Chernozems), техногенные поверхностные образования (Technosols), ГИС-анализ, токсилитостратоземы (Regosols over Phaeozems), темноцветные почвы, объекты накопленного вреда, карбоновые полигоны

DOI: 10.31857/S0032180X22100161

ВВЕДЕНИЕ

Угольная промышленность оставляет углеродный след на всех этапах энергоемкого жизненного цикла угля как используемой субстанции [23, 27, 42, 44]. После ратификации Парижского соглашения России необходимо декарбонизировать производство, сократив с 2016 по 2030 гг. выбросы CO_2 на 25–40% от уровня 2005 г. [24]. Нерекультивированные отвалы угледобычи являются пассивными источниками CO_2 . Однако при реализации полного цикла рекультивации, включающей фитомелиорацию, эти объекты могут вы-

ступать своеобразными карбоновыми полигонами (фермами), снижающими углеродный след.

За все время эксплуатации из 180 шахт Подмосквового угольного бассейна (ПУБ) извлечено более 1.2 млрд т угля и изъято из сельскохозяйственного оборота около 1000 га пахотных земель. Суммарный объем складированного в отвалы материала составляет 100 млн м^3 . Каждый отвал (более 150) содержит 300–600 тыс. м^3 токсичных, потенциально кислых за счет окисления сульфидов промышленных отходов [8, 15]. Помимо этого, рядом с заброшенными и нерекультивированными отвалами появились делювиально-пролювиальные шлейфы (toeslope talus), образованные эрозионной деятельностью кислых фильтрационных вод (acid mine drainage).

¹ К статье имеются дополнительные материалы, доступные для авторизованных пользователей по doi: 10.31857/S0032180X22100161.

Так как российский закон “О недрах” 1992 г., согласно которому постулируется завершение жизненного цикла угледобывающего предприятия рекультивацией всех нарушенных земель, обнародован после закрытия основного массива шахт ПУБ, большинство отвалов так и осталось нерекультивированным [4]. Отсутствие рекультивации этих объектов накопленного вреда негативно влияет на экосистемы, удаленные на расстояние от 3 до 50 км от них [6, 8, 21, 26, 43]. Трансформация вскрышных и вмещающих пород, содержащих большое количество химически активных восстановленных веществ [32, 41], под действием экзогенных процессов меняет ландшафтно-геохимические условия [3, 12, 14]. Однако для оценки темпов самозарастания отвалов и разработки эффективных проектов рекультивации необходимо исследовать, насколько высока пространственная неоднородность этих объектов, и на какой стадии посттехногенного саморазвития они находятся на данный момент [17, 32].

Цель исследования – оценка пространственной дифференциации свойств корнеобитаемого слоя почв, формирующихся на отвалах угольных шахт и зон их воздействия на севере Среднерусской возвышенности.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Для оценки неоднородности материала угольных отвалов и масштабности их влияния на прилегающие территории изучены три ключевых участка на севере Среднерусской лесостепи в Киреевском и Узловском районах Тульской области (табл. S1).

Конический нерекультивированный отвал (террикон) находится в 2.5 км к западу от пос. Ильинка и состоит из вскрышных и вмещающих пород [11, 18], которые активно подвергаются экзогенным процессам и формируют сернокислые потоки рассеяния потенциально токсичных элементов [28, 29, 37, 43]. На темной, незадернованной и не горевшей поверхности крутосклонного террикона распространены токсилитостраты (Spolic Technosols) с системой горизонтов X–CX, а на светлой, преимущественно незадернованной и прогоревшей поверхности – литостраты (Technosols) [18, 38], зачастую еще недифференцированные на почвенные горизонты. На делювиально-пролювиальных шлейфах распространены токсистратоземы незадернованные (Regosols) с системой горизонтов O или W–RX–D под вейниковым лугом (преобладает вейник наземный, *Calamagrostis epigeios* (L.) Roth), мертвопокровным и вейниковым березняками (преобладает береза повислая, *Betula pendula* Roth, и вейник наземный) [11]. В краевых частях шлейфов распространены агрочерноземы глинисто-иллювиальные химически-трансформированные (Chernic Phae-

ozems) с системой горизонтов (gx)–PU(x)–AU–BI–C(ca). На удалении от террикона, вне зоны воздействия сернокислых стоков, находятся агрочерноземы глинисто-иллювиальные (Haplic Chernozems) с системой горизонтов AU–BI–BCAmc Cca.

Спланированный отвал в 2 км к северу от пос. Владимировка сформирован за счет поэтапной отсыпки вмещающих толщ угольных пластов, последующего срезания верхней части отвала и самозарастания луговой и древесной растительностью. Почвы изученной пологой вершины представлены незадернованными (токсид)литостратами и пелоземами гумусовыми (Regosols) с системой горизонтов W–C, покрытыми разнотравно-злаковыми (преобладают мятлик узколистный, *Poa angustifolia* L., и люцерна серповидная, *Medicago falcata* L.) и вейниковыми лугами с подростом березы.

Фитомелиорированный и рекультивированный отвал, расположенный в 500 м к юго-западу от пос. Синяевка, представлен спланированным терриконом, на поверхности которого из материала природных почв сконструированы реплантоземы (Anthrosols) с условной системой горизонтов O–RU–RBIx–DX и сооружена дренажная система. На вершине и склонах этого отвала распространены разнотравно-злаковые луга (преобладают золотарник канадский, *Solidago canadensis* L., вейник наземный и костер безостый, *Bromopsis inermis* Leyss). На делювиально-пролювиальном шлейфе произрастают березняки мертвопокровные на токсистратоземах (Regosols over Phaeozems) и мезофитные луга на токсистратифицированных черноземах (Gleyic Chernozems). У подножья отвала созданы пруды-отстойники.

Работа базируется на анализе 103 проб почв, отобранных с глубины 0–10 см в середине июля 2020 г. с учетом растительности и элементов рельефа. На первом участке (с коническим отвалом) опробование выполнено по трем профилям длиной около 200 м от вершины отвала по склонам к залуженной ложбине, замкнутому залесенному понижению и выровненной поверхности вне зоны воздействия сернокислых стоков со средним шагом 20 м (суммарно 51 проба). Схожая схема пробоотбора реализована и на участке с фитомелиорированным отвалом (средний шаг 25 м; длина профилей около 160 м; суммарно 27 проб). Почвы вершины спланированного отвала опробованы в пределах прямоугольника 55 × 61 м со средним шагом 8 м (суммарно 25 проб).

Температуру почвы на глубине 5 см измеряли с помощью контактного термометра “Техно ТК-5” в разное время суток на трех ключевых участках, поэтому сравнение температур корректно лишь внутри одного участка. На спланированном отвале работы выполнены во время мороси 15 июля. Температура воздуха была +16°C по данным из от-

крытого интернет-источника gr5 на ближайшей метеорологической станции, расположенной в г. Новомосковске; номер метеостанции 278211u. На коническом и фитомелиорированном отвалах измерения проведены 16 июля в ясную, безоблачную погоду в период 12–14 и 16–19 ч, когда температура воздуха была +15 и +16°C соответственно.

Величина pH определена потенциометрически (на pH-метре Kelilong PH-009i; почвенная суспензия; соотношение почва : дистиллированная вода 1 : 2.5), удельная электропроводность (почва : вода 1 : 5; ЭП_{1:5}) – кондуктометрически (солемер TDS&EC meter (hold)), содержание C_{орг} – титриметрически по И.В. Тюрину с фенилантралиновой кислотой, Al, Ca, Fe, Mn, Mg, S – рентгенфлуоресцентным методом (рентгенфлуоресцентный анализатор Olimpus, Нидерланды), гранулометрический состав – методом лазерной дифрактометрии (лазерный гранулометр Analysette 22 Micro Tec plus Fritsch, Германия). Охарактеризовано 7 гранулометрических фракций (PM) по Н.А. Качинскому. Подстрочным индексом по тексту статьи и на иллюстрациях для них указаны пороговые значения диаметра частиц (мкм): PM_{<1} – ил; PM₅₋₁, PM₁₀₋₅ и PM₅₀₋₁₀ – мелкая, средняя и крупная пыль; PM₂₅₀₋₅₀, PM₅₀₀₋₂₅₀ и PM₁₀₀₀₋₅₀₀ – тонкий, средний и крупный песок.

В программе Statistica рассчитаны средние арифметические и стандартные отклонения, проведен тест Манна–Уитни с принятием в качестве порогового уровня значимости (*p*) 0.05. Карты пространственного распределения показателей построены в программе ArcMap с использованием инструмента обратно взвешенных расстояний.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Конический нерекультивированный террикон.

В поверхностном слое почв конического нерекультивированного террикона контрастно дифференцированы кислотность и ЭП и более однородно – остальные изученные свойства и показатели: C_{орг}, температура, гранулометрический и элементный состав.

Температура. За счет различий в альbedo темная поверхность террикона теплее светлой прогревшейся: 16–18°C против 15–16°C (*p* = 0.003, табл. 1 и S2). Аналогично незадернованные почвы шлейфа теплее задернованных и залесенных: 17–18 и 15–16°C соответственно (*p* = 0.016 и 0.009 соответственно) за счет затенения поверхности почв растительностью.

Гранулометрический состав. Гранулометрический состав светлой и темной поверхности террикона не отличается. Преобладают пылеватые фракции (рис. 1, табл. S2). Доля ила составляет 4.8–5.6%. При этом существенно количество крупного, среднего и мелкого песка (0.2–0.6, 2–3

и 16% соответственно). Доля физической глины составляет 36–39%.

Гранулометрический состав поверхностного слоя почв делювиально-пролювиального шлейфа под разной растительностью также слабо отличается. Лишь доля PM₅₀₋₁₀ на задернованном участке больше, чем на залесенном: 41 ± 5 и 30 ± 7% (здесь и далее приведены среднее и стандартное отклонение; *p* = 0.017).

В изученных тяжелосуглинистых (51 ± 3% физической глины, *n* = 7) агрочерноземах глинисто-иллювиальных преобладает PM₅₀₋₁₀ и PM₅₋₁: 47 ± 3 и 29 ± 2% соответственно. PM₁₀₋₅ и PM_{<1} содержится 16 ± 1.3 и 5.7 ± 0.7% соответственно. Доля песчаных фракций минимальна: PM₁₀₀₀₋₅₀₀ и PM₅₀₀₋₂₅₀ не обнаружены, а PM₂₅₀₋₁₀₀ содержится 1.7 ± 0.7%.

Агрочерноземы химически трансформированные легче фоновых почв за счет меньшей доли пылеватых частиц и PM_{<10} (*p* < 0.042) и большей – мелкого песка (*p* = 0.023).

Кислотность. Почвы террикона и сопряженных делювиально-пролювиальных шлейфов слабокислые–кислые. Наиболее кислая среда (pH 3.2 ± 0.5) характерна для токсилитостратов незадернованной темной негоревшей поверхности террикона. Литостраты светлой прогревшейся поверхности имеют большие значения pH: 3.9 ± 0.3, чем негоревшей (*p* = 0.022) за счет выгорания сульфидов и прекращения продуцирования серной кислоты. Субстрат незадернованных участков шлейфа кислее залесенных (*p* = 0.038). Менее кислая среда, вероятно, способствует более активному зарастанию этих поверхностей. За счет влияния сернокислых стоков в агрочерноземе химически загрязненном значения pH меньше (4.5 ± 0.5, *n* = 9, *p* = 0.022), чем в условно фоновых агрочерноземах глинисто-иллювиальных (5.3 ± 0.6, *n* = 7).

Удельная электропроводность. ЭП_{1:5} максимальна (1.72 ± 0.07 дСм/м; *n* = 15) в токсилитостратах, что отражает повышенное содержание электролитов и связано с формированием серной кислоты. На выгоревших участках с литостратами ЭП_{1:5} меньше в 2.4 раза (*p* = 0.022), опускаясь на делювиально-пролювиальных шлейфах до 0.21 дСм/м и ниже. По сравнению с незадернованными токсилитостратами, в субстрате залесенных шлейфов ЭП_{1:5} почти в 2 раза меньше (*p* = 0.004), что объясняется менее интенсивным поступлением сернокислых стоков. В агрочерноземе химически загрязненном ЭП_{1:5} также больше относительно фоновых агрочерноземов глинисто-иллювиальных (*p* = 0.008).

C_{орг}. Содержание C_{орг} варьирует от 0.5 до 22% с максимальными значениями в токсилитостратах, обогащенных углефицированным материалом. Поверхностный слой литостратов содержит в

Таблица 1. Свойства поверхностного слоя почв (0–10 см) ключевых участков

Почвы	рН	ЭП _{1,5} , дСм/м	Т, °С	С _{орг} , %	Гранулометрические фракции (мм), %							Волокос содержание, %						
					PM _{1000–500}	PM _{500–250}	PM _{250–100}	PM _{50–10}	PM _{10–5}	PM _{5–1}	PM _{<1}	PM _{<10}	Al	Ca	Fe	Mg	S	Mn
Токсиготоземы незадернованных склонов террикона, n = 15	3.2/0.5	1.69/0.69	17/1	12/6	0.2/0.5	2/4	16/18	42/11	12/4	22/6	5.6/1.5	39/11	3.8/0.9	0.4/0.5	1.6/1.1	2.1/1.3	1.3/0.4	<0.01
Лиготоземы незадернованных склонов террикона, n = 5	4.0/0.3	0.70/0.62	16/1	3/4	0.6/1.2	3/6	16/18	44/11	12/4	20/7	4.8/1.5	36/13	6.0/1.1	0.3/0.3	1.8/0.5	2.0/1.5	1.0/0.4	<0.01
Токсиготоземы незадернованные на шлейфах, n = 4	4.1/0.3	0.21/0.09	18/0.4	4/2	0.3/0.2	7.3/7	29/19	32/15	9/3	18/6	4.8/1.3	31/13	3.9/0.4	0.03/0.02	1.4/0.2	2.0/1.4	0.9/0.1	<0.01
Токсиготоземы под шейфак, n = 5	4.7/0.6	0.09/0.11	16/1	10/3	0.02/0.04	1.2/1.5	28/10	41/5	10/2	16/4	3.9/1.2	31/11	4.1/1.0	0.5/1.1	1.7/0.5	2.1/1.2	0.7/0.2	0.01/0.01
Токсиготоземы залежные на шлейфах, n = 6	5.1/0.6	0.07/0.10	15/1	11/2	8/7	9/6	3/7	30/7	9/1	15/3	3.5/1.0	27/5	4.9/0.5	0.3/0.2	2.2/0.5	1.8/1.4	0.7/0.3	0.01/0.01
Агроценоземы химически трансформированные с агроценозом, n = 9	4.5/0.5	0.13/0.09	17/1	9/6	0.3/0.6	2/3	18/14	39/6	12/3	23/6	5.3/1.0	41/11	3.5/0.8	0.3/0.2	2.3/0.4	2.0/1.2	0.6/0.3	0.02/0.02
Агроценоземы глинисто-иллювиальные с агроценозом, n = 7	5.3/0.6	0.037/0.032	16/1	5/2	<0.1	<0.1	1.7/0.7	47/3	16/1	29/2	5.7/0.7	51/3.2	3.3/0.7	0.67/0.2	2.8/0.2	2.8/0.4	0.2/0.1	0.05/0.01
Слапированный отвал																		
Примитивные дерновые под разнотравно-злаковыми лугами вершины отвала, n = 5	6.1/0.8	0.028/0.016	20/1	2/1	0.1/0.2	8/12	16/13	31/10	12/5	26/8	7.2/3	50/14	2.4/0.4	0.6/0.2	4.5/0.5	1.4/1.5	0.14/0.04	0.03/0.005
Лиготоземы под войничными лугами с подростом березы вершины отвала, n = 8	5.5/0.8	0.09/0.13	20/1	2/2	0.52/1.4	4/6	9/13	33/7	15/3	31/9	8.1/3.4	53/15	3.4/1.2	0.2/0.3	2.7/1.4	0.8/1.3	0.5/0.3	0.01/0.01
Токсиготоземы незадернованный вершины отвала, n = 12	3.9/1.1	0.32/0.28	20/1	2/2	34.6/8.5	13/3	28/8	8.4/2.9	50/13	22/19	8.2/7	18/15	2.5/0.4	0.5/0.2	3.9/1.2	0.7/1.3	0.2/0.2	0.03/0.01
Фитомелиорированный и рекультивированный отвал и прилегающие к нему территории																		
Реплантоземы под разнотравно-злаковым лугом вершины отвала, n = 6	6.2/0.3	0.03/0.01	19/1	2.9/0.1	<0.01	<0.01	1.1/1.0	48/6	16/2	29/4	6.6/1.3	51/7	2.1/0.4	1.2/0.1	3.5/0.1	2.0/1.5	0.02/0.02	0.06/0.01
Реплантоземы под разнотравно-злаковыми лугами крутых склонов отвала, n = 16	6.2/1.1	0.065/0.075	20/1	3.0/0.4	<0.01	<0.01	2.4/5.4	42/6	16/2	32/5	7.6/1.7	56/8	2.5/0.7	1.1/0.7	2.7/1.0	1.3/1.5	0.2/0.3	<0.01
Токсиготоземы под березняками мертвопокровными на шлейфе, n = 3	4.7/0.6	0.023/0.005	16.5/0.2	3.7/0.1	<0.01	<0.01	9/15	46/6	16/4	24/5	4.9/1.5	45/9	1.9/0.4	0.6/0.3	1.2/0.3	0.3/0.8	0.5/0.1	<0.01
Донные отложения прудов-отстойников, n = 1	4.1	0.28	19	4.2	<0.01	<0.01	20	37	12	24	6.3	42	1.9	0.3	2.3	<0.01	1.1	<0.01
Токсиготоземы с мезофитными лугами, n = 1	4.2	0.02	16	3.4	<0.01	<0.01	22	32	14	25	6.5	46	1.8	0.2	0.8	<0.01	0.6	<0.01

Примечание. Полу жирным выделены значения, максимальные на соответствующем участке. n — число проб. Перед чертой среднее, за чертой — стандартное отклонение.

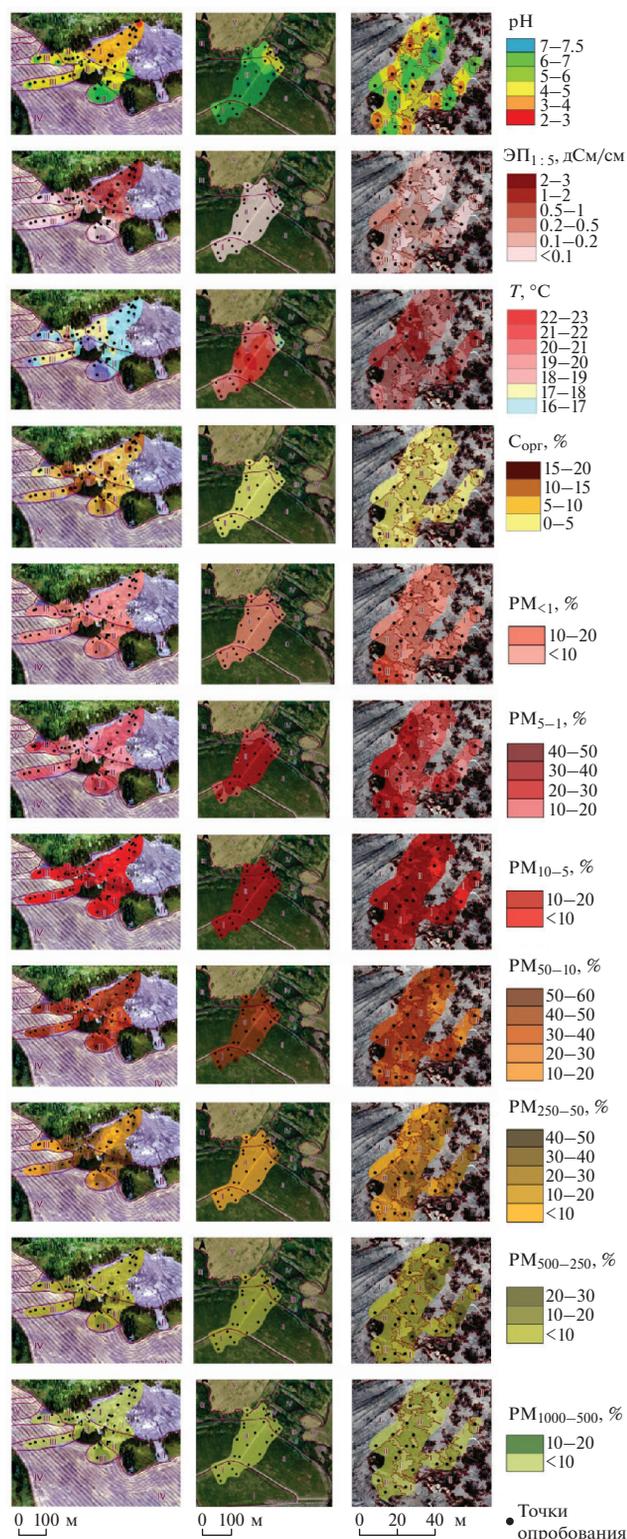


Рис. 1. Свойства поверхностного слоя почв (0–10 см) ключевых участков. Здесь и далее: *слева* – конический нерекультивированный террикон и прилегающие к нему территории: I – трансэлювиальный техногенный ландшафт крутых незадернованных склонов террикона с (токси-)литостратами, II – трансэлювиально-аккумулятивный природно-техногенный ландшафт делювиального шлейфа с токсистратоземами незадернованными, покрытыми березняками и вейниковыми лугами, III – трансаккумулятивный природно-техногенный ландшафт просадок грунта с агроценозом на агрочерноземах химически трансформированных, IV – автономный агроландшафт межпросадочного пространства с агроценозом на агрочерноземах глинисто-иллювиальных. *По центру* – ландшафты спланированного, рекультивированного и фитомелиорированного отвала и прилегающие к нему территории: I – автономный природно-техногенный ландшафт вершины отвала с разнотравно-злаковыми лугами на реплантоземах, II – трансэлювиальный природно-техногенный ландшафт крутых склонов отвала с разнотравно-злаковыми лугами на реплантоземах, III – трансаккумулятивный ландшафт делювиально-пролювиального шлейфа с березняком мертвopoкpoвным на токсистратоземах, IV – субаквальный природно-техногенный ландшафт прудов-отстойников, V – трансаккумулятивный ландшафт делювиального шлейфа с мезофитными лугами на токсистратифицированных черноземах. *Справа* – автономные техногенные ландшафты поверхности спланированного отвала: I – незадернованные токсистратоземы, II – разнотравно-злаковый луг с подростом березы на токсистратоземах.

нием гумуса, а также углефицированного материала, задерживаемого на механическом барьере корней растений, опада и ветоши.

Элементный состав. За счет высокой вариативности содержания рассматриваемых химических элементов материал темной и светлой поверхности террикона значимо не отличается по элементному составу от агрочернозема глинисто-иллювиального и содержит (%) Al 3.8–6.0, Ca 0.29–0.41, Fe 1.6–1.8, Mg 2.0–3.4, S 1.0–1.3, Mn < 0.01.

Элементный состав материала делювиально-пролювиального шлейфа значимо отличается по содержанию Al, Ca и Fe на незадернованном и залесенном участках (рис. 2). Токсистратоземы под березняком содержат Al в 1.3 раза больше ($p = 0.038$), Ca – 11 раз ($p = 0.019$), а Fe – в 1.6 раз ($p = 0.009$), чем незадернованные. Содержание остальных элементов не отличается и варьирует в следующих пределах (%): Mg 1.8–2.1, S 0.60–0.89, Mn 0.01–0.02.

Условно фоновый агрочернозем содержит (%): Al 3.3 ± 0.7 , Fe 2.8 ± 0.2 , Mg 2.8 ± 0.4 , Ca 0.7 ± 0.2 , Mn 0.05 ± 0.01 и S 0.17 ± 0.10 . Относительно него в химически трансформированном агрочерноземе повышено содержание S ($p = 0.042$) и понижено – Mn ($p = 0.001$).

Спланированный отвал. На спланированном отвале в связи с перемешиванием материала большинство изученных почвенных свойств и

4 раза меньше $C_{орг}$ ($p = 0.011$) за счет выгорания органического вещества. На залесенных токсистратоземах содержание $C_{орг}$ больше ($p = 0.009$) относительно незадернованных, что может быть обусловлено влиянием растительности: накопле-

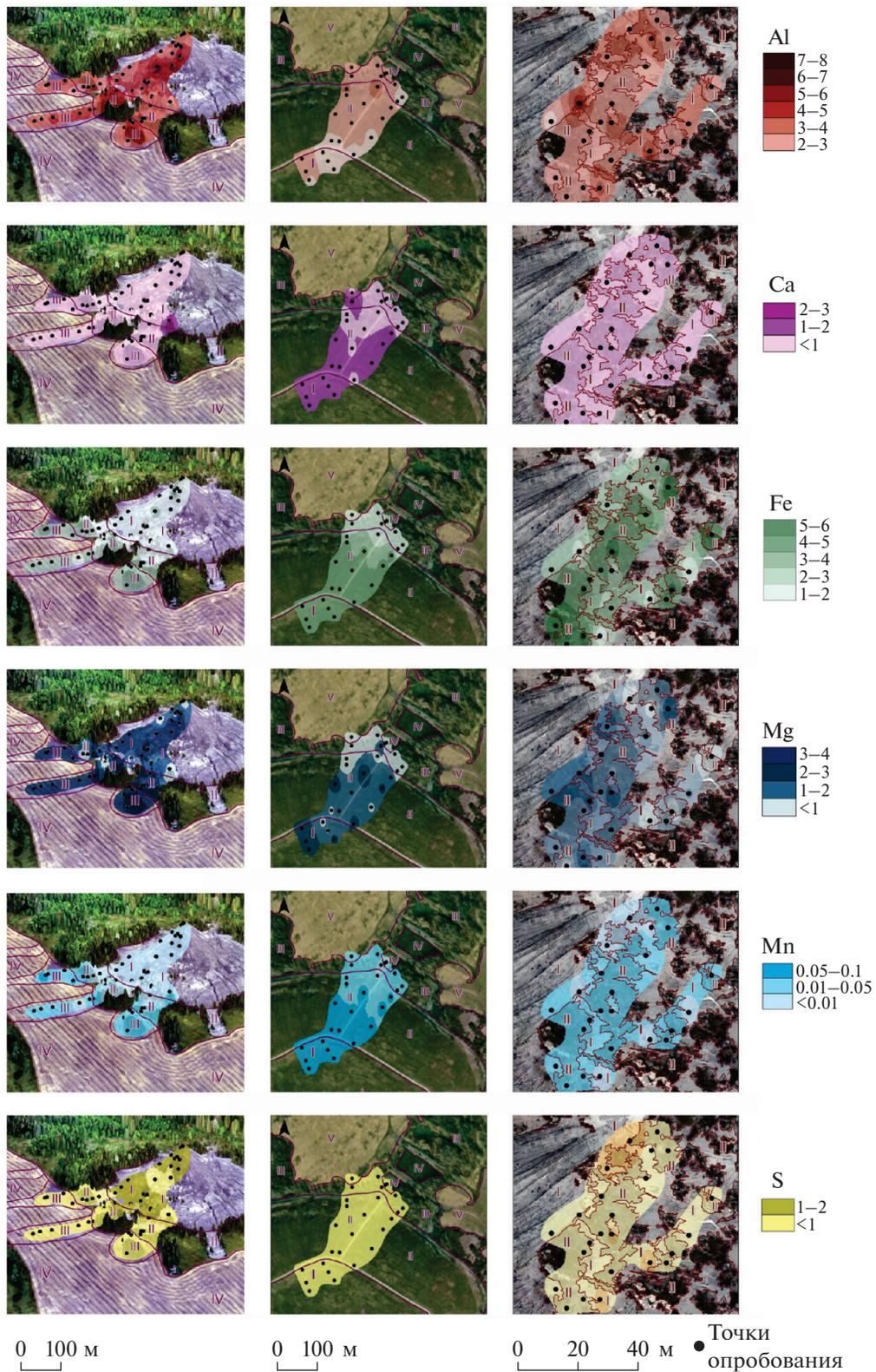


Рис. 2. Элементный состав (%) поверхностного слоя почв (0–10 см) ключевых участков.

показателей не так ярко отличается, как на участке с коническим терриконом.

Температура. Температура задернованных и незадернованных почв значимо не отличалась и в среднем для всего участка составляла $19.8 \pm 0.8^\circ\text{C}$. Возможно, это связано с выполнением термометрической съемки во время мороси.

Гранулометрический состав. Гранулометрический состав субстрата спланированного отвала значимо не дифференцирован ($p < 0.05$). В задернованных тяжелосуглинистых (46–53% физической глины) токсилитостратах содержится крупной, средней и мелкой пыли 33 ± 8 , 13 ± 4 и $29 \pm 8\%$ соответственно при доле $\text{PM}_{<1}$ 7–8% и крупного песка – 0.1–0.5%. Количество среднего и мелкого песка достигает 4–8 и 9–16% соответственно.

На уровне тенденции ($p < 0.05$) для незадернованных почв можно отметить снижение в 2.9 раз доли физической глины (при высокой вариабельности показателя: $18 \pm 15\%$), уменьшение до 3.9 и 1.4 раза содержания крупной и мелкой пыли, соответственно, сокращение в 4 раза доли средней пыли. Доля крупного, среднего и мелкого песка незначительно увеличивается до 35 ± 9 , 13 ± 3 и $28 \pm 8\%$ соответственно. Такое облегчение гранулометрического состава может способствовать улучшению дренажа и формированию более сухих местообитаний, менее благоприятных для растительности рассматриваемого региона.

Кислотность. На вершине спланированного отвала pH варьирует от 3.0 до 7.5. Большая часть поверхности имеет слабокислую реакцию среды – от 4 до 6. Причем незадернованные участки кислее примитивных дерновых почв под разнотравно-злаковым лугом на 2.2 ед. pH ($p = 0.0006$), что может быть причиной сохранения этих участков незадернованными.

Удельная электропроводность. Средние значения $\text{ЭП}_{1:5}$ варьируют преимущественно от 0.008 до 0.322 дСм/м. Участок с наибольшим содержанием электролитов ($\text{ЭП}_{1:5} = 0.32 \pm 0.28$ дСм/м) приурочен к незадернованным почвам, которые в целом имеют большую $\text{ЭП}_{1:5}$, чем задернованные ($p = 0.001$). Повышенные на порядок относительно окружающих черноземов значения удельной электропроводности также могут быть фактором, сдерживающим поселение здесь растительности за счет негативного влияния серной кислоты на корневые системы.

$S_{\text{орг}}$. Практически вся поверхность спланированного отвала содержит $S_{\text{орг}}$ менее 5%. Среднее содержание органического углерода в исследованных почвах не отличается ($p = 0.589$) и варьирует в широком диапазоне от 0.1 до 6.5%.

Элементный состав. Незадернованная поверхность отвала содержит Al $2.5 \pm 0.4\%$ и S $0.23 \pm 0.20\%$, что значительно превышает уровни в корнеоби-

таемом слое задернованного токсилитострата ($p < 0.001$, рис. 2). Эти элементы могут находиться в токсичных для растений формах, что может сдерживать зарастание поверхности спланированного отвала. Почвы под вейниковым лугом с подростом березы содержат Ca в 2.5 раза меньше, чем на незадернованном участке, Fe – в 1.4 раза, Mn – в 3 раза (во всех случаях $p < 0.0001$), что может быть результатом биогенного накопления этих элементов и/или литологической неоднородностью участков, способствовавшей первоочередному заселению растительностью. Содержание Mg (0.7–1.4%) значимо не отличается в разных почвах вершины спланированного отвала.

Рекультивированный отвал. За счет отсыпки отвала плодородным слоем свойства верхних 10 см почв третьего ключевого участка слабо отличаются. Значимые различия выявлены только по температуре, гранулометрическому составу и содержанию S и Ca.

Температура. Верхний слой почв северного склона отвала хорошо прогрет: температура варьирует от 18 до 23°C . Почвы плоской вершины (температура $18\text{--}20^\circ\text{C}$) под мезофитным лугом, в среднем, на 3° теплее почв залесенного подножья отвала ($16\text{--}17^\circ\text{C}$, $p = 0.036$) за счет затенения поверхности почвы кронами деревьев.

Гранулометрический состав. В тяжелосуглинистом (физической глины 42–56%) поверхностном слое почв отвала и сопряженных шлейфов преобладают пылеватые фракции, а доля крупного и среднего песка меньше 0.01%. В гранулометрическом составе реплантоземов вершины отвала больше физической глины, илистой фракции и мелкой пыли ($p > 0.011$), чем на залесенном участке шлейфа. На уровне тенденции ($p < 0.05$) количество мелкого песка ($\text{PM}_{250-100}$) увеличивается в 9 раз в залесенных почвах шлейфа относительно вершины отвала.

Кислотность. Большая часть поверхности фитомелиорированного отвала обладает нейтральной средой. Наименее кислая среда характерна для реплантоземов крутых склонов (6.2 ± 1.1 , $n = 16$) и вершины отвала (6.2 ± 0.3 , $n = 6$). За счет влияния дренажных вод у подножья отвала и в донных отложениях прудов-отстойников значения pH варьируют в пределах 5–6 и 3.8–5.0 соответственно.

Удельная электропроводность. $\text{ЭП}_{1:5}$ почв вершины и склона отвала менее 0.1 дСм/м, которая за счет влияния дренажных вод незначительно повышается до 0.2 дСм/м в почвах залесенного делювиального шлейфа и до 0.3 дСм/м в донных отложениях прудов-отстойников.

$S_{\text{орг}}$. Содержание $S_{\text{орг}}$ на вершине и склонах фитомелиорированного отвала и почвах шлейфа варьирует незначительно и меняется от $2.9 \pm 0.1\%$ в

почвах шлейфа под березняком мертвопокровным до 4.2% в донных отложениях пруда-отстойника.

Элементный состав. В реплантоземах вершины фитомелиорированного и рекультивированного отвала содержится (%): Al 2.0 ± 0.3 , Ca 1.2 ± 0.1 , Fe 3.4 ± 0.1 , Mg 2.0 ± 1.5 , S 0.020 ± 0.018 , Mn 0.057 ± 0.006 . Относительно автономной позиции, на крутых задернованных склонах отвала S больше ($p = 0.009$), а Ca меньше ($p = 0.004$), что может отражать выклинивание кислых сульфатных вод, сопровождающееся выщелачиванием Ca. Почвы подчиненных ландшафтов шлейфа относительно вершины содержат больше валовой S ($p = 0.000004$), которая, вероятно, аккумулируется здесь из кислых дренажных вод на геохимическом барьере.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Для выявления обобщенных особенностей рассматриваемых объектов целесообразно сопоставить свойства схожих элементов ландшафта: незадернованных и задернованных поверхностей отвалов и залесенных шлейфов.

Незадернованные вершины отвалов. Незадернованные вершины и склоны отвалов можно считать наиболее экологически опасными частями рассмотренных объектов, так как помимо кислых дренажных вод они способны продуцировать токсичную пыль, распространяющуюся с ветром на многие километры [5, 10].

Свойства токсилитостратов спланированного отвала и конического террикона значительно различаются. Почвы террикона кислее, более засолены и содержат больше $C_{орг}$ ($p < 0.02$). Первые два пункта отражают более неблагоприятные условия для естественного зарастания [25, 34], последнее связано с обогащением угольными частицами.

В субстрате незадернованного участка спланированного отвала больше мелкой пыли, илистой фракции ($p < 0.01$), но меньше физической глины ($p = 0.017$), чем в материале террикона. Возможно, это объясняется выносом наиболее тонких частиц из более крутосклонного объекта. Содержание Ca и Fe больше в незадернованном токсилитострате спланированного участка ($p < 0.042$), а Mg и S – на терриконе ($p < 0.006$). Такая дифференциация может быть обусловлена локальными особенностями углевмещающей толщи, перерабатываемой на разных шахтах, либо различиями в технологическом процессе переработки и складирования материала.

Задернованные вершины отвалов. Растительность, находящаяся на поверхности отвалов, закрепляет грунты, что может способствовать снижению интенсивности распространения твердофазного материала ветром и текучими водами. Однако без вмешательства человека в лесостепи

Среднерусской возвышенности поверхность не-рекультивированных отвалов ПУБ может несколько десятилетий быть неблагоприятной для заселения растительностью [11], что аналогично данным и из других регионов мира [9, 22, 32, 40].

На задернованных вершинах рекультивированного и стихийно зарастающего отвалов кислотность, $ЭП_{1:5}$ и содержание $C_{орг}$ различаются незначительно ($p = 0.071$), что отражает приближение свойств молодых почв к фоновым почвам, использованным при отсыпке материала. В задернованных токсилитостратах значимо больше крупной пыли, чем на автономных реплантоземах ($p = 0.019$) ввиду различий гранулометрического состава материнских пород. Почвы вершины спланированного отвала обогащены Fe и S, обеднены Ca и Mn ($p = 0.009$), относительно субстрата рекультивированного отвала, что обусловлено использованием местных природных почв, обогащенных биофильными катионогенными элементами [19].

Кислотность прогоревшего субстрата террикона достигает pH 3.9 ± 0.3 , что сопоставимо с данными по литостратам в лесостепи Кузбасса, в которых pH достигает 3.1 [2], и отвалов, богатых сульфидами S, находящихся в семиаридных ландшафтах Испании [30, 35], Канады [31], Нигерии [20], Пакистана [33]. Поверхностный горизонт изучаемого рекультивированного отвала в лесостепи Тульской области соотносится по величине pH со складированным плодородным слоем почв лесостепи Кузбасса, в районе ведения открытой добычи каменного угля на разрезе Бунгурский: 6.2 и 6.8 соответственно [1].

Содержание углерода, как горючего компонента, значительно влияет на способность не-рекультивированных отвалов к самовоспламенению. Углерод субстрата вскрышных пород представлен углистым веществом литогенного, а не почвенного происхождения [2, 13], поэтому поверхностный горизонт изученных отвалов ПУБ содержит много $C_{орг}$: от 1.9 ± 2.2 до $11.5 \pm 5.9\%$. В почвах литостратов терриконов Кузбасса на участках с очагами самовозгорания содержание $C_{орг}$ достигает 21%. От вершины отвалов к подножью Кызылкийского угольного месторождения (республика Киргизия) содержание $C_{орг}$ снижается от 34 до 4% [16]. Таким образом, высокое содержание $C_{орг}$ – типичная черта почв отвалов угольных шахт.

Залесенные шлейфы. Почвы залесенных шлейфов рекультивированного и не-рекультивированного отвалов имеют схожую кислотность и $ЭП_{1:5}$, что отражает низкое содержание электролитов и связано с конвергенцией свойств молодых почв, формирующихся в однотипных условиях под березняками, что отмечали и для природных почв лесостепи [7, 36]. Но в токсилитостратах березня-

ков у подножия террикона в 3 раза больше $C_{орг}$ ($p = 0.001$), чем в почвах фитомелиорированного отвала, что, вероятно, связано с поступлением материала, обогащенного угольной пылью. У подножья конического террикона накапливаются наносы более тяжелого гранулометрического состава, чем около фитомелиорированного отвала: содержание физической глины и пылевых фракций выше в 1.5–1.7 раз ($p < 0.02$), что находится в соответствии с обедненностью почв крутых склонов террикона тонкими частицами. Поверхностный слой шлейфа террикона значимо более обогащен Al, Fe, S, Mn (в 1.5–2 раза) относительно субстрата шлейфа рекультивированного отвала, что связано с их повышенной сорбцией тонкими частицами.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Впервые составлена серия крупномасштабных карт, отражающих пространственную дифференциацию температуры, величины pH, удельной электропроводности почвенной вытяжки и содержания гранулометрических фракций, $C_{орг}$ и химических элементов (Al, Ca, Fe, Mg, Mn и S) в поверхностном слое почв заброшенных отвалов угольных шахт.

Окисление сульфидсодержащих минералов, находящихся в породах терриконов и отвалов, приводит к формированию сернокислой среды и засолению поверхностных техногенных образований. На сопряженных делювиально-пролювиальных шлейфах по мере удаления от террикона за счет снижения влияния сернокислых стоков, слабокислые незадернованные токсистратоземы сменяются залесенными токсистратоземами с менее кислой средой, пониженной удельной электропроводностью. На залесенных шлейфах содержание $C_{орг}$ больше, чем в почвах залесенных и задернованных поверхностей.

БЛАГОДАРНОСТЬ

Съемка местности выполнена с помощью беспилотного летательного аппарата Н.Н. Луговым и В.Р. Беляевым в 2020 г. В химико-аналитических работах приняла участие Б.А. Ибрагимов. При подборе объектов исследования использованы материалы, предоставленные Центром коллективного пользования “Гео-портал” (МГУ им. М.В. Ломоносова).

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Исследование выполнено в рамках проекта РФФИ № 20-35-70066 (полевые, химико-аналитические работы и интерпретация результатов) и Программы развития Междисциплинарной научно-образовательной школы МГУ им. М.В. Ломоносова “Будущее планеты и глобальные изменения окружающей среды” (построение карт).

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

ДОПОЛНИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Таблица S1. Характеристика и местоположение ключевых участков.

Таблица S2. Значимость различий показателей свойств поверхностного слоя почв 0–10 см.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Беланов И.П., Андроханов В.А. Ресурсы рекультивации и перспективы самовосстановления техногенно нарушенных территорий угольного разреза “Бунгурский” // Вестник КрасГАУ. 2013. № 11. С. 71–76.
2. Брагина П.С., Герасимова М.И. Почвообразовательные процессы на отвалах горнодобывающих предприятий (на примере юга Кемеровской области) // География и природные ресурсы. 2014. № 1. С. 45–51.
3. Герасимова Л.П. Обоснование мероприятий по защите окружающей среды от негативного воздействия породных отвалов шахт Подмосковского угольного бассейна. Автореферат дис. ... канд. техн. н. Тула, 2009. 23 с.
4. Грязев М.В., Качурин Н.М., Захаров Е.И. Горнодобывающая отрасль в экономике Тульской области. Состояние и перспективы // Известия ТулГУ. Науки о Земле. 2015. Вып. 2. С. 57–65.
5. Девятова А.Ю., Бортникова С.Б., Соколов Д.А., Гогсен И.Н., Соколова Н.А. Влияние Горловского угольного месторождения (Новосибирская область) на состояние приземного слоя атмосферы // Химия в интересах устойчивого развития. 2019. Т. 27. № 5. С. 460–470.
6. Елохина С.Н. Горнорудный техногенез постэксплуатационной стадии на территории Урала // Литосфера. 2013. № 5. С. 151–164.
7. Касимов Н.С., Самонова О.А., Асеева Е.Н. Фоновая почвенно-геохимическая структура лесостепи Приволжской возвышенности // Почвоведение. 1992. № 8. С. 5–21.
8. Качурин Н.М., Левкин Н.Д., Калаева С.З., Чистяков Я.В. Породные отвалы ликвидированных шахт Подмосковского бассейна как источник выбросов пыли в атмосферу // Экология и промышленность России. 2016. Т. 20. № 5. С. 47–51. <https://doi.org/10.18412/1816-0395-2016-5-47-51>
9. Корзников К.А., Попова К.Б. Растительные сообщества отвалов угледобычи на юге о-ва Сахалин // Бюл. Ботанического сада-института ДВО РАН. 2019. Вып. 21. С. 28–38. <https://doi.org/10.17581/bbgi2103>
10. Лавыгина О.Л., Степанов И.Г. Исследование эффективности методов снижения пылеобразования на золошлакоотвалах // Известия вузов. Инвестиции. Строительство. Недвижимость. 2020. Т. 10. № 4(35). С. 570–577. <https://doi.org/10.21285/2227-2917-2020-4-570-577>

11. *Леднев С.А., Шарапова А.В., Семенков И.Н., Королева Т.В.* Растительные сукцессии на отвалах угольных шахт в лесостепи Тульской области // Известия РАН. Сер. Географическая. 2020. Т. 84. № 2. С. 239–245. <https://doi.org/10.31857/S2587556620020089>
12. *Никифорова Е.М., Солнцева Н.П.* Техногенные потоки серы в гумидных ландшафтах районов угледобычи // Вестник Моск. ун-та. Сер. 5. География. 1986. № 3. С. 52–59.
13. *Савич А.И.* Свойства вскрышных пород Подмосковского и Челябинского бурогольных бассейнов. Их классификация и мелиорация в целях биологической рекультивации. Дис. ... канд. биол. н. М., 1984. 244 с.
14. *Солнцева Н.П., Рубилина Н.Е., Герасимова М.И., Алистратов С.В.* Изменение морфологии выщелоченных черноземов в районах добычи угля // Почвоведение. 1992. № 1. С. 17–29.
15. *Таразанов И.Г., Губанов Д.А.* Итоги работы угольной промышленности России за январь декабрь 2020 года // Уголь. 2020. № 3. С. 54–69. <https://doi.org/10.18796/0041-5790-2020-3-54-69>
16. *Чекушина Т.В., Абдулатипов Ж.Ю.* Создание модели угольного террикона на основе его геолого-минералогического опробования // Вестник Российского университета дружбы народов. Сер. Инженерные исследования. 2013. № 4. С. 89–93.
17. *Шарапова А.В., Семенков И.Н., Леднев С.А., Карначевский А.М., Королева Т.В.* Саморазвитие горнопромышленных ландшафтов старого района угледобычи в Тульской области // Экология и промышленность России. 2017. Т. 21. № 12. С. 54–59. <https://doi.org/10.18412/1816-0395-2017-12-54-59>
18. *Шарапова А.В., Семенков И.Н., Леднев С.А., Карначевский А.М., Королева Т.В.* Биохимический потенциал саморазвития посттехногенных горнопромышленных геоконструкций Подмосковского бурогольного бассейна // Уголь. 2020. № 10. С. 56–61. <https://doi.org/10.18796/0041-5790-2020-10-56-61>
19. *Шопина О.В., Семенков И.Н., Парамонова Т.А.* Накопление тяжелых металлов и ^{137}Cs в растительной продукции, выращиваемой на радиоактивно загрязненных черноземах Тульской области // Экология и промышленность России. 2020. Т. 24. № 6. С. 48–53. <https://doi.org/10.18412/1816-0395-2020-6-48-53>
20. *Adewum A.J., Laniyan T.A.* Contamination, sources and risk assessments of metals in media from Anka artisanal gold mining area, Northwest Nigeria // Sci. Total Environ. 2020. V. 718. P. 137235. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2020.137235>
21. *Alekseenko V.A., Pashkevich M.A., Alekseenko A.V.* Metallisation and environmental management of mining site soils // J. Geochem. Exploration. 2017. 174. С. 121–127. <https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2016.06.010>
22. *Cui Z., Kang H., Wang W., Guo W., Guo M., Chen Z.* Vegetation restoration restricts rill development on dump slopes in coalfields // Sci. Total Environ. 2022. 820:153203. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2022.153203>
23. *Epstein P.R., Buonocore J.J., Eckerle K., Hendryx M., Stout B. M., Heinberg R., Clapp R.W., May B., Reinhart N.L., Ahern M.M., Doshi S.K., Glustrom L.* Full cost accounting for the life cycle of coal // Ann. N.Y. Acad. Sci. 2011. V. 1219. № 1. P. 73–98. <https://doi.org/10.1111/j.1749-6632.2010.05890.x>
24. Framework convention on climate change. Adoption of the Paris agreement. United Nations, 2015. <https://unfccc.int/resource/docs/2015/cop21/eng/109r01.pdf>. (Accessed 10.07.2021).
25. *Kompała-Bąba A., Sierka E., Dyderski M.K., Bierzka W., Magurno F., Besenyei L., Błońska A., Ryś K., Jagodziński A.M., Woźniak G.* Do the dominant plant species impact the substrate and vegetation composition of post-coal mining spoil heaps // Ecological Engineering. 2020. V. 143. P. 105685. <https://doi.org/10.1016/j.ecoleng.2019.105685>
26. *Fang A., Bao M., Chen W., Dong J.* Assessment of Surface Ecological Quality of Grassland Mining Area and Identification of Its Impact Range // Nat. Resour. Res. 2021. V. 30. P. 3819–3837. <https://doi.org/10.1007/s11053-021-09868-8>
27. *Hengen T.J., Squillace M.K., O'Sullivan A.S., Stone J.J.* Life cycle assessment analysis of active and passive acid mine drainage treatment technologies // Resources, Conservation and Recycling. 2014. V. 86. P. 160–167. <https://doi.org/10.1016/j.resconrec.2014.01.003>
28. *Krechetov P., Chernitsova O., Sharapova A., Terskaya E.* Technogenic geochemical evolution of chernozems in the sulfur coal mining areas // Journal of Soils and Sediments. 2019. V. 19. № 8. P. 3139–3154. <https://doi.org/10.1007/s11368-018-2010-7>
29. *Krechetov P., Kostin A., Chernitsova O., Terskaya E.* Environmental changes due to wet disposal of wastes from coal-fired heat power plant: A case study from the Tula Region, Central Russia // Appl. Geochem. 2019. V. 105. P. 105–113. <https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2019.04.017>
30. *Madejón P., Caro-Moreno D., Navarro-Fernández C.M., Rossini-Oliva S., Marañón T.* Rehabilitation of waste rock piles: impact of acid drainage on potential toxicity by trace elements in plants and soil // J. Environ. Managem. 2021. V. 280. P. 111848. <https://doi.org/10.1016/j.jenvman.2020.111848>
31. *McGregor R.G., Blowes D.W., Jambor J.L., Robertson W.D.* The solid-phase controls on the mobility of heavy metals at the Copper Cliff Tailings Area, Sudbury, Ontario, Canada // J. Contaminant Hydrology. 1998. V. 33. P. 247–271. [https://doi.org/10.1016/S0169-7722\(98\)00060-6](https://doi.org/10.1016/S0169-7722(98)00060-6)
32. *Mikheeva I.V., Androkhonov V.A.* Physical properties of technosols at brown coal mine wastes in Eastern Siberia // Soil Tillage Res. 2022. V. 217. P. 105264. <https://doi.org/10.1016/j.still.2021.105264>
33. *Muneeb A., Ahmad I., Hameed M., Bashir H.* Status of soil and water pollution at the largest coal mining area of Punjab, Pakistan // Fresenius Environ. Bull. 2021. V. 30. P. 441–447.
34. *Rahmonov O., Krzysztofik R., Środe, D., Smolarek-Lach J.* Vegetation- and Environmental Changes on Non-Reclaimed Spoil Heaps in Southern Poland // Biology (Basel). 2020. V. 9. P. 164. <https://doi.org/10.3390/biology9070164>

35. *Sánchez-Donoso R., García Lorenzo M.L., Esbrí J.M., García-Noguero E.M., Higuera P., Crespo E.* Geochemical characterization and trace-element mobility assessment for metallic mine reclamation in soils affected by mine activities in the Iberian pyrite belt // *Geosciences*. 2021. V. 11. № 6 P. 233. <https://doi.org/10.3390/geosciences11060233>
36. *Semenkov I.N., Koroleva T.V.* The spatial distribution of fractions and the total content of 24 chemical elements in soil catenas within a small gully's catchment area in the Trans Urals, Russia // *Applied geochem.* 2019. V. 106. P. 1–6. <https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2019.04.010>
37. *Semenkov I., Sharapova A., Lednev S., Yudina N., Karpachevskiy A., Klink G., Koroleva T.* Geochemical partitioning of heavy metals and metalloids in the ecosystems of abandoned mine sites: a case study within the Moscow Brown Coal Basin // *Water*. 2022. V. 14. № 1. P. 113. <https://doi.org/10.3390/w14010113>
38. *Sharapova A.V., Semenov I.N., Karpachevskiy A.M., Lednev S.A., Koroleva T.V.* Morphological and chemical properties of soils within geological complexes affected by sulfuric acid in forest-steppe of the Central Russian Upland (Russia) // *IOP Conference Series: Earth Environ. Sci.* 2021. V. 862. P. 012013. <https://doi.org/10.1088/1755-1315/862/1/012013>
39. *Skrobala V., Popovych V., Pinder V.* Ecological patterns for vegetation cover formation in the mining waste dumps of the Lviv-Volyn coal basin // *Mining of Mineral Deposits*. 2020. V. 14. № 2. P. 119–127. <https://doi.org/10.33271/mining14.02.119>
40. *Smoliński A., Dombek V., Pertile E., Drobek L., Gogola K., Żechowska S.W., Magdziarczyk M.* An analysis of self-ignition of mine waste dumps in terms of environmental protection in industrial areas in Poland // *Scientific Reports*. 2021. V. 11. № 1. P. 8851. <https://doi.org/10.1038/s41598-021-88470-7>
41. *Sokolov D.A., Androkhonov V.A., Abakumov E.V.* Soil formation in technogenic landscapes: trends, results, and representation in the current classifications (Review) // *Vestnik Tomskogo gosudarstvennogo universiteta. Biologiya*. 2021. V. 56. P. 6–32. <https://doi.org/10.17223/19988591/56/1>
42. *Tao M., Chen W., Nie K., Zhang X., Cao W.* Life cycle assessment of underground coal mining in China // *Sci. Total Environ.* 2022. V. 805. P. 150231. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2021.150231>
43. *Ushakova E., Menshikova E., Blinov S., Osovetsky B., Belkin P.* Environmental Assessment Impact of Acid Mine Drainage from Kizel Coal Basin on the Kosva Bay of the Kama Reservoir (Perm Krai, Russia) // *Water*. 2022. V. 14. P. 727. <https://doi.org/10.3390/w14050727>
44. *Wang J., Wang R., Zhu Yu., Li J.* Life cycle assessment and environmental cost accounting of coal-fired power generation in China // *Energy Policy*. 2018. V. 115. P. 374–384. <https://doi.org/10.1016/j.enpol.2018.01.040>
45. *Zhou A., Hu J., Wang K.* Carbon emission assessment and control measures for coal mining in China // *Environ. Earth Sci.* 2020. V. 79. P. 461. <https://doi.org/10.1007/s12665-020-09189-8>

Spatial Differentiation of the Topsoil Properties at the Spoil Heaps of the Moscow Coal Basin (Central Russian Forest Steppe)

N. A. Yudina¹, I. N. Semenov^{1,*}, A. V. Sharapova¹, S. A. Lednev¹, and T. V. Koroleva¹

¹*Lomonosov Moscow State University, Moscow, 119991 Russia*

**e-mail: semenkov@geogr.msu.ru*

In this article, we described the properties of soils in the area of the former extraction of high-sulfur brown coals (north of the Central Russian Upland, Tula region). Three key areas containing one technogenic object are considered: a conical non-remediated dump, a planned heap or a revegetated dump. For the 0–10 cm topsoil layer, a series of maps of temperature, pH, electrical conductivity (EC) of water extract, content of granulometric fractions, soil organic carbon, and chemical elements (Al, Ca, Fe, Mg, Mn, and S) was compiled. The conical heap is covered by Spolic Technosols (Loamic), the dark topsoil of which is characterized by a strongly acidic reaction ($\text{pH } 3.2 \pm 0.5$) and increased electrical conductivity ($1.72 \pm 0.07 \text{ dS/m}$). In areas composed of burnt material, there are clarified and cooler (by 4.5°C) Technosols (Loamic), which have lower acidity (by 0.7 pH units, $p = 0.022$) and electrolyte content (by 2.4 times, $p = 0.022$). The loamic soils of the planned heap are represented by Spolic Technosols and Regosols. Plant covered soils contain more fraction of the particles with a diameter as less as $10 \mu\text{m}$, have higher pH values and lower EC and the content of potentially toxic Al, Fe, Mn and S, as well as Ca ($p < 0.001$) relative to bareground with insignificant differences in total organic carbon (TOC) content. Anthrosols (Loamic, Transportic) of the revegetated dump have a neutral reaction due to the use of natural soil material and are poorly differentiated according to the proxies analyzed, with the exception of an increased S content and a reduced Ca content in the steep slopes ($p < 0.01$), which is probably caused by the influence of the acid mine drainage.

Keywords: soil pollution, coal mining, acid mine drainage, Chernozems, Technosols, GIS analysis, spatial differentiation, Regosols over Phaeozems, black soils, partitioning

**ДЕГРАДАЦИЯ, ВОССТАНОВЛЕНИЕ
И ОХРАНА ПОЧВ**

УДК 631.4

**ПОЛЕВАЯ ВЕРИФИКАЦИЯ ЭРОЗИОННЫХ МОДЕЛЕЙ
НА ОСНОВЕ ИССЛЕДОВАНИЙ МАЛОГО ВОДОСБОРА
В БАССЕЙНЕ р. ВОРОБЖИ (КУРСКАЯ ОБЛАСТЬ)¹****© 2022 г. В. Н. Голосов^{a, b, c}, А. П. Жидкин^{d, *}, А. И. Петелько^e, М. С. Осипова^d,
Н. Н. Иванова^a, М. М. Иванов^{a, b}**^aМГУ им. М.В. Ломоносова, Ленинские горы, 1, Москва, 119999 Россия^bИнститут географии РАН, Старомонетный пер., 29, стр. 4, Москва, 119017 Россия^cКазанский федеральный университет, Университетская, 18, Казань, 420008 Россия^dПочвенный институт им. В.В. Докучаева, Пыжевский пер., 7, стр. 2, Москва, 119017 Россия^eНовосильская зональная агролесомелиоративная опытная станция,
филиал Федерального научного центра Агроэкологии РАН, Семашко, 2А, Миценск, 303035 Россия

*e-mail: gidkin@mail.ru

Поступила в редакцию 15.05.2022 г.

После доработки 13.06.2022 г.

Принята к публикации 14.06.2022 г.

По результатам полевых оценок темпов смыва и аккумуляции на распаханном балочном водосборе Спокоевка, расположенном в бассейне р. Воробжи (Среднерусская возвышенность, лесостепная зона) проведена верификация расчетов перераспределения наносов, выполненных на основе совместного использования модели WATEM/SEDEM для расчетов ливневого смыва и модифицированной модели ГГИ – для талого смыва. Данные о слое смыва/намыва почвы (преимущественно чернозема) на распаханых склонах и в днище (стратоземы) балки за весь период земледельческого использования водосбора получены при помощи почвенно-морфологического метода. Скорость осадконакопления в днище балки за период после 1986 г. определялась по вертикальному распределению в отложениях изотопа ¹³⁷Cs чернобыльского происхождения. Сопоставление результатов моделирования с полевыми оценками потерь почвы на пашне и объемами отложений в днище балки показало их хорошую сходимость. Установлено, что, помимо точности среднесуточных оценок потерь почвы, модель удовлетворительно отражает пространственное расположение зон с разной интенсивностью смыва, а также учитывает перемещение почвенного вещества при механической эрозии. Некоторые расхождения результатов моделирования и полевых данных преимущественно обусловлены недостаточной детальностью входных параметров, например данных о севооборотах или особенностях микрорельефа территории. Выявлена недостаточная точность оценок по модели WATEM/SEDEM темпов и объемов аккумуляции наносов, особенно за пределами пашни.

Ключевые слова: водная эрозия почв, механическая эрозия, WATEM/SEDEM, аккумуляция, нанос, чернозем, стратозем

DOI: 10.31857/S0032180X22100045**ВВЕДЕНИЕ**

Отличительной особенностью пахотных почв является высокая пространственная вариабельность их свойств, обусловленная совместным влиянием природных факторов почвообразования и антропогенных изменений, связанных с механическим перешиванием и перемещением пахотного слоя, переуплотнением, водной и ветровой эрозией, а в отдельных регионах и засолением почв [10, 36]. Сельскохозяйственные регио-

ны, в пределах которых именно водная эрозия почв играет доминирующую роль в снижении их плодородия, преобладают как в России [12–14, 31], так и в целом на суше [25]. Это обусловлено тем, что для выращивания сельскохозяйственных культур необходима вода, что предполагает либо выпадение достаточного количества осадков из атмосферы, либо при дефиците последних – ирригацию земель. Если в случае орошения эрозия почв может контролироваться человеком за счет точного расчета объемов поливных вод, то эрозия почв, вызванная выпадением атмосферных осадков и формированием поверхностного стока, отличается высокой пространственно-временной

¹ К статье имеются дополнительные материалы, доступные для авторизованных пользователей по doi: 10.31857/S0032180X22100045.

неравномерностью [4, 44]. Это связано как с особенностями выпадения дождевых осадков и таяния снега, так и с изменениями во времени контуров полей и набора высеваемых культур [26]. В этой связи только при использовании современных математических моделей, учитывающих процессы эрозии и переотложения наносов на склонах, а также влияние механической обработки на перемещение почв, можно оценивать деградацию почвенного покрова за разные интервалы времени и в разных частях конкретного поля или групп полей [23, 41].

На данный момент существует обширный набор эрозионных моделей, применение которых для количественной оценки темпов эрозионных процессов за фиксированный интервал времени на пахотных землях в мелком и среднем масштабах позволяет получать адекватные результаты [22, 26, 33, 41]. Точность оценок интенсивности эрозии и аккумуляции при их использовании в значительной степени определяется точностью входных параметров, некоторые из которых (эрозионный индекс осадков, почвозащитные коэффициенты культур, используемых в севооборотах) отличаются высокой пространственно-временной вариабельностью, что неизбежно сказывается на достоверности расчетов. Среди других наиболее успешно применяется модель WATEM/SEDEM [49, 50], так как она включает блоки расчета ливневой и механической эрозии, что позволяет оценивать темпы перераспределения почвенного вещества по всей площади исследуемого водосбора [22]. Данная модель используется для расчетов в различных масштабах, в том числе для оценки эрозионно-аккумулятивных процессов на малых водосборах [21, 47, 49, 52]. Несмотря на то, что модель WATEM/SEDEM широко используется во многих странах [22], для агроландшафтных условий Восточно-Европейской равнины она верифицируется на основе детальных полевых данных впервые.

Для поддержания и сохранения плодородия почв в пределах конкретных сельскохозяйственных угодий требуется проведение количественных оценок интенсивности смыва почв и переотложения наносов, выполненных в крупном масштабе. Только в этом случае возникает возможность идентифицировать участки наиболее значительного снижения плодородия почв за счет проявления водной и механической эрозии и в дальнейшем дифференцированно в зависимости от интенсивности потерь почвы проводить почвозащитные мероприятия [7].

Цель работы – верификация оценок эрозии почв на пашне и перераспределения наносов на малом водосборе, полученных на основе совместного использования модели WATEM/SEDEM и модели талого смыва Государственного гидрологического института (ГГИ) в модификации Лари-

онова с соавт. [9] на основе результатов детальных полевых исследований.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Объект исследования. Регион исследования характеризуется высокой степенью сельскохозяйственной освоенности. В настоящее время распадается 82% территории бассейна р. Воробжи, где был выбран объект для детального изучения. Наиболее распространены следующие сельскохозяйственные культуры: кукуруза, яровой ячмень, однолетние травы, пшеница, сахарная свекла, горох, соя, многолетние травы. Часть земель занята парами. Земледельческое освоение данного региона началось в середине XVIII в. Максимальных значений площадь пашни достигла к 1930-м гг., с тех пор площадь пашни изменялась слабо. В последнее десятилетие отмечается небольшое локальное увеличение площади обрабатываемых земель, связанное с запахиванием нижних частей склонов и фрагментарно днищ балок. Согласно анализу космических снимков с 1970-х гг., на исследованном малом водосборе граница пашни в последние десятилетия не менялась.

В качестве объекта исследования выбран водосбор Спокоевка, расположенный в центре Курской области в пределах бассейна р. Воробжи, левобережного притока р. Сейм в пределах юго-западного склона центра Среднерусской возвышенности. Рельеф водосбора представлен возвышенной слабо-волнистой равниной с абсолютными высотами от 173.5 до 234.7 м, общим уклоном на юг. Общая площадь водосбора составляет 105.5 га, из которых 95 га (90%) заняты пашней.

Климат территории умеренно континентальный с умеренно холодной зимой и теплым летом. Самый холодный месяц – январь (-6.4°C), самый теплый – июль ($+20.8^{\circ}\text{C}$). Среднегодовая температура воздуха составляет $+8.9^{\circ}\text{C}$. Среднегодовое количество осадков варьирует по годам в пределах 426–895 мм [18]. Число дней со снежным покровом изменяется в интервале от 100 до 125 с декабря по март, а запас воды в снежном покрове – от 50 до 100 мм. Однако в последние десятилетия участились зимние оттепели, которые в отдельные годы способствуют периодическому сходу снежного покрова в зимние месяцы. На пашне в период снеготаяния и при выпадении ливневых осадков периодически возникает поверхностный сток, который приводит к формированию талого и ливневой смыва соответственно.

На склонах междуречий почвенный покров представлен пятнистостями черноземов типичных, выщелоченных и типичных карбонатных с участием луговато-черноземных почв в днищах водосборных понижений [34, 39] (Naplic and Luvic Chernozems (Loamic, Aric, Pachic). В связи с

развитием эрозионно-аккумулятивных процессов средние и нижние части распахиваемых склонов характеризуются наличием слабо- и средне-смывных черноземов, а также намывных и смыто-намывных почв в днищах небольших распахиваемых ложбин и по нижней границе пашни. В целом для территории исследования характерна умеренная степень эрозионной деградации почв на склоновых землях, связанная с мощным и сверхмощным гумусовым горизонтом почв и относительно непродолжительным по сравнению с территориями, расположенными севернее, периодом распашки и, как следствие, развития ускоренной эрозии почв [6].

Методика исследования. Методы математического моделирования эрозионно-аккумулятивных процессов. Оценку темпов перераспределения наносов в пределах малого распаханного водосбора “Спокоевка” осуществляли на основе использования трех независимых друг от друга методов: расчетов по моделям WATEM/SEDEM и модифицированной версии модели ГГИ, почвенно-морфологического и радиоцезиевого. Радиоцезиевый метод применяли для оценки объемов переотложения наносов, смытых с обрабатываемой части водосбора в днище балки. Известно, что в днищах балок без вторичных врезов переоткладывается 60–95% от общего объема поступающих в них с пашни наносов [3, 4]. Поэтому объемы накопления смытого материала в днище могут быть использованы для оценки достоверности расчетных данных по определению перераспределения наносов в пределах малых пахотных водосборов.

Модель WATEM/SEDEM позволяет оценивать перераспределение наносов в системе склон–склоновый водосбор–малый водосбор–водосбор реки, выявлять участки с максимальным смывом в пределах пашни и оценивать долю наносов, транспортируемую временными потоками с распаханых междуречий в постоянные водотоки [50]. Алгоритм расчета эрозии в модели WATEM/SEDEM основан на RUSLE. В нем используются аналогичные входные параметры, учитывающие особенности рельефа, климата, почвенного покрова, характера обработки почвы и состава севооборотов. Помимо смыва почв данная модель позволяет рассчитать темпы переотложения наносов, как в пределах пашни, так и на нераспахиваемых бортах и в днище балки, а также оценивать механическую эрозию (tillage erosion). В связи с этим цифровое моделирование эрозионно-аккумулятивных процессов проводили с учетом землепользования. Территория водосбора была разделена на распахиваемую часть и залуженную, а также было учтено расположение лесополос и грунтовых дорог (рис. 1). Ряд параметров, входящих в модель, а именно эрозионный индекс осадков и почвозащитный коэффициент высеваемых на пашне сельскохозяйственных культур,

изменяется во времени. Это связано с изменениями в режиме выпадения и слое осадков, а также с периодической сменой севооборотов. Расчет проводили в программе WATEM/SEDEM версии 2004 г. [45]. R-фактор (эрозионный индекс дождевых осадков) принят равным 0.029 МДж мм/(м² ч год) согласно глобальной базе данных Global Rainfall Erosivity [40]. Он характеризует осредненное за период 60 лет значение фактора. Следует отметить, что в последние три десятилетия при общем очень слабом тренде увеличения слоя осадков теплого времени года, статистических различий между слоем осадков, выпадавших в период 1963–1986 и 1986–2015 гг. не выявлено [31]. K-фактор (эродируемость почв) принят равным 35 кг ч/(МДж мм), согласно расчетам по аналитическим данным свойств почв [6]. C-фактор (почвозащитная роль возделываемых культур относительно чистого пара) задан в среднем 0.43 согласно описанному выше долевого участию культур в составе севооборотов и агроэрозионному индексу (стор erosivity) каждой из культур в данной зоне по Ларионову [8]. Сложность учета C-фактора связана с отсутствием точной информации о ежегодном составе севооборотов и характере обработки почвы в прошлом. Среднепогодный C-фактор в данном регионе за период распашки варьировал в диапазоне 0.35–0.5. Как следствие, разброс в расчетах темпов эрозионно-аккумулятивных процессов из-за вариабельности данного показателя составил не более 15–17%. В целом полученный коэффициент соответствует оценке регионального C-фактора по [19]. LS-фактор рассчитывали в программе WATEM/SEDEM автоматически по заданным по умолчанию параметрам на основе цифровой модели рельефа ALOS (AW3D30) с разрешением в 1 угловую секунду в равнопромежуточной цилиндрической проекции (EPSG:4326) в системе координат WGS 84.

Талый смыв для исследуемого водосбора рассчитывали по модели ГГИ в модификации Ларионова с соавт. [9, 15]. При расчете учитывали следующие входные параметры: слой поверхностного склонового стока, принятый равным 95 мм, согласно [15]; эродируемость почвы, рассчитанная на основе тех же аналитических параметров, что и эродируемость почв для ливневого смыва, но согласно методике [15]; длина склона и крутизна склона, рассчитанные для каждого пикселя на основе цифровой модели рельефа. Расчет талого смыва проводили в программе MapInfo, в которой составляли таблицу со значениями перечисленных параметров для каждого пикселя размером 20 × 20 м, затем с помощью встроенной подпрограммы, написанной С.Ф. Красновым, проводили автоматизированный расчет значений потенциального талого смыва. Полученную таблицу конвертировали в точечный файл и растры талого смыва.

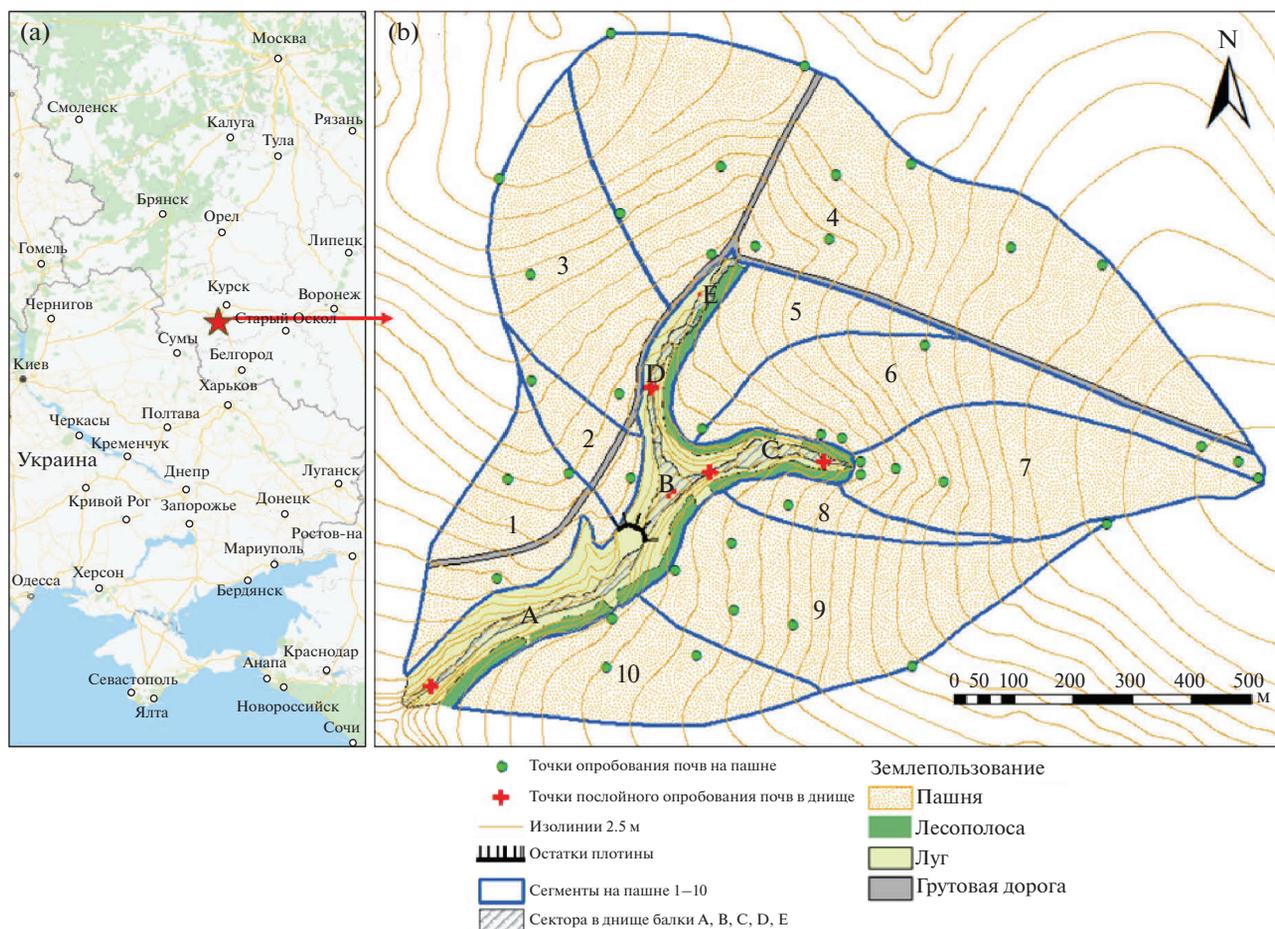


Рис. 1. Местоположение объекта исследования (а); рельеф, землепользование, расположение точек опробования почв и выделенные в пределах водосбора сегменты на склонах и сектора в днище балки (б).

Методы полевой оценки аккумуляции наносов в днище балки. На начальном этапе были зафиксированы специфические морфологические особенности бортов и днища балки, необходимые для корректного учета объема наносов и путей доставки наносов со склонов в днище. По левому борту балки это лесополоса шириной 20–25 м, созданная в 1970-е гг., в которой, вероятно, переотлагается часть наносов, смываемых с пашни. По правому борту балки лесополоса, созданная в те же годы, сохранилась только фрагментарно в основном в приустьевой части, шириной в один древесный ряд. В центральной части днища балки ниже по течению от слияния двух отвершков в середине 1970-х гг. была сооружена земляная плотина, которая была быстро прорвана, но сохранившаяся ее часть до сих пор создает подпор при формировании стока воды в днище. Это способствует переотложению значительной части наносов, транспортируемых по днищу балки выше плотины. Участок днища балки, расположенный ниже по течению от плотины, имеет больший уклон и поэтому характеризуется преимущественно транзитом наносов при их частичном

переотложении. Еще одна земляная прорванная плотина находится в средней части восточного притока. Она оказывает аналогичный эффект на транспорт наносов в этом притоке.

Далее днище и борта балки по особенностям их морфологии были разделены на 5 секторов (сектора А, В, С, D, E, рис. 1). Каждый сектор характеризуется относительно однородными условиями переотложения наносов в днище и имеет свои особенности в путях доставки наносов с пашни. Сегмент А характеризует участок бортов и днища балки от устья балки до разрушенной земляной плотины. Сегмент В характеризует участок бортов и днища балки от плотины до разветвления днища на два отвершка. Сегмент С характеризует левый отвершек балки. Сегменты D и E характеризуют правый отвершек балки. Граница между сегментами D и E проведена в связи с особенностями морфологии правого борта балки. На участке E борт балки пологий и распашка проводится почти до днища, что способствует непосредственному поступлению наносов с пашни в днище балки. На участке D между пашней и дни-

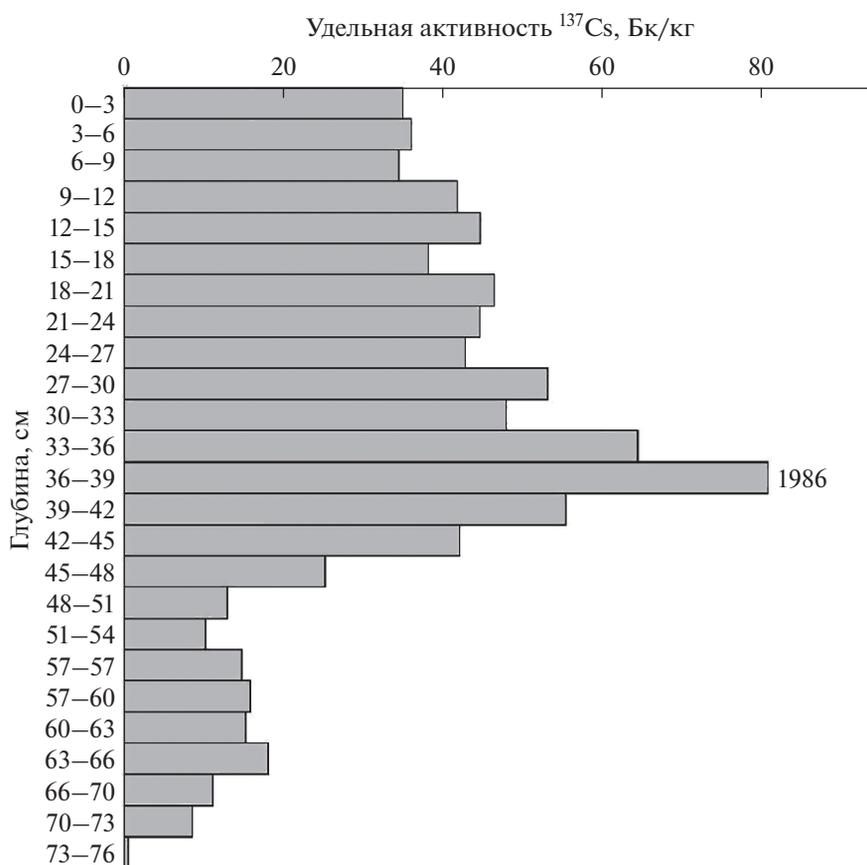


Рис. 2. Вертикальное распределение ^{137}Cs в разрезе S-1. 1986 — поверхность почвы в 1986 г.

шем находится залуженный борт балки, на котором, несомненно, частично аккумулируются наносы. В днище балки было заложено 6 почвенных разрезов таким образом, чтобы охарактеризовать каждый сектор днища с однородной морфологией.

Оценку объемов аккумуляции наносов в днище балки выполняли на основе использования радиоцезиевого и почвенно-морфологического методов, то есть за два интервала времени: 1) за период с 1986 г. (чернобыльские выпадения ^{137}Cs); 2) за весь период распашки территории, продолжительность которой была определена на основе анализа архивных источников в 250 лет. Для определения содержания ^{137}Cs из передней стенки каждого из разрезов послойно проведен отбор образцов почв с площади 15×15 см через 3 см для верхних 60 см и ниже по разрезу через 5 см. Образцы почв высушивали, растирали и просеивали через сито 2 мм. Гамма-спектрометрический анализ проб почвы проводили в научно-исследовательской лаборатории эрозии почв и русловых процессов географического факультета МГУ на гамма-спектрометрических комплексах с полупроводниковыми детекторами высокого разрешения из особо чистого германия с разрешением 1.95 кэВ по линии 1332 кэВ. Время экспозиции

определяли статистически достоверным фиксированием пика ^{137}Cs на линии 661.66 кэВ.

По результатам проведения анализов содержания ^{137}Cs в послойно отобранных образцах почв построены эпюры вертикального распределения изотопа, на которых отчетливо выделялся пик 1986 г., датирующий положение поверхности днища балки на момент выпадения ^{137}Cs в мае 1986 г. после аварии на ЧАЭС (рис. 2). Таким образом, толща отложений, располагающаяся выше данного пика, накопилась за период с 1986 до 2020 гг., когда проводился отбор образцов. Детально методика использования радиоцезиевого метода для датировки отложений в днищах балок рассмотрена ранее [29, 30].

В разрезах проведено описание морфологических свойств почв. Так как в разрезах не вскрывалась вся аккумулятивная толща, для определения мощности отложений смытого с пашни материала за весь период земледельческого освоения в днище каждого из разрезов проводили бурение с описанием вскрываемой толщи почвы. Границу между стратоземом и погребенной почвой определяли по морфологическим признакам: отсутствию характерной для стратоземов слоистости, структуре и цвету [28].

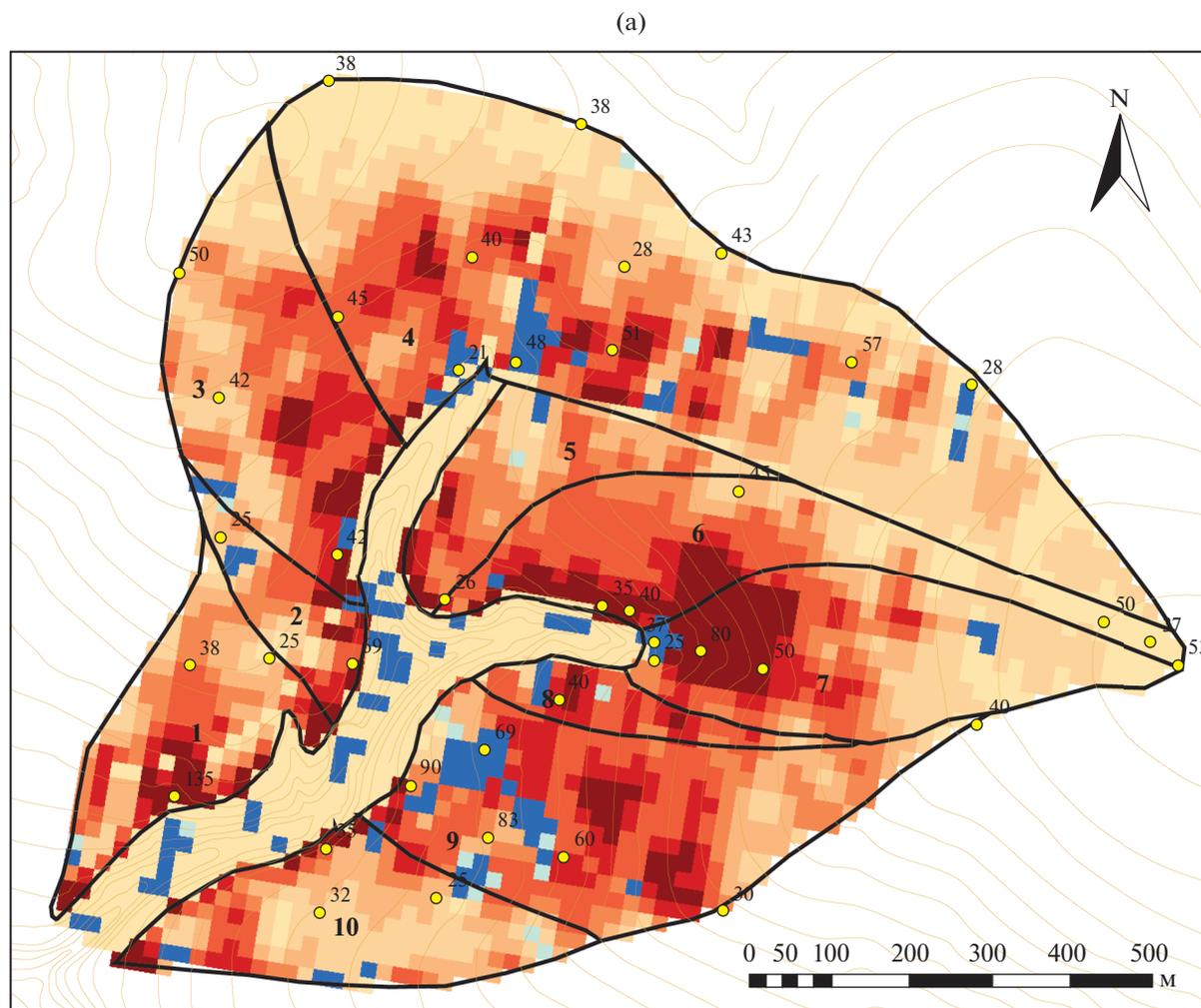


Рис. 3. Темпы ливневой (а), механической эрозии почв (б) и аккумуляции наносов, рассчитанные по WATEM/SEDEM.

Для определения площади днища при помощи GPS-съемки были установлены и нанесены на карту границы тылового шва днища.

Так как на всем своем протяжении днище балки, включая два отвершка, достаточно плоское, для расчета среднегодовой аккумуляции ($A_{ур}$, т/год) использовали формулу:

$$A_{ур} = (S_a h_a p_a + \dots + S_n h_n p_n) / T, \quad (1)$$

где S_a – площадь сектора днища балки А, м²; h_a – мощность отложений наносов в точке отбора, м, сегмент А; p – плотность почвы, г/см³; T – время, год. Плотность почвы (1.3 г/см³) принимали условно одинаковой для всей толщи наносов. Данная величина соответствует средней плотности стратоземов, полученной при послойной отборе почв для проведения радиоцезиевого анализа.

Методы полевой оценки эрозионно-аккумулятивных процессов на пашне. Пахотная часть водосбора была разделена на склоновые водосборы и разделяющие их участки склонов на основе мор-

фодинамического анализа рельефа. В общей сложности выделено 10 сегментов. Границы между отдельными участками проведены по местным водоразделам, определяющим направление стока воды и наносов. Граница между сегментами 4, 5, 6 проведена по грунтовой дороге, проходящей преимущественно по гребню склона и, соответственно, разделяющей поверхностные потоки вещества почв. С учетом особенностей поступления наносов с пашни в днище балки, выделенные сегменты были объединены в 5 групп, исходя из различий в коэффициентах доставки [42]. В первую группу входят склоновые ложбинные водосборы (рис. 1, участки 4 и 7), наносы с которых поступают непосредственно в верховья отвершков и далее в днище балки. Во вторую группу входит часть склонов водосбора с серией слабо выраженных в рельефе потяжин (рис. 1, участок 3), которые отделяются от днища балки грунтовой дорогой и очень узкой полосой задернованного борта балки. Большая часть смытых с пашни наносов до-

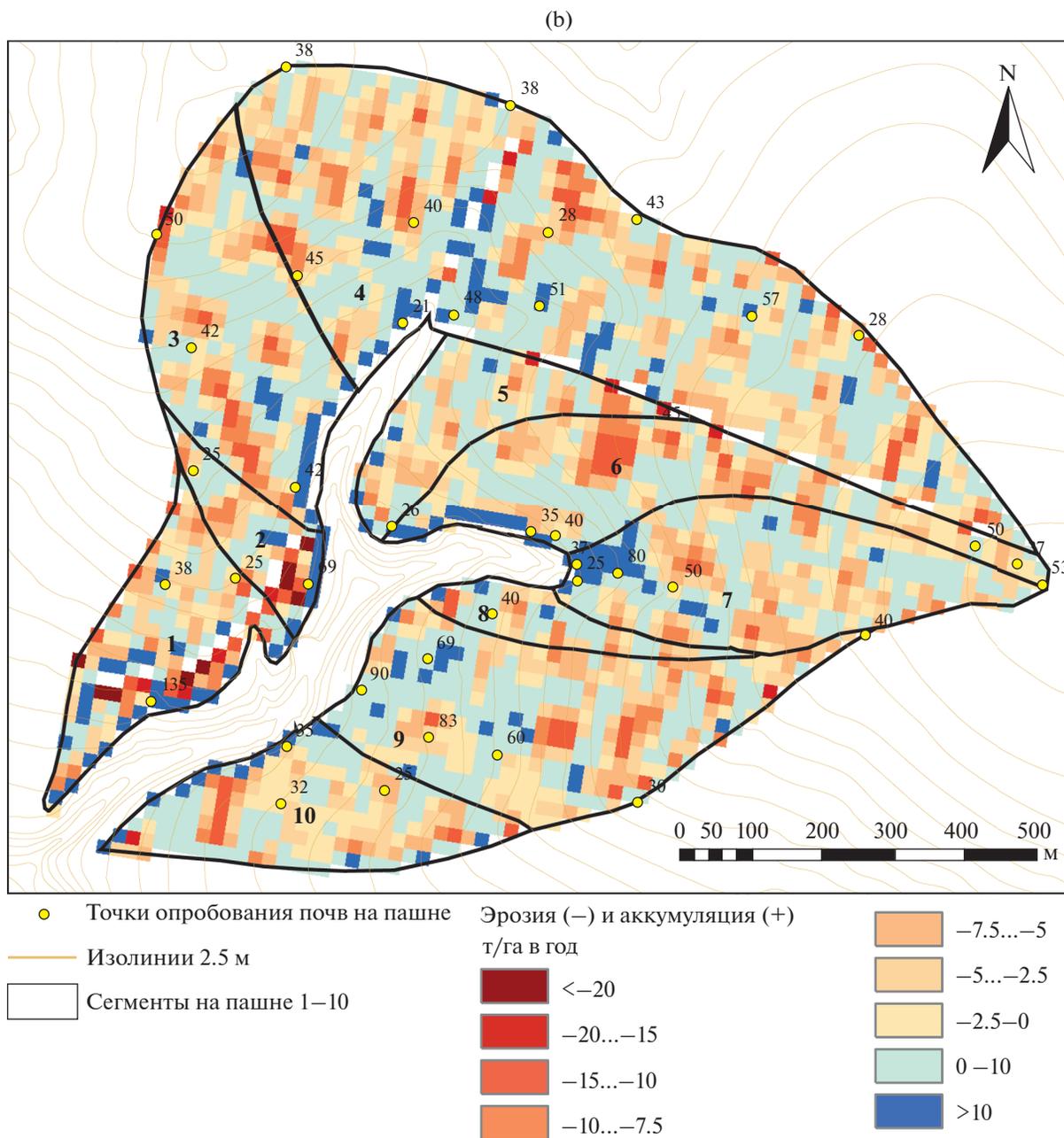


Рис. 3. Окончание

ставляется в днище балки, но небольшое количество переотлагается на ее борту. В третью группу включены участки рассеивающих склонов (рис. 3а, участки 5, 8 и 10), отделенные от днища балки двурядной лесополосой и задернованным бортом балки. Вероятность поступления в днище балки наносов, вынесенных за пределы пашни поверхностным стоком, на этом участке чрезвычайно низка, так как рассеивание стока способствует снижению энергии потоков, а лесополоса и задернованный борт задерживают большую часть поступающего материала. Наконец, участки 1 и 2,

а также 6 и 9 составляют группы 4 и 5 соответственно. Это склоны со слабо выраженными в рельефе ложбинами и потяжинами. От днища они отделены крутым задернованным склоном (участки 4 группы) и в дополнение двурядной лесополосой (участки 5 группы). По коэффициенту доставки наносов со склонов в днище долины они занимают промежуточное положение между участками второй и третьей групп. Здесь происходит концентрация стока, но по нижней границе пашни сформирована относительно высокая напашь, и протяженность задернованного борта

Таблица 1. Баланс наносов (т/год с участка), рассчитанный по эрозионным моделям

Параметр	Распахиваемая часть водосбора										
	сегмент										
	1	10	2	9	3	4	5	6	7	8	всего
Перераспределение наносов при формировании поверхностного стока воды											
Ливневой смыв	74	64	28	129	114	182	45	104	118	26	884
Ливневая аккумуляция	0	15	78	130	21	137	4	27	81	12	503
Талый смыв	5	2	2	10	7	11	2	9	10	2	60
Перераспределение почвенного вещества при обработке почвы сельскохозяйственной техникой (механическая эрозия)											
Эрозия	25	17	12	31	25	70	13	26	23	5	248
Аккумуляция	27	19	11	29	27	72	10	20	26	6	247
Вынос с пашни	78	51	-48	10	100	56	43	86	47	17	441
Нераспахиваемая часть (борта и днище балки)											
	сектор						всего				
	A	B	D	E	C						
Аккумуляция	99	71	34	8	93	306					
Весь водосбор											
Водная эрозия											945
Аккумуляция наносов, транспортируемых при водной эрозии											809
Вынос за пределы водосбора											136

балки между распаханным склоном и днищем достаточно велика. Следует отметить, что разделение пахотных склонов на сегменты является относительно условным, поскольку в отдельные годы возможно частичное поступление наносов в соседние сегменты в зависимости от направления распашки, характера обработки почвы и интенсивности эрозионного события. Тем не менее, такое разделение склонов представляется в целом правомерным для среднесрочных оценок.

На пашне, занимающей практически все склоны водосбора Спокоевка, заложили три опорных почвенных разреза и 40 буровых колонок глубиной до 1.5 м, относительно равномерно распределенных по площади пашни. Сделаны детальные описания разрезов с выделением почвенных горизонтов.

Расчет балансов наносов на основе почвенно-морфологического метода для каждого сегмента пашни проводили отдельно для двух вариантов: на основе анализа нижних границ горизонтов A1 и A1B относительно эталонных значений мощностей горизонтов чернозема типичного на приводораздельном участке в восточной части водосбора. Для корректности расчеты проводили как в среднем (со средними значениями эталонных горизонтов почв и длительности распашки) (табл. 1),

так и в диапазоне значений в связи с варьированием эталонных глубин горизонтов почв (A1 от 50 до 55 см, A1B от 77.5 до 82.5 см) и длительности распашки (от 225 до 275 лет). Суммарные объемы эрозии почв, то есть общего количества, мобилизованного процессами эрозии вещества, рассчитывали в среднем по сегменту на основе разницы между эталонной мощностью гумусовых горизонтов и арифметическим средним мощностей гумусовых горизонтов почв без проявлений признаков аккумуляции наносов. Суммарные объемы ежегодных эрозионных потерь, то есть объемы вещества, выносимого за пределы пашни, рассчитывали на основе разницы между эталонной мощностью гумусовых горизонтов и арифметическим средним мощностей гумусовых горизонтов в сегменте.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Оценка перераспределения почвенного вещества эрозионно-аккумулятивными процессами на основе математического моделирования. Результаты расчетов эрозии и аккумуляции на водосборе Спокоевка на основе эрозионных моделей со средним значением C-фактора, равным 0.43, представлены в табл. 1 и на рис. 3. Потенциальный диапазон

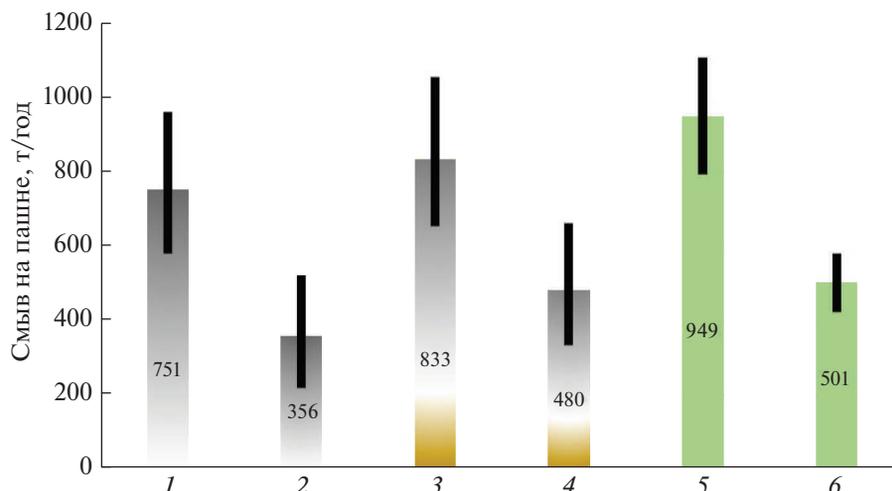


Рис. 4. Средние значения и диапазон варьирования темпов среднееголетнего смыва почв на пашне водосбора Споковка. 1 – суммарный смыв по почвенно-морфологическому методу (горизонт А1), 2 – вынос наносов с пашни по почвенно-морфологическому методу (горизонт А1), 3 – суммарный смыв по почвенно-морфологическому методу (горизонт А1В), 4 – вынос наносов с пашни по почвенно-морфологическому методу (горизонт А1В), 5 – суммарный смыв по цифровому моделированию, 6 – вынос наносов с пашни по результатам цифрового моделирования.

варьирования расчетных темпов эрозии почв в связи с возможным варьированием С-фактора в диапазоне 0.35–0.5 отображен на рис. 4.

Результаты моделирования свидетельствуют об относительно высоких темпах перераспределения почвенного вещества процессами водной и механической эрозии на исследуемом водосборе, которые в среднем составляют 10 т/га в год. Наиболее значительный смыв наблюдается на пашне выше левого отвешка.

Более половины перемещаемых наносов (около 500 т/год) переотлагается внутри пашни. Такая величина внутрисклоновой аккумуляции получена с учетом допущения, что все наносы, формирующиеся при талом стоке, выносятся за пределы водосбора. Данное допущение обусловлено тем, что модель талого смыва не позволяет рассчитывать темпы аккумуляции. Аккумуляция наносов в пределах пашни приурочена преимущественно к нижним и средним частям днищ ложбин, а также к нижним участкам склонов на границе пашни и задернованных бортов в верховьях отвешков. Таким образом, за пределы пашни ежегодно выносятся около 440 т/год почвенного вещества, перемещаемого водными потоками, что соответствует темпам эрозионных потерь около 4.6 т/га в год. Эрозионные потери с талым смывом составили 60 т/год, а с ливневым смывом 381 т/год, то есть на долю ливневого смыва приходится около 87% от суммарных эрозионных потерь.

Согласно расчетам по WATEM/SEDEM, значительные объемы почвенного вещества перемещаются локально на небольшие расстояния внутри пашни в результате механической эрозии (tillage erosion). При проходе сельскохозяйственной

техники происходит “перетаскивание” почвенного вещества в днища распаханых ложбин и к нижней границе пашни. Ежегодно в пределах водосбора таким образом перемещается внутри пашни около 250 т.

Почвенное вещество, выносимое водными потоками за пределы пашни, переотлагается на бортах и, преимущественно, в днище балки. Объем аккумуляции наносов в днище балки и на ее бортах, согласно расчетам по модели, составил около 300 т/год. Только около 14% от общего объема вынесенного с пашни вещества транспортируется за пределы водосбора в принимающую долину Верхней Воробжи.

Оценка перераспределения почвенного вещества эрозионно-аккумулятивными процессами на основе почвенно-морфологического и радиоцезиевого методов. Расчет объемов и темпов аккумуляции наносов в днище балки проводили по секторам (рис. 1, табл. 2). Мощности намывтой толщи за весь агрикультурный период составили в среднем около 220 см. В разных частях днища мощность наносов варьирует слабо от 190 до 220 см. Среднееголетние темпы аккумуляции наносов составили 223 т/год. Ежегодные объемы накопления наносов в днище балки за период 1986–2020 гг., полученные на основе использования ¹³⁷Cs в качестве хрономаркера, оказались очень близки к среднееголетним за весь агрикультурный период, установленным на основе почвенно-морфологического метода, и составили 194 т/год. Объемы аккумуляции, выявленные каждым из полевых методов, примерно в 1.6 раз меньше величины, полученной при расчетах по модели. Вероятно, это расхождение возникло за счет не-

Таблица 2. Среднемноголетние темпы аккумуляции в пределах выделенных сегментов в днище балки, рассчитанные независимыми методами, т/год

Сегмент	Площадь, м ²	Точка отбора	Радиоцезиевый метод		Почвенно-морфологический метод	
			мощность намытой толщи, см	аккумуляция в сегменте, т/год	мощность намытой толщи, см	аккумуляция в сегменте, т/год
A	6628	S6	20	49	220	76
B	4547	S2	18	31	225	53
C	4232	S3, S4	30	49	213	47
D	2618	S1	39	39	200	27
E	2017	S5	33	25	190	20
Всего в днище				194		223

учтенного переотложения части наносов в лесополосах и на задернованных бортах балки по пути транспортировки от края пашни до днища.

Оценку темпов эрозионно-аккумулятивных процессов на пашне на основе почвенно-морфологического метода проводили с учетом двух допущений, касающихся выбора эталона и оценки длительности периода распашки данной территории. В качестве эталона использовали мощности горизонтов почвы на приводораздельном участке в восточной части водосбора. Длительность распашки была принята в среднем равной 250 годам. В табл. 3 представлены средние значения балансов наносов с учетом указанных допущений. На рис. 4 показана экспертная оценка варьирования расчетных темпов эрозии почв с учетом допущения точности определения эталона ± 2.5 см и длительности распашки ± 25 лет.

Рассчитанные по почвенно-морфологическому методу темпы эрозии почв на пашне в среднем близки к расчетам по модели и составили около 751–833 т/год. Важно отметить, что использованный способ расчета темпов эрозии почв на основе почвенно-морфологического метода выполнен в соответствии с [16]. Однако такой способ расчета не учитывает интенсивность прироста гумусового горизонта, который в черноземах типичных составляет около 0.4 мм/год по данным [17]. Таким образом, вероятно, полученные темпы эрозии почв на основе почвенно-морфологического метода несколько занижены.

Отметим, что в действующих инструкциях по применению почвенно-морфологического метода [16] отсутствуют указания по учету объемов переотложения наносов внутри пашни. Тем не менее, на данном водосборе такой учет внутрисклоновой аккумуляции необходим, поскольку почти все распашиваемые ложбины заполнены наносами, которые обязательно должны быть учтены в балансе. Почвенно-морфологический метод позволяет лишь приблизительно оценить объемы переотложения наносов, в связи с особым характером

протекания почвообразовательных процессов в днищах ложбин и сложностью расчета площади контуров днищ. Тем не менее, согласно почвенно-морфологическому методу доля переотложения наносов внутри пашни – около 50%, что составляет 356–480 т/год.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Полученные на основе расчетов по моделям WATEM/SEDEM и модифицированной модели ГГИ результаты для обрабатываемых склонов в целом сопоставимы с оценками перераспределения наносов, определенными на основе применения почвенно-морфологического метода. Установленная на основе моделирования величина потеря почвы в 4.6 т/га в год несколько ниже оценок среднегодового смыва почв на пашне в среднем для Курской области, полученного при мелкомасштабных оценках с использованием расчетов на основе модифицированного USLE [14], но сопоставима со слоем смыва за весь период земледельческого освоения для данного региона, определенного на основе данных по степени смытости почв [27]. Надо отметить, что и в региональных оценках смыва, и в целом для Курской области не учитывалось переотложение наносов внутри пашни.

Также некоторое завышение суммарных потерь связано с использованием для расчетов талого смыва модифицированной модели ГГИ. Данная модель разработана в 1970-е гг. на основе полевых наблюдений за формированием талого стока и смыва в период с преобладанием устойчиво низких температур воздуха в зимние месяцы, когда промерзание почвы было практически ежегодным. Поэтому глубина промерзания почвы не включена в качестве одного из параметров в модель. Фактически начиная с конца 1980-х гг. из-за потепления климата в Курской области и в целом на Среднерусской возвышенности участились зимние оттепели, а глубина промерзания почвы

Таблица 3. Баланс наносов, рассчитанный по почвенно-морфологическому (за 250 лет) и радиоцезиевому (за 34 года) методам, т/год

Параметр	Распахиваемая часть водосбора										
	сегмент										
	1	10	2	9	3	4	5	6	7	8	всего
Эрозия (ПММ А1*)	64	76	34	107	37	231	62	54	73	13	751
Эрозия (ПММ А1В**)	106	38	32	77	134	280	94	33	24	16	833
Вынос с пашни (ПММ А1)	–41	76	7	–58	37	185	62	54	22	13	356
Вынос с пашни (ПММ А1В)	15	38	32	–64	134	249	94	33	–66	16	480
	Нераспахиваемая часть (днище балки)										
	сектор										
	А		В		D	E	С			всего	
ПММ аккумуляция (250 лет)	76		53		27	20	47			223	
Радиоцезиевый аккумуляция (1986–2020 гг.)	49		31		39	25	49			194	
	Весь водосбор										
Эрозия***											792
Аккумуляция***											582
Вынос за пределы водосбора (без учета аккумуляции на задернованных бортах балки)***											210****

* Почвенно-морфологический метод (на основе оценок нижней границы горизонта А1).

** Почвенно-морфологический метод (на основе оценок нижней границы А1В).

*** Средние значения, полученные на основе указанных методов.

**** Без учета аккумуляции на задернованных подножиях склонов междуречий, в лесополосах и на задернованных бортах балки.

резко уменьшилась, что привело к сокращению талого стока со склонов [7]. В последнее десятилетие XX в. и начале XXI в., согласно данным полевых наблюдений, поверхностный сток на пашне отмечался только в отдельные годы, когда промерзание почвы превышало 40 см (табл. 4).

Помимо наблюдений за стоком на Новосильской станции, снижение талого смыва подтверждается данными гидрографов р. Сейм, в которых четко прослеживаются тенденции по уменьшению уровней половодья и увеличению расходов летней и зимней межени, что свидетельствует о росте вклада подземного стока в питание реки по сравнению с поверхностным и внутрипочвенным стоком [46]. Таким образом, фактически талый сток и смыв на исследуемом водосборе в период после 1986 г. наблюдался крайне редко, и расчетная величина потери почвы при талом стоке должна быть уменьшена при сопоставлении объемов выноса смытой почвы в днище балки с оценками по радиоцезиевому методу. Следует отметить, что в период 1960–1986 гг. сток воды со склонов и смыв почвы в период снеготаяния, со-

гласно данным мониторинговых наблюдений, формировались на Среднерусской возвышенности практически ежегодно [2]. С другой стороны, модель ГГИ не учитывает размыв днищ склоновых ложбин при формировании талого смыва. Между тем, согласно данным 16-летних наблюдений за талым стоком, среднегодовой смыв с ложбинных водосборов в 4.4 раза превышает сток со склонов [4]. Таким образом, при сопоставлении расчетных данных с оценками суммарных потерь почвенно-морфологическим методом за весь период распашки следует учитывать, что фактические потери при талом стоке могли быть выше.

Тем не менее основной объем смытого с водосбора материала формируется в период ливневого стока. При формировании поверхностного стока при выпадении ливней зоны смыва и аккумуляции чередуются от водораздела по направлению к подножию пахотного склона, так как достаточно быстро наступает насыщение склоновых потоков наносами и их переотложение [20]. Эта важная специфика эрозионно-аккумулятивного процесса в отличие от других эрозионных моделей

Таблица 4. Многолетние показатели стока талых вод и водопоглощение на зяби на Новосильской ЗАГЛОС (Орловская область)

Год	Сток, мм	Запас воды, мм		Глубина промерзания почвы, см	Продолжительность снеготаяния, сут	Осадки за период снеготаяния, мм	Коэффициент стока	Водопоглощение, мм
		в почве 0–50 см	в снеге					
1991	3.0	171.6	58	10	5	17.3	0.052	72.3
1992	0	169.4	54	17, местами	14	15.9	0	69.9
1993	9.0	139.5	40	45–83	10	22.2	0.225	53.2
1994	37.0	263.4	119	75	12	17.1	0.310	99.1
1995	0.3	228.0	107	25	21	10.4	0.002	117.1
1996	29.0	165.8	73	70–80	16	8.3	0.397	52.3
1997	1.1	227.3	56	38–53, местами	2	5.0	0.019	55.9
1998	0	188.0	48	18–20	18	11.9	0	59.9
1999	0	166.5	144	20–25, местами	11	7.1	0	151.1
2000	0.5	209.4	57	7–25	12	0	0.007	56.5
2001	0	198.0	81	2–5, местами	12	21.3	0	102.3
2002	0	183.8	81	8–10	10	40.4	0	121.4
2003	24.1	211.6	97	41–70	13	24.7	0.249	97.6
2004	0	189.5	58	10–18	6	14.3	0	72.3
2005	0	203.0	71	5–12	12	14.5	0	85.5
2006	0	211.7	109	0–3	5	21.0	0	130.0
2007	0	225.4	51	0	13	29.6	0	80.6
2008	0	208.0	67	20–31	8	14.0	0	81.0
2009	0	201.6	105	12–25	21	33.0	0	138.0
2010	0	261.9	89	30–40	15	22.0	0	111.0
2011	0	155.7	119	Талая	15	14.0	0	133.0
2012	0	168.0	61	18–40	18	25.2	0	86.2
2013	0	170.9	108	5–15, местами	12	18.0	0	126.0
2014	0	202.7	26	14–17, местами	15	14.0	0	40.0
2015	0	263.4	43	15–20	13	20.0	0	63.0
2016	0	235.2	54	1–5, местами	15	25.0	0	79.0
2017	0	211.9	80	10–21	15	15.0	0	95.0
2018	8.1	220.6	84	30–45	22	29.0	0.07	104.9
2019	0	141.6	99	15–35	20	18.0	0	117.0
2020	0	134.8	48	3–10	9	5.0	0	53.0

учтена в модели WATEM/SEDEM, что является ее несомненным достоинством. Другим важным достоинством модели является расчет механической эрозии, на долю которой, в частности в пределах исследуемого водосбора, приходится порядка 20% от общего объема перемещенного материала. На склонах с более расчлененным рельефом темпы механической эрозии могут превышать интенсивность смыва от водной эрозии. Так, на 20% от общей площади пашни в Европе темпы механической эрозии составляют более 5 т/га в год, что превышает среднемноголетние темпы смыва от склонового стока воды на пашне [48]. В Канаде в пределах распахиваемых холмистых моренных равнин темпы механической эрозии могут достигать 54 т/га в год, существенно превышая темпы водной эрозии [38]. И хотя механическая эрозия не приводит к выносу почвенного вещества за пределы обрабатываемых склонов, она может существенно сказываться на формировании участков смытых и намывных почв внутри пашни. В частности, показано, что именно благодаря механическому перемещению наносов при вспашке происходит заполнение днищ ложбин, в том числе после формирования в их днищах линейных эрозионных форм [24].

Следует отметить, что модель WATEM/SEDEM не лишена недостатков. В большей степени они обусловлены не столько алгоритмом модели, сколько возможностью получения достоверных и детальных материалов для некоторых входных параметров. Наиболее проблематично подобрать данные о фактических посевах на конкретно исследуемом водосборе, а также о времени выпадения в теплое время года стокоформирующих ливней. При среднемасштабных оценках темпов смыва с использованием модели WATEM/SEDEM данные сложности не имеют принципиального значения, так как в этих случаях основная цель исследования состоит в определении суммарных потерь почвы с пахотных земель в пределах речного бассейна [32, 43] или какой-либо другой относительно крупной территориальной единицы. Для оценки смыва и аккумуляции в пределах небольших пахотных водосборов важно учитывать, при каком проективном покрытии поверхности почвы выпадал конкретный стокоформирующий дождь, так как это существенно сказывается на интенсивности перераспределения наносов, в том числе внутри пашни [8]. Подобная информация может быть доступна только при мониторинговых наблюдениях на экспериментальных водосборах. Тем не менее, диапазон варьирования рассчитанных по модели темпов эрозии почв при условной неопределенности С-фактора оказался сопоставим и даже несколько ниже диапазона варьирования расчетов по почвенно-морфологическому методу, обусловленного неоднозначностью выбора эталона и сложностью

точного определения длительности распашки конкретных участков.

Другим недостатком модели WATEM/SEDEM является недостаточная точность оценок расположения зон аккумуляции, особенно за пределами пашни. Ошибки, возникающие внутри пашни, в большей степени обусловлены детальностью использованной цифровой модели рельефа. Ранее авторами отмечалось, что площадь и объемы аккумуляции наносов на основе WATEM/SEDEM сильно зависят от разрешения цифровой модели рельефа [5]. Объемы внутрисклонового переотложения наносов в целом по водосбору Спокоевка оказались сопоставимы с оценками, полученными на основе почвенно-морфологического метода. Однако локально (например, в сегменте 2) выявлено неправдоподобное завышение объемов аккумуляции наносов, вероятно, обусловленное артефактами цифровой модели рельефа ALOS. 20-метровое разрешение данной цифровой модели рельефа позволило лишь приблизительно оценить объемы аккумуляции наносов в днищах распахиваемых ложбин в сегменте 9 (рис. 3а). Этот недостаток модели отмечают и в других исследованиях [37].

Расчет механической эрозии почв в модели проводили на основе уравнения диффузии. Алгоритм основан на допущении, что дальность переноса почвенного вещества вверх по склону будет всегда меньше, чем дальность переноса почвенного вещества вниз по склону при проходе сельскохозяйственной техники. Таким образом, среднемноголетнее перемещение почвенного вещества направлено в целом вниз по склону, а основным входным параметром является рельеф. Алгоритм учитывает изменением угла наклона поверхности, а не общий уклон склона. Поэтому на выпуклых поверхностях моделируется вынос, а в локальных понижениях рельефа – аккумуляция наносов. Интенсивность процесса контролируется значением константы диффузии, задаваемым пользователем. К сожалению, калибровка данного блока моделирования крайне затруднительна в связи с отсутствием литературных данных и сложностью полевого измерения данного процесса, в особенности за длительные периоды времени. В связи с этим в данном исследовании использовали стандартные параметры модели. Полученные темпы механической эрозии отражают общую тенденцию перераспределения наносов и не являются точными количественными оценками. Тем не менее, на рис. 3б показаны выявленные на основе моделирования участки переотложения наносов в результате механической эрозии, которые в целом согласуются с результатами полевых исследований в части выявления намывных почв. Модельные расчеты свидетельствуют о существенном вкладе механической эрозии в перемещение почвенной массы, кото-

рый не следует игнорировать. Необходимо дальнейшее более детальное изучение влияния механической эрозии на трансформацию пахотных горизонтов почв.

За пределами пашни на залуженных участках достоверность оценок расположения зон аккумуляции снижается еще в большей степени. Во многом это обусловлено сложностью расчетов транспортирующей способности потоков в условиях высокой вариабельности шероховатости поверхности, что характерно для задернованных склонов [35, 51]. Однако в целом расчеты объемов ежегодной аккумуляции по модели вполне сопоставимы с результатами оценок полевыми методами. Согласно оценкам полевыми методами объем наносов, смываемых с пашни, составляет 350–480 т/год, из которых около 195–225 т/год переоткладывается в днище балки, а остальная часть выносится за пределы водосбора. Объем наносов, смываемых с пашни, оцененный на основе моделей, составляет также около 440 т/год, а доля наносов, переотлагающихся на задернованных бортах, включая лесополосы, и в днище балки — около 300 т/год. Таким образом, разница в примерно 90 т/год приходится на переотложение наносов по пути транспортировки с пашни в днище балки, что составляет порядка 20% от суммарного выноса наносов с пашни. Эта величина представляется реалистичной, особенно учитывая, что на значительном протяжении вдоль нижней границы пашни идет двурядная лесополоса. Известно, что посадка лесополос является эффективным противоэрозионным мероприятием, задерживающим большую часть стока воды и наносов [1]. В ранее рассчитанных балансах наносов в пределах малых пахотных водосборов, расположенных на возвышенностях европейской территории России, доля аккумуляции на задернованных бортах сухих долин оценивалась в интервале от 7.5 до 19% [4, 30], но на этих водосборах отсутствовали лесополосы на границе пашни и бортов балки.

Наконец, существенным недостатком модели является отсутствие блока расчета овражной эрозии, весьма характерной для пахотных земель и нераспахиваемых бортов долин, расположенных ниже пахотных склонов [32]. Отсутствие подобного блока могло сказаться на точности оценок перераспределения почвенного вещества на исследуемом водосборе, поскольку строение стратоземов в днище балки позволяет предположить существование крупных линейных размывов в днищах склоновых ложбин на каком-то этапе освоения. Наличие подобных размывов подтверждается прослоями серо-бурого цвета в стратоземах в днище балки, которые, вероятно, формировались при размыве горизонта А1В. Это свидетельствует, что глубина промоин могла составлять более 50 см. Важно отметить, что во всех исследованных разрезах в днище балки прослой с выра-

женным бурым оттенком встречаются в интервале глубин от 25 до 64 см, то есть маркируют какой-то временной отрезок интенсификации процессов линейной эрозии. Вышележащая толща наносов характеризуется темно-серым цветом с небольшой примесью бурого оттенка. Отсутствие бурых прослоев в современных наносах подтверждает выводы о существенном сокращении талого смыва, как следствие, вероятно, приведшем к сокращению интенсивности линейных размывов в днищах ложбин в последние десятилетия.

В целом сопоставление оценок суммарного смыва на пашне и выноса почвенного вещества за ее пределы, полученных для двух вариантов расчета с использованием почвенно-морфологического метода и расчетом по эрозионным моделям, позволяет утверждать, что модель WATEM/SEDEM совместно с модифицированной моделью ГГИ может быть успешно использована для оценок перераспределения и потерь черноземов в пределах агроландшафтов Среднерусской возвышенности. Хорошая сходимость оценок балансов наносов на основе эрозионного моделирования и почвенно-морфологического метода свидетельствует о том, что моделирование позволяет оценивать темпы деградации почв от эрозии в целом при осреднении на уровне малого водосбора. Сравнение темпов эрозии почв, рассчитанных по моделям и по почвенно-морфологическому методу в среднем по сегментам распаханых склонов, показало, что в сегментах 1, 2, 3, 5, 9, 10 расчетные темпы эрозии оказались в диапазоне варьирования оценок по почвенно-морфологическому методу с учетом погрешности методов 15–20%. В сегментах 4, 6, 7, 8 различия составили 25–50%. Тем не менее, тренды различий в темпах эрозии почв (максимальных по водосбору в сегменте 4, средних — в сегментах 6 и 7, низких — в сегменте 8) прослеживаются во всех случаях. Данные сегменты (4, 6, 7, 8) расположены близко друг от друга в северо-восточной части водосбора. Можно предположить, что в данной части водосбора проводились какие-то агротехнические мероприятия, отличные от остальной части распаханной территории, которые могли повлиять на состояние почвенного покрова либо характер протекания эрозионных процессов.

Еще более детальное сопоставление расчетных и фактических эрозионных потерь почв в отдельно взятых точках опробования свидетельствует о больших различиях в оценках. Таким образом, связь между потенциальными темпами эрозии почв, рассчитанными по модели, и фактическими эрозионными потерями увеличивается при уменьшении масштаба в ряду точки опробования — сегменты склонов—водосбор. Еще более четко подобная связь была выявлена при исследованиях на полях Курской опытной станции на участке площадью около 225 км² [6] и для всей пашни

Прохоровского района Белгородской области площадью около 850 км² [5]. Расхождения между расчетными и фактическими эрозионными потерями почв в супердетальном масштабе обусловлены: а) наложением множества локальных факторов почвообразования и переноса почвенного вещества; б) недостаточной детальностью входных параметров моделирования. При переходе в масштаб малого водосбора или бассейна средней реки увеличивается сходимость результатов, диагностируемых разными методами, поскольку детальность входных параметров моделирования лучше соответствует масштабу и при этом некоторые случайные факторы нивелируются.

Важно отметить специфическую пространственную структуру проявлений эрозионно-аккумулятивных процессов на водосборе Спокоевка, характеризующуюся чередованием зон смыва и переотложения наносов и отсутствием больших по площади ареалов смыва почв. В частности, самый большой ареал водной эрозии (в нижней части сегмента 7) является одновременно зоной переотложения наносов в результате перемещения почвенного вещества сельскохозяйственной техникой. В сегментах 4 и 9 зоны смыва чередуются с зонами аккумуляции в днищах мелких распахиваемых ложбин. Указанная структура эрозионно-аккумулятивных процессов привела к формированию специфического рисунка почвенного покрова, при котором эродированные, намывные и смыто-намывные почвы не образуют больших по площади ареалов, происходит формирование мелкоконтурных комплексов почв с различной степенью и знаком (смыв/намыв) эрозионной деградации.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Сопоставление расчетов по моделям с фактическими потерями почвы на пашне, установленными на основе использования почвенно-морфологического метода, и объемами суммарных отложений смытых с пашни наносов в днище балки, определенными на основе применения радиоизотопного и почвенно-морфологического методов, свидетельствуют об их хорошей сходимости. Важным достоинством модели WATEM/SEDEM, помимо хорошей точности среднесезонных оценок потерь почвы, является учет вклада механической эрозии в перераспределение почвенного вещества внутри пашни, а также реалистичное отражение расположения участков с различной интенсивностью смыва.

К недостаткам модели следует отнести недостаточную точность оценок расположения зон аккумуляции почвенного вещества, как на пашне, так и за ее пределами, а также отсутствие блока расчетов овражной эрозии. Еще одним ограничением, свойственным всем эрозионным моде-

лям, является сложность сбора достоверной и детальной информации о составе и чередовании полевых культур на пашне за длительный период, и о точном времени выпадения стокоформирующих ливней на протяжении теплого сезона.

Модифицированная модель ГГИ, использованная для расчета темпов талого смыва, ранее верифицирована на основе данных мониторинговых наблюдений [11]. Ее применение позволяет получать достоверные данные о среднегодовых потерях почвы в период снеготаяния, но только при формировании стока на хорошо промерзшей почве. Возможность оценки переотложения наносов на пашне и за ее пределами отсутствует.

Наконец, недостатками использованных моделей является недоучет потерь почвы за счет развития линейной эрозии, а именно формирования крупных промоин. Это важно при большой продолжительности расчетного периода, поскольку интенсивность линейной эрозии на исследованном водосборе в последние десятилетия значительно сократилась, вероятно, в связи с резким уменьшением талого стока и смыва.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект 19-29-05025мк (разделы по полевым исследованиям: оценке скорости осадконакопления в днище балки на основе радиоцезиевого метода и использование почвенно-морфологического метода) и РНФ, проект 22-17-00071 (разделы цифровое моделирование эрозионно-аккумулятивных процессов, верификация моделей).

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Антонов В.В. Использование гидротехнических сооружений в противоэрозионной лесомелиорации // Лесное хозяйство. 1991. № 9. С. 31–33.
2. Барабанов А.Т., Долгов С.В., Коронкевич Н.И., Панов В.И., Петелько А.И. Поверхностный сток и инфильтрация в почву талых вод на пашне в лесостепной и степной зонах Восточно-Европейской равнины // Почвоведение. 2018. № 1. С. 62–69. <https://doi.org/10.7868/S0032180X18010069>
3. Безухов Д.А., Голосов В.Н., Панин А.В. Оценка коэффициента доставки наносов малых водосборов в лесостепных и степных районах Восточно-Европейской равнины // Известия РАН. Сер. географическая. 2019. № 4. С. 73–84. <https://doi.org/10.31857/S2587-55662019473-84>
4. Голосов В.Н. Эрозионно-аккумулятивные процессы в речных бассейнах освоенных равнин. М.: ГЕОС, 2006. 296 с.

5. Жидкин А.П., Голосов В.Н., Добрянский А.С. Оценка применимости цифровых моделей рельефа для моделирования эрозии почв (на примере малого водосбора в Курской обл.) // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2021. Т. 18. № 5. С. 133–144. <https://doi.org/10.21046/2070-7401-2021-18-5-133-144>
6. Козлов Д.Н., Жидкин А.П., Лозбенев Н.И. Цифровое картографирование эрозионных структур почвенного покрова на основе имитационной модели смыва (северная лесостепь Среднерусской возвышенности) // Бюл. Почв. ин-та им. В.В. Докучаева. 2019. № 100. С. 5–29. <https://doi.org/10.19047/0136-1694-2019-100-5-35>
7. Кумани М.В. Способы регулирования почвенно-эрозионных процессов и гидрологического режима агроландшафтов Центрально-черноземной зоны. Автореф. дис. ... докт. с./х. н. Курск, 2003.
8. Ларионов Г.А. Эрозия и дефляция почв: основные закономерности и количественные оценки. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1993. 200 с.
9. Ларионов Г.А., Краснов С.Ф., Литвин Л.Ф., Добровольская Н.Г., Кирюхина З.П. Эмпирическая (статистическая) модель эрозии почв // Эрозионно-русловые системы. М., 2017. С. 154–173.
10. Лисецкий Ф.Н., Светличный А.А., Черный С.Г. Современные проблемы эрозиоведения. Белгород: Константа, 2012. 456 с.
11. Литвин Л.Ф. География эрозии почв сельскохозяйственных земель России. М.: ИКЦ Академкнига, 2002. 255 с.
12. Литвин Л.Ф., Кирюхина З.П., Краснов С.Ф., Добровольская Н.Г. География динамики земледельческой эрозии почв Европейской территории России // Почвоведение. 2017. № 11. С. 1390–1400. <https://doi.org/10.7868/S0032180X17110089>
13. Литвин Л.Ф., Кирюхина З.П., Краснов С.Ф., Добровольская Н.Г., Горобец А.В. География динамики земледельческой эрозии почв Сибири и Дальнего востока // Почвоведение. 2021. № 1. С. 136–148. <https://doi.org/10.31857/S0032180X2101007X>
14. Мальцев К.А., Ермолаев О.П. Потенциальные эрозионные потери почвы на пахотных землях европейской части России // Почвоведение. 2019. № 12. С. 1502–1512. <https://doi.org/10.1134/S0032180X19120104>
15. Методические указания по составлению крупномасштабных карт эрозионноопасных земель для обоснования почвозащитных мер при внутрихозяйственном землеустройстве. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1996. 50 с.
16. Общесоюзная инструкция по почвенным обследованиям и составлению крупномасштабных почвенных карт землепользований. М.: Колос, 1973. 48 с.
17. Пацукевич З.В., Геннадиев А.Н., Герасимова М.И. Допустимый смыв и самовосстановление почв // Почвоведение. 1997. № 5. С. 634–641.
18. Погода в Артельном, Белгородская область. <https://rp5.ru/> (Дата обращения: 01.11.2021).
19. Сурмач Г.П. Рельефообразование, формирование лесостепи, современная эрозия и противоэрозионные мероприятия. Волгоград, 1992. 172 с.
20. Эрозионно-русловые системы. ИНФРА-М. М., 2017. 702 с.
21. Alatorre L.C., Beguería S., García-Ruiza J.M. Regional scale modeling of hillslope sediment delivery: A case study in the Barasona Reservoir watershed (Spain) using WATEM/SEDEM // J. Hydrology. 2010. V. 391. P. 109–123. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2010.07.010>
22. Alewell C., Borrelli P., Meusburger K., Panagos P. Using the USLE: Chances, challenges and limitations of soil erosion modelling // Int. Soil Water Conservation Res. 2019. V. 7. P. 203–225. <https://doi.org/10.1016/j.iswcr.2019.05.004>
23. Batista P.V.G., Davies J., Silva M.L.N., Quinton J.N. On the evaluation of soil erosion models: Are we doing enough? // Earth-Sci. Rev. 2019. V. 197. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.102898>
24. Belyaev V.R., Golosov V.N., Sidorchuk A.Yu., Wallbrink P.J., Murray A.S. A comparison of methods for evaluating soil redistribution in the severely eroded Stavropol region, southern European Russia // Geomorphology. 2005. V. 65. № 3–4. P. 173–193. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2004.09.001>
25. Borrelli D.A., Robinson L.R., Fleischer E., Lugato C., Ballabio C., Alewell K., Meusburger S. et al. An assessment of the global impact of 21st century land use change on soil erosion // Nature Commun. 2013(2017). V. 8. № 1. <https://doi.org/10.1038/s41467-017-02142-7>
26. de Vente J., Poesen J., Verstraeten G., Govers G., Vanmaercke M., Van Rompaey A., Arabkhedri M., Boix-Fayos C. Predicting soil erosion and sediment yield at regional scales: where do we stand? // Earth Sci. Rev. 2013. V. 127. P. 16–29. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2014.03.002>
27. Golosov V.N., Collins A.L., Dobrovolskaya N.G., Bazhenova O.I., Ryzhov Yu.V., Sidorchuk A.Yu. Soil loss on the arable lands of the forest-steppe and steppe zones of European Russia and Siberia during the period of intensive // Geoderma. 2021. V. 381. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2020.114678>
28. Golosov V.N., Ivanova N.N., Gusarov A.V., Sharifullin A.G. Assessment of the trend of degradation of arable soils on the basis of data on the rate of stratozom development obtained with the use of ¹³⁷Cs as a Chronomarker // Eurasian Soil Science. 2017. V. 50. № 10. P. 1195–1208. <https://doi.org/10.1134/S1064229317100039>
29. Golosov V., Koiter A., Ivanov M., Maltsev K., Gusarov A., Sharifullin A., Radchenko I. Assessment of soil erosion rate trends in two agricultural regions of European Russia for the last 60 years // J. Soils Sediments. 2018c. V. 18. № 12. P. 3388–3403. <https://doi.org/10.1007/s11368-018-2032-1>
30. Golosov V.N., Walling D.E., Konoplev A.V., Ivanov M.M., Sharifullin A.G. Application of bomb- and Chernobyl-derived radiocaesium for reconstructing changes in erosion rates and sediment fluxes from croplands in areas of European Russia with different levels of Cher-

- nobyl fallout // *J. Environ. Radioact.* 2018b. V. 186. P. 78–89.
<https://doi.org/10.1016/j.jenvrad.2017.06.022>
31. Golosov V., Yermolaev O., Litvin L., Chizhikova N., Kiryukhina Z., Safina G. Influence of climate and land use changes on recent trends of soil erosion rates within the Russian Plain // *Land Degradation and Development.* 2018. V. 29. № 8. P. 2658–2667.
<https://doi.org/10.1002/ldr.3061>
 32. Haregeweyn N., Poesen J., Verstraeten G., Govers G., de Vente J., Nysse J., Deckers J., Moeyersons J. Assessing the performance of a spatially distributed soil erosion and sediment delivery model (WATEM/SEDEM) in Northern Ethiopia // *Land Degradation and Development.* 2013. V. 24. P. 188–204.
<https://doi.org/10.1002/ldr.1121>
 33. Karydas C.G., Panagos P., Gitas I.Z. A classification of water erosion models according to their geospatial characteristics // *Int. J. Digital Earth.* 2012. V. 7. № 3. P. 229–250.
<https://doi.org/10.1080/17538947.2012.671380>
 34. Khitrov N., Smirnova M., Lozbenev N., Levchenko E., Gribov V., Kozlov D., Rukhovich D., Kalinina N., Koroleva P. Soil cover patterns in the forest-steppe and steppe zones of the east-european plain // *Soil Sci. Annual.* 2019. V. 70. № 3. P. 198–210.
<https://doi.org/10.2478/ssa-2019-0018>
 35. Krása J., Dostál T., Vrana K., Plocek J. Predicting spatial patterns of sediment delivery and impacts of land-use scenarios on sediment transport in Czech catchments // *Land Degradation Development.* 2010. V. 2. P. 367–375.
<https://doi.org/10.1002/ldr.959>
 36. Lal R. Soil erosion by wind and water: problems and prospects // *Soil erosion research methods. Soil and Water Conservation Society / Ed. Lal R.* St. Lucie Press, America. 1994. P. 1–9.
<https://doi.org/10.1201/9780203739358-1>
 37. Lieskovský J., Kenderessy P. Modelling the effect of vegetation cover and different tillage practices on soil erosion in vineyards: a case study in vrábľa (Slovakia) using WATEM/SEDEM // *Land Degrad. Dev.* 2014. V. 25. № 3. P. 288–296.
<https://doi.org/10.1002/ldr.2162>
 38. Lobb D.A., Kachanoski R.G., Miller M.H. Tillage translocation and tillage erosion on shoulder slope landscape positions measured using ¹³⁷Cs as a tracer // *Can. J. Soil Sci.* 1995. V. 75. P. 211–218.
<https://doi.org/10.4141/cjss95-029>
 39. Lozbenev N., Yurova A., Smirnova M., Kozlov D. Incorporating process-based modeling into digital soil mapping: A case study in the virgin steppe of the Central Russian upland // *Geoderma.* 2021. V. 383.
<https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2020.114733>
 40. Panagos P., Borrelli P., Meusburger K. et al. Global rainfall erosivity assessment based on high-temporal resolution rainfall records // *Sci Rep.* 2017. V. 7. № 1. P. 4175.
<https://doi.org/10.1038/s41598-017-04282-8>
 41. Pandey A., Himanshu S.K., Mishra S.K., Singh V.P. Physically based soil erosion and sediment yield models revisited // *Catena.* 2016. V. 147. P. 595–620.
<https://doi.org/10.1016/J.CATENA.2016.08.002>
 42. Panin A.V., Walling D.E., Golosov V.N. The role of soil erosion and fluvial processes in the post-fallout redistribution of chernobyl-derived caesium-137: a case study of the Lipki catchment, Central Russia // *Geomorphology.* 2001. V. 40. № 3–4. P. 185–204.
[https://doi.org/10.1016/S0169-555X\(01\)00043-5](https://doi.org/10.1016/S0169-555X(01)00043-5)
 43. Pietroni J., Chalov S.R., Chalova A.S., Alekseenko A.V., Jarsjö J. Extreme spatial variability in riverine sediment load inputs due to soil loss in surface mining areas of the Lake Baikal basin // *Catena.* 2017. V. 152. P. 82–93.
<https://doi.org/10.1016/j.catena.2017.01.008>
 44. Pruski F.F., Nearing M.A. Climate-induced changes in erosion during the 21st century for eight U.S. locations // *Water Resources Res.* 2002. V. 38. № 12. P. 34–1–34–11.
<https://doi.org/10.1029/2001WR000493>
 45. Sediment transport using WaTEM/SEDEM: [Электронный ресурс]. URL: <https://esdac.jrc.ec.europa.eu/themes/sediment-transport-using-watemsedem>. (Дата обращения: 10.11.2021).
 46. Tsybarovich P., Kust G., Kumani M., Golosov V., Andreeva O. Soil erosion: An important indicator for the assessment of land degradation neutrality in Russia // *Int. Soil Water Conserv. Res.* 2020. V. 8. № 4. P. 418–429.
<https://doi.org/10.1016/j.iswcr.2020.06.002>
 47. Van Loo M., Dusara B., Verstraetena G., Renssen H., Notebaert B., D'Haen K., Bakker J. Human induced soil erosion and the implications on crop yield in a small mountainous Mediterranean catchment (SW-Turkey) // *catena.* 2017. V. 149. P. 491–504.
<https://doi.org/10.1016/j.catena.2016.08.023>
 48. Van Oost K., Cerdan O., Quine T.A. Accelerated fluxes by water and tillage erosion on European agricultural land // *Earth Surface Processes and Landforms.* 2009. V. 34. P. 1625–1634.
<https://doi.org/10.1002/esp.1852>
 49. Van Oost K., Govers G., Desmet P. Evaluating the effects of changes in landscape structure on soil erosion by water and tillage // *Landscape Ecology.* 2000. V. 15. P. 577–589.
<https://doi.org/10.1023/A:1008198215674>
 50. Van Rompay A., Verstraeten G., Van Oost K., Govers G., Poesen J. Modelling mean annual sediment yield using a distributed approach // *Earth Surface Processes and Landforms.* 2001. V. 26. № 11. P. 1221–1236.
<https://doi.org/10.1002/esp.275>
 51. Verstraeten G., Prosser I.P., Fogarty P. Predicting the spatial patterns of hillslope sediment delivery to river channels in the Murrumbidgee catchment, Australia // *J. Hydrology.* 2007. V. 334. P. 440–454.
<https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2006.10.025>
 52. Zhidkin A., Fomicheva D., Ivanova N., Dostál T., Yurova A., Komissarov M., Krása J. A detailed reconstruction of changes in the factors and parameters of soil erosion over the past 250 years in the forest zone of European Russia (Moscow region) // *Int. Soil Water Conservation Res.* 2022. V. 10. P. 149–160.
<https://doi.org/10.1016/j.iswcr.2021.06.003>

Erosion Models Field Verification Based on Studies of a Small Catchment in the Vorobzha River Basin (Kursk Region, Russia)

V. N. Golosov^{1,2,3}, A. P. Zhidkin^{4,*}, A. I. Petel'ko⁵, M. S. Osipova⁴, N. N. Ivanova¹, and M. M. Ivanov^{1,2}

¹*Lomonosov Moscow State University, Moscow, 119991 Russia*

²*Institute of Geography of the Russian Academy of Sciences, Moscow, 119017 Russia*

³*Kazan Federal University, Kazan, 420008 Russia*

⁴*Dokuchaev Soil Institute, Moscow, 119017 Russia*

⁵*Novosilsk Zonal Agroforest Reclamation Experimental Station, Branch of the Federal Scientific Center for Agroecology of the Russian Academy of Sciences, Mtsensk, 303035 Russia*

**e-mail: gidkin@mail.ru*

Verification of soil erosion models (WATEM/SEDEM for rainfall and tillage soil erosion and modified version of State Hydrological Institute model for snowmelt soil erosion) was carried out on the basis of field evaluation of soil erosion and sedimentation rates in the arable catchment located in the basin of the Vorobzha River, located in the central part of the Central Russian Upland in the forest-steppe zone. The rates of soil losses and sediment deposition for the entire period of agricultural use were obtained using the soil truncation method. The rate of sediment deposition in the bottom of the dry valley for the time window 1986–2020 was determined based on the interpretation of the Chernobyl-derived caesium-137 vertical distribution in the stratozems. Comparison of the model calculations with field estimates were generally in good agreement. Also, the results of the model calculations satisfactorily characterized the pattern of zones with different intensity of soil losses. Also application of WATEM/SEDEM made it possible to evaluate tillage erosion rates. Some discrepancies between results of the model application and field-based assessment were mainly due to the insufficient detail of the model input parameters, for example, data on crop rotations or microrelief features of the catchment slopes. WATEM/SEDEM did not enough accurately estimate the rate and volume of sediment deposition, especially outside of arable land.