СОДЕРЖАНИЕ

Номер 11, 2020

ГЕНЕЗИС И ГЕОГРАФИЯ ПОЧВ

Трансформация Брянской палеопочвы в западинах центральной лесостепи Восточно-Европейской равнины в максимум валдайского оледенения и в голоцене

С. А. Сычева, П. Р. Пушкина, О. С. Хохлова, П. А. Украинский 1297

ХИМИЯ ПОЧВ

Аккумуляция полиаренов в растениях бугристых торфяников побережья Баренцева моря

Е. В. Яковлева, Д. Н. Габов, А. Н. Панюков 1316

Распределение компонентов углеродного цикла почв лесных экосистем северной, средней и южной тайги Западной Сибири

А. А. Бобрик, О. Ю. Гончарова, Г. В. Матышак, И. М. Рыжова, М. И. Макаров, М. В. Тимофеева 1328

Особенности круговорота биофильных элементов в подстилках экосистем полупустыни Северного Прикаспия

Н. Ю. Кулакова 1341

ФИЗИКА ПОЧВ

Пути создания классификации почв по гранулометрическому составу на основе метода лазерной дифракции

А. В. Юдина, Д. С. Фомин, И. А. Валдес-Коровкин, Н. А. Чурилин, М. С. Александрова, Ю. А. Головлева, Н. В. Филиппов, И. В. Ковда, А. А. Дымов, Е. Ю. Милановский 1353

БИОЛОГИЯ ПОЧВ

Оценка влияния разных факторов пирогенного воздействия на биологические свойства чернозема

К. Ш. Казеев, М. Ю. Одабашян, А. В. Трушков, С. И. Колесников 1372

Сукцессия бактериальных сообществ при разложении соломы овса в двух разных типах почв

О. В. Орлова, А. А. Кичко, Е. В. Першина, А. Г. Пинаев, Е. Е. Андронов 1383

К вопросу о разработке ПДК нефти и нефтепродуктов в различных типах почв на основе их ассимиляционного потенциала (на примере почв Азербайджана)

М. П. Бабаев, Н. М. Исмаилов, С. И. Наджафова, Ф. Ш. Кейсерухская, Н. И. Оруджева 1393

ДЕГРАДАЦИЯ, ВОССТАНОВЛЕНИЕ И ОХРАНА ПОЧВ

Тяжелые металлы и мышьяк в почвах и уличной пыли Юго-Восточного административного округа г. Москвы: результаты многолетних исследований

Д. В. Ладонин, А. П. Михайлова 1401

Изменение растительного покрова и биологических свойств черноземов в постагрогенный период

М. А. Азаренко (Мясникова), К. Ш. Казеев, О. Ю. Ермолаева, С. И. Колесников 1412

Contents

No. 11, 2020

Genesis and Geography of Soils

Transformation ot the Bryansk Paleosol in Micro-Lows in the Centre of the East-European Forest-Steppe during the Maximum of Valdai Glaciation and the Holocene

S. A. Sycheva, P. R. Pushkina, O. S. Khokhlova, and P. A. Ukrainsky 1297

Soil Chemistry

Accumulation of Polyarenes in Plants of Hummock Peatlands at the Coast of the Barents Sea

E. V. Yakovleva, D. N. Gabov, and A. N. Panyukov 1316

Spatial Distribution of Components of Soils Carbon Cycle in Forest Ecosystems of North, Middle and South Taiga of Western Siberia

A. A. Bobrik, O. Yu. Goncharova, G. V. Matyshak, I. M. Ryzhova, M. I. Makarov, and M. V. Timofeeva 1328

Cycle of Biophilic Elements in the Litter of Native and Anthropogenic Ecosystems in the Northern Caspian Semi-Desert

N. Yu. Kulakova 1341

Soil Physics

The Ways to Do a Texture Classification for Laser Diffraction Method

A. V. Yudina, D. S. Fomin, I. A. Valdes-Korovkin, N. A. Churilin, M. S. Aleksandrova, Yu. A. Golovleva, N. V. Phillipov, I. V. Kovda, A. A. Dymov, and E. Yu. Milanovskiy 1353

Soil Biology

Assessment of the Effect of Pyrogenic Factors on the Biological Properties of Chernozems

K. Sh. Kazeev, M. Yu. Odabashian, A. V. Trushkov, and S. I. Kolesnikov 1372

Succession of Bacterial Communities in the Decomposition of Oats Straw in Two Soils with Contrasting Properties

O. V. Orlova, A. A. Kichko, E. V. Pershina, A. G. Pinaev, and E. E. Andronov 1383

Approaches to Defining Permissible Concentratuions of Oil and Petroleum Products for Different Soil Types Basing on Soil Assimilation Potential (Example of Soils in Azerbaijan)

M. P. Babayev, N. M. Ismaylov, S. I. Nadjafova, F. Sh. Keyserukhskaya, and N. I. Orudheva 1393

Degradation, Rehabilitation, and Conservation of Soils

Heavy Metals and Arsenic in Soils and Street Dust of South-East Administrative District of Moscow: Multyannual Results

D. V. Ladonin and A. P. Mikhaylova 1401

Change of Vegetation Cover and Biological Properties of Chernozems in the Postagrogenic Period

M. A. Azarenko (Myasnikova), K. Sh. Kazeev, O. Yu. Yermolayeva, and S. I. Kolesnikov 1412

ПОЧВОВЕДЕНИЕ, 2020, № 11, с. 1297–1315

ГЕНЕЗИС И ГЕОГРАФИЯ ПОЧВ

УДК 631.48

ТРАНСФОРМАЦИЯ БРЯНСКОЙ ПАЛЕОПОЧВЫ В ЗАПАДИНАХ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЛЕСОСТЕПИ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ РАВНИНЫ В МАКСИМУМ ВАЛДАЙСКОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ И В ГОЛОЦЕНЕ

© 2020 г. С. А. Сычева[a], *, П. Р. Пушкина[a], О. С. Хохлова[b], П. А. Украинский[c]

[a] *Институт географии РАН, Старомонетный пер., 29, Москва, 119017 Россия*

[b] *Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН – обособленное подразделение ФИЦ ПНЦБИ, ул. Институтская, 2, корп. 2, Пущино, Московской обл., 142290 Россия*

[c] *Белгородский государственный национальный исследовательский университет, ул. Победы, 85, Белгород, 308015 Россия*

**e-mail: sychevasa@mail.ru*

Поступила в редакцию 26.11.2019 г.
После доработки 07.02.2020 г.
Принята к публикации 26.02.2020 г.

Статья посвящена вопросам изучения современных и позднеплейстоценовых почв центральной лесостепи Восточно-Европейской равнины. Основная задача работы – выяснить, как изменяется один из главных стратиграфических почвенных уровней позднего плейстоцена – брянская палеопочва (конечная фаза МИС 3) под влиянием не только криогенеза максимума валдайского оледенения (МИС 2), но и голоценового почвообразования (МИС 1) в разных условиях современного микрорельефа. Изучена катена голоценовых почв, подстилаемых брянской палеопочвой в пределах небольшой замкнутой западины в Казацкой степи Центрально-Черноземного государственного природного биосферного заповедника им. В.В. Алехина в Курской области. Западина предположительно возникла в результате суффозии и просадки лёссов. На микроводоразделе развиваются типичные черноземы (Haplic Chernozems), на склоне западины – черноземы выщелоченные (Livic Chernozems), а в днище – лугово-черноземные почвы (Luvic Chernozems (Stagnic)). Верхние гумусовые горизонты голоценовых почв аналогичны во всех секторах катены. На склонах и в нижней части западины подгоризонт Ah2 заменяется горизонтом AE, а горизонт Bk становится свободным от карбонатов и превращается в горизонт Bt. Изменение “нормального” профиля палеопочвы брянского межстадиала началось уже на последних этапах его формирования. Брянская почва сильно деформирована криогенными процессами во время максимума валдайского оледенения (владимирский криогенный горизонт). Вторичный диагенез брянской палеопочвы связан с почвообразованием в голоцене. Голоценовые почвы накладываются на профиль брянской палеопочвы, по-разному трансформируя его в разных секторах катены. На микроводоразделе диагенез в голоцене минимален. Брянская палеопочва наиболее трансформирована в днище микропонижения.

Ключевые слова: диагенез, чернозем, криогенез, голоцен, микродепрессия, микроморфология

DOI: 10.31857/S0032180X20090178

ВВЕДЕНИЕ

Брянская палеопочва является одной из двух главных стратиграфических почвенных уровней позднего плейстоцена. Ее временные аналоги широко развиты в лёссовых районах во всем мире и имеют местные названия: лонер, в Германии, Штильфред Б в Австрии, денекамп в Нидерландах, педокомплекс I в Чехии, сурдак в Сербии, дубновская в Западной Украине, витаческая 3 в Центральной и Восточной Украине, искитимский педокомплекс в Западной Сибири, осинский педокомплекс в юго-восточной Сибири, фармдейл в США и другие эквиваленты [2, 3, 8, 10, 12–15, 20, 21, 23–27, 31–35, 37]. Брянская палеопочва имеет радиоуглеродный возраст в широком диапазоне 25–33 тыс. л. н. (некалиброванный) [9, 13, 22, 36]. Однако он не охватывает весь интервал сложного мегаинтерстадиала позднего плейстоцена (66–25 тыс. лет назад).

Брянская палеопочва формировалась только в завершающее потепление средневалдайского (средний Валдай, Вюрм, Вейшелиан) мегаинтерстадиала (морская изотопная стадия (**МИС** 3)). Этот период характеризовался наибольшей выровненностью рельефа возвышенных равнин и смягчением суровых перигляциальных условий перед максимумом последнего оледенения [5, 6, 8–10, 17, 19, 26, 38, 39].

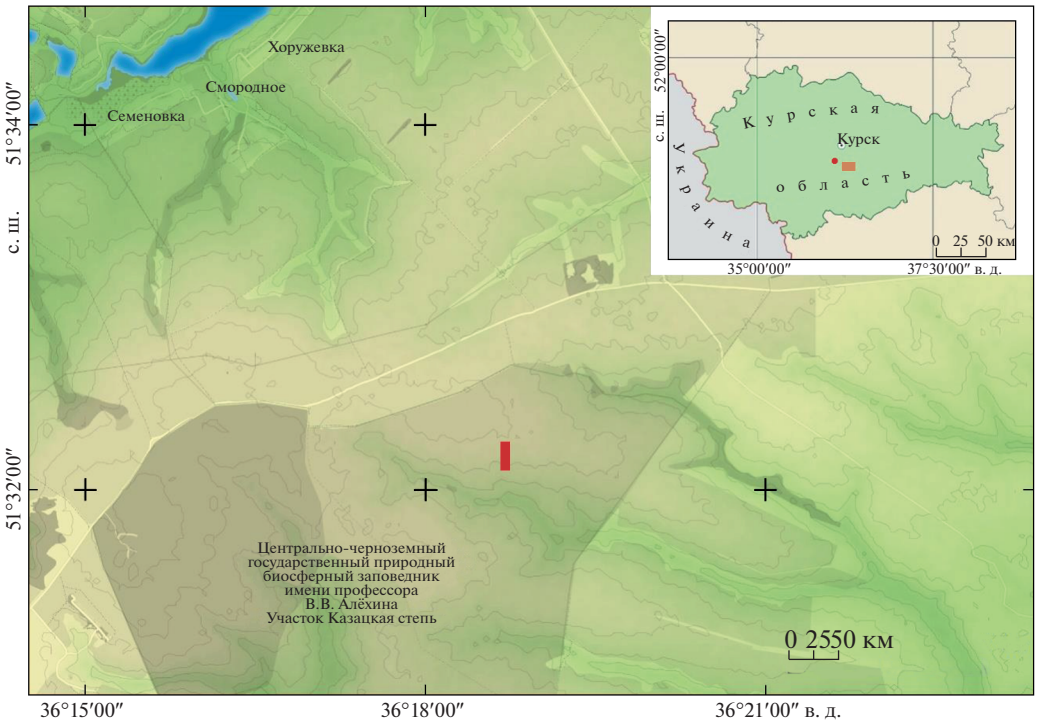

Рис. 1. Местоположение изучаемого участка, красная точка возле Курска – Александровский карьер; красный прямоугольник – изучаемая катена.

В перигляциальной и внеледниковой областях Восточно-Европейской равнины брянская палеопочва обладает яркими морфотипическими характеристиками, не позволяющими усомниться в ее диагностике [5, 8, 9, 16]. Типичный облик брянской палеопочвы: гумусовые горизонты сосредоточены в крупных мерзлотных клиновидных структурах, а карбонатный горизонт подтянут в межструктурные пространства.

Реконструкция генезиса брянской палеопочвы затруднена тем, что прямые аналоги ее среди современных почв неизвестны, так как условия перигляциальной зоны не свойственны современному межледниковью. Наиболее близкими аналогами брянской палеопочвы, по мнению Морозовой [13], являются мерзлотно-таежные и лесостепные палевые почвы в континентальных районах Центральной Якутии. Для них характерны сходные диагностические признаки: ооидная агрегированность, которая может быть результатом криогенной коагуляции, фульватный состав гумуса, оглиненность и оглеенность профиля [7, 11].

Яркий морфотип брянской палеопочвы создан не только процессами почвообразования в период функционирования почвы, но и воздействием криогенных процессов (первичный диагенез) в максимум валдайского оледенения (владимирский криогенный горизонт), когда почва длительное время все еще находилась на поверхности [36].

Брянская палеопочва чаще залегает на глубине от 1.5 до 5 м. Если она залегает неглубоко от дневной поверхности, то входит в профиль современных почв, являясь частью их материнской породы. В таких случаях брянская почва подвергается воздействию процессов голоценового педогенеза и испытывает новые преобразования (вторичный диагенез). Характер диагенетических изменений зависит от генезиса современных почв и положения палеопочвы в дневном микрорельефе. Определению взаимозависимостей макро-, микроморфологических характеристик и некоторых физико-химических свойств брянской и развитой на ней голоценовой почвы в разных условиях современного микрорельефа посвящена данная публикация.

РАЙОН ИССЛЕДОВАНИЯ

Основным объектом явилась катена по склону одной из западин (микродепрессии), находящейся в Казацкой степи (рис. 1). Координаты изученного объекта – 51°31′28″ N, 36°17′44″ E.

Казацкая степь – один из участков Центрально-Черноземного государственного природного биосферного заповедника им. В.В. Алехина. Заповедник расположен в юго-западной части Среднерусской возвышенности в пределах средней полосы лесостепной зоны. Климат Среднерусской

возвышенности умеренно-континентальный. Гидротермический коэффициент Иванова составляет 1.0–1.3, что соответствует оптимальным и незначительно увлажненным условиям. Лето теплое, с выпадением более 70% годовой суммы осадков. Зима сравнительно холодная, с устойчивым снежным покровом.

В Казацкой степи сохраняется практически исчезнувший в европейской лесостепи зональный тип растительности – плакорные разнотравно-луговые степи. Территория отличается очень высокой видовой насыщенностью трав (до 120 видов растений на площади 100 м^2). Здесь произрастают 12 видов древних реликтовых растений, переживших неоднократные ледниковые эпохи (но эту территорию ледник никогда не покрывал). Такой была первобытная, не тронутая человеком степь тысячу лет назад. Долгое время эта территория называлась “Диким полем”. Поэтому до наших дней она сохранилась здесь в первозданном виде и служит образцом луговых степей, сформированных в условиях хорошего обеспечения атмосферной влагой (500–600 мм осадков в год) [15].

Центрально-Черноземный государственный природный биосферный заповедник им. В.В. Алехина – это один из немногих уцелевших в первозданном виде участков лесостепи, где сохранились мощные целинные черноземы. Мощность гумусового профиля типичных черноземов достигает 1.5–1.7 м. Содержание гумуса в верхних 10 см почвы составляет 9–12%, а запас его в метровом слое равен 540 т/га.

Для микрорельефа Казацкой степи, как и для других равнин Евразии, характерны многочисленные замкнутые депрессии (рис. 2). Это небольшие понижения округлой или овальной формы – западины (степные блюдца), часто беспорядочно разбросаны на поверхности степи поодиночке и группами. Диаметр западин достигает 30–50 м и более, глубина не превышает 1–1.5 м. Весной в степных блюдцах накапливаются талые снеговые воды, могут образовываться небольшие временные озерца. Летом степные блюдца выделяются темными зелеными пятнами среди желтеющих трав и седого ковыля.

Происхождение таких депрессий до сих пор остается дискуссионным вопросом. Наиболее общепризнанные гипотезы их генезиса: суффозионно-просадочная и термокарстовая. Суффозионно-просадочная гипотеза предполагает не только вынос легкорастворимых солей и карбонатов, но и участие лессиважа – выноса глинистых частиц, а также уплотнение грунта за счет значительной просадки от начального объема лёсса в днище западин. Участие криогенных процессов при накоплении лёссовых пород с последующим освобождением большой массы подземного льда в процессе термокарста, приуроченное к валдайскому позднеледниковью (МИС 2.1), составляет суть второй популярной гипотезы происхождения западин на возвышенных равнинах. Морфогенетический анализ микродепрессий и слагающих их пород дает возможность отдать предпочтение той или иной гипотезы. Для термокарста обязательно наличие крупных псевдоморфоз последнего позднеплейстоценового криогенного этапа (ярославского по Величко [4]), легко распознаваемых в разрезах. В случае их отсутствия говорить о термокарсте не представляется возможным. В последнее время чаще говорят о полигенетической природе степных блюдец, вкладывая в это разный смысл: от присутствия разных факторов и процессов в их формирование до многостадийности и разновременности в их развитии.

В последнее время часто обсуждается антропогенное происхождение микродепрессий [29, 30]. Для микроформ такого генезиса непременным условием является нарушение естественного профиля почв в результате деятельности человека.

В результате многолетних наблюдений за малыми эрозионными формами, погребенными в лёссах и вскрываемыми в Александровском и других карьерах на Среднерусской возвышенности, одним из авторов было установлено определенное влияние погребенного московско-микулинского рельефа на формирование дневного микрорельефа и структуры современного почвенного покрова [17]. Как оказалось, многие из выраженных в современном рельефе микродепрессий (западин) унаследованы от погребенных московско-микулинских эрозионных форм, так как закладывались на верхних частях склонов этих палеодепрессий, ближе всего находившихся от дневной поверхности.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Полевое исследование проводилось в 1986 г. в особо охраняемом заповедном участке, и с этим было связано много трудностей и особенностей в получении дополнительных фотографических материалов. Была выбрана типичная микродепрессия (западина) недалеко от границы заповедного участка. Исследование проводилось методом траншеи глубиной 4 м (максимальной для экскаватора), заложенной по радиусу длиной 19 м замкнутой микродепрессии (рис. 2). Глубина микродепрессии 80–100 см, диаметр около 28–34 м. Высокий травостой не позволил заложить траншею точно через центр западины, но все же она вскрывала днище депрессии. Ширина траншеи была ограничена шириной ковша экскаватора (65 см). Узость траншеи сделала невозможным фотографирование объектов. Однако данный недостаток был компенсирован детальной зарисовкой стенок траншеи. На стенке траншеи чертилась сетка со стороной квадрата 50 см. На миллиметровой бумаге, учитывая

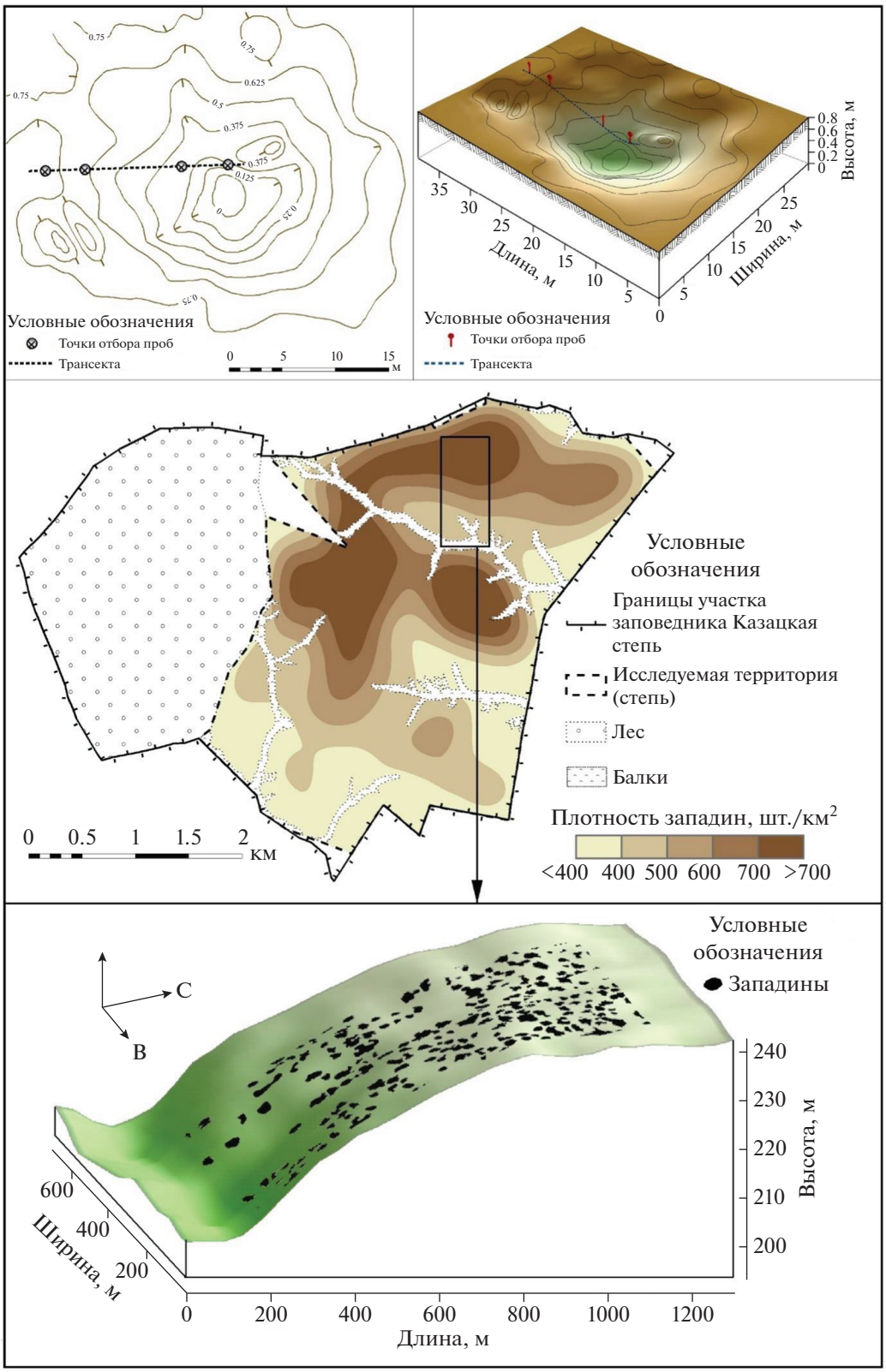

Рис. 2. Размер и микрорельеф изучаемой западины в Казацкой степи.

масштаб, для каждого квадрата производилась зарисовка простирания границ горизонтов, включений и новообразований (рис. 3, А, 3, Б).

Для индексации горизонтов современного чернозема и ископаемых почв применялась международная система WRB-2015 [28]. Для лучшего понимания российскими почвоведами в тесте при описании траншеи в скобках мы указали аналоги индексов горизонтов по [11]. В связи с неразработанностью в почвоведении общепринятой классификации погребенных почв и педокомплексов мы пользовались применяемой в четвертичной палеогеографии и палеопедологии индексацией горизонтов ископаемых почв. Квадратными скобками (или буквой “b” по WRB-2015) обозначают горизонты погребенных почв, включенных в профиль голоценовой почвы (как в нашем случае) или в профиль других палеопочв (при формировании педокомплексов). Если же палеопочвы разделены лёссами, квадратные скобки не применяются, а расположенные ниже голоценовых почв почвенные профили получают обычные индексы (без обозначения погребения).

Катена состояла из элювиального – на микроводоразделе (1–8 м), транзитного – на склоне (8–13 м) и аккумулятивного – в днище (13–19 м) секторов. Описание и отбор образцов проходил на одной стенке траншеи по нескольким вертикальным колонкам (аналогам разрезов) в точках 1.5, 5, 13 и 16 м. Вследствие полигонального строения брянской почвы отбор образцов в некоторых случаях проводился из соседних, но разных педонов: по клиновидной трещине (микропонижению) и пятну (бугорку).

Для решения задачи, поставленной в данной работе, нами применялся стандартный набор методов палеопедологического исследования: макро- и микроморфологическое описания, зарисовки, основной набор физико-химических анализов. Содержание органического углерода в почве для всех образцов определяли по методу Тюрина [1]. Карбонаты определяли манометрически, как количество CO_2, выделяемого в герметичных сосудах с резиновыми пробками, в которых образцы реагировали с 10%-ным раствором HCl. Микромонолиты для изготовления шлифов были отобраны по нескольким вертикальным колонкам в тех же точках, что и отбор образцов общей массы. Шлифы анализировали с использованием поляризационного микроскопа (CarlZeiss HBO 50, Германия) в Институте физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН, Пущино, Россия.

Радиоуглеродное датирование брянской почвы в данном разрезе не выполнялись. Но оно неоднократно проводились в опорном разрезе Александровский карьер, находящийся в 15 км на северо-запад от Казацкой степи [20, 36].

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Макроморфологические исследования. *Элювиальный сектор катены (точки 1.5 и 5 м).*

Слой 1. Голоценовая почва – чернозем типичный (Haplic Chernozem) [28] (рис. 3, А, табл. 1).

Ah1 (A1), 0–50 см. Верхняя часть (0–18 см) – дернина густо переплетена корнями растений – темно-серый, тяжелый суглинок, мелкоореховато-зернистой структуры, уплотненный, с частичками осветленной крупной пыли на поверхности агрегатов. В нижней части (30–50 см) суглинок более оструктурен (горизонт “крупки”). Внутрипедная масса (**ВПМ**) однородная. Переход отчетливый по цвету ВПМ.

Ah2 (AB), 50–100 см. Суглинок тяжелый, буровато-темно-серой, неравномерной окраски, ВПМ однородная. Структура крупно-призмовидно-столбчатая. Педы покрыты матовыми гумусово-глинистыми кутанами, которые перекрыты яркими, необильными, мучнистыми карбонатами.

ABk (ABca), 100–170 см. Суглинок тяжелый, буро-серый, ВПМ пестрая. Структура ореховато-столбчатая, сложная. Крупные агрегаты распадаются на мелкие, средние угловатые и плоские агрегаты, много кротовин, копролитов. Карбонатные новообразования мучнистые и в виде белесоватых пленок по граням агрегатов. Нижняя граница кротовинная.

Гумусовый профиль (горизонты Ah + AB + ABk) имеет мощность от 150 до 195 см.

Слой 2. Валдайский лёсс, BCk(BCca), 170–210 см. Суглинок светло-бурый, тяжелый, пылеватый, карбонатный. Структура столбчато-призмовидная. Вертикальные грани агрегаты покрыты редкими, бурыми, глинистыми кутанами. Суглинок пористый, перерытый: 12 кротовин на 1 м^2 Переход постепенный. Граница диффузная, слабоволнистая, с отходящими вниз вертикальными прожилками, толщиной 1.5–2 см, проникающими до 250 см.

Слой 3. Брянская палеопочва (рис. 3, А, 3, Б), 210–290 см. Горизонты Ah(A1) и AB находятся внутри мерзлотных структурных деформаций – клиньев шириной верхней части 100–120 см, чередующихся с интервалом (100–150 см). Высота клиньев 130 до 170 см. Клиновидные структуры заканчиваются серией мелких гумусированных прожилок, которые прослеживаются до глубины 360–400 см от дневной поверхности. Внутреннее строение постмерзлотных структур неоднородное. Клинья содержат более плотные ядра (горизонт Ah) – грушевидной формы. Ширина ядер в верхней части 50–60 см, в нижней – 5–6 см, высота 0.8–1.0 м. Ядра выполнены буровато-палевым с серым оттенком суглинком, наиболее тяжелым по гранулометрическому составу, более плотным и гумусированным, с многочисленны-

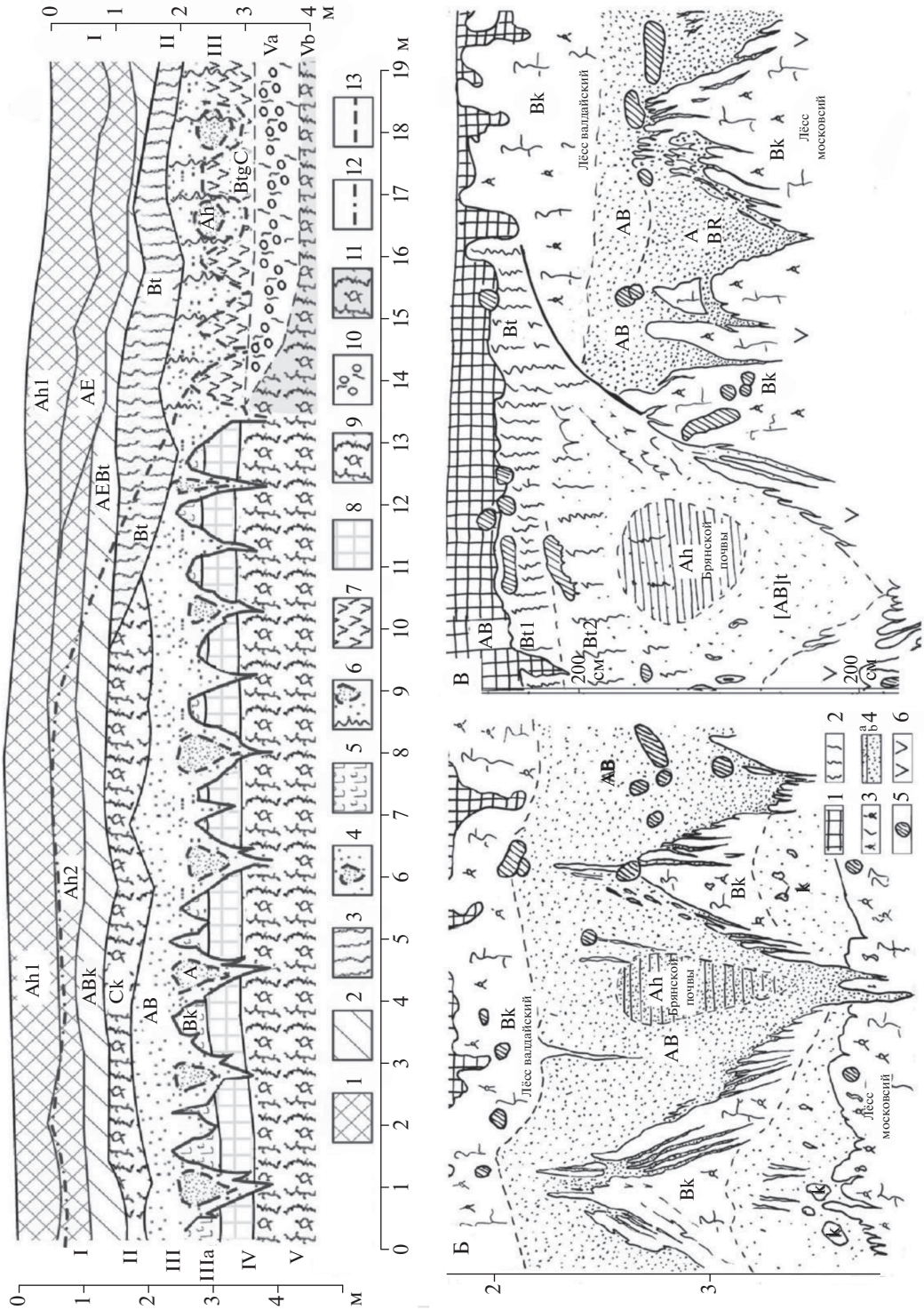

Рис. 3. А – катена в микродепрессии в Казацкой степи. Почвенные горизонты голоценовой почвы: 1 – гумусовый и гумусово-элювиальные (Ah и AhE); 2 – переходный (AhBk и AhEBt); 3 – иллювиальный (Bt); почвенные горизонты брянской палеопочвы вне западины: 4 – гумусовый (Ah в ядрах и AhB – в клиньях); 5 – карбонатный (Bk); почвенные горизонты брянской палеопочвы в западине: 6 – Ahtb ядрах; 7 – BCtg в клиньях; 8 – педоседимент ранне-, средневалдайских почв; лёссовидный суглинок: 9 – карбонатный; 10 – глеевый; 11 – бескарбонатный; 12-линия декальцинации; 13 – неясные границы между слоями и горизонтами. Слои: I – голоценовая почва; II – поздневалдайский лёсс; III – брянский палеопочва; IIIa – Bk горизонт брянской палеопочвы; IV – педоседимент ранне-, средневалдайских почв; V – карбонатный московский лёсс; Va – глеевый московский лёсс; Vb – бескарбонатный московский лёсс. Б – брянская палеопочва на микроводоразделе (точка 5 м). Горизонты голоценовой почвы: 1 – гумусовый, 2 – иллювиальный, 3 – карбонатный; 4 – горизонты брянской палеопочвы: а – Ah, b – AhB; 5 – кротовины, 6 – признаки оглеения. В – Брянская палеопочва на склоне изучаемой катены (точка 13 м). Условные обозначения те же, что и на рис. 3, Б.

Таблица 1. Комплексное морфологическое описание элювиального и аккумулятивного секторов изучаемой катены

Слой	Характеристика	Секторы катены	
		элювиальный	аккумулятивный
		Элемент микрорельефа западины	
		микроводораздел	днище
1. Голоценовая почва	**Горизонт**	**Ah1**	**Ah1**
	Глубина, см	0–50	0–70
	Цвет	Темно-серый	Темно-серый
	Гранулометрический состав	Тяжелый суглинок	Тяжелый суглинок
	Структура	Мелкоореховато-зернистая	Сложная комковато-зернистая
	Новообразования и включения	Осветленная крупная пыль	Осветленная крупная пыль
	ВПМ	Однородная	Однородная
	Переход	Заметный по цвету ВПМ	Заметный
	Горизонт	**Ah2**	**AhE**
	Глубина, см	50–100	70–110
	Цвет	Буровато-темно-серый	Серый
	Гранулометрический состав	Тяжелый суглинок	Тяжелый суглинок
	Структура	Крупно призмовидно-столбчатая	Сложная, ореховатая, книзу ореховато-столбчатая
	Новообразования и включения	Матовые гумусово-глинистые кутаны, перекрытые мучнистыми карбонатами	Гумусово-глинистые кутаны перекрыты скелетаной
	ВПМ	Однородная	Однородная
	Переход	Заметный	
	Горизонт	**AhBk**	**AhEBt**
	Глубина, см	100–170	110–140
	Цвет	Буро-серый	Серо-бурый
	Гранулометрический состав	Тяжелый суглинок	Тяжелый суглинок
	Структура	Ореховато-столбчатая, сложная	Сложная, призмовидно-крупно- и мелко-ореховатая
	Новообразования и включения	Мучнистые карбонаты, белесоватые карбонатные пленки	Обильная скелетана покрывает глинисто-гумусовые матовые кутаны
	ВПМ	Неоднородная	Неоднородная
	Переход и граница	Кротовинная	Заметный
2. Поздневалдайский лёсс	**Горизонт**	**BCk**	**Bt**
	Глубина, см	170–210	140–180
	Цвет	Светло-бурый	Бурый
	Гранулометрический состав	Тяжелый, пылеватый суглинок	Тяжелый суглинок
	Структура	Столбчато-призмовидная	Призмовидно-крупно-столбчатая
	Новообразования и включения	Редкие, бурые, глинистые кутаны	Обильная скелетана на гумусово-глинистых кутанах
	ВПМ	Однородная	Однородная
	Переход и граница	Диффузная, волнистая, с вертикальными прожилками	Постепенный Диффузная

Таблица 1. Продолжение

Слой	Характеристика	Секторы катены	
		элювиальный	аккумулятивный
		Элемент микрорельефа западины	
		микроводораздел	днище
3. Брянская палеопочва	**Горизонт**	**Ah**	**Ah**
	Глубина, см	210–240	180–250
	Цвет	Буровато-палевый с серым оттенком	Темно-бурый
	Гранулометрический состав	Легкая глина	Легкая глина
	Структура	Монолитная, ооидная	Монолитная
	Новообразования и включения	Темно-коричневатые матовые глинистые кутаны	Коричневые, глинистые, слабооглеенные кутаны
	ВПМ	Неоднородная, гумусированная	
	Переход и граница	Ядра грушевидной формы. Ширина ядер в верхней части 50–60 см, в нижней – 5–6 см, высота 80–100 см	Глинистые ядра. Постепенный. Диффузная
	Горизонт	**AhB**	**AhBtb**
	Глубина, см	210–290	180–280
	Цвет	Ярко-бурый	Темно-бурый с сероватым оттенком
	Гранулометрический состав	Тяжелый суглинок	Тяжелый суглинок
	Структура	Ооидная	Глыбистая, ооидная
	Новообразования и включения	Древние червороины. Многочисленные Mn–Fe примазки, пятна оглеения, карбонатные трубочки	Кутаны матовые, бурые, мелкие черные марганцовистые конкреции
	ВПМ	Неоднородная	Неоднородная
	Переход и граница	Клиновидная. Высота клиньев 130–170 см, ширина 100–120 см, интервал 100–150 см	Постепенный. Диффузная. Клинья почти не различимы
3а	**Горизонт**	**Bk брянской палеопочвы**	**BCtg** голоценового чернозема
	Глубина, см	240–290	240–280
	Цвет	Светло-палевый	Буровато-палевый с сизоватым оттенком
	Гранулометрический состав	Средний суглинок	Средний суглинок
	Новообразования и включения	Рыхлые карбонатные скопления Книзу пятна оглеения, Mn-примазки	Глинистые кутаны редкие, матовые, оглееные. Черные марганцовистые примазки
	ВПМ	Неоднородная	Неоднородная
	Переход и граница	Заметный. Темно-серые прожилки из горизонта А брянской палеопочвы	Постепенный. Диффузная

Таблица 1. Окончание

Слой	Характеристика	Секторы катены	
		элювиальный	аккумулятивный
		Элемент микрорельефа западины	
		микроводораздел	днище
4. Ранне-, средневалдайский	**Слой**	**Педоседимент**	**Педоседимент**
	Глубина, см	290–350	280–300
	Цвет	Серовато-палевый с буровато-сизым оттенком	Буровато-палевый с сизым оттенком
	Гранулометрический состав	Средний суглинок	Средний суглинок
	Новообразования и включения	Mn–Fe-примазки, кротовины, сизые, мелкие карбонатные конкреции, гумусированные, ржавые прожилки	Редкие Fe-примазки
	ВПМ	Неоднородная	Неоднородная
	Переход и граница	Резкий. Волнистая, с субвертикальными трещинами	Резкий
5. Московский лёсс	**Слой**	**Лёсс**	**Лёссовидный, бескарбонатный суглинок**
	Глубина, см	350–370 (510 по данным бурения)	300–370
	Цвет	Белесовато-палевый	Светло-палево-сизый
	Гранулометрический состав	Суглинок легкий	Суглинок легкий
	Новообразования и включения	Mn–Fe-примазки, карбонатные трубочки по порам	Бурые прожилки, ржавые ожелезненные пятна, бескарбонатный
	ВПМ	Однородная	Неоднородная

ми Mn-Fe примазками, пятнами оглеения. ВПМ неоднородно прокрашена гумусом. Отмечаются темно-коричневатые матовые глинистые кутаны, ооидная структурная организация. Прибортные части клиньев (горизонт AB) выполнены плотноватым ярко-бурым суглинком, неоднородным по цвету, микропористым, мелкотрещиноватым, с Mn-примазками, карбонатными трубочками, древними червороинами, заполненными более темным гумусированным суглинком. Для этого подгоризонта главная черта – микронеоднородность, которая создается червороинами, ооидами.

Слой 3а. Bk (Bca), 240–290 см. Суглинок светло-палевый, средний, пылеватый. Карбонаты представлены рыхлыми пылеватыми скоплениями, перемешанными с минеральной массой. Наиболее однородный карбонатный материал подтянут к границам мерзлотных структур и на высохшей стенке клинья оконтурены белесым суглинком. В верхней части, у основания клиньев, горизонт Bk в горизонтальном сечении имеет вид пятен. По нижней границе суглинок оглеен, содержит Mn-примазки, черные волосяные трещины – прожилки из горизонта А брянской почвы.

Слой 4. Педоседимент, 290–350 см. Переотложенный материал горизонтов более древних средне-, ранневалдайских почв, преобразованный в процессе крио- и литогенеза. Он представлен суглинком средним, серовато-палевым с буровато-сизым оттенком, неоднородным по цвету с пятнами бурого суглинка, сизыми, ржавыми и гумусированными прожилками. Отмечены Mn-примазки, мелкие карбонатные конкреции, кротовины, с заполнением нижележащим белесовато-палевым суглинком. Слой разбит клиновидными структурами брянской ископаемой почвы и выражен в виде трапециевидных образований. Переход резкий, граница волнистая, нарушенная прожилками субвертикальной ориентации. Эта граница отражает смену наносов – двух лёссовых горизонтов, относящихся к разным ледниковым эпохам: валдайской и московской.

Слой 5. Московский лёсс, 350–580 см. Суглинок легкий, белесовато-палевый, лёссовидный,

Таблица 2. Сравнение характеристик современных почв и брянской палеопочвы в различных секторах катены (элементах рельефа западины)

Характеристика	Элемент рельефа западины		
	микроводораздел	склон	днище
Граница секторов по профилю, м	1–10	10–15	15–19
Голоценовая почва	Типичный чернозем (Haplic Chernozems)	Выщелоченный чернозем (Luvic Chernozems)	Лугово-черноземная почва (Luvic Chernozems (Stagnic))
Первый гумусовый горизонт Ah1	Ah1	Ah1	Ah1
Второй гумусовый горизонт Ah2	Ah2	Ah2	AhE
Переходный горизонт AhB	AhB	AhB/AhBt	Переходный гумусово-элювиально-иллювиальный горизонт AhEBt
Карбонатный горизонт Bk	Bk	Bk/Bt	Иллювиальный горизонт Bt
Мощность гумусового профиля, м	1.5–1.95	1.3–1.5	1.4
$C_{орг}$, % max	9.2	10.3/9.9	Не определялось
CO_2карб, %	6.5/5.6	5.2	0
Поздневалдайский лёсс	Карбонатный Ck	Бескарбонатный	Бескарбонатный суглинок
Брянская палеопочва	Дерновая иллювиально-карбонатная (Calcic Cambisol)		Дерновая иллювиально-железистая надмерзлотно-глеевая (Gleyic Cambisol Gelistagnic)
Глубина, м	2.0/2.4	2.0/2.2	1.8/2.1
Мощность профиля, м	1.2–1.5	1.0	0.8–1.1
Ah	Ah	Ah	Aht
AhB	AhBk	AhB	AhBt
Bt	Bk	Bk/Bt	Btg
$C_{орг}$, % max	0.6–0.8	0.7–0.8	1.1–1.3
CO_2карб, %	9.2	9.6–6.7/0.0	0

карбонатный, мелкопористый, неоднородный за счет многочисленных Mn-Fe-примазок.

Транзитный сектор (точка 13 м).

В средней части траншеи начинается склон западины (рис. 3, А, 10 м – начало склона, табл. 2) – переход в замкнутую микродепрессию. Ниже по склону от слабовыраженной бровки блюдца (точки 9–10 м) меняется тип современной почвы: типичный чернозем сменяется выщелоченным черноземом (Luvic Chernozem). В этом секторе катены современная почва имеет несколько укороченный гумусовый профиль мощностью 130–150 см. Линия вскипания карбонатов с глубины 0.5 см в точке 9 м заметно опускается до глубины 150 см в точке 13 м. Между гумусовым и карбонатным горизонтом появляется иллювиально-глинистый горизонт (Bt). Он прослеживается в стенке траншеи, начиная с точки 12 м, как линза с ярко бурыми железисто-глинистыми кутанами. Нижняя граница глинистой линзы между 12 и 13 метрами резко опускается от 150 до 250 см. Горизонт Bt – яркий темно-бурый тяжелый суглинок, призмовидной структуры, пористый, плотный, бескарбонатный, перерыт землеройами. Переход к брянской почве постепенный.

Брянская почва в транзитном секторе залегает на той же глубине – 200–220 см. Она по-прежнему разбита криогенными клиновидными структурами. В этой позиции микрорельефа клиновидные структуры брянской почвы приобретают неправильную форму, становятся меньше по размерам, исчезают прожилки (рис. 3, В). Их заполнение приобретает более темный оттенок. Карбонатный горизонт брянской почвы приобретает красноватый или розоватый оттенок. Глинистое ядро

внутри клиновидных структур неоднородно: на границе с вмещающими породами оно менее плотное, к центру уплотняется, все включения неоднородны по плотности.

Аккумулятивный сектор (точка 16 м).

В днище западины современная почва имеет иной тип строения профиля (рис. 3, А, от 13 до 19 м, табл. 1, 2).

Слой 1. Ah (A1), 0–70 см. Темно-серый, тяжелый суглинок, хорошо выраженной, сложной комковато-зернистой структуры.

AhE (A1A2), 70–110 см. Серый, тяжелый суглинок. ВПМ однородная, более теплого коричневатого тона. Структура сложная, ореховатая, книзу ореховато-столбчатая. Гумусово-глинистые кутаны серого цвета по граням агрегатов перекрыты скелетаной, со слабо выраженными проявлениями выноса ила.

AhEBt (A2Bt), 110–140 см. Суглинок тяжелый, серо-бурый. ВПМ неоднородная, с буроватым оттенком. Структура сложная, призмовидно-, крупно-, и мелко-ореховатая. Обильная скелетана покрывает глинисто-гумусовые пленки (в основном матовые) на гранях агрегатов.

Слой 2. Валдайский лёсс, превращенный в горизонт Bt, 140–180 см. Суглинок тяжелый, бурый, призмовидно крупно-столбчатый, с обильной скелетаной на гумусово-глинистых пленках, покрывающих грани крупных агрегатов.

Слой 3. Брянская палеопочва, 180–280 см.

AhBtb ([ABt]). Суглинок тяжелый, темно-бурый с сероватым оттенком, однородный, глыбистого сложения, микроагрегирован (ооиды), кутаны матовые, бурые, мелкие черные марганцовистые конкреции. Клинья почти не различимы. Ядра внутри клиновидных структур (это – диагенетически преобразованный гумусовый горизонт брянской почвы – [AhBt]) с диффузными границами темно-бурого цвета и более тяжелые по гранулометрическому составу. Кутаны в ядрах – коричневые, глинистые, слабо оглеенные.

BCtg (BtgC). В межструктурных пространствах суглинок буровато-палевый с сизоватым оттенком, мелко- и крупнопористый, с сизыми пятна оглеения и ржавыми прожилками. Кутаны редкие, глинистые, матовые, оглеенные. Черные марганцовистые примазки отмечаются не только в порах, но и в ВПМ.

Слой 4. Педоседимент, 280–300 см. Суглинок средний, буровато-темно-палевый, мелкопористый, поры заполнены, редкие железистые примазки.

Слой 5. Московский лёсс, 300 см. Суглинок легкий, светло-палево-сизый, неоднороден по окраске, с многочисленными бурыми прожилками из слоя 3, а также ржавыми ожелезненными пятнами, бескарбонатный. Сложение чешуйчато-листоватое (постшлировидное).

Стратификация почвенных горизонтов в аккумулятивном секторе катены затруднена из-за слабой контрастности цвета. В днище блюдца отложения более плотные, ярко бурого цвета и более тяжелые по гранулометрическому составу и полностью отмыты от карбонатов. Современная почва имеет хорошо развитый гумусово-аккумулятивный горизонт, отчетливо морфологически выраженные гумусово-элювиальный (AhE), переходный AhEBt и иллювиальный (Bt) горизонты. Она определена как лугово-черноземная почва (Luvic Chernozem (Stagnic)). Ходы землероев в днище западины не опускаются ниже 150–160 см, и выше они единичны. В целом отложения в днище блюдца более однородные. Переходы между слоями постепенные, границы трудно определяемые, диффузные.

Таким образом, на микроводоразделе (в элювиальном секторе катены) развит типичный чернозем с горизонтами Ah1-Ah2-AhB-Bk-Ck на склоне (в транзитном секторе) – выщелоченный чернозем с горизонтами Ah1-Ah2-AhB-Bt-Bk-Ck и днище западины (в аккумулятивном секторе) – лугово-черноземная почва с горизонтами Ah-AhE-AhB-Bt-C.

Верхние гумусовые горизонты развиты во всех почвах катены, мощность их близка. На склонах и в нижней части западины субгоризонт Ah2 заменяется горизонтом AhE, а горизонт Bk становится свободным от карбонатов и превращается в горизонт Bt.

Микроморфологические наблюдения. В изученной катене горизонт Ah голоценового чернозема на микроповышении характеризуется высокой степенью активности мезофауны, обильными растительными остатками, зернистой микроструктурой с копрогенными агрегатами, а также педами разных порядков, аморфным органическим тонкодисперсным материалом (рис. 4, А). В нижней части горизонта Ah и горизонта AhBk наблюдается тонкодисперсное аморфное органическое вещество, цвет – коричневый с черными точками, четкие признаки активности мезофауны, а также отмечаются редкие копрогенные агрегаты (рис. 4, Б) и мелкие (<20 мкм) округлые и удлиненные зерна литогенного кальцита в основной массе. В горизонте BCk появляются ооидоподобные агрегаты, состоящие из глинисто-карбонатного тонкодисперсного материала (рис. 4, В); в целом тонкодисперсный материал здесь не агрегирован и содержит мало карбонатов, но видны рассеянные зерна литогенного кальцита, полностью погруженные в этот материал, (рис. 4, В, стрелки).

Голоценовые почвы наложены на средневалдайскую брянскую палеопочву, по-разному трансформируя ее в разных секторах катены. При на-

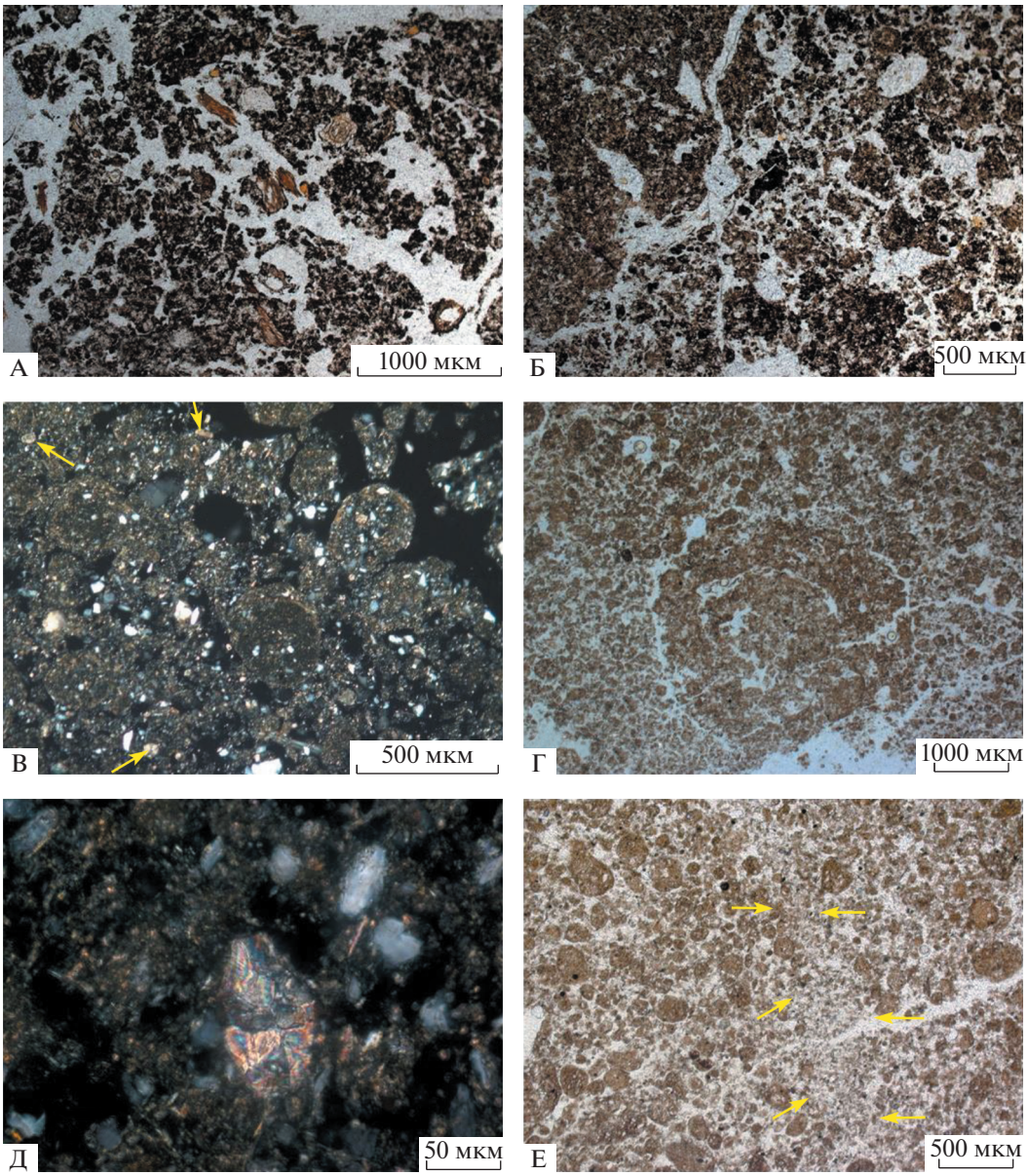

Рис. 4. Микроструктура голоценовой почвы и брянской палеопочвы на микроповышении изучаемой катены: А – высокая степень активности мезофауны, обильные растительные остатки, зернистый с копрогенными агрегатами, педы разных порядков, органический аморфный тонкодисперсный материал, верхняя часть горизонта Ah голоценовой почвы, PPL; Б – аморфный органический тонкодисперсный материал, коричневый в черными точками, отчетливыми признаками активности мезофауны, редкими копрогенными агрегатами и мелкими (<20 мкм) зернами литогенного кальцита, нижняя часть горизонта Ah голоценовой почвы, PPL; В – ооидоподобные агрегаты, состоящие из глинисто-карбонатного тонкодисперсного материала и рассеянных зерен литогенного кальцита (стрелки), горизонт BCk, XPL; Г – фрагментация почвенной массы мезофауной, наличие в изобилии органического вещества в виде бурых органо-минеральных комплексов, горизонт Ah брянской палеопочвы, PPL; Д – спаритовые зерна, горизонт AhBk брянской палеопочвы, XPL; Е – криогенная сортировка зерен кварца (стрелки) в верхней части горизонта Ah брянской палеопочвы, PPL.

блюдении на микроуровне голоценовый диагенез горизонта Ah брянской палеопочвы представляется минимальным: фрагментация почвенной массы мезофауной, обилие органических веществ в виде коричневых органо-минеральных комплексов (рис. 4, Г). Поскольку брянские палеопочвы развивались на средневалдайском карбонатном лёссе, во всех горизонтах палеопочвы можно видеть удлиненные и округлые зерна литогенного кальцита, полностью погруженные в тонкодисперсный материал. Кроме того, самыми крупными по размеру, хотя и редко встречающимися, являются зерна спарита, возможно, биогенного происхождения, отличающиеся необыч-

ной формой и обликом (рис. 4, Д). Их можно встретить во всех горизонтах брянской палеопочвы на микроповышении в изучаемой катене. Криогенная сортировка кварцевых зерен (относящаяся к владимирскому криогенному горизонту) отчетливо видна в самой верхней части горизонта Ah брянской палеопочвы (рис. 4, Е, стрелки).

В голоценовых почвах на склонах и в нижней части микродепрессии горизонт Ah, в отличие от микроповышения, имеет органическое вещество в основном аморфное и коричневого цвета; другое отличие состоит в менее явных признаках активности мезофауны (рис. 5, А). В горизонте Bt имеются видимые признаки переувлажнения, такие как пятна и нодули оксидов железа (рис. 5, Б); тонкодисперсный материал анизотропный, имеет перекрестно-волокнистую и вокругскелетную ориентацию (рис. 5, В); карбонатный материал присутствует только в виде отдельных зерен спарита в пустотах и, а также округлые и удлиненные зерна литогенного кальцита разбросаны в тонкодисперсном материале (рис. 5, В, стрелки).

Глинистый материал в горизонте BCtg брянской палеопочвы в нижней части катены (на склонах и на дне микродепрессии) сильно консолидирован (порфировидное микросложение), имеет четкие признаки анизотропии: кольцевая, перекрестно-волокнистая и вокругскелетная ориентация тонкодисперсной массы, минеральные зерна почти невидимы и имеют размер мелкой пыли (рис. 5, Г), очень тонкие Fe-глинистые кутаны видны в порах (рис. 5, Д), пятна оксидов железа разбросаны поверх тонкодисперсной массы (рис. 5, Г). Очень характерным является наличие множества черных и иногда прозрачных с черной окантовкой минералов в форме куба (вевеллит, ведделит?), которые остались вместо растительных остатков в пустотах (рис. 5, Е).

В BCk горизонте брянской палеопочвы днища микродепрессии редкие тонкие карбонатные кутаны наблюдаются в некоторых порах (рис. 5, Ж); крайне редко видны в почвенной массе зерна спарита (рис. 5, З, стрелки). В самом нижнем горизонте BCkg очень хорошо видны как недифференцированные карбонатные нодули, так и железистые пятна (рис. 5, И, стрелки).

Углерод органический и карбонаты в брянской палеопочве: распределение по катене. Глубина залегания и мощность профиля брянской палеопочвы незначительно, но все же уменьшается от микроповышения к днищу западины (табл. 3), а гранулометрический состав утяжеляется.

Содержание углерода органического вещества существенно (для палеопочв) меняется по катене: наименьшее в почве элювиального сектора и наибольшее в аккумулятивном секторе (в 2 раза больше, чем элювиальном).

Количество карбонатов в карбонатном горизонте брянской почвы больше, чем карбонатном горизонте голоценового чернозема. Оно наивысшее в профиле брянской почвы в элювиальном секторе катены и резко уменьшается (до следов) в аккумулятивном секторе.

ОБСУЖДЕНИЕ

Брянская палеопочва залегает на глубине 180–240 см от дневной поверхности и даже выше. На микроводоразделе она расположена наиболее глубоко, в днище западины – ближе к поверхности (табл. 1, 2, рис. 3).

В первоначальном виде профиль брянской палеопочвы, вероятно, состоял из горизонтов Ah-AhB-Bk-Bg. Реконструированная мощность горизонтов: Ah – не более 5–10 см, AhB – 20–30 см, Bk – 25–40 см, Bg – 10–20 см. Общая мощность профиля 80–100 см. Эта почва менее мощная и развитая, чем современные почвы изучаемого региона – черноземы. Такую почву можно назвать интерстадиальной дерновой иллювиально-карбонатной (Calcic Cambisol), а на заключительных этапах ее развития надмерзлотно-глеевой (Calcic Cambisol (Gelistagnic)). Ведущими почвообразовательными процессами были гумусонакопление, оглинивание, иллювиирование карбонатов, а на заключительных этапах – значительное криогенное турбирование и оглеение. Однако диагностические признаки брянской палеопочвы формировались не только во время педогенеза (в интерстадиал), но и в последующую климатическую эпоху (максимум оледенения), когда почва, все еще находясь на поверхности, претерпевала существенные изменения [20, 36]. Сильнейший криогенез в максимум последнего гляциала (владимирский криогенный горизонт) способствовал кардиальному перераспределению основных горизонтов брянской палеопочвы и их вторичному оглеению. В результате образование криогенных структур типа пятен-медальонов привело к нарушению, смещению и перемещению почвенных горизонтов. Более тяжелосуглинистый материал гумусового горизонта стекал внутрь мерзлотных трещин при их таянии, образуя грушевидные ядра (рис. 3). Горизонт AhB заполнял клиновидные структуры. Карбонатный горизонт перераспределялся между “клиньями” – в “бугорках”. В результате профиль брянской почвы представлен в виде крупных клиновидных структур (в плане – пятен-медальонов), шириной 70–150 см, высотой 100–130 до 180 см, чередующихся с интервалом 200–250 см.

Распределение гумуса и карбонатов брянской почвы закономерно меняется в катене. Содержание гумуса в горизонте Ah брянской почвы в днище западины (в аккумулятивном секторе) больше (1.10–1.27%), чем в аналогичном горизонте в элювиальном и транзитном секторах катены (0.75–

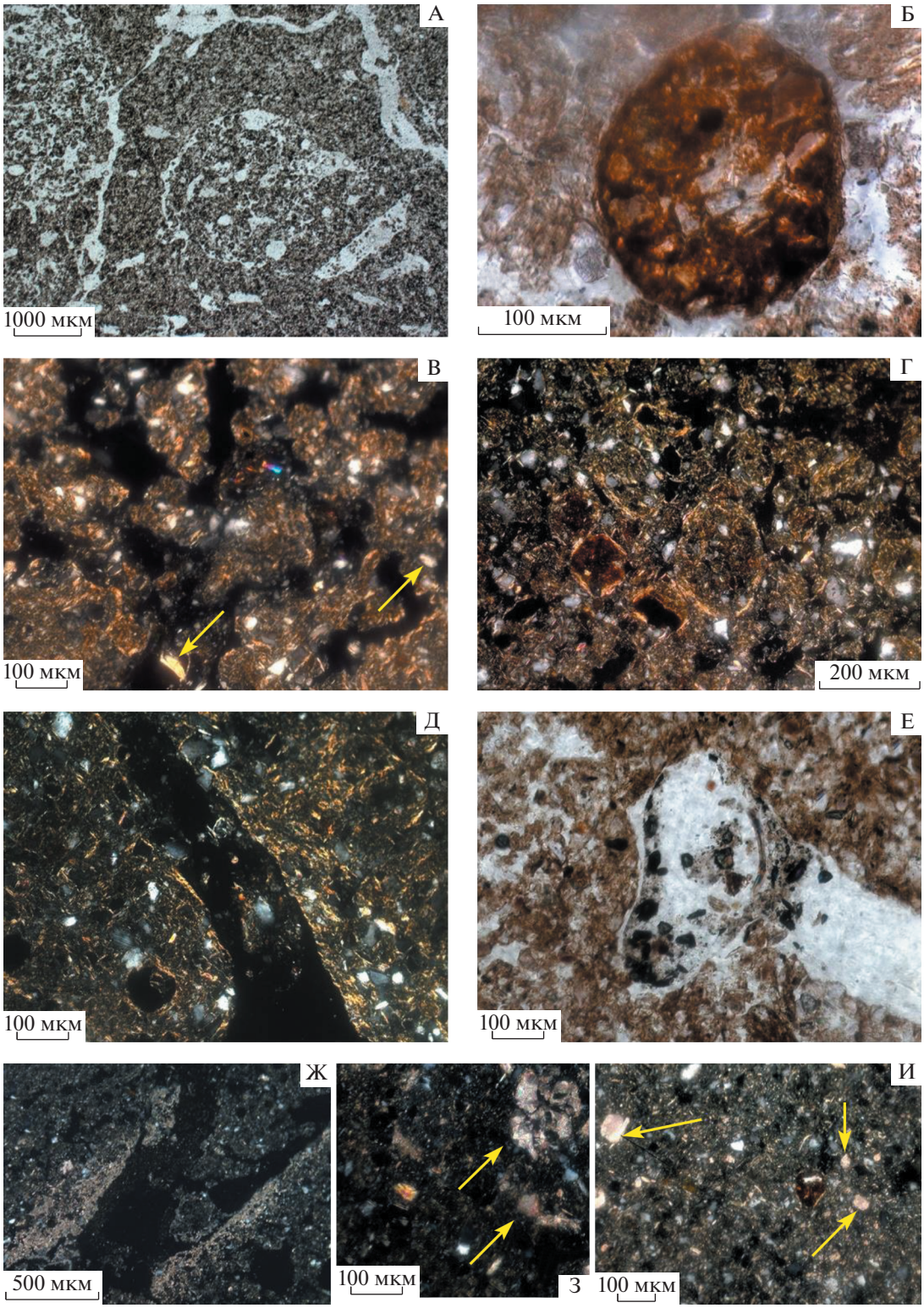
А
1000 мкм
Б
100 мкм
В
100 мкм
Г
200 мкм
Д
100 мкм
Е
100 мкм
Ж
500 мкм
З
100 мкм
И
100 мкм

Рис. 5. Микроструктура голоценовой почвы и брянской палеопочвы на склонах и в нижней части микродепрессии изучаемой катены: А – коричневый аморфный органический тонкодисперсный материал и слабые признаки активности мезофауны, горизонт Ah голоценовой почвы, PPL; Б – пятна и нодули оксидов железа (PPL); В – перекрестно-волокнистый и вокругскелетный тип оптической ориентации тонкодисперсного материала, отдельные зерна спарита в порах и рассеянные округлые зерна литогенного кальцита (стрелки) в тонкодисперсной массе (XPL), горизонт Bt голоценовой почвы; Г – высокоплотный глинистый тонкодисперсный материал, порфировидное микросложение, кольцевой и перекрестно-волокнистый тип оптической ориентации тонкодисперсного материала, пятна оксидов железа поверх тонкодисперсной массы, XPL; Д – тонкие Fe-глинистые кутаны в порах, XPL; Е – минералы кубовидной формы (вевеллит, ведделит?), которые остались вместо растений в пустотах, PPL; Г–Е – горизонт BCtg брянской палеопочвы (склон западины); Ж – тонкие карбонатные кутаны, XPL, З – зерна спарита (стрелки) в почвенной массе, XPL; Ж–З – BCk горизонт брянской палеопочвы; И – недифференцированные карбонатные нодули (стрелки) и железистые пятна, горизонт BCkg брянской палеопочвы, XPL.

Таблица 3. Содержание органического углерода и CO_2 карбонатов в голоценовой и брянской почве в катене по западине в Казацкой степи

Почва	Горизонт	Глубина, см	CO_2, %	$C_{орг}$, %
		Разрез 1.5 м, микроводораздел		
Голоценовая	Bk	170	5.6	0.65
Брянская	Ah	195	3.4	0.77
	Ah	225	5.3	0.65
	Bk	275	9.2	0.58
	Bk	300	7.5	0.58
		Разрез 5 м, микроводораздел		
Голоценовая	Bk	200	5.1	0.60
Брянская	AhBk	240	4.1	0.60
	AhBk	260	3.8	0.64
	AhBk	285	2.5	0.60
		Разрез 8 м, микроводораздел		
Голоценовая	Bk	200	4.0	0.75
Брянская	Ah	220	4.0	0.92
	AhBk	240	3.2	0.75
	Bk	260	9.6	0.58
		Разрез 13 м, склон		
Голоценовая	AhB	140	0.0	1.12
	Bt	150	0.0	0.68
Брянская	Ah	160	0.0	0.78
	AhB	180	1.0	0.62
	AhB	200	1.9	0.66
	AhB	220	1.9	0.66
	AhB	245	1.7	0.66
	Ah*	250	0.1	0.78
	Ah*	275	1.6	0.75
	Bk	250	6.7	0.58
	Bk	260	4.4	0.59
	Bk	275	3.5	0.64
		Разрез 17 м, днище		
Брянская	AhB	200	0.0	1.10
	Ah	220	0.0	1.27
	AhB	240	0.0	1.07
	AhB	260	0.0	0.99

* Отбор образцов в ядре по клину брянской почвы.

0.78%). Это связано не только с изначально более высоким содержанием гумуса в почвах аккумулятивного сектора, но и с лучшей его консервацией в более влажных условиях днища западины. Во влажных условиях органическое вещество почв минерализуется с меньшей скоростью и сохраняется более длительное время.

Содержание карбонатов в гор. Bk брянской почвы превышает их содержание в карбонатном горизонте голоценового чернозема. Еще более резко по катене изменяется содержание карбонатов в карбонатном горизонте брянской палеопочвы. На микроводоразделе (элювиальный сектор катены) оно максимально. Резкое уменьшение их (до следов) в аккумулятивном секторе катены связано с выщелачиванием в голоцене. В днище западины карбонаты вымыты на глубину более 350 см.

Вследствие криотурбирования профиля (гор. Ah – в ядрах, гор. AhB – в клиновидных структурах и гор. Bk – межструктурных пространствах), все три горизонта брянской палеопочвы располагаются примерно на одном уровне от поверхности. Поэтому карбонатный горизонт современного чернозема в условиях микроводораздела может быть наложен на ее гумусовый, переходный и даже карбонатный горизонты. В таком случае весь профиль брянской почвы вовлекается в современное почвообразование, образуя подгоризонты с педореликтовыми чертами.

В случае развития Bk современной почвы в толще валдайского лёсса образуется горизонт светло-бурого цвета. Если же карбонатный горизонт развивается на гумусовых горизонтах брянской почвы, то к светло-бурому цвету примешивается серовато-коричневый тон – развиваются горизонты Ahkb, AhBkb. Они, во-первых, отличаются не только по цвету, но по разным формам выделений карбонатов. В горизонтах Ahkb и AhBkb карбонатов, судя по анализам меньше, чем в сложном карбонатном горизонте. В них хорошо развиты крупные и средние поры, по которым выделяются рыхлые желтые карбонаты. В карбонатном горизонте брянской почвы, который заметно больше порист, по сравнению с валдайским лёссом, карбонатные выделения выражены лучше, и они распространены в суглинистой толще более равномерно. За счет пропитки карбонатов весь горизонт Bk кажется светлее. На микроуровне наблюдения хорошо видно, что тонкодисперсный материал равномерно пропитан карбонатами, а также появляются особые, свойственные именно брянской палеопочве формы карбонатов – спаритовые зерна необычной формы в почвенной массе, свидетельствующие о высокой биогенной активности. Влияние владимирского криогенного горизонта здесь проявляется в отчетливой сортировке минерального силикатного скелета, что отмечено при микроморфологическом наблюдении.

В транзитном секторе уже появляется иллювиальный горизонт выщелоченного чернозема. В результате элювиально-иллювиальных процессов голоценового почвообразования из профиля брянской палеопочвы не только удалены карбонаты, но вмыты илистые частицы (о чем свидетельствуют глинистые кутаны) и полуторные оксиды, что фиксируется как макро-, так микроморфологически. На микроуровне наблюдения четко видны признаки анизотропности тонкодисперсного материала, карбонаты представлены в виде отдельных зерен спарита в порах и рассеянных в почвенной массе литогенных округлых зерен.

В аккумулятивном секторе катены профиль брянской палеопочвы меняется еще более кардинально. Вследствие геоморфологической позиции (депрессии) и более тяжелого гранулометрического состава к процессам иллювиирования ила, Fe_2O_3 и Al_2O_3 периодически присоединяются процессы сезонного оглеения. В результате этого появляется иллювиально-глеевый горизонт в основании профиля брянской палеопочвы с формами карбонатов виде недифференцированных плотных мелких нодулей в основной массе, характерных как раз для условий повышенного увлажнения.

Итак, выделены два основных этапа диагенеза брянской палеопочвы:

1. Брянская палеопочва – криогенно деформированная. Первичный диагенез произошел сразу после функционирования почвы в максимум валдайского оледенения (МИС 2). Криогенная турбация (владимирский криогенный горизонт) полностью преобразовала нормальный профиль брянской почвы. Длительное нахождение на поверхности почвы в непогребенном виде способствовало постоянному обновлению углерода и омоложению радиоуглеродного возраста как карбонатов, так и органического вещества [36].

2. Вторичный диагенез брянской палеопочвы произошел под воздействием голоценового почвообразования. Брянская палеопочва, залегая неглубоко от дневной поверхности, является частью материнской породы современных черноземов и почв других генетических типов. Залегая на разной глубине, она подвергается воздействию различных почвообразующих процессов в зависимости от генезиса современной почвы.

Вторичный диагенез может проявляться относительно слабо. Тогда в элювиальном секторе катены брянская палеопочва сохраняет полный профиль, включая карбонатный горизонт (рис. 3, А, 3, Б). Но он может быть настолько сильным, как в аккумулятивном секторе катены, что меняется не только профиль почвы, но даже форма криогенных деформаций. Они становятся овальными с нечеткими диффузными границами (рис. 3, А, 3, В).

Вторичный диагенез брянской палеопочвы тесно связан с генезисом западин (замкнутых микродепрессий). Антропогенный генезис западин полностью исключается. Эта территория долгое время была пограничьем оседлых и кочевых народов (“Диким полем”), слабо осваивалась и никогда не распахивалась. Это подтверждается отсутствием каких-либо антропогенных турбационных нарушений как горизонтов современных почв, так и слоев почвенно-лёссовой толщи. Отсутствие крупных посткриогенных структур ярославского криогенного горизонта (брянская почва развита не только на микроводоразделе, но и на склоне, и в днище западины) исключает термокарстовое происхождение микродепрессии. Ведущие почвенно-геохимические процессы: вторичное диагенетическое преобразование всей лёссово-почвенной толщи (вынос карбонатов, заиливание, оглеение, ожелезнение, уплотнение) свидетельствует о суффозионно-просадочном генезисе изученной западины.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изученная микродепрессия имеет суффозионно-просадочный генезис. Брянская палеопочва испытала две основные фазы диагенеза. Первый этап диагенеза – изменение нормального профиля брянской почвы, образованной в теплый средневалдайский интерстадиал (в финальную фазу МИС 3), произошло в максимум валдайского оледенения (МИС 2, владимирский криогенный горизонт). Вторичный диагенез брянской палеопочвы связан с процессами голоценового почвообразования. На микроводоразделе и в верхней части склона западины карбонатный горизонт голоценового чернозема наложен на гумусовые горизонты брянской почвы. В нижней части склона голоценовые карбонаты опущены ниже. В профиле брянской почвы появляются зоны, свободные от карбонатов. В днище западины карбонатный горизонт брянской почвы полностью отмыт от карбонатов. Иллювиально-глинистый горизонт голоценовой лугово-черноземной почвы наложен на весь профиль брянской почвы. Текстура становится более плотной, а структура также меняется. Педы брянской почвы приобретают ореховатые формы и их покрывают глинистые кутаны, что для этой почвы не характерно. То есть весь профиль брянской почвы в голоцене превратился в иллювиальный горизонт черноземно-луговых почв за счет выщелачивания карбонатов и внесения глины и полуторных оксидов.

БЛАГОДАРНОСТЬ

Выражаем благодарность администрации и сотрудникам Центрально-Черноземного государственного природного биосферного заповедника им. В.В. Алехина за предоставленную возможность заложения траншеи в заповедном участке.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Завершающая часть работы, написание и подготовка материала к публикации выполнена при поддержке РФФИ, грант № 19-29-05024мк. Физико-химические исследования выполнены в химической лаборатории отдела в рамках госзадания № 0148-2019–0006. Микроморфологические исследования выполнены на оборудовании ЦКП ИФХиБПП РАН в рамках выполнения госзадания № 0191-2019-0046.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Аринушкина Е.В.* Руководство по химическому анализу почв. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1970. 488 с.
2. *Багрова С.М., Коркка М.А.* Палеопочвы брянского интерстадиала разреза Ямская степь (Белгородская область) // ЛОМОНОСОВ – 2016: XXIII Международная научная конференция студентов, аспирантов и молодых ученых: Секция “Почвоведение”; 11–15 апреля 2016 г, Москва, МГУ им. М.В. Ломоносова, факультет почвоведения. М.: МАКС Пресс, 2016. С. 49–50.
3. *Богуцкий А.Б.* Основные лёссовые и палеопочвенные горизонты перигляциальной лёссово-почвенной серии плейстоцена юго-запада Восточно-Европейской равнины // Стратиграфия и корреляция морских и континентальных отложений Украины. Киев: Наукова Думка, 1987. С. 47–52.
4. *Величко А.А.* Развитие мерзлотных процессов в верхнем плейстоцене. Лёсс // Лёсс – перигляциал – палеолит Восточной и Средней Европы / Под ред. Герасимова И.П. М.: ВИНИТИ, 1969. С. 429–438.
5. *Величко А.А., Морозова Т.Д.* Брянская ископаемая почва, ее стратиграфическое значение и природные условия формирования // Лёссы, погребенные почвы и криогенные явления на Русской равнине М.: Наука, 1972. С. 71–114.
6. *Герасименко Н.П.* Развитие зональных экосистем Украины в четвертичном периоде. Автореф. дис. ... канд. геогр. н. Киев, 2004. 41 с.
7. *Герасимова М.И., Губин М.И., Шоба С.А.* Микроморфология почв природных зон СССР. Пущино: ОНТИ ПНЦ РАН, 1992. 215 с.
8. *Глушанкова Н.И.* Палеопедогенез и природная среда Восточной Европы в плейстоцене. Москва-Смоленск: Маджента, 2008. 348 с.
9. Динамика ландшафтных компонентов и внутренних морских бассейнов Северной Евразии Северной Евразии за последние 130000 лет. Атлас-монография. Отв. редактор Величко А.А. М.: ГЕОС, 2002. 232 с.
10. *Зыкина В.С.* Структура лёссово-почвенной последовательности и эволюция педогенеза плейстоце-

на Западной Сибири. Автореф. дис. ... докт. геолого-минералог. н. Новосибирск, 2006. 39 с.

11. Классификация и диагностика почв СССР. М.: Колос, 1977. 223 с.
12. *Коркка М.А., Русаков А.В., Багрова С.М., Рыбин Г.В.* Морфология и педостратиграфия голоценовой и позднеплейстоценовых почв (МИС5 – МИС1) разреза Ямская степь (Белгородская область) // Мат-лы III Всероссийской научной конференции с международным участием. М.: изд-во ООО ТНИ КМК, 2017. С. 306–310.
13. *Морозова Т.Д.* Развитие почвенного покрова Европы в позднем плейстоцене. М.: Наука, 1981. 282 с.
14. *Наугольных С.В.* Палеопочвы верхнего плейстоцена из окрестностей г. Раменское (Московская обл.), их строение и возможная интерпретация // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. 2018. № 76. С. 84–98.
15. *Оликова И.С., Сычева С.А.* Водный режим целинных черноземов Средне-Русской возвышенности и его изменения // Почвоведение. 1996. № 5. С. 640–649.
16. *Сычева С.А.* Палеомерзлотные события в перигляциальной области Русской равнины в конце среднего и в позднем плейстоцене // Криосфера Земли. 2012. Т. 16. № 4. С. 45–56.
17. *Сычева С.А.* Погребенный микулинско-валдайский рельеф и развитие междуречий Среднерусской возвышенности в позднем неоплейстоцене // Геоморфология. № 1. 2007. С. 88–105.
18. *Сычева С.А.* Позднеплейстоценовые ископаемые почвы Окско-Донской равнины. Автореф. дис. ... канд. геогр. н. М.: ИГАН, 1979. 22 с.
19. *Сычева С.А.* Эволюция балочной системы в климатическом цикле "оледенение-межледниковье-оледенение" // Геоморфология. 1997. № 2. С. 100–111.
20. *Сычева С.А., Седов С.Н., Хохлова О.С.* Брянская палеопочва на Среднерусской возвышенности: ^{14}C-возраст, длительность и история развития // Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода. 2015. № 74. С. 53–68.
21. *Цацкин А.И.* Палеопедологические реконструкции для позднего плейстоцена юго-запада Русской равнины. Автореф. дис. ... канд. геогр. н. М.: ИГАН, 1980. 24 с.
22. *Чичагова О.А.* Радиоуглеродное датирование гумуса почв. М.: Наука, 1985. 143 с.
23. *Antoine P., Rousseau D.D., Fuchs M., Hatte C., Gauthier C., Markovic S., Jovavic M., Gaudeny T., Moine O., Rossignol J.* High-resolution record of the last climatic cycle in the southern Carpathian Basin (Surduk, Vojvodina, Serbia) // Quaternary International. 2008. V. 37. P. 66–73.
24. *Antoine P., Rousseau D.-D., Zoller L., Lang A., Munaut A.V., Hatte C., Fortugne M.* High-resolution record of the last interglacial-glacial cycle in the Nussloch loess-paleosolsequences, Upper Rhine area, Germany // Quaternary International. 2001. V. 76/77. P. 211–299.
25. *Gerasimenko N.* Upper Pleistocene Climatic Variations in Ukraine Recorded by Loess-Paleosol and Vegetational Successions // GeoLines, 2000. V. 11. P. 86–89.
26. *Frechen M., van Vliet-Lanoe B., van den Haute P.* The Upper Pleistocene loess record at Harmignies/Belgium – high resolution terrestrial archive of climate forcing // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2011. V. 173. P. 175–195.
27. *Havlíček P., Smolikova L.* Vývoi syrchno pleistocenní cheolických sedimentůve Znojmě – Dřevařskýchzá. The development of the Upper Pleistocene eolian sediments in Znojmo – lumber works // Věstnik Čeckěho geologickěho ústavu 1995. V. 70(1). P. 67–74.
28. IUSS Working Group WRB, 2014. World Reference Base for Soil Resources 2014. International Soil Classification System for Naming Soils and Creating Legends for Soil Maps. World Soil Resources Reports No. 106. FAO, Rome.
29. *Kołodyńska-Gawrysiak R., Chodorowski J., Mroczek P., Plak A., Zgłobicki W., Kiebała A., Trzciński J. & Standzikowski K.* The impact of natural and anthropogenic processes on the evolution of closed depressions in loess areas. A multi-proxy case study from Nałęczów Plateau, Eastern Poland // Catena. 2017. № 149. P. 1–18.
30. *Kołodyńska-Gawrysiak R., Poesen J.* Closed depressions in the European loess belt – Natural or anthropogenic origin? // Geomorphology. 2017. V. 288. P. 111–128.
31. *Konescka-Betley K.* Fossil soils of Late Pleistocene developed from loesses // Rocznikigleboznavcze. Suppl. 1994. V. 44. P. 55–62.
32. Kukla LOESSFEST'14-7th Loess Seminar. Abstract & field guidebook. Editors Jary Z. & Mroczek P. Wroclaw. 2014. 84.
33. *Rusakov A., Sedov S., Sheinkman V., Dobrynin D., Zinovyev E., Trofimova S., Maksimov F., Kuznetsov V., Korkka M., Levchenko S.* Late Pleistocene paleosols in the extra-glacial regions of northwestern Eurasia: Pedogenesis, post-pedogenic transformation, paleoenvironmental inferences // Quaternary International. 2019. V. 501. P. 174–192.
34. *Sedov S.N., Khokhlova O.S., Sinitsyn A.A., Korkka M.A., Pusakov A.V., Ortega B., Rozanova M.S., Kuznetsova A.M., Kazdumh A.A.* Late Pleistocene paleosol sequence as an instrument for the local paleogeographic reconstruction of the Kostenki 14 key section (Voronezh Oblast) as an example // Eurasian Soil Science. 2010. V. 43. P. 876–892.
35. *Sedov S., Rusakov A., SheinkmanV., Korkka M.* MIS3 paleosols in the center-north of Eastern Europe and Western Siberia: Reductomorphicpedogenesis conditioned by permafrost? // Catena. 2016. V. 146. https://doi.org/10.1016/j.catena.2016.03.022
36. *Sycheva S.A., Khokhlova O.S.* Genesis 14C age, and duration of development of the Bryansk paleosol on the Central Russian Upland based on dating of different materials // Quaternary International. 2016. V. 399. P. 111–121. https://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.08.055
37. *Terhorst B., Thiel Ch., Peticzka R., Sprafke T., Frechen M., Fladerer F.A., Roetzel R., Neugebauer-Maresch Ch.* Casting new light on the chronology of the loess/ paleosol sequences in Lower Austria, Eiszeitalter und Gegenwart // Quaternary Science J. 2011. V. 60. P. 270–277.
38. *van Andel T.H.* The Climate and Landscape of Middle Part of Weichselian Glaciation in Europe: The Stage 3 Project // Quaternary Reseach. 2002. V. 57. P. 2–8.
39. *van Andel T.H., Tzedakis P.C.* Palaeolithic landscapes of Europe and Environs, 150000–25000 years ago: an overview // Quaternary Science Reviews. 1996. V. 15. P. 481–500.

Transformation ot the Bryansk Paleosol in Micro-Lows in the Centre of the East-European Forest-Steppe during the Maximum of Valdai Glaciation and the Holocene

S. A. Sycheva[1, *], P. R. Pushkina[1], O. S. Khokhlova[2], and P. A. Ukrainsky[3]

[1]*Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

[2]*Institute of Physicochemical and Biological Problems in Soil Science, Russian Academy of Sciences, Pushchino, Moscow region, Russia*

[3]*Belgorod State National Research University, Belgorod, Russia*

**e-mail: sychevasa@mail.ru*

Recent and Late-Pleistocene soils of the central forest-steppe of the East-European Plain have been studied. The main objective of the work is revealing changes in the properties of the Bryansk paleosol (final phase of MIS 3), which is among the most important geosols of the Late Pleistocene. Changes might be induced as by cryogenesis during the Valdai glaciation maximum (MIS 2), so by the Holocene pedogenesis (MIS 1); they might differ along microcatenas. We studied the catena of Holocene soils underlain by the Bryansk paleosol within a small closed depression in the Kazatskaya steppe of the Central Chernozem Biosphere Reserve named after V.V. Alekhin in Kursk oblast. The depression is supposedly a result of subsidence of loess. Haplic Chernozems develop on the micro-high, Luvic Chernozems – on the micro-slope, and Luvic Chernozems (Stagnic) – in the bottom. The upper humus horizons of the Holocene soils are similar in all parts of the micro-catena. On the slopes and in the lower part of the micro-low, the Ah2 subhorizon is replaced by the AE horizon, and the Bk horizon becomes carbonate-free and turns into the Bt horizon. The change in the "normal" profile of the paleosol of the Bryansk Interstadial began already at the last stages of its formation. The Bryansk soil was strongly deformed by cryogenic processes during the maximum of the Valdai glaciation (Vladimir cryogenic horizon). The secondary diagenesis of the Bryansk paleosol is associated with soil formation in the Holocene. Holocene soils are superimposed on the profile of the Bryansk paleosol, transforming it differently in different parts of the catena. On the micro-high, the diagenesis in the Holocene is regarded as minimal. The Bryansk paleosol is most transformed in the bottom of the micro-low.

Keywords: diagenesis, Chernozem, cryogenesis, the Holocene, micromorphology

ПОЧВОВЕДЕНИЕ, 2020, № 11, с. 1316–1327

ХИМИЯ ПОЧВ

УДК [504.43+504.73]:547.912

АККУМУЛЯЦИЯ ПОЛИАРЕНОВ В РАСТЕНИЯХ БУГРИСТЫХ ТОРФЯНИКОВ ПОБЕРЕЖЬЯ БАРЕНЦЕВА МОРЯ

© 2020 г. Е. В. Яковлева[a], *, Д. Н. Габов[a], А. Н. Панюков[a]

[a] Институт биологии Федерального исследовательского центра Коми научного центра Уральского отделения Российской академии наук, ул. Коммунистическая, 28, Сыктывкар, 167982 Россия

*e-mail: kaleeva@ib.komisc.ru

Поступила в редакцию 03.03.2020 г.
После доработки 20.04.2020 г.
Принята к публикации 24.04.2020 г.

Проведены исследования накопления полициклических ароматических углеводородов в растениях и торфяниках тундровых болот побережья Баренцева моря Ненецкого автономного округа. Установлено, что в растениях тундровых болот значительно преобладали 2–3-ядерные полиарены, их доля в общей сумме ПАУ варьировала в пределах 81–97%. Наибольшим общим содержанием полиаренов отличались *Sphagnum lindbergii* Shimp., *Cárex aquátilis* Wahlenb. и *Eriophorum russeolum* Fr. Показано, что качественный и количественный состав ПАУ растений тундровой и лесотундровой зоны идентичен, что позволяет экстраполировать данные по составу ПАУ болотных растений на другие торфяники фоновых территорий. Выявлена тесная корреляция состава ПАУ верхних слоев торфяной залежи и растений, доминирующих в ботаническом составе торфа. Обнаружено уменьшение коэффициентов корреляции с глубиной, что обусловлено повышением степени разложения торфа. В торфе мочажин и бугров болот северной тундры не выявлено пика накопления тяжелых ПАУ в сезонно-талом слое и слоях многолетней мерзлоты, что определяет уменьшение общей массовой доли полиаренов на порядок по сравнению с торфяниками лесотундровой зоны. Вероятно, это связано с замедленным разложением лигнина в условиях тундры.

Ключевые слова: полициклические ароматические углеводороды, растения, разложение, торфяники, Hemic Folic Cryic Histosol, Fibric Floatic Cryic Histosol

DOI: 10.31857/S0032180X20110131

ВВЕДЕНИЕ

Принято считать, что торф состоит из легкоразлагаемых соединений, например, полисахаридов и относительно устойчивых веществ, таких как лигнин и сложных ароматических соединений, а также продуктов их взаимной трансформации и комбинации, таких как гумусовые вещества. Торф формируется в результате процессов накопления и распада, действующих на растительные остатки. После отмирания растительность начинает распадаться аэробно; по мере накопления торфяной толщи аэробные условия сменяются анаэробными [17]. Химический состав торфа является результатом комбинации химического состава тканей болотных растений и микроорганизмов, почвенных вод и вторичных веществ, образующихся при его разложении.

В значительных количествах в составе торфа присутствуют полициклические ароматические углеводороды (**ПАУ**) – органические соединения бензольного ряда, которые могут иметь как природное, так и антропогенное происхождение. Они являются суперэкотоксикантами [18, 19, 21, 23] с одной стороны и необходимыми органическими компонентами для растений с другой.

Высокая химическая устойчивость ПАУ в сочетании с кислой и анаэробной средой торфяной залежи препятствует их деградации [12]. Показано, что с увеличением длительности пребывания ПАУ в почвах их экстракционная способность, разлагаемость и токсичность уменьшаются [24, 29].

Выявлено, что различные фракции почвенного органического вещества могут обладать различными способностями связывания с ПАУ. Связи между гуминами и ПАУ были более прочными для низкомолекулярных (с двумя и тремя кольцами) ПАУ ($r = 0.77$, $p < 0.05$), чем для высокомолекулярных (≥ четырех колец) ПАУ ($r = 0.68$, $p < 0.05$). Фракции фульвокислот и гуминовых кислот не демонстрировали значимой связи с углеводородами. Более сильные связи между гуминами и низкомолекулярными ПАУ, по мнению авторов, напрямую связаны с их более высокой подвижностью и более легкой диффузией в стабильные фракции почвенного органического вещества [26]. Сходные данные получили китай-

ские исследователи. Ими было изучено содержание ПАУ в шестнадцати гуминовых кислотах и фракции гумина, выделенных из торфяной почвы. Полученные данные показали, что гумин является основным поглотителем ПАУ в почве благодаря своему химическому составу, богатому алифатическим углеродом, и высококонденсированной физической структуре его углеродных доменов. Авторы связывают с этим фактом устойчивость и слабую биоразлагаемость ПАУ в торфяниках [20].

На основании корреляционного и дисперсионного анализов была показана достоверная взаимосвязь между степенью ароматичности фульво- и гуминовых кислот и содержанием тяжелых полиаренов в разных слоях торфа [4].

Низкая водорастворимость полиаренов также увеличивает их сорбцию почвенными частицами и ограничивает доступность для микробиологического разложения [12].

Как показали недавние исследования, видовой состав растений болот оказывает влияние на состав ПАУ торфяников в большей степени, чем микробное разложение. Был исследован состав ПАУ торфяников омбротрофного болота в Китае с доминированием в растительном покрове видов рода *Sphagnum* и *Ledum*. Содержание полиаренов в исходных растениях было примерно одинаковым и варьировало в пределах погрешности, что определяло, по мнению авторов, их схожесть в способности к накоплению ПАУ. При этом торф, образованный исследованными растениями, характеризовался разным органическим составом. На глубине 5–30 см торфяной залежи содержание полиаренов в торфе, сформированном сфагнумом было больше, чем в багульниковом. Это объясняется более высокой скоростью разложения *Ledum* по сравнению со *Sphagnum* [28]. Ранее авторами было показано, что при разложении *Sphagnum* в лабораторных условиях, содержание ПАУ в нем уменьшалось на 50% через 120 дней [27]. Известно, что наиболее устойчивы к разложению сфагновые мхи, затем следуют кустарнички, наименее устойчивы травянистые растения [5].

Цель работы – изучить особенности накопления полиаренов в растениях и торфяных отложениях тундровых болот побережья Баренцева моря, в сравнении с болотами лесотундровой подзоны.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Исследования проведены в северной тундре на побережье Баренцева моря (Ненецкий АО) в пределах плоско-бугристо-мочажинного комплекса на сухоторфяных мерзлотных почвах бугров и в болотной верховой почве мочажин. Район исследования – территория между реками Муровая и Алексеевка.

Участок располагается на выровненной поверхности прибрежной равнины, которая характеризуется обширными депрессиями и, соответственно, вследствие слабого дренажа практически вся занята плоскобугристыми болотными комплексами, перемежающимися с сетью малых рек, ручьев и озерной мозаикой.

Характеристика растительного покрова. В районе исследований в соответствии с ботанико-географическим районированием Арктики и Субарктики входит в Восточноевропейскую подпровинцию Восточноевропейско-Западносибирской провинции субарктических тундр Циркумполярной тундровой области. По широтной зональности район находится в пределах средней полосы субарктических [7] или северных гипоарктических тундр. В южной части этой полосы к ней примыкают южные – кустарниковые или южные субарктические тундры. Эта территория в ботаническом отношении является малоизученной из-за ее труднодоступности. Здесь проводили преимущественно прикладные исследования флоры и растительности в связи с разработкой месторождений полезных ископаемых [9].

Для плакоров полосы северных (типичных) тундр данного района характерны травянисто-моховые, кустарничково-моховые, кустарничково-лишайниковые сообщества, образующими разные пространственные комбинации. Встречаются мелкоивняковые и мелкоерниковые моховые тундры. *Betula nana* L. почти всегда принимает постоянное и значительное участие в сложении зональных сообществ, при этом часто имеет стелющуюся форму роста. В растительном покрове велика роль гипоарктических кустарничков и ив *Salix lapponum* L. Ярусная структура сообществ выражена нечетко. Из болот наиболее распространены плоскобугристые.

Растительность болотных комплексов по внешности довольно однообразна. Гряды заняты преимущественно кустарничково-лишайниковыми сообществами. Общее проективное покрытие яруса кустарничков – 50%, высота 10–15 см, как правило, не выше расположенных рядом бугорков. Доминантом на грядах является *Ledum decumbens* (Aiton) Lodd. ex Steud. Часто встречаются *Rubus chamaemorus* L., *Andromeda polifolia* L., *Empetrum hermaphroditum* Hagerup., *Eriophorum scheuchzeri* Hoppe. Остальная травяно-кустарничковая растительность представлена единичными экземплярами *Vaccinium vitis-idaea* L., *V. uliginosum* L. Из кустарников почти всегда присутствует *Betula nana* L. Моховой покров практически отсутствует, а в напочвенном покрове господствуют лишайники *Alectoria nigricans* (Ach.) Nyl., *Flavocetraria nivalis* (L.) Kärnefelt et A. Thell, *Cladonia arbuscula* (Wallr.) Flot., *C. coccifera* (L.) Willd., *C. gracilis* (L.) Willd., *C. crispate* (Ach.) Flot. и др.

Растительность мочажин резко отличается от растительности гряд. Здесь развит практически сплошной (ПП 90–95%) покров сфагновых мхов, иногда с примесью представителей родов *Calliergon*, *Drepanocladus*. Нередко встречаются пятна черно-бурого цвета с деградированным моховым покровом, занятые водорослевыми корками и единичными экземплярами пушиц и осок. Травяный ярус в целом разрежен, его проективная поверхность не превышает 20%. Фон составляет *Eriophorum scheuchzeri*, *Eriophorum russeolum*, *Cárex aquátilis* единично отмечены мелкие арктические осоки (*Carex rariflora* (Wahlenb.) Sm., *C. rotundata* Wahlenb.).

Названия почв даны согласно Классификации и диагностике почв СССР 1977 г., легенда к листу Q-41 “Воркута”.

Тундровая мерзлотная остаточно-торфяная почва бугров (Hemic Folic Cryic Histosol) [8]. Координаты: 68°35′ с. ш., 55°55′ в. д. Центр гряды плоскобугристого болота. Форма бугра сложная, многоугольная, вытянутая с севера на юг. Форма бугров различна: от вытянутых овальных до многоугольных, ограниченных по бортам озерково-мочажинными депрессиями. На бугре присутствуют морозобойные трещины, пересекающие гряды поперек и криогенные оголенные пятна без растительного покрова d = 0.3–0.7 м. Поверхность бугра характеризуется хорошо выраженным микрорельефом, в значительной степени, обусловленным мерзлотными процессами. Рельеф бугров мелко- и среднебугорковатый. Диаметр бугорков от 50 до 100 см. Диаметр гряды в месте отбора около 8 м, высота 0.5–0.7 м, расстояние от мочажины 0.5–1.0 м. Расстояние от озера (d = 250 м) 40–42 м. Растительность: лишайники, бриевые мхи, багульник, морошка, подбел, водяника, брусника. Многолетняя мерзлота на глубине 29–30 см. Формула профиля почвы ТО(0–60 см)–ТТ (80–133 см)–ТЕ (133–150)–G (151–190 см).

Болотная верховая торфяная мерзлотная почва мочажин (Fibric Floatic Cryic Histosol). Координаты: 68°35′ с. ш., 55°55′ в. д. Понижение рельефа, мочажина. Многолетняя мерзлота залегает на глубине 38–40 см, с глубины 60–70 см минеральные включения. Формула профиля почвы ТО (0–70 см)–G(70–100 см).

Исследованы виды растений разных групп доминирующие в растительном покрове болот и ботаническом составе торфа: лишайники – *Flavocetraria nivalis* и *Alectoria nigricans*, мхи – *Sphagnum lindbergii,* травянистые растения – *Cárex aquátilis*, *Eriophorum russeolum*, *Ledum decumbens*, кустарничек – *Rubus chamaemorus* и кустарники – *Betula nana*, *Salix lapponum*.

Отбор и пробоподготовка проб торфа проведены согласно ГОСТ 17644-83 и ГОСТ 11306-2013. До границы многолетней мерзлоты послойный отбор проб произведен через каждые 10 см, далее каждые 10–20 см.

Образцы почв и растений высушивали при комнатной температуре, измельчали и проводили химический анализ на содержание полиаренов. Химико-аналитические исследования почв и растений выполняли в ЦКП “Хроматография” Института биологии Коми НЦ УрО РАН. Для извлечения ПАУ из почв и растений использовали систему ускоренной экстракции растворителями ASE-350 (Dionex Corporation, США). Пробу почвы или растения массой 1 г помещали в экстракционную ячейку и трижды экстрагировали смесью хлористый метилен : ацетон (1 : 1) при температуре 100°С. Затем экстракты концентрировали с применением аппарата Кудерна-Даниша при температуре в термостате 70°С и заменяли растворитель на гексан. Полученный концентрат пробы объемом 3 см^3, очищали от неорганических примесей методом колоночной хроматографии, с использованием оксида алюминия II степени активности по Брокману. В качестве элюэнта использовали 50 см^3 смеси гексан:хлористый метилен (4 : 1). Элюат концентрировали с применением аппарата Кудерна–Даниша при температуре в термостате 85°С, до объема 5 см^3, затем добавляли 3 см^3 ацетонитрила и упаривали при температуре 90°С до полного удаления гексана. Концентрат пробы в ацетонитриле анализировали на содержание ПАУ методом ВЭЖХ [14]. Контроль точности результатов измерений проводили с использованием стандартного образца Certified reference material BCR-683 (European commission community bureau of reference) для растений и Standard Reference Material 1944 “New York/New Jersey Waterway Sediment” (National Institute of Standards & Technology, USA) для почв.Статистическая обработка результатов проведена с использованием программного пакета Statistica 6.1.

Анализ ботанического состава и степени разложения торфа выполнены в лаборатории болотных экосистем Института биологии Кар НЦ РАН.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

В растениях напочвенного покрова бугристых торфяников побережья Баренцева моря выявлено присутствие 11-ти структур ПАУ: нафталин, флуорен, фенантрен, антрацен, флуорантен, пирен, хризен, бенз[a]антрацен, бензо[b]флуорантен, бензо[k]флуорантен, бенз[a]пирен. Массовая доля тяжелых ПАУ в растениях составляла 0–5%. Значительно преобладали 2–3-ядерные полиарены их доля в общей сумме ПАУ варьировала в пределах 81–97%. Сходные данные были получены китайскими учеными при исследовании состава ПАУ *Sphagnum* и *Ledum* омбротрофного болота [28].

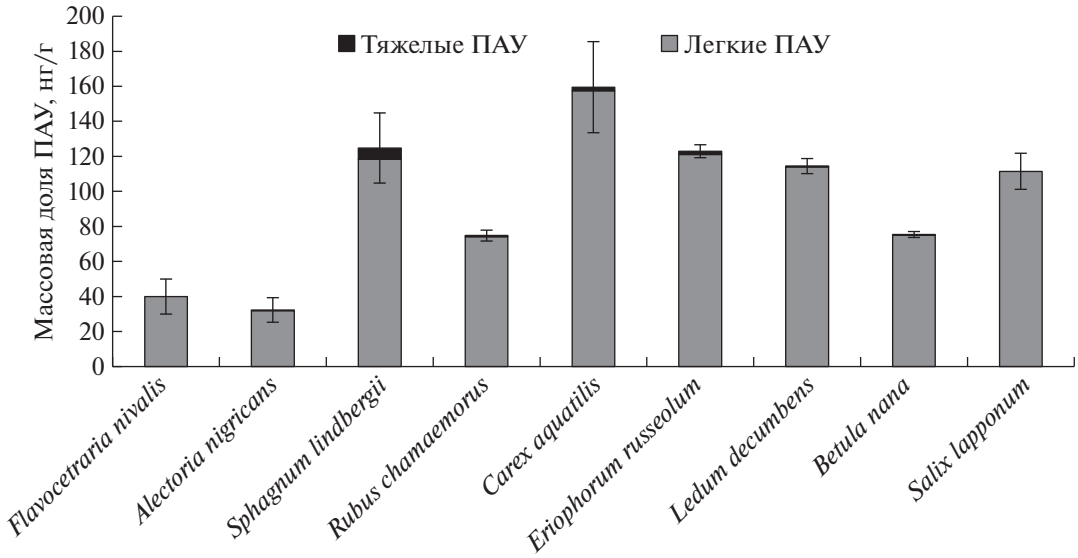

Рис. 1. Массовая доля ПАУ в растениях разных видов.

Наибольшим содержанием тяжелых структур среди растений тундровых болот отличались *Sphagnum lindbergii*, накапливающий полиарены из окружающей среды всей поверхностью и травянистые растения: *Cárex aquátilis* и *Eriophorum russeolum*, для которых возможен корневой путь поступления ПАУ (рис. 1). Для растений лесотундровых болот данные идентичны [15]. В осоке и пушице болот лесотундры также были обнаружены наибольшие содержания тяжелых ПАУ по сравнению с другими растениями. Китайскими учеными были выявлены обратные закономерности [28] доля тяжелых 5–6 ядерных ПАУ была выше в *Ledum* относительно *Sphagnum* и составила 40% против 20%, тогда как в нашем случае это 0.5% против 1.9%. Присутствие полиаренов в растениях тундровых болот могло быть обусловлено рядом факторов: внутриклеточным синтезом в растениях, поглощением ПАУ растениями из почвы и поступлением полиаренов из атмосферы в процессе дальнего переноса воздушных масс в условиях безлесной тундры. Вероятно, соотношение источников накопления ПАУ в тундровых болотах и болотах Китая определяло различия в составе полиаренов растений одного рода. Польские исследователи при анализе торфяников восточной Польши, *Ledum palustre* и хвои сосны не выявили в исследуемых объектах присутствия тяжелых полиаренов и констатировали, что отсутствие 5- и 6-кольцевых ПАУ в растительном и почвенном материале указывало на отсутствие каких-либо прямых источников выбросов этих соединений [22].

Видовой состав растений плоскобугристого болота побережья Баренцева моря частично совпадал с видовым составом ранее изученного нами болота в лесотундровой подзоне (табл. 1). Следует отметить, что содержание полиаренов во мхах (*Sphagnum lindbergii* в тундре и *Sphagnum riparium* в лесотундре) и травянистых растениях (*Cárex aquátilis* и *Eriophorum russeolum*) тундровых и лесотундровых торфяников примерно одинаково. Для кустарников ивы и карликовой березки наблюдали повышенное содержание нафталина в условиях лесотундры, главным образом в ветвях и корнях до 7–10 раз. Возможно, это связано со значительным поступлением нафталина из почвы в корни кустарников лесотундровой подзоны. Содержание других полиаренов в кустарниках разных зон было близким. Меньшее содержание полиаренов в целом характерно и для торфяников побережья Баренцева моря, если сравнивать их с лесотундровыми торфяниками. Такой факт во многом связан с более низкими среднегодовыми температурами, влияющими на активность почвенных микроорганизмов, продуцирующих полиарены в процессе жизнедеятельности, и самих растений. Результаты инкубационного эксперимента по влиянию температуры (2, 12, 22°C) на скорость разложения растительного опада основных растений-торфообразователей болотных экосистем южно-таежной подзоны Западной Сибири (*Sphagnum fuscum*, *Chamaedaphne calyculata*, *Eriophorum vaginatum*) показали, что при повышении температуры для всех образцов наблюдали значимое увеличение константы разложения [10].

Кроме того, нафталин, как летучий компонент выбросов различного рода производств, способен перемещаться на дальние расстояния и достигать фоновых участков в лесотундровой зоне при этом, не долетая до побережья. Одним из источников дополнительных количеств нафталина в

Таблица 1. Массовая доля ПАУ в растениях тундровой зоны и лесотундровой подзоны, нг/г

ПАУ	Зона типичных северных тундр												Зона предтундровых редколесий (лесотундра)											
	Sphagnum lindbergii		*Cárexa-quátilis*		*Eriophorum russeolum*		*Betulanana*		*Salix lapponum*, листья		*Salix lapponum*, ветви		*Sphagnumr iparium*		*Cárex aquátilis*		*Eriophorum russeolum*		*Betula nana*		*Salix lapponum*, листья		*Salix lapponum*, ветви	
	$\bar{X}$	$S\bar{x}$	$\bar{X}$	$S\bar{x}$	$\bar{X}$	$S\bar{x}$	$\bar{X}$	$S\bar{x}$	$\bar{X}$	$S\bar{x}$	$\bar{X}$	$S\bar{x}$	$\bar{X}$	$S\bar{x}$	$\bar{X}$	$S\bar{x}$	$\bar{X}$	$S\bar{x}$	$\bar{X}$	$S\bar{x}$	$\bar{X}$	$S\bar{x}$	$\bar{X}$	$S\bar{x}$
Нафталин	55	9.9	59.6	4.0	63.6	6	31.7*	2.2	33.9*	9.5	30.8	6.7	56.9	2.6	39.5	3.3	64.7	2.1	242.7	13.5	44.2	2	232.1	4.6
Флуорен	8.4*	0.2	7.5*	0.5	5.8	0.5	5.2	0.4	9.7	0.4	3.9	0.3	6.8	0.3	4.7	0.1	7.9	0.5	5.6	0.1	4.6	0.2	4.3	0
Фенантрен	36.7	5.6	69.1	13.2	31.9*	2.2	27.9	2	52.8	5.4	18.6	3.8	55.1	7	44.9	7.5	55.4	3.4	19.4	3.5	51.8	6.6	18.2	1.2
Антрацен	1.6	0.2	1.5	0.4	1.7	0.3	1.1	0.2	1.5	0.1	0.9*	0.1	0.7	0.2	2.6	2.8	1.6	0.4	1	0.5	0.5	0.1	1.9	0
Флуорантен	7.5	2.1	9.4*	0.6	8.6*	0.2	6.2	1	7.9	2.3	5.1	1.6	6.5	1.2	6.3	0.3	14.8	0.3	4.4	0.3	13.3	2.5	7.4	0.2
Пирен	6.3	1.3	6.8	0.2	7.1	0.3	2.8	1.7	8.6	2.4	0	1.7	4.8	0.8	6	1.5	10.7	1.7	2.6	3.2	11.3	1.8	4.8	0.1
Бенз[a]антрацен	0.6	0.4	0.9	0.3	0.7	0.3	0	0	0	0	0	0	1.1	0.2	0.9	0.1	1.3	0.2	0.2	0.3	0.7	0.1	0	0
Хризен	2.2	0.4	2.7*	0.4	1.8*	0.4	0.2	0.2	0	0.9	1.4	0.6	2	0.3	2.1	0.5	3.3	0.3	0.5	0.7	0.7	0.1	1.7	0
Бенз[b]флуорантен	4.1*	0.9	0.6	0.8	0	0	0.3	0.4	0	0	0	0	0	0	0.9	1.1	0.7	0.8	0	0	0	0	0	0
Бенз[k]флуорантен	0.9	0.2	0.6	0.1	0.7	0.1	0.1	0.1	0	0	0	0	0.6	0	0.5	0.1	0.7	0.2	0.1	0.2	0.5	0.5	0	0
Бенз[a]пирен	1.5	0.2	0.8*	0.1	1.2	0.1	0	0	0	0	0	0	0.2	0.2	0	0	0.6	0.2	0.1	0.2	0	0	0	0
Сумма ПАУ	124.8	20.1	159.5	16.6	122.9*	3.7	75.4*	1.7	114.3*	14.6	60.7	10.3	134.7	7.2	108.4	5.1	161.6	8.2	276.7	21.9	127.4	6.9	270.5	18.5
Легкие ПАУ	118.3	15	157.5	16.2	121	3.8	75	1.9	114.3	14.6	60.7	10.3	134	1.7	107	6.4	159.6	4.3	276.4	21.9	127	6.7	270.5	18.5
Тяжелые ПАУ	6.5	1.1	2.0	0.9	1.9	0.1	0.4	0.5	0	0	0	0	0.7	0	1.4	0	2	0.1	0.3	0.4	0.5	0.5	0	0

Примечание. $\bar{X}$ – среднее значение, $S\bar{x}$ – стандартное отклонение. * – различия между содержанием компонента в растении тундровой и лесотундровой зоны значимы ($p < 0.05$).

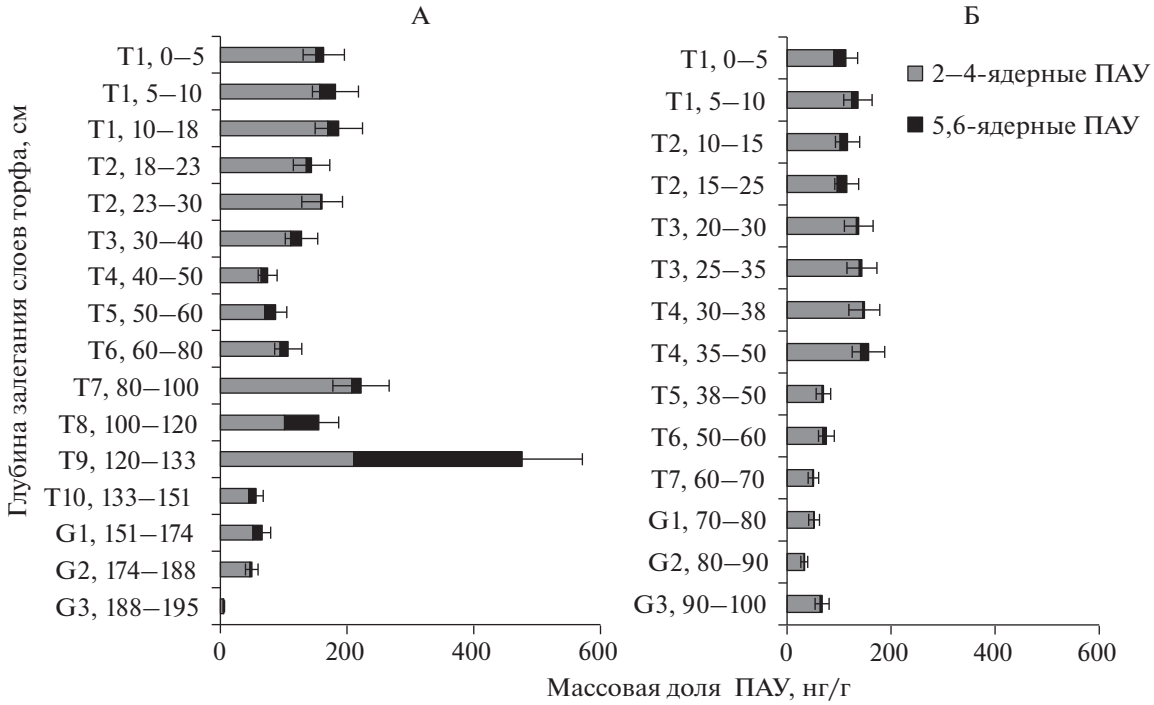

Рис. 2. Массовая доля ПАУ в торфе мерзлотного бугра (А) и мочажины (Б).

лесотундре мог быть дальний перенос полиаренов от Воркутинской промышленной агломерации. С другой стороны, присутствие значительных количеств нафталина в почве могло объясняться активными разложением более сложных структур ПАУ до 2-кольчатого нафталина, в процессе интенсивной деятельности микробиоты.

То есть в целом растения фоновых участков тундровых и лесотундровых болот довольно близки по составу полиаренов. Коэффициенты корреляции составляли 0.96–0.99 для мха и травянистых растений, и листьев ивы и березки, для ветвей и корней кустарников 0.67–0.87. Статистически подтверждено, что различия для большинства соединений ПАУ растений одного вида тундровой и лесотундровой зон не значимы. Статистическую обработку для оценки достоверности расхождений средних данных проводили при помощи *t*-критерия Стьюдента, $P = 0.95$. Для проведения статистического анализа использовали программу Statistica-6. Это определяет возможность экстраполировать данные по составу ПАУ исследованных растений на другие фоновые бугристые торфяники, предполагая, что они будут характеризоваться сходным составом и содержанием полиаренов.

Исследование содержания полиаренов торфяных бугров и мочажин позволило идентифицировать 13 структур ПАУ. В почвах по сравнению с растениями выявлено присутствие 5,6-ядерных дибенз[a,h]антрацена, бенз[ghi]перилена. Первоисточником легких полиаренов в торфяниках могли быть растительные материалы, тогда как тяжелые полиарены могли формироваться в процессе почвообразования из сложных органических структур, присутствовавших в растениях, в том числе пентациклических терпенов, ароматических структур, а также структур с диеновыми или полиеновыми связями в алифатических углеводородных цепях, липидах [11, 29].

Массовая доля ПАУ в почвах торфяных бугров варьировала в зависимости от глубины почвенного профиля (рис. 2). В слоях 0–23 см и на границе многолетней мерзлоты выявлено близкое содержание полиаренов. При этом на границе многолетней мерзлоты обнаружено минимальное содержание тяжелых ПАУ, в 3–12 раз меньше, чем в верхних слоях в связи с отсутствием бензо[b]флуорантена, бенз[a]пирена и бенз[ghi]перилена. Затем в слоях многолетнемерзлых пород на глубинах 30–80 см суммарная массовая доля ПАУ уменьшалась до 1.5–2 раз. Содержание тяжелых структур было близким к массовой доле полиаренов в верхних слоях. С глубины 80 см начинается возрастание массовой доли ПАУ с пиком на глубине 120–133 см, главным образом за счет высокомолекулярных ПАУ. На глубинах 133–188 см, в минеральных горизонтах, отмечено резкое уменьшение массовой доли полиаренов до 30% от содержания в верхних слоях. Низкое содержание ПАУ является характерной чертой минеральных слоев фоновых почв [2, 3]. В естественных биоценозах отмечается равномерное уменьшение содержания

полиаренов с глубиной [6]. На глубине 188–195 см в почвах присутствовали лишь фенантрен и бензо[b]флуорантен в минимальных количествах. В лесотундровых торфяниках выявлены иные закономерности накопления ПАУ, на границе многолетней мерзлоты был обнаружен пик накопления полиаренов, обусловленный значительным количеством бенз[ghi]перилена. Для торфа мерзлотных бугров побережья Баренцева моря такие закономерности не прослеживались. В результате общее содержание ПАУ в почвах бугров и мочажин болотных комплексов побережья Баренцева моря было на порядок меньше, чем в торфяниках лесотунды. Следует отметить, в условиях побережья также были выявлены обратные тенденции в накоплении нафталина и бенз[ghi]перилена в слоях 0–100 см, характерные для всего профиля торфяного бугра лесотундровой зоны. Пик накопления бенз[ghi]перилена в слоях торфа является индикатором активного разложения лигнина травянистых растений. Пик повышения массовой доли нафталина свидетельствует о том, что в данном горизонте идут процессы расщепления тяжелых ПАУ до более легких структур.

В профиле мочажины выявлены сходные изменения с профилем торфяного бугра. Содержание ПАУ в верхних слоях торфа до границы многолетней мерзлоты примерно одинаково. С глубины мерзлотного слоя (38 см) происходит уменьшение общего содержания ПАУ в 2–4 раза по сравнению с верхним слоем. При этом пика накопления полиаренов в слоях вечной мерзлоты выявлено не было.

Результаты радиоуглеродного датирования образцов, проведенного в ЦКП “Лаборатория радиоуглеродного датирования и электронной микроскопии” Института географии РАН показывают, что верхний слой торфа 5–10 см, как бугра 66 кал. л. н. (медиана) (ИГРАН 7174), так и мочажины 119 кал. л. н. (медиана) (ИГРАН 7184) сформировался в последние 100 лет. Содержание полиаренов в данных слоях торфа бугра и мочажины, формирующихся довольно быстро в условиях современного потепления, было близким. Датирование слоев 40–50 см показывает, что в мочажине данные слои сформировались 4275 кал. л. н. (медиана) (ИГРАН 7185), на бугре 5331 кал. л. н. (медиана) (ИГРАН 7177). Формирование в условиях более холодного и сухого суббореального периода, вело к замедлению темпов торфонакопления в процессе изменения климата [1]. В большей степени процесс замедления торфообразования был выражен для торфяного бугра, в меньшей степени для мочажины. При этом процессы торфообразования, по-видимому, были сходными, так как содержание полиаренов в данных слоях примерно одинаково 70 нг/г в торфе мочажин и 74 нг/г в торфе бугра.

Таким образом, следует отметить, что массовая доля ПАУ в слоях торфа бугра и мочажины на одинаковых глубинах довольно близка до глубины 60 см, в более глубоких слоях (60–90 см) содержание полиаренов в мочажинном торфе было в 2–7 раза меньше по сравнению с торфом бугров. Радиоуглеродный возраст данного слоя для торфа бугра соответствует 7379 кал. л. н. (медиана) (ИГРАН 7178), для мочажины данные отсутствуют. Данный период торфонакопления относится к раннему атлантическому периоду AT1, характеризующемуся активным накоплением торфа, которое могло сопровождаться образованием и консервацией полиаренов в процессе формирования торфяного бугра [1].

Торф на глубине 60 см и ниже в мочажине уже представлен минеральными горизонтами, что подтверждается и данными его ботанического состава (табл. 2). Торф мочажин представлен в основном остатками сфагновых мхов (60–95%) разной степени разложения – от 5–10% до 10 см глубины, до 30% в более глубоких слоях. Вклад осок и пушиц в ботанический состав торфа составлял 5–30% и закономерно уменьшался с глубиной. Вклад остальных видов был незначительным. Выявлена тесная значимая корреляция между составом торфа по всей глубине залегания и *Sphagnum lindbergii*, коэффициенты корреляции составили $r = 0.81$ ($n = 163$, $p < 0.05$, $r_{cr} = 0.16$). Также высокие коэффициенты выявлены для *Eriophorum russeolum* присутствующей по всей толще торфяной залежи мочажины. Для *Cárex aquátilis* были выявлены более низкие, но значимые коэффициенты корреляции $r = 0.50$ ($n = 163$, $p < 0.05$, $r_{cr} = 0.16$), что объясняется присутствием в ботаническом составе торфа других видов осок, и незначительной долей их вклада в формирование состава торфа, особенно в нижних слоях.

Ботанический состав торфа бугра несколько отличался, что было обусловлено особенностями условий формирования (табл. 3). Поверхностные горизонты торфа (0–28 см) были представлены в основном пушицами на 55–60% с примесью сфагновых мхов 15–25%. Коэффициенты корреляции состава ПАУ *Eriophorum russeolum* и слоев торфяника на глубинах 0–28 см составили $r = 0.96$ ($n = 65$, $p < 0.05$, $r_{cr} = 0.24$). Также высоки они и для *Sphagnum lindbergii*, $r = 0.93$ ($n = 65$, $p < 0.05$, $r_{cr} = 0.24$). Данные слои сильно разложены – на 40%, что связано с высокой скоростью разложения пушиц [5]. На глубинах 28–80 см в ботаническом составе начинают преобладать сфагновые мхи (50–95%) с включением пушиц (5–20%). Слой 28–40 см также сильно разложен (35–40%), и представлен в основном стеблями сфагновых мхов, что может быть связано с полным разложением пушиц, которые могли изначально составлять его основу. Коэффициенты корреляции с со-

Таблица 2. Ботанический состав (%) и виды торфа болотной верховой торфяной мерзлотной почвы мочажин

Горизонт, глубина, см	Тип и вид торфа	Степень разложения, %	*Betula*	*Eriophorum*	*Carex paupercula*	*Carex rotundata*	*Sphagnum angustifolium*	*Sphagnum balticum*	*Sphagnum jensenii*	*Sphagnum lindbergii*	*Sphagnum russowii*	*Sphagnum* sect. *acutifolia*	*Calliergon*	*Warnstorfia fluitans*	Стебли гипновых мхов	Печеночники
Т1, 0–10	Сфагновый мочажинный, В	5–10	0	10	5	0	0	40	0	40	0	0	0	5	0	+
Т2, 10–20	Осоково-сфагновый, В	25–30	5	5	10	15	0	30	0	30	0	0	0	3	2	0
Т3, 20–30	Сфагновый, В	25–30	5	5	5	5	+	30	5	35	0	+	0	10	+	0
Т4, 30–38	Сфагновый, В	30	+	5	5	0	+	45	0	40	0	0	0	5	0	0
Т5, 38–50	Сфагновый, В	25–30	+	10	+	0	10	30	0	40	+	0	5	5	0	0
Т6, 50–60	Сфагновый, В	25–30 + + песок	+	5	+	+	10	35	0	40	0	0	5	5	0	0
Т7, 60–70		Отсутствует	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

ставом ПАУ соответствующих растений составили $r = 0.98$ для *Sphagnum lindbergii* и $r = 0.97$ для *Eriophorum russeolum* ($n = 13$, $p < 0.05$, $r_{cr} = 0.55$) соответственно. В слоях 40–80 см степень разложения была небольшой, что связано с медленным разложением сфагновых мхов составляющих их основу. Коэффициенты корреляции для *Sphagnum lindbergii* и *Eriophorum russeolum* довольно высоки и значимы и составили $r = 0.87$ и $r = 0.91$ ($n = 39$, $p < 0.05$, $r_{cr} = 0.32$) соответственно. На глубине 80–100 см выявлен значительный вклад карликовой березки (45%) в состав торфа, существенный вклад в формирование горизонта вносили сфагновые мхи (30%), осоки и пушицы (25%). Пик накопления ПАУ на глубине 120–133 см в условиях мерзлотного бугра, определяемый ростом содержания высокомолекулярных структур, мог быть обусловлен значительным вкладом в состав данного горизонта хорошо разложенных осок и пушиц (60% ботанического состава). Степень разложения составила 40–45%. Выявлены значимые коэффициенты корреляции состава ПАУ растений и торфа данного слоя, они составили $r = 0.75$ для *Betula nana*, $r = 0.91$ для *Eriophorum russeolum*, $r = 0.84$ для *Sphagnum lindbergii* и $r = 0.62$ *Cárex aquátilis* ($n = 13$, $p < 0.05$, $r_{cr} = 0.55$).Следует отметить, что наблюдалось некоторое уменьшение коэффициентов корреляции для растений разных видов с глубиной, что во многом связано с высокой степенью разложения торфа. С дальнейшим продвижением по профилю вклад карликовой березки в состав торфа уменьшался, доля осок и пушиц возрастала до 25–70%, в составе торфа появлялись хвощи (15–45%). Установленные корреляции были низкими $r = 0.46$ для *Eriophorum russeolum*, $r = 0.37$ для *Betula nana* и $r = 0.42$ для *Sphagnum lindbergii* ($n = 52$, $p < 0.05$, $r_{cr} = 0.27$). Для осок – не значимыми: $r = 0.25$ *Cárex aquátilis*. В более глубоких слоях торф сильно разложен и минерализован. Сходные закономерности были получены для торфяников лесотундровой зоны, наблюдалось уменьшение коэффициентов корреляции с глубиной, что во многом было обусловлено увеличением степени разложения торфа, как и в рассматриваемом случае.

Таким образом, формирование почвенного профиля до глубины 40 см происходило одинаково для торфа бугра и мочажины, затем ввиду изменения гидрологических условий и смены растительности в условиях формирования торфяного бугра (сфагновые мхи сменились осоками и пушицами) появились различия в ботаническом составе торфа. Эти данные позволяют предполагать, что исследуемый торфяной бугор сформировался в недавнее время. Данные ботанического состава указывают на то, что до глубины 80 см,

Таблица 3. Ботанический состав (%), тип и вид торфа тундровой мерзлотной остаточно-торфяной почвы бугров

Горизонт, глубина, см	Тип и вид торфа	Степень разложения, %	*Betula*	*Salix*	*Empetrum* + *Vaccinium*	*Eriophorum*	*Carex aquatilis*	*Carex rostrata*	*Carex rotundata*	*Trichophorum*	*Calamagrostis*	*Equisetum*	*Sphagnum angustifolium*	*Sphagnum balticum*	*Sphagnum lindbergii*	*Sphagnum russowii*	*Sphagnum* sect. *acutifolia*	*Sphagnum* sect. *cuspidata*	*Стебли сфагнов*	*Aulacomnium*	*Dicranum*	*Pohlia*	*Warnstorfia*	Стебли гипновых мхов	Печеночники
T1, 0–10	Кустарничково-пушицевый, В	40	0	0	30	60	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	10	0	0	0	0	0	0
T1, 10–18																									
T2, 18–28	Пушицевый, В	40 очень разложен	0	0	5	55	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	25 (sect. Cusp)	0	0	+		15	+
T3, 28–40	Пушицево-сфагновый, П	35–40 очень разложен	5	0	+	20	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	50	0	0	10	5	10	0
	нет	отсутствует	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
T4, 40–50	Сфагновый мочажинный, В	15	0	0	0	5	0	0	0	0	0	0	0	55	40		0	0	0	0	0	0	0	0	0
T5, 50–60	Сфагновый, В	15–20	5	0	+	10	0	0	0	0	0	0	40	10	+	30	0	0	0	+	5		+	0	0
T6, 60–80	Кустарниково-сфагновый, П	30–35	45	0	0	20	+	0	5	+	0	0	20	+	+	10	0	0	0	0	0	0	+	0	0
T7, 80–100	Кустарниково-осоково-хвощовый, П	35–40 + + песок	20	0	0	15	5	0	25	+	0	30	5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	+	0	0
T8, 100–120	Осоковый, П	35	5	0	0	20	35	0	15	0	5	20	0	0	0	0	0	+	+	0	0	0	+	0	0
T9, 120–133	Осоковый, П	40–45	10	0	0	10	30	0	20	0	0	15	5	0	0	10	0	0	0	0	0	0		0	0
T10, 133–151	Хвощовый, Н	45 + тина, песок	10	0	0	5	5	0	15	0	0	45 +	5	0	0	15	0	0	0	0	0	0	+	0	0
		>50 + тина, песок	+	+	0	+	0	+ +	0	0	0	+ + +	+	0	0	0	+	0	0	0	0	0	+	0	0
G1, 151–174	Хвощовый, Н											+ + +													
		50 + тина, песок	+	0	0	+		+ +	0	0	0	+ + +	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
G2, 174–188	Хвощовый, Н											+													

формирование торфа бугра и мочажины также происходило в разных условиях.

Следует отметить, что по сравнению с лесотундровой подзоной в торфе мочажин на побережье Баренцева моря не выявлено пика накопления полиаренов в слоях СТС и многолетней мерзлоты. Это во многом связано с особенностями ботанического состава торфа мочажин, который по всему профилю был представлен в основном сфагновыми мхами. Ранее на основании рассмотрения природной модели формирования мочажинного торфяника лесотундры нами было установлено, что высокомолекулярные полиарены формировались при разрушении лигнина, поступающего в торф в процессе интенсивного разложении *Eriophorum* sp. В природе наиболее эффективную биодеградацию лигнина осуществляют базидиомицеты, принадлежащие к группе “грибы белой гнили”. Многие из них разлагают лигнин, гемицеллюлозы и целлюлозу, в то время как другие представители этой группы более активно разлагают лигнин. Так, например, *Ceriporiopsis subverispora* (Pilát) Gilb. & Ryvarden, *Phlebia*spp., *Physisporinus rivulosus* (Berk. & M.A. Curtis) и *Dichomituss qualens* (P. Karst.). D.A. Reid. способны интенсивно разрушать лигнин [13]. Канадскими учеными, на основании модельного эксперимента по влиянию потепления на микробиоту бореальных торфяников, показано, что изменения в функциональных группах грибов, зависели от температуры [16]. Так грибы потенциально способные разлагать целлюлозу доминировали при +4°C, тогда как при температуре +8°C преобладали потенциально разлагающие лигноцеллюлозу грибы. Подобные изменения в функциональных группах наблюдались в сообществе корневых грибов. При температуре +4°C доминировали корневые ассоциации микоризы, принадлежащие к *Basidiomycota*, в то время как повышение температуры до +8°C привело к уменьшению их количества и увеличению содержания грибов, связанных с корневой микоризой *Ascomycota*. Авторы утверждают, что в процессе потепления происходит сдвиг в составе грибкового сообщества в пользу разложителей более устойчивых соединений углерода (таких как лигнин). Кроме того, они ясно демонстрируют, что этот сдвиг происходит вместе с увеличением корневых ассоциатов сосудистых растений (эндофитов и микоризных грибов), что совпадает с увеличением доминирования сосудистых растений в исследованных авторами слоях торфа.

Эксперимент по потеплению в бореальном лесу Аляски и изучению изменения распространенности грибковых таксонов показал сходные результаты. Свободноживущие нитчатые грибы и эктомикоризные грибы в среднем положительно реагировали на потепление, дрожжи – отрицательно. Авторы сделали выводы, что в целом, вызванные потеплением сдвиги в грибковых сообществах могут сопровождаться их повышенной способностью разрушать лигнин. Это изменение в потенциальной функции может уменьшить накопление С в почве в условиях глобального потепления [25].

На основании подобных исследований можно предполагать, что в случае торфяников побережья Баренцева моря в условиях более холодного климата и сильного обводнения разложение лигнина травянистых растений может быть замедлено. Следует отметить, что при большой степени разложения растений (до 40%) в нижних слоях торфа мочажин образовавшийся лигнин, по-видимому, в дальнейшем не разрушался, и новообразования полиаренов не происходило. Данный факт подтверждали и высокие значения коэффициентов корреляции состава ПАУ торфа и растений по всей глубине мочажинной торфяной залежи.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Исследования накопления полиаренов в растениях плоскобугристых болот северной тундры побережья Баренцева моря позволили выявить, что в целом растения фоновых участков тундровых и лесотундровых болот близки по составу полиаренов. Различия для большинства соединений ПАУ растений одного вида тундровой и лесотундровой зон статистически не значимы, что позволяет экстраполировать данные по составу ПАУ исследованных растений на другие фоновые бугристые торфяники при предположении, что они будут характеризоваться сходным составом и содержанием полиаренов.

Выявлены различия в накоплении полиаренов в торфяной залежи тундровых и лесотундровых болот. Общее содержание полиаренов в тундровых торфяниках было на порядок меньше, чем в лесотундровых [15]. Для торфа мерзлотных бугров и мочажин побережья Баренцева моря не выявлено значительного прироста содержания бенз[ghi]перилена и других тяжелых полиаренов на границе многолетней мерзлоты. Предположительно, в условиях более холодного климата и сильного обводнения разложение лигнина травянистых растений – основного источника образования тяжелых ПАУ – может быть замедлено. При большой степени разложения растений до 40% в нижних слоях торфа мочажин образовавшийся лигнин, по-видимому, в дальнейшем не разрушался, и новообразования полиаренов не происходило. Данный факт подтверждали и высокие значения коэффициентов корреляции состава ПАУ торфа и растений по всей глубине мочажинной торфяной залежи.

Для почв бугров и мочажин показано уменьшение коэффициентов корреляции состава ПАУ растений и торфа с глубиной, что во многом было

обусловлено увеличением степени разложения торфа. Сходные закономерности были получены для торфяников лесотундровой зоны.

Установлено, что формирование почвенного профиля до глубины 40 см происходило одинаково для торфа бугра и мочажины, затем ввиду изменения гидрологических условий и смены растительности в условиях формирования торфяного бугра (сфагновые мхи сменились осоками и пушицами) появлялись различия в ботаническом составе торфа.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 18-05-60195 (№ ЦИТиС АААА-А18-118062090029-0) и госбюджетной темы № АААА–А17–117122290011–5.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Василевич Р.С., Безносиков В.А.* Влияние изменения климата в голоцене на профильное распределение гумусовых веществ бугристых торфяников лесотундры // Почвоведение. 2017. № 11. С. 1312–1324.
2. *Габов Д.Н., Безносиков В.А.* Полициклические ароматические углеводороды в тундровых почвах Республики Коми // Почвоведение. 2014. № 1. С. 30–38.
3. *Габов Д.Н., Безносиков В.А., Кондратенок Б.М., Яковлева Е.В.* Закономерности формирования полициклических ароматических углеводородов в почвах северной и средней тайги // Почвоведение. 2008. № 11. С. 1334–1343.
4. *Габов Д.Н., Василевич Р.С., Яковлева Е.В., Зуева О.М.* Ароматические соединения в бугристых торфяниках криолитозоны // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология. 2017. № 6. С. 15–29.
5. *Головацкая Е.А., Никонова Л.Г.* Разложение растительных остатков в торфяных почвах олиготрофных болот // Вестник Томск. гос. ун-та. Биология. 2013. № 3(23). С. 137–151. https://doi.org/10.17223/19988591/23/13
6. *Жидкин А.П., Геннадиев А.Н., Кошовский Т.С.* Поступление и поведение полициклических ароматических углеводородов в пахотных, залежных и лесных почвах таежной зоны (Тверская область) // Почвоведение. 2017. № 3. С. 311–320.
7. *Исаченко Т.И., Лавренко Е.М.* Ботанико-географическое районирование // Растительность европейской части СССР. Л.: Наука, 1980. С. 10–23.
8. *Каверин Д.А., Пастухов А.В., Лаптева Е.М., Биази К., Марущак М., Мартикайнен П.* Строение и свойства почв многолетнемерзлых торфяников юго-востока большеземельской тундры // Почвоведение. 2016. № 5. С. 542–556.
9. *Королева Н.Е., Кулюгина Е.Е.* История ботанических исследований и уровень изученности растительности европейской субарктики // Биоразнообразие, охрана и рациональное использование растительных ресурсов Севера // Мат-лы XI Перфильевских науч. чтений (Архангельск, 23–25 мая 2007 г.). Архангельск, 2007. Ч. 1. С. 70–75.
10. *Никонова Л.Г., Курганова И.Н., Лопес де Гереню В.О., Жмурин В.А., Головацкая Е.А.* Влияние абиотических факторов на разложение опада растений-торфообразователей в инкубационном эксперименте // Вестник Томского государственного университета. Биология. 2019. № 46. С. 148–170. https://doi.org/10.17223/19988591/46/8
11. *Орлов Д.С.* Гумусовые кислоты почв и общая теория гумификации. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1990. 325 с.
12. *Пастухов А.В., Каверин Д.А., Габов Д.Н.* Полициклические ароматические углеводороды в мерзлотных бугристых торфяниках на европейском северо-востоке // Почвоведение. 2017. № 7. С. 814–823.
13. *Феофилова Е.П., Мысякина И.С.* Лигнин: химическое строение, биодеградация, практическое использование // Прикладная биохимия и микробиология. 2016. Т. 52. № 6. С. 559–569.
14. *Яковлева Е.В., Габов Д.Н., Безносиков В.А., Кондратенок Б.М.* Накопление полициклических ароматических углеводородов в почвах и мхах южной тундры на разных расстояниях от теплоэлектростанции // Почвоведение. 2018. № 5. С. 563–572.
15. *Яковлева Е.В., Габов Д.Н., Василевич Р.С., Гончарова Н.Н.* Участие растений в формировании состава полициклических ароматических углеводородов торфяников // Почвоведение. 2020. № 3. С. 1–14.
16. *Asemaninejada A., Greg Thorna R., Branfireuna B.A., Lindoa Z.* Climate change favours specific fungal communities in boreal peatlands Soil // Biology and Biochemistry. 2018. V. 120. P. 28–36. https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2018.01.029
17. *Bozkurt S., Lucisano M., Moreno L., Neretnieks I.* Peat as a potential analogue for the long-term evolution in landfills // Earth-Science Reviews. 2001. V. 53. P. 95–147. https://doi.org/10.1016/S0012-8252(00)00036-2
18. *Brien L.O., Langlois P.H., Lawson C.C. et al.* Maternal Occupational Exposure to Polycyclic Aromatic Hydrocarbons and Craniosynostosis among Offspring in the National Birth Defects Prevention Study // Birth Defects Res A Clin Mol Teratol. 2016. V. 106. № 1. P. 55–60. https://doi.org/10.1002/bdra.23389
19. *Cheng Y., Kong S., Yan Q., Liu H., Wang W., Chen K., Yin Y., Zheng H., Wu J., Yao L., Zeng X., Zheng S., Wu F., Niu Z., Zhang Y., Yan Y., Zheng M., Qi S.* Size-segregated emission factors and health risks of PAHs from residential coal flaming/smoldering combustion // Environ Sci Pollut Res Int. 2019. V. 26. № 31. P. 31793–31803. https://doi.org/10.1007/s11356-019-06340-2
20. *Chen W., Wang H., Gao Q., Chen Y., Li S., Yang Y., Werner D., Tao S., Wang X.* Association of 16 priority polycyclic aromatic hydrocarbons with humic acid and humin fractions in a peat soil and implications for their long-term retention // Environmental Pollution. 2017.

V. 230. P. 882–890.
https://doi.org/10.1016/j.envpol.2017.07.038

21. *Herbstman J.B., Tang D., Zhu D., Qu L., Sjodin A., Li Z., Camann D., Perera F.P.* Prenatal Exposure to Polycyclic Aromatic Hydrocarbons, Benzo[a]pyrene-DNA Adducts, and Genomic DNA Methylation in Cord Blood // Environmental Health Perspectives. 2012. V. 120. № 5. P. 733–738.
https://doi.org/10.1289/ehp.1104056
22. *Malawska M., Ekonomiuk A.* The use of wetlands for the monitoring of non-point source air pollution // Polish J. Environmental Studies. 2008. V. 17. № 1. P. 57–70.
23. *Ren A.* Environmental Pollutants and Neural Tube Defects // Reproductive and Developmental Toxicology (Second Edition). 2017. V. 61. P. 1139–1166.
24. *Thuens S., Blodau C., Radke M.* How suitable are peat cores to study historical deposition of PAHs // Science of the Total Environment. 2013. V. 450–451. P. 271–279.
https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2013.01.091
25. *Treseder K.K., Marusenko Y., Romero-Olivares A.L., Maltz M.R.* Experimental warming alters potential function of the fungal community in boreal forest // Glob Chang Biol. 2016. V. 22. № 10. P. 3395–404.
https://doi.org/10.1111/gcb.13238
26. *Ukalska-Jaruga A., Smreczak B., Klimkowicz-Pawlas A.* Soil organic matter composition as a factor affecting the accumulation of polycyclic aromatic hydrocarbons // J. Soils and Sediments. 2019. V. 19. № 4. P. 1890–1900.
https://doi.org/10.1007/s11368-018-2214-x
27. *Wang Z., Liu S., Bu Z.-J.,Wang S.* Degradation of polycyclic aromatic hydrocarbons (PAHs) during Sphagnum litters decay //Environmental Science and Pollution Research. 2018. V. 25. P. 18642–18650.
https://doi.org/10.1007/s11356-018-2019-x
28. *Wang Z., Li H., Liu S.* Different distribution of polycyclic aromatic hydrocarbons (PAHs) between Sphagnum and Ledum peat from an ombrotrophic bog in Northeast China // J. Soils and Sediments. 2019. V. 19. P. 1735–1744.
https://doi.org/10.1007/s11368-018-2178-x
29. *Wilcke W.* Polycyclic aromatic hydracarbons (PAHs) in soil – a review // J. Plant Nutr. Soil Sci. 2000. V. 163. P. 229–248. https://doi.org/10.1002/1522-2624(200006)163:3<229::AID-JPLN229>3.0.CO;2-6

Accumulation of Polyarenes in Plants of Hummock Peatlands at the Coast of the Barents Sea

E. V. Yakovleva[1, *], D. N. Gabov[1], and A. N. Panyukov[1]

[1]*Institute of Biology FRC Komi Scientific Centre of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences, Kommunisticheskaya, 28, Syktyvkar, 167982 Russia*

**e-mail: kaleeva@ib.komisc.ru*

We studied accumulation of polycyclic aromatic hydrocarbons in plants of tundra peatlands at the coast of the Barents Sea (Nenets Autonomous District). The plants from the coast of the Barents Sea were significantly dominated by 2–3 ring polyarenes, which share was 81–97% in the total PAH content. The highest content of polyarenes were found in *Sphagnum lindbergii* Shimp., *Cárex aquátilis* Wahlenb. and *Eriophorum russeolum* Fr. The composition of PAH was identical in plants both from tundra and forest-tundra, which allows us to extrapolate these data over other peatlands of the background areas. We found a close correlation between PAH composition in the upper peat layers and plants dominating the botanical composition of peat. Correlation coefficients decreased with the depth that is due to an increase in the level of peat decomposition. We did not find PAH accumulation peak in the active and permafrost layers of peat in the waterlogged hollows and mounds of northern tundra mires. That is why, the total mass fraction of PAH in tundra peats was lower by an order than in forest-tundra peats. Presumably, this is due to the fact that the decomposition of lignin may slow down in the tundra zones.

Keywords: polycyclic aromatic hydrocarbons, plants, decomposition, peatlands, Hemic Folic Cryic Histosol, Fibric Floatic Cryic Histosol

ПОЧВОВЕДЕНИЕ, 2020, № 11, с. 1328–1340

ХИМИЯ ПОЧВ

УДК 631.412

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ КОМПОНЕНТОВ УГЛЕРОДНОГО ЦИКЛА ПОЧВ ЛЕСНЫХ ЭКОСИСТЕМ СЕВЕРНОЙ, СРЕДНЕЙ И ЮЖНОЙ ТАЙГИ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

© 2020 г. А. А. Бобрик[a], *, О. Ю. Гончарова[a], Г. В. Матышак[a], И. М. Рыжова[a], М. И. Макаров[a], М. В. Тимофеева[a]

[a]*МГУ им. М.В. Ломоносова, Ленинские горы, Москва, 119991 Россия*

**e-mail: ann-bobrik@yandex.ru*

Поступила в редакцию 28.01.2020 г.
После доработки 20.04.2020 г.
Принята к публикации 24.04.2020 г.

В ходе исследований, проведенных в типичных лесных экосистемах северной, средней и южной тайги Западной Сибири в пик вегетационного сезона, оценено пространственное варьирование и взаимосвязь эмиссии CO_2 почв, содержания экстрагируемого и микробного углерода почв, а также гидротермических параметров почв. Исследованные параметры углеродного цикла почв характеризуется высокой пространственной вариабельностью во всех исследованных экосистемах. Данный факт говорит о необходимости детального исследования эмиссии парниковых газов почв из всех экосистем, которые типичны для данной природной зоны. Почвы сосняков зеленомошных северной тайги статистически значимо отличаются от почв сосняков лишайниковых и характеризуются превышением таких показателей, как содержание углерода микробной биомассы в 1.5 раза (195 ± 24 и 127 ± 16 мг С/кг почвы соответственно), содержание экстрагируемого углерода в 4 раза (157 ± 25 и 41 ± 5 мг С/кг почвы соответственно), эмиссия CO_2 в 1.7 раза (324 ± 20 и 190 ± 10 мг CO_2/(м^2 ч) соответственно). В северо-таежной зоне эмиссия диоксида углерода почвами сосняков зеленомошных в бóльшей степени определяется температурой почвы, а в меньшей – влажностью почвы. Для почв сосняков лишайниковых северо-таежной зоны характерна другая зависимость: наибольшее влияние на эмиссию CO_2 почв оказывает содержание экстрагируемого углерода почв. Значимыми факторами, оказывающим влияние на эмиссии CO_2 почв лесных экосистем таежной зоны, являются содержание экстрагируемого и микробного углерода почв, а также гидротермические параметры почв.

Ключевые слова: эмиссия CO_2, экстрагируемый углерод, углерод микробной биомассы, Podzols

DOI: 10.31857/S0032180X20110052

ВВЕДЕНИЕ

Ключом к пониманию глобального цикла углерода является оценка эмиссии CO_2 из почв, как интегрального показателя их биологической активности [28, 31, 33, 36, 39, 41, 43]. Основной тенденцией мировых исследований данной проблемы является моделирование последствий глобального изменения климата с оценкой чувствительности этих моделей к разным параметрам, включающим как свойства почвы, так и гидротермические, биологические и другие факторы. В связи с этим особое внимание уделяется количественной оценке содержания и запасов компонентов углеродного цикла в почвах и, в том числе эмиссии углерода из них [4, 13, 28, 41]. Как правило, такие оценки основаны на материалах почвенных карт и немногочисленных баз данных [21, 28]. Редки работы по изучению пространственной вариабельности эмиссии парниковых газов и запасов органического углерода в почвах бореальных и арктических экосистем, которые необходимы для надежных оценок потоков углерода [9, 18, 38, 45]. Неоднозначные оценки баланса углерода на территории Российской Федерации, имеющиеся в литературе, требуют уточнения существующих величин баланса CO_2. В связи с этим очевидна необходимость в количественной оценке эмиссии парниковых газов с учетом ее пространственной изменчивости, а также в изучении ее зависимости от свойств почв и факторов среды.

Исследования эмиссии газов из почв лесных экосистем являются актуальными в связи с глобальными проблемами парникового эффекта и загрязнения атмосферы [6, 11, 29, 31, 39, 45]. Лесные экосистемы представляют особый интерес для исследователей, так как являются хранилищем углерода, аккумулированного в живых растениях, их остатках различной степени деструкции, в гумусе и торфах. В зависимости от природ-

но-экономической ситуации лесные экосистемы могут быть либо хранителем (стоком) углерода, либо его источником (эмиссией) поступления в биосферу. Бореальные леса, занимая значительные площади, являются крупнейшим резервуаром углерода органического вещества [4, 13, 31]. Ведущими учеными разрабатываются схемы районирования территории Западной Сибири по эмиссии парниковых газов [10].

Цель работы – оценка пространственного распределения компонентов углеродного цикла (эмиссия CO_2, содержание экстрагируемого и микробного углерода) в почвах лесных экосистем северной, средней и южной тайги Западной Сибири. В задачи входило: 1 – охарактеризовать факторы среды (растительность, гидротермические свойства почв) и компоненты углеродного цикла почв (эмиссию CO_2, содержание экстрагируемого и микробного углерода) лесных экосистем тайги Западной Сибири; 2 – определить пространственную вариабельность факторов среды и компонентов углеродного цикла почв; 3 – оценить зависимость эмиссии CO_2 от гидротермических параметров почв и содержания в них экстрагируемого и микробного углерода.

Данная работа продолжает цикл статей, отражающих результаты исследования закономерностей распределения компонентов углеродного цикла в почвах типичных экосистем Западной Сибири вдоль биоклиматической и геокриологической трансекты от южной тайги до южной тундры [1–3].

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Объекты исследования. Исследования проводились в пик вегетационного сезона в июне–августе 2017–2019 гг. в типичных лесных экосистемах северной, средней и южной тайги Западной Сибири (рис. 1). Таежная зона занимает до 60% территории Западной Сибири и выделяется по преобладанию растительных сообществ бореального типа.

Район исследования в подзоне северной тайги расположен насевере Западной Сибири (Надымский район, Тюменская область, ЯНАО; 65°18′ N, 72°54′ E), в краевой части третьей озерно-аллювиальной террасы р. Надым. Приречные слаборасчлененные части равнины залесены, для центральных нерасчлененных ее частей характерна большая заболоченность и заозеренность [5]. Территория относится к зоне прерывистого распространения многолетнемерзлых пород (**ММП**). Острова ММП, занимающие до 50% площади, приурочены к торфяникам, торфяным болотам и буграм пучения. В целом для района исследования характерны суровые климатические условия: продолжительный зимний период, низкие среднегодовые температуры воздуха (–5°C), температура наиболее холодного месяца варьирует от –10 до –25°C, сумма активных температур более 10°C составляет 400–1250°C, количество осадков варьирует от 450 до 650 мм в год. В автоморфных лесных экосистемах, расположенных на отложениях легкого гранулометрического состава, многолетнемерзлые породы отсутствуют. При этом значительное влияние на морфологию и свойства почв этих экосистем оказывают проявления палеокриогенного этапа развития территории. Согласно почвенно-географическому районированию [8], этот район относится к Нижнеобской провинции фации холодных длительно промерзающих почв подзоны глееподзолистых почв, глееземов и подзолов северной тайги Европейско-Западно-Сибирской таежно-лесной области бореального пояса.

Объектами исследования являлись автоморфные лесные экосистемы, представленные двумя типами кочковато-западинных сосняков лишайниковых (рис. 2): 1) сосняки зеленомошные, характеризующиеся преобладанием в напочвенном покрове мхов *Sphagnum* sp., *Polytrichum strictum*, *Pleurozium schreberi* (проективное покрытие мохово-лишайникового яруса в среднем составляло 90%, травяно-кустарничкового – 35%, древесного – 40%) и распространением подбуров (Entic Podzols), 2) сосняки лишайниковые, характеризующиеся преобладанием в напочвенном покрове лишайников *Cladonia rangiferina*, *Cladonia stellaris*, *Cetraria islandica* (проективное покрытие мохово-лишайникового яруса в среднем составляло 99%, травяно-кустарничкового – 20%, древесного – 10%), и распространением подзолов иллювиально-железистых супесчаных (Folic Albic Podzols).

Район исследования в подзоне средней тайги расположен в центральной части Западно-Сибирской равнины (Ханты–Мансийский автономный округ–Югра; 60°55′ N, 68°43′ E) (рис. 1). Исследованная территория расположена в умеренно холодном климатическом районе: среднегодовая температура воздуха не превышает 1.3°C, температура наиболее холодного месяца – –24°C, сумма активных температур более 10°C составляет 1200–1600°C, количество осадков варьирует от 480 до 550 мм в год. Эта подзона отличается от северо-таежной большей теплообеспеченностью и положительными среднегодовыми температурами. Растительный покров представлен елово-пихтово-кедровыми лесами, приуроченными к наиболее дренированным участкам, и сосняками зеленомошными на породах легкого гранулометрического состава. Среднетаежные леса отличаются от северо-таежных большей производительностью. В целом по продуктивности и емкости биологического круговорота ельники средней тайги примерно в два раза превосходят северо-таежные еловые леса. Согласно почвенно-географическому районированию [8], этот район относится к Нижнеиртышской провинции фации хо-

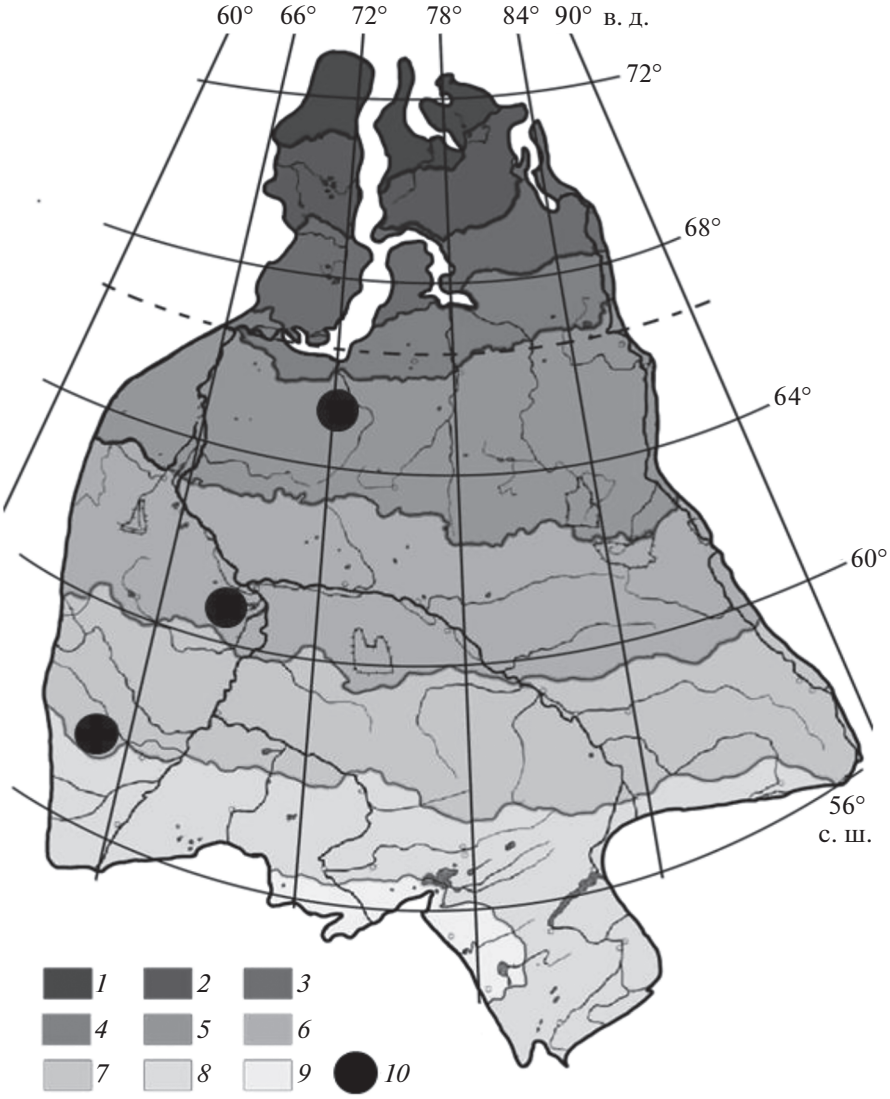

Рис. 1. Местоположение района исследований. Обозначения: *1* – арктическая тундра, *2* – типичная тундра, *3* – южная тундра, *4* – лесотундра, *5* – северная тайга, *6* – средняя тайга, *7* – южная тайга, *8* – лесостепь, *9* – степь, *10* – объекты исследования.

лодных длительно промерзающих почв подзоны подзолистых почв, глееземов и подзолов средней тайги Европейско-Западно-Сибирской таежно-лесной области бореального пояса.

Объектом исследования выбран ельник зеленомошный, расположенный на левобережье р. Иртыш, в 20 км к юго-западу от города Ханты-Мансийск, и характеризующийся однородной фациальной структурой растительного покрова (проективное покрытие мохово-лишайникового яруса в среднем составляло 80%, травяно-кустарничкового – 60%, древесного – 80%) и распространением подзолов (Albic Podzols).

Район исследования в подзоне южной тайги расположен на юге Западной Сибири (Тюменский район, Тюменская область; 57°19′ N, 64°58′ E). Исследованная территория расположена в умеренно холодном климатическом районе: среднегодовые температуры воздуха достигают 1.7°C, температура наиболее холодного месяца варьирует от –20 до –25°C, сумма активных температур более 10°C составляет 1600–2450°C, количество осадков варьирует от 350 до 500 мм в год. Для климата зоны характерно достаточное увлажнение при значительно большей обеспеченности теплом по сравнению со среднетаежной подзоной. Зональные темнохвойные кедрово-елово-пихтовые зеленомошно-кисличные с элементами широкотравья леса приурочены к небольшим по площади хорошо дренированным участкам высоких надпоймен-

ных террас и приречных частей водоразделов. Согласно почвенно-географическому районированию [8] этот район относится к Среднеобской провинции фации холодных длительно промерзающих почв подзоны дерново-подзолистых почв и дерново-подзолов южной тайги Европейско-Западно-Сибирской таежно-лесной области бореального пояса.

Объектом исследования выбран сосняк зеленомошный, расположенный на правобережной террасе р. Тура, в 40 км к юго-западу от города Тюмень, характеризующийся однородной фациальной структурой растительного покрова (проективное покрытие мохово-лишайникового яруса в среднем составляло 85%, травяно-кустарничкового – 10%, древесного – 60%) и распространением дерново-подзолов (Umbric Podzols).

Такой обширный ареал подзолов (от южной тундры до южной тайги) связан с тем, что специфика почвообразования определяется здесь, прежде всего, литологическим фактором, обеспечивающим свободный внутренний дренаж в условиях холодного гумидного климата [8].

Методы исследования. Основным методом исследования являлось изучение всех показателей по пикетам мониторинговых площадок. На всех пикетах мониторинговых площадок, расположенных по регулярной сетке с шагом 5 м (50 × 50 м, 121 точка опробования в северной тайге (рис. 2); 50 × 20 м, 55 точек опробования в средней тайге; 50 × 25 м, 66 точек опробования в южной тайге), проведено описание почвенного и растительного покрова [44]. Определена мощность органогенного слоя с помощью почвенного бура-ложки (фирмы Eijkelkamp) для пробоотбора мягких агрегированных почв (влажная глина, торфяные отложения и т. п.) с сохранением структуры образца. Аналогичные методики использованы в предыдущих исследованиях на мониторинговых площадках [1, 2].

Определение эмиссии диоксида углерода с поверхности почвы проводилось однократно на каждой мониторинговой площадке единовременно в дневные часы (с 11.00 до 14.00) для каждого пикета методом статичных закрытых камер с удалением растительного покрова (10 августа 2017 г. в северной тайге, 29 июня 2019 г. в средней тайге, 17 июня 2018 г. в южной тайге). Суть метода статических (закрытых) камер или в зарубежной интерпретации закрытых нестационарных непроточных камер заключается в измерении эмиссии газа в ограниченном объеме камеры в течение фиксированного времени [20, 22, 35, 37]. Измерение концентрации CO_2 осуществлялось на портативном газоанализаторе RMTDX6210. Портативный газоанализатор DX6210 фирмы RMTLtd. снабжен инфракрасным датчиком и предназначен для определения содержания CO_2 в газовых пробах в

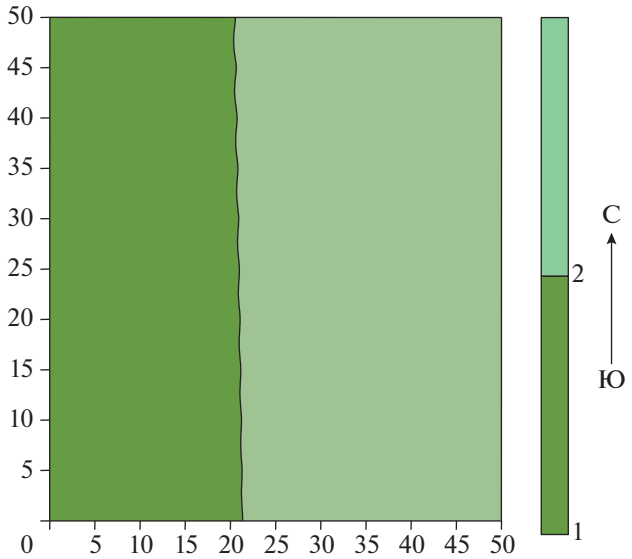

Рис. 2. Ландшафтная схема мониторингового участка в северо-таежной зоне: *1* – сосняки зеленомошные, *2* – сосняки лишайниковые.

диапазоне концентраций 0–2%, с разрешением 0.001% и точностью 0.002%.

Параллельно проводили измерение температуры воздуха с помощью программируемого микротермодатчика Thermochron iButton™ [20]. Объемную влажность почвы измеряли в верхнем (0–15 см) слое почвы с помощью влагомера SpectrumTDR 100. Проведены разовые измерения температуры почвы термометром электронным TP3001 (разрешение 0.1°C, точность ±1°C) в верхнем (0–15 см) слое почвы в трехкратной повторности для каждого пикета. Измерение температуры почвы на глубине 15 см является стандартным для подобного рода исследований.

На каждом объекте исследования проведен отбор образцов из верхнего (0–15 см) слоя почв. Образцы хранили при естественной влажности и температуре 4°C для микробиологических исследований ("свежие" образцы). Перед проведением лабораторных анализов каждый образец почв был перемешан и измельчен.

Определение содержания углерода экстрагируемого органического вещества (С экстр) проводилось в вытяжке 0.05 М K_2SO_4 на автоматическом анализаторе TOC-V_{CPN} (Shimadzu) в трехкратной повторности [24]. Определение влажности образцов почв проводилось с помощью измерителя влажности весового OHAUS MB-35.

Определение содержания углерода микробной биомассы (С мик) проводилось методом фумигации–экстракции в трехкратной повторности [16, 23, 42]. Компоненты микробных клеток, погибших в результате обработки почвы парами хлоро-

Таблица 1. Описательная статистика параметров углеродного цикла и свойств почв лесных экосистем северной тайги Западной Сибири

Показатель	Среднее	Медиана	Нижний квартиль	Верхний квартиль	Стандартное отклонение	Ошибка среднего	Коэффициент вариации, %
Северная тайга (август 2017 г.). Сосняки зеленомошные, $n = 55$							
Эмиссия CO_2, мг CO_2/(м^2 ч)	324	285	205	404	148	20	46
С мик, мг С/кг почвы	195	143	92	234	151	24	77
С экстр, мг С/кг почвы	157	99	53	186	166	25	106
Температура почвы, °С	7.6	7.5	7.1	7.8	0.7	0.1	9
Объемная влажность, %	14.1	14.7	11.7	16.7	4.6	0.6	32
Мощность орг. г-та, см	5.4	5.0	4.0	7.0	2.3	0.3	43
Северная тайга (август 2017 г.). Сосняки лишайниковые, $n = 66$							
Эмиссия CO_2, мг CO_2/(м^2 ч)	190	171	131	233	84	10	44
С мик, мг С/кг почвы	127	90	64	119	128	16	100
С экстр, мг С/кг почвы	41	29	21	48	45	5	108
Температура почвы, °С	9.1	8.9	8.5	9.6	0.9	0.1	10
Объемная влажность, %	11.5	10.4	8.0	14.6	5.1	0.6	44
Мощность орг. г-та, см	1.6	1.0	1.0	2.0	1.7	0.2	102

форма, экстрагируют раствором соли. В качестве экстрагента использовался раствор K_2SO_4 в концентрации 0.05 М, а не традиционно используемой для подобного анализа концентрации 0.5 М [16]. Экстракция поводилась для контрольной (не фумигированной) и фумигированной части пробы. В настоящей работе использовали фумигацию "свежих" образцов почвы при естественной влажности парами хлороформа, стабилизированного амиленом, без этанола в течение 1 суток. Определение содержания С в растворах проводили на автоматическом анализаторе TOC-V_{CPN} (Shimadzu). Содержание микробного углерода рассчитывалось как С мик = Fc/kc, где Fc – это разница содержания углерода в фумигированных и нефумигированных образцах, kc – поправочный коэффициент, показывающий полноту экстракции углерода из почв [30]. Для органогенных почв (с содержанием органического углерода более 10%, подстилки, торфяных горизонтов) был использован поправочный коэффициент k_{ec} равный 0.45, а для минеральных – 0.33 [30, 32, 40, 42].

Для анализа полученных результатов наблюдений и аналитических данных использованы следующие методы математической статистики: описательная статистика; сравнение средних по параметрическому критерию Стьюдента (t-критерий) и непараметрическому критерию Вилкоксона; дисперсионный анализ; корреляционный анализ с включением определения рангового коэффициента корреляции Спирмена; регрессионный анализ. Выбранный уровень значимости $\alpha = 0.05$. Для статистической обработки данных использовалась Statistica 7.0. Структуру пространственной вариабельности параметров исследовали при помощи картограмм в пакете "GoldenSoftwareSurfer 8".

РЕЗУЛЬТАТЫ

Сосняки северной тайги. Установлено, что почвы сосняков зеленомошных характеризуются большей мощностью органогенного слоя, влажностью почвы, содержанием экстрагируемого углерода и углерода микробной биомассы, но меньшей температурой почвы на глубине 15 см по сравнению с почвами сосняков лишайниковых (табл. 1). Почвы исследованных экосистем характеризуются высокой пространственной вариабельностью содержания экстрагируемого углерода и углерода микробной биомассы (рис. 3).

Почвы сосняков зеленомошных статистически значимо отличаются от почв сосняков лишайниковых по величине эмиссии CO_2 (324 ± ± 148 мг CO_2/(м^2 ч), $n = 55$ и 190 ± 84 мг CO_2/(м^2 ч), $n = 66$ соответственно), а также по всем остальным исследованным параметрам углеродного цикла почв и параметрам, характеризующих условия среды.

Взаимосвязь факторов среды. Методом регрессионного анализа установлено, что температура почвы на глубине 15 см сосняков лишайниковых (дневное время, август) имеет статистически значимую связь с влажностью почвы и мощностью органогенного слоя почв:

$$T = 10.4 - 0.1W - 0.2\ \text{мощность},\quad r = 0.71,\ P < 0.05,\ n = 66, \tag{1}$$

где T – температура почвы на глубине 15 см, °С; W – влажность, % (об.); мощность – мощность органогенного горизонта почв, см.

Пространственное варьирование температуры почвы на глубине 15 см на 32% связано с варьированием влажности почвы, на 29% – с варьированием мощности органогенного горизонта почв, а

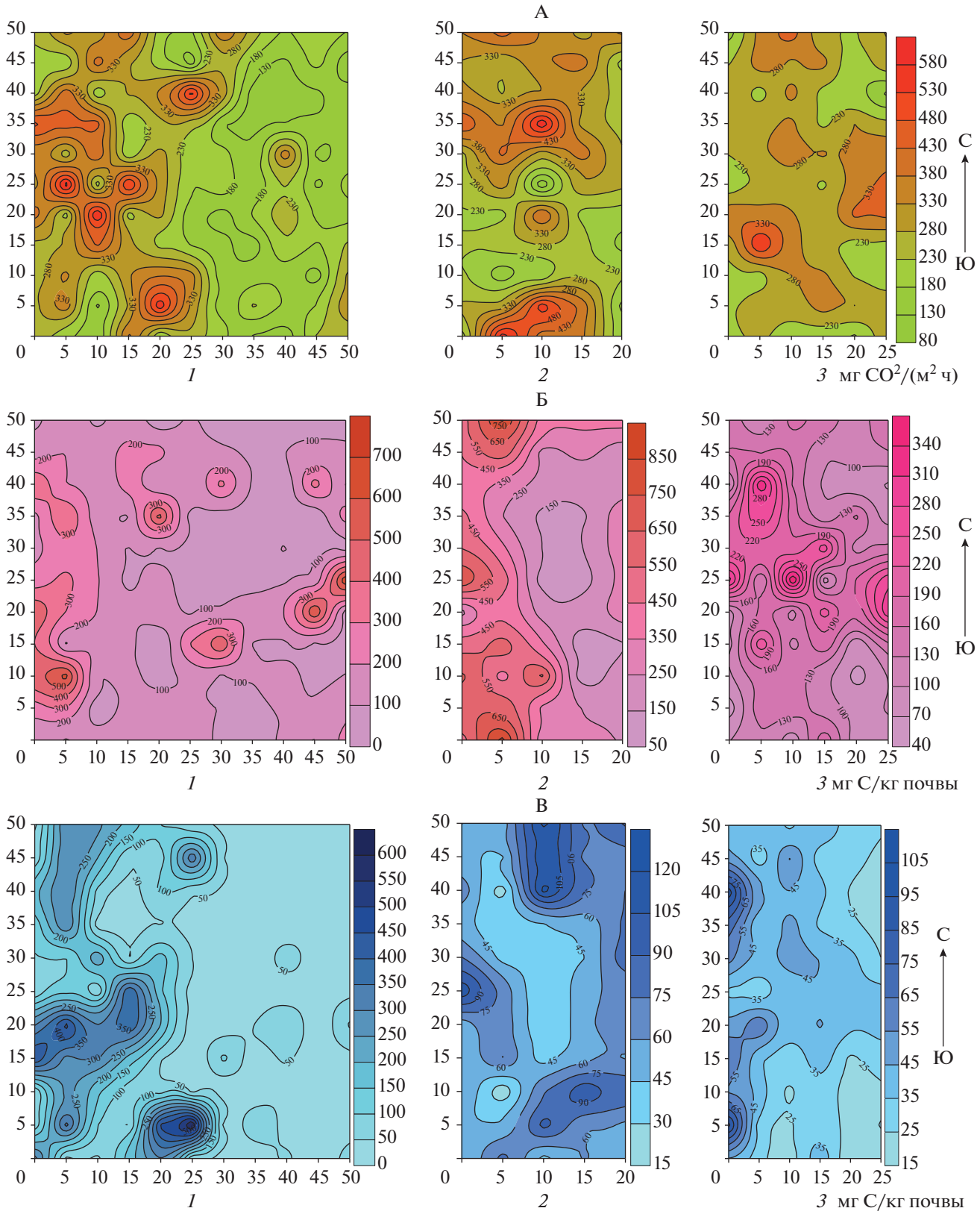

Рис. 3. Пространственное распределение эмиссии углекислого газа почв (А), содержания С мик почв (Б), содержания С экстр почв (В) мониторинговой площадки в сосняках северной тайги (август 2017 г., *1*), в ельниках средней тайги (июнь 2018 г., *2*), в сосняках южной тайги (июнь 2019 г., *3*). Размеры площадок приведены в метрах.

на 39% варьирование этих признаков осуществляется взаимно независимо. В результате множественного регрессионного анализа данных сосняков зеленомошных установлено отсутствие зависимости факторов среды между собой.

Эмиссия CO_2 почв. Методом регрессионного анализа установлено, что эмиссия CO_2 почв сосняков зеленомошных (август, 2017) имеет статистически значимую связь с влажностью в слое 0–15 см и температурой почвы на глубине 15 см (2):

$$\text{Эмиссия} = 64 - 12.2W + 56.9T, \quad r = 0.47,\ P < 0.05,\ n = 55; \tag{2}$$

$$\text{Эмиссия} = 152 + 0.98\text{C экстр}, \quad r = 0.27,\ P < 0.05,\ n = 66; \tag{3}$$

$$\text{Эмиссия} = 538 + 0.32\text{C экстр} - 5.3W - 30.8T, \quad r = 0.49,\ P < 0.05,\ n = 121, \tag{4}$$

где эмиссия, мг CO_2/(м^2 ч); T – температура почвы на глубине 15 см, °С; W – влажность в слое 0–15 см, % (об.); С экстр – содержание экстрагируемого углерода почв, мг С/кг почвы.

Множественный коэффициент корреляции, характеризующий связь эмиссии CO_2 с рассмотренным набором факторов среды, равен 0.47, коэффициент детерминации, характеризующий качество рассмотренной линейной регрессионной модели, равен 0.22. Коэффициент детерминации этой модели довольно низкий, что обусловлено, вероятно, использованием данных о влажности почвы только в августе. На наш взгляд, он был бы значительно выше при использовании интегральных характеристик влажности почв за весь теплый период.

Эмиссия CO_2 почв сосняков лишайниковых (август, 2017) имеет статистически значимую связь только с содержанием экстрагируемого органического углерода (3). Множественный коэффициент корреляции, характеризующий связь эмиссии CO_2 с рассмотренным набором факторов среды, равен 0.27, коэффициент детерминации, характеризующий качество рассмотренной линейной регрессионной модели, равен 0.07. Не установлено статистически значимых связей эмиссии диоксида углерода почв сосняков лишайниковых с другими исследованными параметрами почв и экосистем, что может быть обусловлено недоучетом такого параметра, как корневое дыхание.

Методом множественного регрессионного анализа данных установлена следующая зависимость эмиссии CO_2 почв лесных экосистем северной тайги от факторов среды (4). Вклад каждого из факторов в оценку эмиссии CO_2 характеризует регрессионное уравнение в стандартизованном виде:

$$\text{Эмиссия} = 0.32\text{C экстр} - 0.22W - 0.28T. \tag{5}$$

Наибольшее значение имеет содержание экстрагируемого органического вещества в почве. Множественный коэффициент корреляции, характеризующий связь эмиссии CO_2 с рассмотренным набором факторов среды, равен 0.51, коэффициент детерминации, характеризующий качество рассмотренной линейной регрессионной модели, равен 0.25.

Содержание экстрагируемого и микробного углерода почв. Установлена статистически значимая связь содержания углерода микробной биомассы только с мощностью органогенного горизонта почв (6):

$$\text{С мик} = -91 + 35\ \text{мощность}, \quad r = 0.56,\ P < 0.05,\ n = 55; \tag{6}$$

$$\text{С мик} = -75 + 8.4W, \quad r = 0.31,\ P < 0.05,\ n = 66; \tag{7}$$

$$\text{С экстр} = 92 + 13\ \text{мощность}, \quad r = 0.54,\ P < 0.05,\ n = 66; \tag{8}$$

$$\text{С мик} = -128 + 25\ \text{мощность}, \quad r = 0.41,\ P < 0.05,\ n = 121; \tag{9}$$

$$\text{С экстр} = 455 + 13\ \text{мощность} - 41T, \quad r = 0.54,\ P < 0.05,\ n = 121, \tag{10}$$

где С экстр – содержание экстрагируемого углерода почв, мг С/кг почвы; W – влажность слоя 0–15 см, % (об.); С мик – содержание углерода микробной биомассы почв, мг С/кг почвы; мощность – мощность органогенного горизонта почв, см.

Пространственное варьирование содержания С мик на 31% связано с варьированием мощности органогенного горизонта почв, а на 69% варьирование этих признаков осуществляется взаимно независимо.

Достоверных корреляционных связей между содержанием экстрагируемого углерода почв сосняков зеленомошных и исследованными параметрами почв найдено не было.

Установлено, что содержание углерода микробной биомассы почв сосняков лишайниковых имеет статистически значимую связь только с влажностью почв (7), а содержание экстрагируемого углерода – только с мощностью органогенного слоя (8). Пространственное варьирование содержания С мик на 10% связано с варьированием влажности почв, а на 90% варьирование этих признаков осуществляется взаимно независимо, а пространственное варьирование содержания С экстр на 29% связано с варьированием влажности почв, а на 71% варьирование этих признаков осуществляется взаимно независимо.

Пространственное варьирование содержания С мик на 17% связано с варьированием мощности органогенного слоя, а на 83% варьирование

Таблица 2. Описательная статистика параметров углеродного цикла и свойств почв лесных экосистем средней и южной тайги Западной Сибири

Показатель	Среднее	Медиана	Нижний квартиль	Верхний квартиль	Стандартное отклонение	Ошибка среднего	Коэффициент вариации, %
Средняя тайга (июнь 2019 г.). Ельники зеленомошные, $n = 55$							
Эмиссия CO_2, мг CO_2/(м^2 ч)	312	292	237	381	110	15	35
С мик, мг С/кг почвы	357	312	205	496	197	27	55
С экстр, мг С/кг почвы	63	60	47	75	24	3	38
Температура почвы, °С	7.6	7.6	7.4	8.0	0.3	0.1	4
Объемная влажность, %	15.9	15.0	11.6	19.0	5.5	0.7	35
Мощность орг. г-та, см	8.1	7.5	6.0	10.5	3.5	0.5	43
Южная тайга (июнь 2018 г.). Сосняки зеленомошные, $n = 66$							
Эмиссия CO_2, мг CO_2/(м^2 ч)	257	255	217	291	52	6	20
С мик, мг С/кг почвы	150	139	99	172	70	9	47
С экстр, мг С/кг почвы	38	36	26	44	16	2	43
Температура почвы, °С	7.0	7.0	6.7	7.3	0.9	0.1	13
Объемная влажность, %	3.7	3.7	2.6	4.6	1.4	0.2	38
Мощность орг. г-та, см	5.0	5.1	4.7	5.4	1.5	0.2	23

этих признаков осуществляется взаимно независимо (9).

Установлено, что содержание экстрагируемого углерода почв лесных экосистем северной тайги имеет статистически значимую связь с температурой почв и мощностью органогенного слоя (10). Наибольшее значение имеет температура почвы, но, вероятно, это обусловлено косвенным влиянием через формирование условий гидротермического режима. Множественный коэффициент корреляции, характеризующий связь эмиссии CO_2 с рассмотренным набором факторов среды, равен 0.54, коэффициент детерминации, характеризующий качество рассмотренной линейной регрессионной модели, равен 0.28.

Ельники средней тайги. Эмиссия диоксида углерода почвами мониторинговой площадки, расположенной в ельнике средней тайги, варьировала в широких пределах (от 88 до 623 мг CO_2/(м^2 ч)) и составляла в среднем 312 ± 110 мг CO_2/(м^2 ч). Этот показатель характеризовался невысокой пространственной вариабельностью, его распределение ассиметрично, медиана смещена в сторону низких значений (рис. 3).

Содержание углерода микробной биомассы в верхней (0–10 см) толще почв мониторинговой площадки варьировало в широких пределах (от 80 до 884 мг С/кг) и составляет в среднем 357 ± ± 197 мг С/кг почвы. Содержание микробного углерода в почвах характеризуется высокой пространственной вариабельностью, его распределение ассиметрично, медиана смещена в сторону низких значений (табл. 2).

Взаимосвязь факторов среды. Методом регрессионного анализа установлено, что температура почвы ельников средней тайги (дневное время, август) имеет статистически значимую связь с влажностью почвы (11):

$$T = -31.1 + 6.1W, \quad r = 0.39, \quad P < 0.05, \quad n = 55, \quad (11)$$

где T – температура почвы на глубине 15 см, °С; W – влажность в слое 0–15 см, % (об.).

Пространственное варьирование температуры почвы на 15% связано с варьированием влажности почвы, а на 85% варьирование этих признаков осуществляется взаимно независимо.

Дыхание почвы. Методом множественного регрессионного анализа данных установлена следующая зависимость эмиссии CO_2 почв ельников средней тайги от факторов среды (12):

$$\text{Эмиссия} = 403 - 11T, \quad r = 0.36, \quad P < 0.05, \quad n = 55, \quad (12)$$

где эмиссия, мг CO_2/(м^2 ч); T – температура почвы на глубине 15 см, °С.

Установлено, что наибольшее значение на пространственное варьирование эмиссии CO_2 почв среди всех исследованных параметров оказывает температура почвы. Множественный коэффициент корреляции, характеризующий связь эмиссии CO_2 с рассмотренным набором факторов среды, равен 0.36, коэффициент детерминации, характеризующий качество рассмотренной линейной регрессионной модели, равен 0.13. Не установлено статистически значимых связей эмиссии диоксида углерода почв с другими исследованными параметрами почв и экосистем.

Содержание экстрагируемого углерода и углерода микробной биомассы почв. Установлена следующая зависимость содержания углерода микроб-

ной биомассы почв ельников средней тайги от факторов среды (13):

$$\text{С мик} = 2216 - 9W - 235T, \quad r = 0.60,\ P < 0.05,\ n = 55, \tag{13}$$

где С мик – содержание углерода микробной биомассы почв, мг С/кг почвы; W – влажность, % (об.); T – температура почвы на глубине 15 см, °С.

Вклад каждого из факторов в оценку эмиссии CO_2 характеризует регрессионное уравнение в стандартизованном виде:

$$\text{С мик} = -0.24W - 0.41T. \tag{14}$$

Множественный коэффициент корреляции, характеризующий связь эмиссии CO_2 с рассмотренным набором факторов среды, равен 0.60, коэффициент детерминации, характеризующий качество рассмотренной линейной регрессионной модели, равен 0.37. Выявленная связь содержания углерода микробной биомассы с температурой почвы может быть обоснована органо-минеральным характером поверхностного слоя, носить косвенный характер и быть опосредована особенностями гидротермического режима почв.

Статистически значимой связи содержания экстрагируемого углерода почв ельников средней тайги ни с одним из исследованных параметров не выявлено.

Сосняки южной тайги. Эмиссия диоксида углерода почвами мониторинговой площадки, расположенной в сосняках южной тайги, варьировала в широких пределах (от 121 до 435 мг CO_2/(м^2 ч)) и составляла в среднем 257 ± 52 мг CO_2/(м^2 ч) (табл. 2). Этот показатель характеризовался невысокой пространственной вариабельностью (рис. 3). Распределение значений эмиссии CO_2 относилось к нормальному. Почвы, расположенные на 9% точек опробования, характеризовались эмиссией CO_2 менее 200 мг CO_2/(м^2 ч), а расположенные на 15% точек опробования, – эмиссией CO_2 более 300 мг CO_2/(м^2 ч).

Содержание экстрагируемого органического углерода в верхней (0–15 см) толще почв сосняков южной тайги варьировало в широких пределах (от 15 до 102 мг С/кг почвы) и в среднем составило 38 ± 16 мг С/кг почвы. Для содержания экстрагируемого углерода характерна высокая пространственная вариабельность, его распределение ассиметрично, медиана смещена в сторону низких значений.

Содержание углерода микробной биомассы в верхней (0–15 см) толще почв варьировало в широких пределах (от 53 до 373 мг С/кг почвы) и в среднем составило 150 ± 70 мг С/кг почвы. Для этого показателя характерна высокая пространственная вариабельность, его распределение ассиметрично, медиана смещена в сторону низких значений.

Невысокое содержание экстрагируемого органического углерода и углерода микробной биомассы почв связано с тем, что верхний (0–15 см) слой подзолов характеризуется органоминеральным составом.

Взаимосвязь факторов среды. В результате множественного регрессионного анализа данных сосняков южной тайги установлено отсутствие зависимости факторов среды между собой.

Дыхание почвы. Установлено, что наибольшее значение на пространственное варьирование эмиссии CO_2 почв сосняков южной тайги среди всех исследованных параметров оказывает температура почвы:

$$\text{Эмиссия} = 286 - 16T, \quad r = 0.37,\ P < 0.05,\ n = 66. \tag{15}$$

Множественный коэффициент корреляции, характеризующий связь эмиссии CO_2 с рассмотренным набором факторов среды, равен 0.37, коэффициент детерминации, характеризующий качество рассмотренной линейной регрессионной модели, равен 0.13. Не установлено статистически значимых связей эмиссии диоксида углерода почв с другими исследованными параметрами почв и экосистем.

Содержание экстрагируемого углерода и углерода микробной биомассы почв. Методом множественного регрессионного анализа установлена следующая зависимость содержания углерода микробной биомассы почв сосняков южной тайги от факторов среды (16):

$$\text{С мик} = 439 - 20W - 0.22T, \quad r = 0.53,\ P < 0.05,\ n = 66. \tag{16}$$

Вклад каждого из факторов характеризует регрессионное уравнение в стандартизованном виде:

$$\text{С мик} = -0.40W - 0.30T. \tag{17}$$

Наибольшее значение имеет влажность почвы. Множественный коэффициент корреляции, характеризующий связь эмиссии CO_2 с рассмотренным набором факторов среды, равен 0.53, коэффициент детерминации, характеризующий качество рассмотренной линейной регрессионной модели, равен 0.28.

Не выявлено статистически значимой связи содержания экстрагируемого углерода почв сосняков южной тайги ни с одним из исследованных параметров.

Взаимосвязь компонентов углеродного цикла почв и факторов среды в лесных экосистемах таежной зоны Западной Сибири. Методом регрессионного анализа установлено, что температура почв лесных экосистем таежной зоны имеет статистически значимую связь с влажностью почвы (18):

$$T = 7.6 + 0.02W;\ r = 0.13,\ P < 0.05,\ n = 242. \tag{18}$$

Пространственное варьирование температуры почвы на 16% связано с варьированием влажности почвы, а на 84% варьирование этих признаков осуществляется взаимно независимо.

Пространственное варьирование содержания углерода микробной биомассы почв лесных экосистем таежной зоны на 30% связано с варьированием влажности почв (19):

$$\text{С мик} = 155 - 4.4W, \quad r = 0.17,\ P < 0.05,\ n = 242, \tag{19}$$

где С мик – содержание углерода микробной биомассы почв, мг С/кг почвы; W – влажность, %.

Методом множественного регрессионного анализа данных, полученных в результате изучения почв лесных экосистем северной, средней и южной тайги, установлена следующая зависимость эмиссии CO_2 от следующих параметров и свойств почв (20):

$$\text{Эмиссия} = 355 + 0.23\text{С экстр} + 0.16\text{С мик} - 17.7T,\ r = 0.48,\ P < 0.05,\ n = 242, \tag{20}$$

где эмиссия, мг CO_2/(м^2 ч); T – температура почвы на глубине 15 см, °С; С экстр – содержание экстрагируемого углерода почв, мг С/кг почвы; С мик – содержание углерода микробной биомассы почв, мг С/кг почвы.

Вклад каждого из факторов в оценку эмиссии CO_2 характеризует регрессионное уравнение в стандартизованном виде:

$$\text{Эмиссия} = 0.29\text{С экстр} + 0.26\text{С мик} - 0.20T. \tag{21}$$

Наибольшее значение имеет содержание экстрагируемого углерода и углерода микробной биомассы почв, меньшее значение – температура почв. Множественный коэффициент корреляции, характеризующий связь эмиссии CO_2 с рассмотренным набором факторов среды, равен 0.48, коэффициент детерминации, характеризующий качество рассмотренной линейной регрессионной модели, равен 0.23.

ОБСУЖДЕНИЕ

Содержание экстрагируемого углерода и углерода микробной биомассы почв. Анализ данных по содержанию экстрагируемого и микробного углерода почв свидетельствует об их высокой пространственной вариабельности во всех исследованных экосистемах. Особенно сильно это отмечается в почвах сосняков зеленомошных и лишайниковых северотаежной подзоны.

Почвы сосняков северной и южной тайги статистически значимо не отличаются по средним величинам содержания углерода микробной биомассы в верхнем (0–15 см) слое (153 ± 64 и 150 ± ± 70 мг С/кг почвы соответственно). Установлено, что содержание углерода микробной биомассы почв лесных экосистем средней тайги статистически значимо отличается и в 2.3 раза превышает аналогичный параметр почв лесных экосистем северной и южной тайги.

Статистически значимые различия содержания углерода микробной биомассы почв в северной тайге выявляются на экосистемном уровне. Содержания углерода микробной биомассы в 1.5 раза больше в почвах сосняков зеленомошных, чем сосняков лишайниковых. Полученные данные по содержанию углерода микробной биомассы почв сопоставимы с литературными материалами для экосистем северной тайги и тундры [25–27, 34].

Сравнительный анализ данных, характеризующих почвы лесных экосистем в северной, средней и южной тайге, показал, что ведущим фактором, определяющими содержание углерода микробной биомассы почв, является влажность почвы. Кроме этих факторов статистически значимое влияние на содержание углерода микробной биомассы почв в северной тайге оказывает мощность органогенного слоя, а в средней и южной тайге – температура почвы.

Установлено, что среднее содержание экстрагируемого углерода почв достоверно отличается и возрастает при перемещении с юга на север в следующем ряду: сосняки южной тайги < ельники средней тайги < сосняки северной тайги. Статистически значимые различия по содержанию экстрагируемого углерода характерны и для почв лесных экосистем северной тайги. Содержание экстрагируемого углерода почти в 4 раза больше в почвах сосняков зеленомошных, чем сосняков лишайниковых.

Ведущим фактором, определяющим варьирование содержания экстрагируемого углерода почв, является мощность органогенного слоя. Впрочем, данная зависимость была выявлена только для сосняков северной тайги, что обусловлено большим влиянием других факторов в средней и южной тайге, а также органо-минеральным характером верхнего (0–15 см) слоя почвы.

Эмиссия CO_2 почв. Почвы лесных экосистем южной тайги, так же как северной тайги Западной Сибири, в пик вегетационного сезона (июнь–август 2017, 2018 гг.) характеризуются невысокими значениями эмиссии диоксида углерода (256 ± 6 и 251 ± 12 мг CO_2/(м^2 ч) соответственно), что свидетельствует об их невысокой биологической активности по сравнению с почвами других природных зон [14, 15, 17, 19, 29, 39]. Средние значения эмиссии CO_2 из почв сравниваемых регионов статистически значимо не различаются, что объясняется ее высокой пространственной вариабельностью.

В северной тайге эмиссия CO_2 из подзолов сосняков зеленомошных в 1.7 раза выше, чем из подбуров сосняков лишайниковых. Причиной этого

является как большая мощность органогенного слоя и значительная доля корневого дыхания, так и особенности органического вещества. Органическое вещество почв сосняков зеленомошных характеризуется высоким содержание лабильных, легкодоступных форм и большим по сравнению с почвами сосняков лишайниковых содержанием углерода микробной биомассы, что обусловливает высокие скорости деструкции, выражающиеся в интенсивной эмиссии диоксида углерода. Биологическая активность более богатых элементами питания почв зеленомошных лесов выше по сравнению с лишайниковыми. Установлено, что эмиссия CO_2 почвами сосняков зеленомошных в бóльшей степени определяется температурой почвы, а в меньшей – влажностью почвы. Для почв сосняков лишайниковых характерна другая зависимость: наибольшее влияние на эмиссию CO_2 почв оказывает содержание экстрагируемого углерода почв.

Полученные результаты показывают, что пространственная вариабельность эмиссии CO_2 значительно связана с температурой и влажностью почвы, свойствами органического вещества почв, а также корневым дыханием. Сравнение результатов множественного регрессионного анализа данных, характеризующих почвы сосняков северной, средней и южной тайги, показало, что ведущим фактором, определяющим эмиссию CO_2 почв, является температура почвы. Кроме этого фактора статистически значимое влияние на эмиссию CO_2 в почвах северной тайги оказывает содержание экстрагируемого органического вещества и ее влажность. Изучаемая зависимость эмиссии CO_2 из почв от рассматриваемых условий среды более четко проявляется в северной тайге, о чем свидетельствует лучшее качество регрессионной модели. В целом коэффициенты детерминации этих моделей довольно низкие, что обусловлено, вероятно, недоучетом такого параметра, как корневое дыхание. Для почв лесных экосистем велика доля дыхания корней в общей эмиссии диоксида углерода. Как известно, под естественной растительностью она может достигать от 20 до 90% [17]. Установлено, что для региона исследования, по нашим данным, доля корневого дыхания составляет 10–50% в зависимости от типа биогеоценоза [7].

Анализ взаимосвязи компонентов углеродного цикла почв и факторов среды в лесных экосистемах таежной зоны Западной Сибири установил, что наибольшее влияние на эмиссию CO_2 почв в пик вегетационного сезона оказывает содержание экстрагируемого углерода и углерода микробной биомассы почв, меньшее значение – температура почв, а на содержание углерода микробной биомассы – влажность почв.

Полученные статистически значимые корреляции эмиссии диоксида углерода с влажностью и температурой почвы согласуются с выводами ведущих ученых о важнейшей роли абиотических факторов (температуры и влажности почвы, уровня грунтовых вод и т.д.) в продуцировании, перераспределении и выделении парниковых газов из почв [12, 14, 17, 20, 29, 39, 45]. Суммарный вклад таких факторов, как температура и влажность почв, во временную динамику оценивают от 70 до 90% [20], при этом на долю влажности почвы приходится не более 15% [22].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате проведенных исследований свойств почв и факторов среды можно констатировать, что эмиссия CO_2 почв, содержание экстрагируемого и микробного углерода почв характеризуется высокой пространственной вариабельностью во всех исследованных экосистемах. Особенно сильно это отмечается в почвах сосняков зеленомошных и лишайниковых северо-таежной подзоны. Данный факт говорит о необходимости детального исследования эмиссии парниковых газов почв из всех экосистем, которые типичны для данной природной зоны. Недоучет пространственной неоднородности свойств почв и особенностей режимов их функционирования может привести к существенным искажениям оценок суммарных потоков парниковых газов и созданных на их основе прогнозных моделей климатических изменений.

Сосняки зеленомошные и сосняки лишайниковые, расположенные в северо-таежной зоне, статистически значимо отличаются по всем исследованным параметрам углеродного цикла почв и факторам среды. Почвы сосняков зеленомошных характеризуются превышением по сравнению с почвами сосняков лишайниковых таких показателей, как содержание углерода микробной биомассы (в 1.5 раза), содержание экстрагируемого углерода (в 4 раза), эмиссия CO_2 (в 1.7 раза). В северо-таежной зоне эмиссия диоксида углерода почвами сосняков зеленомошных в бóльшей степени определяется температурой почвы, а в меньшей – влажностью почвы. Для почв сосняков лишайниковых северо-таежной зоны характерна другая зависимость: наибольшее влияние на эмиссию CO_2 почв оказывает содержание экстрагируемого углерода почв.

Главным фактором, определяющим эмиссию CO_2 почв лесных экосистем северной, средней и южной тайги, является температура почвы. Кроме этого фактора статистически значимое влияние на эмиссию CO_2 в почвах северной тайги оказывает содержание экстрагируемого органического вещества и их влажность. Изучаемая зависимость эмиссии CO_2 из почв от рассматриваемых условий среды более четко проявляется в северной тайге, о чем свидетельствует лучшее качество регрессионной модели.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Исследование выполнено в рамках Госзадания № 116020950097-4. Экспедиционные и лабораторные исследования осуществляли при финансовой поддержке гранта Президента РФ (проект № МК-1181.2018.5).

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Бобрик А.А., Гончарова О.Ю., Матышак Г.В., Дроздов Д.С., Пономарева О.Е.* Вклад абиотических факторов в пространственное варьирование эмиссии CO_2 почв лесотундровой зоны Западной Сибири (Новый Уренгой) // Криосфера Земли. 2017. Т. 21. № 2. С. 52–59.
2. *Бобрик А.А., Гончарова О.Ю., Матышак Г.В., Петржик Н.М., Дроздов Д.С.* Пространственное распределение компонентов углеродного цикла почв и факторов среды в южнотундровых экосистемах на полуострове Тазовский // Криосфера Земли. 2018. Т. 22. № 6. С. 45–54.
3. *Бобрик А.А., Гончарова О.Ю., Матышак Г.В., Рыжова И.М., Макаров М.И.* Влияние геокриологических условий и свойств почв на пространственное варьирование эмиссии CO_2 почвами плоскобугристых болот островной криолитозоны Западной Сибири // Почвоведение. 2016. № 12. С. 1445–1456. https://doi.org/10.7868/S0032180X1610004X
4. *Ваганов В.А., Ведрова Э.Ф., Верховец С.В., Ефремов С.П., Ефремова Т.Т., Круглов В.Б., Онучин А.А., Сухинин А.И., Шибистова О.Б.* Леса и болота Сибири в глобальном цикле углерода // Сибирский экологический журн. 2005. № 4.С. 631–649.
5. *Васильевская В.Д., Иванов В.В., Богатырев Л.Г.* Почвы севера Западной Сибири. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1986. 227 с.
6. *Глаголев М.В., Головацкая Е.А., Шнырев Н.А.* Эмиссия парниковых газов на территории Западной Сибири // Сибирский экологический журн. 2007. № 2. С. 197–210.
7. *Гончарова О.Ю., Матышак Г.В., Бобрик А.А., Тимофеева М.В., Сефилян А.Р.* Оценка вклада корневого и микробного дыхания в общий поток CO_2 из торфяных почв и подзолов севера Западной Сибири методом интеграции компонентов // Почвоведение. 2019. № 2. С. 234–245.
8. *Добровольский Г.В., Урусевская И.С.* География почв. М.: Изд-во Моск. ун-та. 2004. 460 с.
9. *Замолодчиков Д.Г., Грабовский В.И., Курц В.А.* Управление балансом углерода лесов России: прошлое, настоящее и будущее // Устойчивое лесопользование. 2014. № 2. С. 23–31.
10. *Инишева Л.И., Сергеева М.А., Смирнов О.Н.* Депонирование и эмиссия углерода болотами Западной Сибири // Научный диалог. Вып. 7. Естествознание и экология. 2012. С. 61–74.
11. *Кадулин М.С., Смирнова И.Е., Копцик Г.Н.* Эмиссия диоксида углерода почвами лесных экосистем заповедника “Пасвик” в Кольской Субарктике // Почвоведение. 2017. № 9. С. 1098–1112.
12. *Кобак К.И.* Биотические компоненты углеродного цикла. М.: Гидрометсоиздат, 1988. 248 с.
13. *Кудеяров В.Н., Заварзин Г.А., Благодатский С.А. и др.* Пулы и потоки углерода в наземных экосистемах России. М.: Наука, 2007. 315 с.
14. *Курганова И.Н.* Эмиссия и баланс диоксида углерода в наземных экосистемах России. Автореф. дис. ... докт. биол. н. Пущино, 2010. 50 с.
15. *Курганова И.Н., Кудеяров В.Н.* Оценка потоков диоксида из почв таежной зоны России // Почвоведение. 1998. № 9. С. 1058–1070.
16. *Макаров М.И., Шулева М.С., Малышева Т.И., Меняйло О.В.* Растворимость лабильных форм углерода и азота почв в K_2SO_4 разной концентрации // Почвоведение. 2013. № 4. С. 408–413.
17. *Наумов А.В.* Дыхание почвы: составляющие, экологические функции, географические закономерности. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2009. 208 с.
18. *Рыжова И.М., Подвезенная М.А.* Пространственная вариабельность запасов органического углерода в почвах лесных и степных биогеоценозов // Почвоведение. 2008. № 12. С. 1429–1437.
19. *Семенюк О.В., Ильяшенко М.А., Бобрик А.А.* Оценка экологических функций парковых почв на основе показателей их биологической активности // Проблемы агрохимии и экологии. 2013. № 3. С. 35–39.
20. *Смагин А.В.* Газовая фаза почв. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2005. 301 с.
21. *Честных О.В., Замолодчиков Д.Г., Уткин А.И.* Общие запасы биологического углерода и азота в почвах лесного фонда России // Лесоведение. 2004. № 4. С. 30–42.
22. *Bekele A., Kellman L., Beltrami H.* Soil Profile CO_2 concentrations in forested and clear cut sites in Nova Scotia, Canada // Forest Ecology and Management. 2007. 242. P. 587–597.
23. *Brookes P.C., Landman A., Pruden G., Jenkinson D.S.* Chloroform fumigation and the release of soilnitrogen: A rapid direct extraction method to measure microbial biomass nitrogen in soil // Soil Biol. Biochem. 1985. № 17. P. 837–842. https://doi.org/10.1016/0038-0717(85)90144-0
24. *Chantigny M.H.* Dissolved and water – extractable organic matter in soils: a review on the influence of land use and management practices // Geoderma. 2003. V. 113. P. 357–380. https://doi.org/10.1016/S0016-7061(02)00370-1
25. *Cheng W., Virginia R.A.* Measurement of microbial biomass in Arctic tundra soils using fumigation-extraction and substrate-induced respiration procedures // Soil Biol. Biochem. 1993. V. 25. № 1. P. 135–141.
26. *Cheng W., Virginia R.A., Oberbauer S.F., Tenhunen J.D., Gillespie C.T., Reynolds J.F* Soil nitrogen, microbial biomass and respiration along an arctic toposequence // Soil Science Society of America J. 1998. V. 62. P. 654–662.
27. *Fisk M.C., Ruether K.F., Yavitt J.B.* Microbial activity and functional composition among northern peatland ecosystems // Soil Biol. Biochem. 2003. № 35. P. 591–602.
28. *Filipchuk A., Moiseev B., Malysheva N., Strakhov V.* Russian forests: A new approach to the assessment of carbon stocks and sequestration capacity // Environmental Development. 2018. № 26. P. 68–75.

29. *Goncharov A.A., Gongalsky K.B., Yazrikova T.E., Kostina N.V., Korobushkin D.I., Makarov M.I., Zaitsev A.S.* Greenhouse gas-producing soil biological activity in burned and unburned forests along a transect in European Russia // Applied Soil Ecology. 2020. № 148. P. 103491.
30. *Joergensen R.G., Wu J., Brookes P.C.* Measuring soil microbial biomass using an automated procedure // Soil Biol. Biochem. 2011. V. 43. P. 873–876.
31. *Köster E., Köster K., Berninger F., Prokushkin A., Aaltonen H., Zhou X., Pumpanen J.* Changes in fluxes of carbon dioxide and methane caused by fire in Siberian boreal forest with continuous permafrost // J. Environmental Management. 2018. V. 228. P. 405–415.
32. *Martens R.* Current methods for measuring microbial biomass C in soil: Potentials and limitations // Biol. Fertil. Soils. 1995. V. 19. P. 87–99.
33. *Ping C.L., Jastrow J.D., Jorgenson M.T., Michaelson G.J., Shur Y.L.* Permafrost soils and carbon cycling // Soil. 2015. V. 1. P. 147–171.
34. *Polita H., Sarjala T.* Seasonal fluctuation in microbial biomass and activity along a natural nitrogen gradient in a drained peatland // Soil Biol. Biochem. 2004. № 36. P. 1047–1055.
35. *Pumpanen J., Kolari P., Ilvesniemi H. et al.* Comparison of different chamber techniques for measuring soil CO_2 efflux // Agricultural and Forest Meteorology. 2004. V. 123. P. 159–176
36. *Raich J.W., Potter C.S.* Global patterns of carbon dioxide emissions from soils // Global Biogeochemical Cycles.1995. V. 9. P. 23–36.
37. *Riveros-Iregui D.A., McGlynn B. L., Epstein H.E., Welsch D.L.* Interpretation and evaluation of combined measurement techniques for soil CO_2 efflux: Discrete surface chambers and continuous soil CO_2 concentration probes // J. Geophysical Research. 2008. V. 113.
38. *Rodionov A., Flessa H., Grabe M., Kazansky O.A., Shibistova O., Guggenberger G.* Organic carbon and total nitrogen variability in permafrost-affected soils in a forest tundra ecotone // European J. Soil Science. 2007. № 58. P. 1260–1272.
39. *Song X., Wang G., Hu Z., Ran F., Chen X.* Boreal forest soil CO_2 and CH_4 fluxes following fire and their responses to experimental warming and drying // Science of the Total Environment. 2018. № 664. P. 862–872.
40. *Sparling G.P., Feltham C.W., Reynolds J., West W., Singleton P.* Estimation of soil microbial C by a fumigation-extraction method: use on soils of high organic matter content, and a reassessment of the k_{ec}-factor // Soil Biol. Biochem. 1990. V. 22. № 3. P. 301–307.
41. *Tarnocai C. et al.* Soil organic carbon pools in the northern circumpolar permafrost region // Global Biogeochemical Cycles. 2009. V. 23. Iss. 2.
42. *Vance E.D., Brookes P.C., Jenkinson D.S.* An extraction method for measuring soil microbial biomass C // Soil Biol. Biochem. 1987. V. 19. P. 703–707.
43. *Wang G.X., Qian J., Cheng G.D., Lai Y.M.* Soil organic carbon pool of grassland soils on the Qinghai-Tibetan Plateau and its global implication // Science Total Environment. 2002. V. 291(1–3). P. 207–217.
44. World Reference Base for Soil Resources 2014. International soil classification system for naming soils and creating legends for soil maps. World Soil Resources Reports No. 106. FAO, Rome.
45. *Xu M., Qi Y.* Soil-surface CO_2 efflux and its spatial and temporal variations in a young ponderosa pine plantation in northern California // Global Change Biology. 2001. V. 7. P. 667–677.

Spatial Distribution of Components of Soils Carbon Cycle in Forest Ecosystems of North, Middle and South Taiga of Western Siberia

A. A. Bobrik[1,*], O. Yu. Goncharova[1], G. V. Matyshak[1], I. M. Ryzhova[1], M. I. Makarov[1], and M. V. Timofeeva[1]

[1]Lomonosov Moscow State University, Moscow, 119991 Russia

**e-mail: ann-bobrik@yandex.ru*

In the course of studies in typical forest ecosystems of the northern, middle, and southern taiga of Western Siberia performed at the peak of the growing season, the spatial variation and the relationship of CO_2 emissions of soils, the content of extracted and microbial carbon of soils, and also hydrothermal parameters of soils were estimated. The studied parameters of the soil carbon cycle are characterized by high spatial variability in all ecosystems studied. This fact indicates the need for a detailed investigation of the greenhouse gas emission from soils in all ecosystems that are typical for a natural zone. The soils of green-moss pine forests of the northern taiga significantly differ statistically of soils under the lichen pine forest, and are characterized by an excess of such indicators as the carbon content of microbial biomass by 1.5 times (195 ± 24 and 127 ± 16 mg C/kg of soil, respectively), the content of extracted carbon by 4 times (157 ± 25 and 41 ± 5 mg C/kg of soil, respectively), CO_2 emission by 1.7 times (324 ± 20 and 190 ± 10 mg $CO_2/(m^2\ h)$, respectively). In the northern taiga zone, carbon dioxide emissions from soils of green-moss pine forests are largely determined by the temperature of the soil, and to a lesser extent, by the moisture of the soil. Another relationship is characteristic of the soils of pine forests of the lichen taiga zone: the content of extracted carbon of soils has the greatest influence on the CO_2 emission by soils. Significant factors influencing the CO_2 emission from soils of forest ecosystems of the taiga zone are the content of extractable and microbial carbon of soils, as well as their hydrothermal parameters.

Keywords: CO_2 emission, extractable carbon, carbon of microbial biomass, Podzols

ПОЧВОВЕДЕНИЕ, 2020, № 11, с. 1341–1352

ХИМИЯ ПОЧВ

УДК 631.421

ОСОБЕННОСТИ КРУГОВОРОТА БИОФИЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ПОДСТИЛКАХ ЭКОСИСТЕМ ПОЛУПУСТЫНИ СЕВЕРНОГО ПРИКАСПИЯ

© 2020 г. Н. Ю. Кулакова*

Институт лесоведения РАН, Советская, 21, с. Успенское, Московская обл., 143030 Россия

**e-mail: nkulakova@mail.ru*

Поступила в редакцию 29.01.2020 г.
После доработки 30.03.2020 г.
Принята к публикации 24.04.2020 г.

С использованием данных натурного четырехлетнего эксперимента по разложению растений-доминантов степных и пустынных фитоценозов, опада дуба черешчатого, интродуцированного в условия полупустыни, и фекалий овец, поступающих на пастбища, определены скорости круговорота и основные механизмы аккумуляции биофильных элементов (C, N, P, K) в подстилках нативных, лесных и пастбищных экосистем Северного Прикаспия (Волгоградская область, Джаныбекский стационар Института лесоведения РАН). Найдено, что в подстилках нативных степных ассоциаций накапливается в 16–19 раз больше C и N и в 2–2.5 раза больше K и P, чем в пастбищных. Нативные растительные сообщества пустыни аккумулируют в подстилке C, N, P и K в 1.5 раза интенсивнее, чем пастбищные. В подстилке дубового насаждения запасы основных биофильных элементов в 5–8 раз больше, чем в степной подстилке. Показано, что в 6–7 раз более низкая, чем в степной подстилке, скорость круговорота биофильных элементов в подстилке дубового насаждения соответствуют более низким, чем у растений-доминантов степных ассоциаций значениям констант разложения листьев дуба. На порядок более высокая, чем в нативных степных ассоциациях, скорость разложения подстилок в фитоценозах с разреженной растительностью (степных пастбищных и пустынных нативных и пастбищных), вероятно, связана с усилением фотодеградации растительных остатков под действием света. Особенности формирования подстилок необходимо учитывать при оценке стабильности антропогенных экосистем в регионе.

Ключевые слова: разложение подстилки, скорость круговорота биофильных элементов, насаждения дуба черешчатого, пастбища

DOI: 10.31857/S0032180X20110076

ВВЕДЕНИЕ

Степные биоценозы отличаются низкой скоростью разложения органического материала, поступающего на поверхность почвы [1]. Скорость разложения подстилки в первую очередь определяется климатическими параметрами и химическим составом органических остатков [19, 22]. На скорость разложения влияют свойства почвы [24], разнообразие состава растений [31, 34], а также другие факторы, например, находится ли подстилка под пологом леса или на поляне [28] и соприкасается ли опад с поверхностью почвы [24]. Показано, что на активность процесса разложения указывают, в частности, такие особенности напочвенного покрова, как долевое участие в опаде олиготрофных и нитрофильных видов растений [18]. В условиях дефицита влаги и низкой активности биоты важную роль в процессах разложения играет фотодеградация растительных остатков под действием света [27].

Скорость разложения растительного опада, как правило, уменьшется со временем, при этом высокая концентрация азота в первой фазе, когда разложению подвергается целлюлоза, способствует увеличению скорости разложения, а когда разложению подвергается лигнин – препятствует [21]. Одним из наиболее быстро выщелачиваемых из подстилки элементом является калий [23, 35]. Иммобилизация или потеря фосфора в лесных подстилках определяются соотношениями лигнин/P [35] или углерод (C)/P [23].

В аридных условиях низкая скорость разложения растительных остатков может быть связана с незначительной численностью растительноядных беспозвоночных, особенно характерной для микроповышений с солонцовыми почвами [5]. В лесных искусственных насаждениях мезофауна более активно участвует в процессах разложения. В основном это сапротрофные личинки двукрылых, среди которых преобладают *Bibionidae* (*Bibio marci*),

Tipulidae (*Tipula peliostigma*) [6]. Однако воздействие даже этих, наиболее активных сапротрофов, локализовано и их распространение очень неравномерно [6].

В последние десятилетия из-за усилившегося антропогенного прессинга и естественной цикличности в изменении численности животного населения [11], резко уменьшилось влияние диких травоядных млекопитающих на скорость и емкость круговорота биофильных элементов. Так, плотность расселения сусликов (*Spermophilus pygmaeus*) уменьшилась от 25–35 особей на га в 80-ых годах XX в. [11] до единично встречающихся в наши дни. В этот же период сократилась и численность сайгаков [11]. Хозяйственная деятельность человека привела к возникновению новых экосистем в полупустыне. Земли, не занятые под сельскохозяйственные культуры, используются под пастбища с разной интенсивностью выпаса. Созданы лесные экосистемы, выполняющие важные социальные и хозяйственные функции (это зоны рекреации, полезащитные кулисы, солнцезащитные зонты для скота). Наиболее долговечны насаждения на лугово-каштановых почвах понижений (Haplic Kastanozem по классификации WRB 2014 [32]), а одной из перспективных пород для лесоразведения в засушливых регионах является дуб черешчатый [15].

В антропогенно-преобразованных экосистемах изменяются не только количество и состав поступающих на поверхность почвы растительных остатков, но и условия их разложения, в частности температура, влажность, освещенность. Поэтому кардинально изменяются скорость круговорота элементов и их депонирование в подстилке, что определяет устойчивость и продуктивность экосистем [3, 4, 12]. Влияние антропогенного фактора на особенности круговорота основных биофильных элементов в условиях полупустыни Северного Прикаспия ранее не изучалось, хотя такие исследования актуальны для получения прогнозных оценок стабильности созданных экосистем.

Цель представляемого исследования состояла в сравнении объема и скорости круговорота C, N, P и K в подстилках естественных (степных и пустынных) растительных сообществ, созданных лесных насаждений и пастбищных экосистем, а также в выявлении механизмов, определяющих особенности круговорота этих элементов в антропогенных экосистемах.

Район исследований. Работа проводилась на Джаныбекском стационаре Института лесоведения РАН, расположенном в северо-западной части Прикаспийской низменности (49°25′ N, 46°46′ E). Естественные растительные сообщества относят к пустынному, сухостепному и степному типам. Исследовались пустынные и степные сообщества, занимающие в равных долях примерно 80% территории [13]. Пустынные сообщества приурочены к микроповышениям с солонцами (Gypsic Salic Solonetz (Albic, Loamic, Columnic, Cutanic, Differentic) по классификации WRB 2014 [32]) [13]. Эдификаторами растительных ассоциаций в них являются полынь черная (*Artemísia pauciflora* Web.) и прутняк (*Kochia prostrata* Schrad.). Степные фитоценозы на лугово-каштановых почвах (Haplic Kastanozem (Loamic)) приурочены к микро- и мезопонижениям. Здесь преобладают дерновинные злаки – ковыль (*Stipa lessingiana,* Trin.&Rupr) и типчак (*Festuca valesiaca Gaudin*).

Для исследования нативных и антропогенно-нарушенных растительных ассоциаций степного и пустынного типов были выбраны 2 участка с комплексным почвенным покровом, включающим солонцы и лугово-каштановые почвы [13]: 1 – заповедный – площадью ~20 га, с очень ограниченной пастьбой животных; 2 – пастбище с более чем 20-летним выпасом животных, преимущественно овец. Исследовалось также мертвопокровное насаждение дуба черешчатого 70-летнего возраста на лугово-каштановых почвах. Расстояние между деревьями в ряду составляет 1 м, между рядами – 2.5 м.

Методы исследования. Исследовали скорость разложения пяти видов растений: листья, стебли и соцветия с семенами злаков – типчака (*Festuca valesiaca* Gaudin) и ковыля (*Stipa lessingiana* Trin. & Rupr), однолетние побеги полукустарничков – полыни (*Artemísia pauciflora* Web) и прутняка (*Kochia prostrata* Schrad), опад дуба черешчатого (*Quercus robur* L.), а также овечий помет. С этой целью были сформированы специальные сетчатые пакеты с растительным материалом или с пометом, которые помещали в тех местах, куда этот материал поступает в естественных условиях: типчак и ковыль – в микропонижениях, полынь черная и прутняк – на микроповышениях. Пакеты с опадом дуба закрепляли на поверхности почвы в насаждении, а с образцами овечьего помета – и в микропонижениях, и на микроповышениях. Растения отбирались в конце вегетационного периода и не измельчались, а брались целиком, чтобы воспроизвести условия разложения, складывающиеся в естественных условиях, когда отмерший растительный материал попадает на поверхность почвы. Из-за мозаичности растительного покрова произрастание видов и поступление опада каждого вида растений локализовано, поэтому пакеты содержали растения только одного вида. Их укладывали на поверхность почвы, предварительно выкопав имеющиеся на площадке растения и слегка утрамбовав поверхность площадки. Масса образцов составляла 50 г. На специально огороженные площадки закладывали по 6 пакетов каждого вида растений. Ячейки верхней сетки пакетов имели диаметр 2 мм, нижней – 0.2 мм, что было связано с очень небольшим размером семян

некоторых растений. Образцы компостировали в течение четырех лет (с осени 2011 по осень 2015 г.). Каждый год в конце вегетационного периода пакеты аккуратно переносили в лабораторию, с помощью лупы убирали минеральные частицы почвы, занесенные в сетку, и взвешивали образец. Из каждого пакета изымали часть образца для анализа. В изъятой части определяли массу и влажность, концентрацию C, N, P, K. Оставшуюся часть образца взвешивали, пересчитывали массу с учетом влажности, измеренной в изъятой части, и затем пакеты возвращали на прежнее место.

Для оценки массы растительного опада в степных и в пустынных фитоценозах мы воспользовались данными 60-летнего мониторинга динамики продуктивности, проводимом на Джаныбекском стационаре ИЛАН РАН [16], считая, что средняя многолетняя наземная продуктивность фитоценозов приблизительно соответствует величине среднего ежегодного поступления мортмассы на поверхность почвы. Учет опада дуба проводили в 2014 и 2015 гг. с помощью опадоуловителей площадью 1 м^2 в трех- и четырехкратной повторности. Массу горизонтов подстилки (горизонты L – листовой, F – ферментации, H – гумификации) определяли осенью на площадках 0.4 м^2 в шестикратной повторности в течение трех лет. Масса фекалий животных, поступающих на поверхность почвы в условиях выпаса, была определена на пробных площадях исследуемого пастбища Абатуровым [8]. Для вычисления изъятой животными фитомассы на пастбище воспользовались данными Абатурова по пересчету массы фекалий на потребленную кормовую массу [2, 8].

Концентрацию C и N в образцах, компостируемых на поверхности почвы, и пробах подстилки определяли на автоматическом анализаторе элементного состава Mario MICRO (Elementar, Германия), P и K – рентгенфлуоресцентным методом (РФА) на Спектроскане МАКС-GV (“НПО "СПЕКТРОН”, Россия). Все определения проводили в сухих образцах, растертых до состояния пудры.

Обработка данных. Массу образца в % от массы предыдущего года рассчитывали по формуле:

$$M_{it} = (M_t / M_{t-1}) \times 100, \quad (1)$$

где M_t – масса образца в граммах в текущий год исследований, M_{t-1} – масса образца в граммах в предыдущий год исследований.

Массу образца в текущий год исследований, в % от массы образца до компостирования определяли по уравнению:

$$M_{0-t} = M_0 M_{i1}/100\, M_{i2}/100 \ldots M_{it}/100, \quad (2)$$

где M_0 – масса образца в граммах до начала компостирования, M_{i1}, M_{i2}, M_{it} вычисляли по формуле (1).

Массу элемента x в компостируемом образце в год t, выраженную в % от массы элемента до компостирования, вычисляли согласно формуле:

$$M_{[x]0-t} = M_{0-t}[x]_t / [x]_0, \quad (3)$$

где $[x]_t$ – концентрация элемента в t-год исследований, $[x]_0$ – его концентрация до начала компостирования, M_{0-t} рассчитывали по формуле (2).

Массу органических остатков, аккумулирующихся на поверхности почвы за 4 года, вычисляли по формуле:

$$M = m(M_{0-1} + M_{0-2} + M_{0-3} + M_{0-4}), \quad (4)$$

где m – масса опада, M_{0-1} ... M_{0-4} вычисляли по формуле (2).

Массу элемента, накапливающуюся на поверхности почвы за 4 года, определяли согласно уравнению:

$$M_{[x]} = m[x]_0(M_{[x]0-1} + M_{[x]0-2} + M_{[x]0-3} + M_{[x]0-4}), \quad (5)$$

где $M_{[x]0-1} \ldots M_{[x]0-4}$ вычислены по формуле (3).

Константу разложения (k) вычисляли по формуле, предложенной Berg and McClaugherty [22]:

$$k = -\ln(M_{t-1}/M_t)/T, \quad (6)$$

где T – период исследований, выраженный в годах.

Статистическую обработку данных проводили в программах MS Base Statistica 6 и Excel 2010. С помощью двухфакторного дисперсионного анализа (ANOVA) исследовали влияние вида образцов и времени их компостирования на скорость потери массы образцами и изменение концентрации биофильных элементов в образцах. После знака ± в таблицах и с помощью планок погрешностей на графиках показан доверительный интервал при уровне значимости $\alpha < 0.05$.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Изменение массы образцов в процессе компостирования. Скорость потери массы компостируемыми образцами определялась главным образом видом растительных остатков. Двухфакторный дисперсионный анализ с повторениями (ANOVA) данных по изменению массы образцов в процессе компостирования (табл. 1) показал, что воздействие этого фактора составило 47% от влияния всех учтенных и неучтенных (температуры, влажности и т.д.) факторов ($F = 73.27$, $P < 0.001$ при Fк $= 2.28$). Выявлено также отсутствие зависимости скорости разложения всего объема образцов от фактора времени.

Константы разложения, подсчитанные по формуле (6) для каждого года, показывают, что скорость разложения злаков увеличивалась со временем, в то время как скорость разложения

Таблица 1. Ежегодные изменения массы образцов (над чертой *) и значений констант разложения (*k*, под чертой) при компостировании

Образец	Год исследования				*k* разложения за 4 года
	первый	второй	третий	четвертый	
Ковыль Лессинга	60.13 ± 6.17 / 0.51	59.71 ± 6.21 / 0.52	53.16 ± 7.28 / 0.63	50.53 ± 4.20 / 0.68	0.58
Типчак	71.73 ± 3.8 / 0.33	62.80 ± 5.01 / 0.47	52.37 ± 4.51 / 0.65	38.58 ± 6.04 / 0.95	0.60
Прутняк	55.17 ± 5.92 / 0.59	69.73 ± 6.37 / 0.36	82.91 ± 5.24 / 0.19	98.36 ± 3.03 / 0.02	0.29
Полынь	69.37 ± 5.5 / 0.37	64.59 ± 7.22 / 0.44	77.43 ± 7.28 / 0.26	67.08 ± 5.10 / 0.40	0.36
Листья дуба	97.50 ± 4.46 / 0.03	82.22 ± 3.44 / 0.20	89.71 ± 2.67 / 0.11	82.14 ± 5.09 / 0.20	0.13
Фекалии овец	55.22 ± 1.10 / 0.59	79.78 ± 8.37 / 0.23	73.14 ± 5.11 / 0.31	58.22 ± 5.36 / 0.54	0.42

* Масса образца выражена в % от значений предыдущего года (формула (1)).

образцов прутняка уменьшалась. В остальных образцах изменения не имели определенного тренда.

Различия в скорости потери массы растительными образцами частично объясняются особенностями морфологии растений. У прутняка высокая скорость разложения в начальный период связана с разложением листвы, составляющей до 50% от массы взрослого растения. Более грубые стебли этого растения разлагаются медленнее. У полыни доля ветвей больше по массе, поэтому фазы разложения, связанные с морфологией, менее выражены.

В результате четырехлетнего компостирования осталось менее 10% от первоначальной массы злаков, 20–30% – от массы помета и кустарничков и около 60% – от массы образцов листьев дуба (рис. 1, А). За четырехлетний период на поверхности почвы в пустынных сообществах накапливается около 27% от массы опада первого года, около 34% от растительных остатков, поступивших во второй год, приблизительно 42% – от поступивших на поверхность в третий год и около 62% – в четвертый год. То есть масса растительных остатков, депонирующихся на поверхности почвы за 4 года в пустынных сообществах, составляет 41% от поступившего за этот период опада, в степных – достаточно близкая цифра – около 35%, в насаждении дуба – 77%. От поступившего помета сохраняется 39% массы.

Изменение концентрации элементов в процессе компостирования. *Содержание N* в растениях до компостирования различалось: наименьшие значения отмечены в злаках – 0.72–0.76% (рис. 2, А), близкие – в листьях дуба, больше в 1.5–2 раза в кустарничках, и в два с половиной раза больше в помете. В конце четырехлетнего периода образцы оказались более однородными по содержанию N: наименьшие значения, отмеченные в образцах типчака – 1.76%, были в 1.3 раза меньше, чем наибольшие, наблюдаемые в образцах помета.

Двухфакторный дисперсионный анализ с повторениями показал, что на содержание N в образцах влияет как вид образцов ($F = 84.4$ при $P < 0.001$, $F_к = 2.4$), так и фактор времени ($F = 18.3$ при $P < 0.001$, $F_к = 2.4$). Влияние первого фактора оценивается в 52%, второго – в 11%.

Содержание C в растительных образцах до компостирования было достаточно однородным (рис. 2, Б), более высоким содержанием выделялись только образцы листьев дуба, достоверно отличаясь по этому показателю (при $P = 0.95$, $n = 6$) от всех образцов, кроме растений полыни. В растительных образцах содержание C уменьшалось от начала компостирования (44–46%) к третьему году (33–40%), затем вновь увеличилось (40–45%). В помете овец содержание C до компостирования было в 1.6 раза меньше, чем среднее содержание в растительных образцах, но уже через год оно приблизилось к значениям в растительных образцах.

Через 4 года значимых различий между растительными образцами в содержании C не обнаружено, хотя внутри одного вида образцов, возможно, в силу немного разного увлажнения в естественных условиях, значения варьировали сильнее, чем в начале эксперимента. Двухфакторный дисперсионный анализ с повторениями показал влияние обоих факторов – и вида образцов и времени компостирования на содержание в образцах C. Большее влияние на содержание C оказывал первый фактор – 47% (при $F = 74.9$, $P < 0.001$, $F_к = 2.3$), а фактор времени – 22% (при $F = 43.5$, $P < 0.001$, $F_к = 2.4$) от влияния всех факторов. Так как содержание C

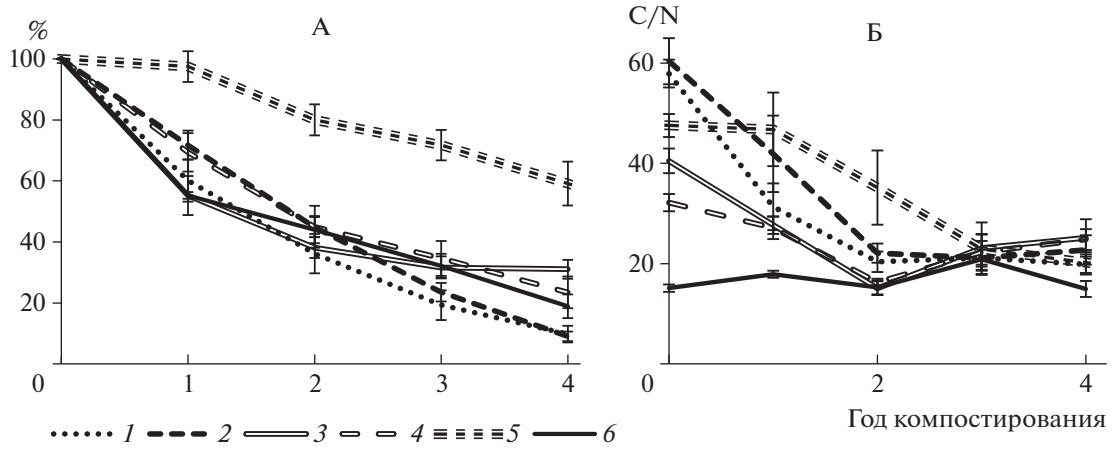

Рис. 1. Динамика: А – массы компостируемых образцов за 4 года исследований (% от исходной массы, формула (2)); Б – соотношения C/N в компостируемых образцах. Здесь и далее в рисунках: *1* – ковыль, *2* – типчак, *3* – прутняк, *4* – полынь, *5* – дуб, *6* – фекалии.

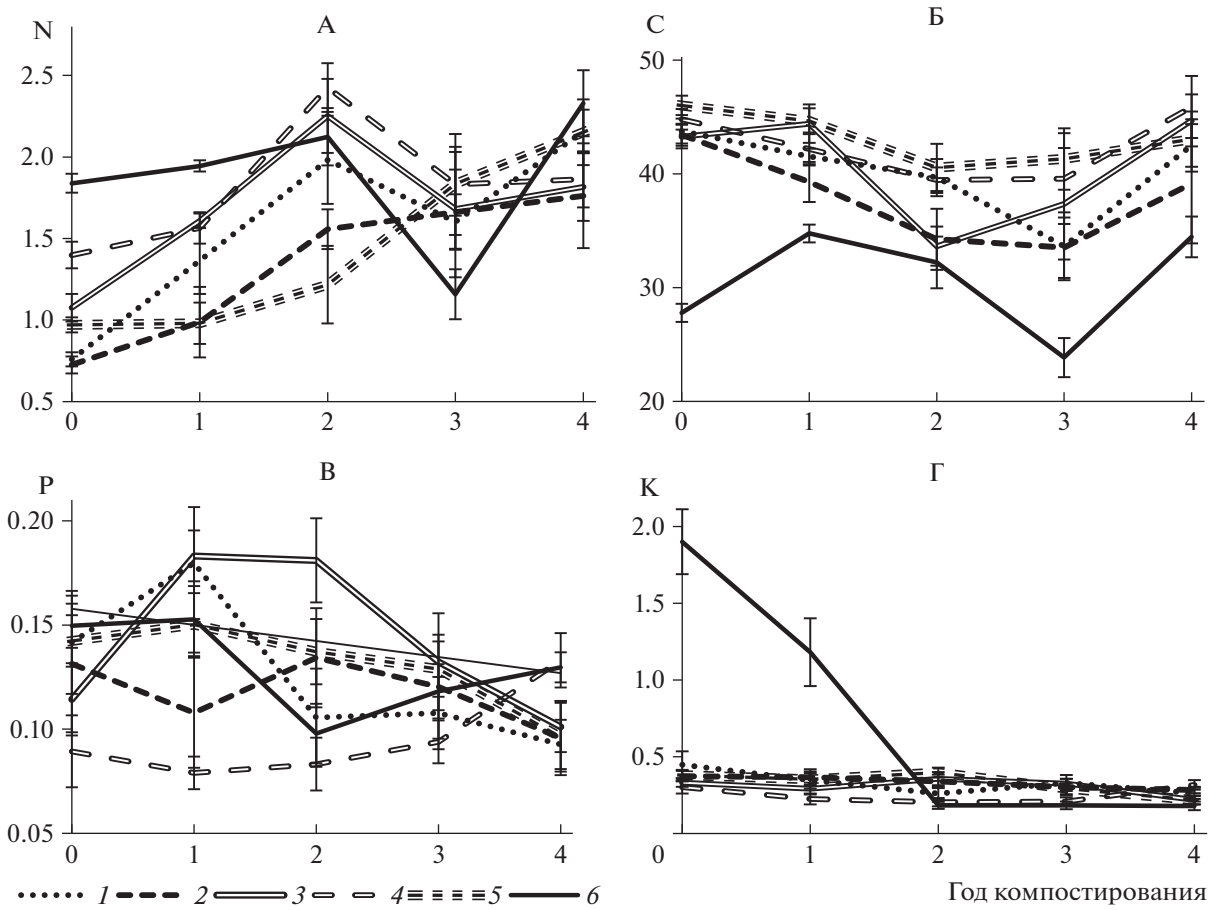

Рис. 2. Изменение концентрации элементов: азота (А), углерода (Б), фосфора (В) и калия (Г) при компостировании образцов (% от абсолютно сухого веса).

в растительных образцах было близким, при анализе только растительных образцов (без помета) влияние фактора вида растений на содержание C составило только 15%, а фактора времени – 40%.

Соотношение C/N. Самые высокие значения соотношения C/N были у злаков – около 60, в образцах дуба – несколько более низкие – около 48, еще более низкие значения – в образцах полукустарничков – между 30 и 40, самые низкие – в образцах помета – 15. Соотношение C и N в процессе разложения растительных образцов (рис. 1, Б) уменьшалось от начала компостирования к третьему году, что объясняется газообразными потерями C и микробиологической фиксацией N, а затем практически не изменялось. В образцах помета оно мало изменялось, оставалось в течение всего времени эксперимента на уровне 15–21, что связано с изначально высоким содержанием N.

Значения соотношения C/N во всех образцах к третьему и четвертому году компостирования стали близкими: 15 в образцах помета и 20–25 в растительных образцах. Корреляционный анализ всего блока образцов показал отсутствие зависимости между соотношением C/N и потерей массы образцами, что связано, очевидно, с существенным влиянием на начальные фазы процесса разложения морфологии растений.

Содержание P изменялось от 0.09 до 0.15% в исходных растительных образцах и от 0.09 до 0.13% в образцах после компостирования, не различаясь достоверно между разными образцами в эти периоды. Двухфакторный дисперсионный анализ с повторениями показал менее значительное влияние на содержание P, чем на содержание других биофильных элементов в образцах, и фактора вида образца (10% при $F = 8.3$; $P < 0.001$, $F_к = 2.4$), и фактора времени (15% при $F = 10.5$, $P < 0.001$, $F_к = 2.3$).

Содержание K в растительных образцах в процессе компостирования имело слабый тренд на снижение, только в образцах полыни, за время компостирования оно практически не изменилось.

В начальный момент и после первого года компостирования содержание K существенно, более чем в 5 раз было больше в образцах помета, чем в других образцах. Но уже на второй год компостирования его содержание резко упало и стало минимальным. Двухфакторный дисперсионный анализ с повторениями показал, что влияние фактора вида образцов на содержание K составляло 18.6% (при $F = 109.9$; $P < 0.001$, $F_к = 2.3$), а фактора времени – 21.4% (при $F = 126.4$, $P < 0.001$, $F_к = 2.4$).

Изменение запасов биофильных элементов при компостировании. В процессе компостирования в исследуемых материалах изменялись запасы основных биофильных элементов (рис. 3). В образцах злаков, полыни и помета после четырех лет компостирования запасы N составили 20–30% от первоначальных, в образцах прутняка – немного более 50%, в образцах листьев дуба запасы N, напротив, увеличились на 30% (рис. 3, А). Такое увеличение мы предположительно связываем с изменением состава и численности микроорганизмов. Этому процессу способствует, вероятно, как изменение состава растительности, так и более высокая влажность подстилки в дубовых насаждениях (на 6–13% больше, чем на участках со степной растительностью [9]), отсутствие ультрафиолетового облучения, которое снижает иммобилизацию N [26] и ведет к сокращению его запасов [30]. Более высокое содержание N в верхнем пятисантиметровом слое гумусового горизонта почв под насаждением, чем в этом слое гумусового горизонта нативных лугово-каштановых почв (4.50 ± 0.36 и 3.25 ± 0.37% соответственно) [8], также создает предпосылки для более интенсивного процесса иммобилизации N в лесной подстилке [24].

Запасы C в результате четырехлетнего компостирования сократились во всех исследуемых образцах (рис. 3, Б). Так, в злаках (*St. lessingiana* и *F. valesiaca*) осталось около 10% первоначальных запасов C, в образцах полукустарничков и помета – около 20–30%, а в образцах листьев дуба – около 55%. Запасы P в исследуемых материалах также существенно уменьшились по сравнению с таковыми до начала эксперимента (рис. 3, В). В образцах злаков осталось только 6–7% от первоначальных запасов P, в образцах кустарничков – 28–35%, 16% – в образцах помета и 40% – в образцах листьев дуба. Наибольшему выносу при разложении образцов подвергался K (рис. 3, Г). В образцах злаков его осталось около 2% от исходного количества, в прутняке и помете – около 6%, в образцах полыни – 13%, а в образцах листьев дуба – 17%.

Масса ежегодно поступающих органических остатков и C, N, P, K в исследуемых экосистемах. Поступление отмерших растительных остатков на поверхность почвы в экосистемах за многолетний период приблизительно равно продуктивности наземной фитомассы экосистем. Средняя продуктивность в степных ассоциациях составляет 300 г/м^2, а пустынных – 100 г/м^2 [16]. По данным Абатурова [8], на пастбищном участке ежегодный опад меньше, чем в экосистемах без выпаса и составляет около 60% в степных растительных ассоциациях и 66% – в пустынных. Чтобы рассчитать количество мортмассы, поступающей на поверхность почвы в пастбищных экосистемах, мы умножили среднюю ежегодную продуктивность фитоценозов на 0.60 в степных растительных ассоциациях и на 0.66 – в пустынных. Затем к полученным значениям мортмассы прибавили значения массы фекалий, поступающих в течение года. Согласно расчетам Абатурова, интенсивность накопления фекалий зависела от типа растительной ассоциации и составила в среднем за 4 года наблю-

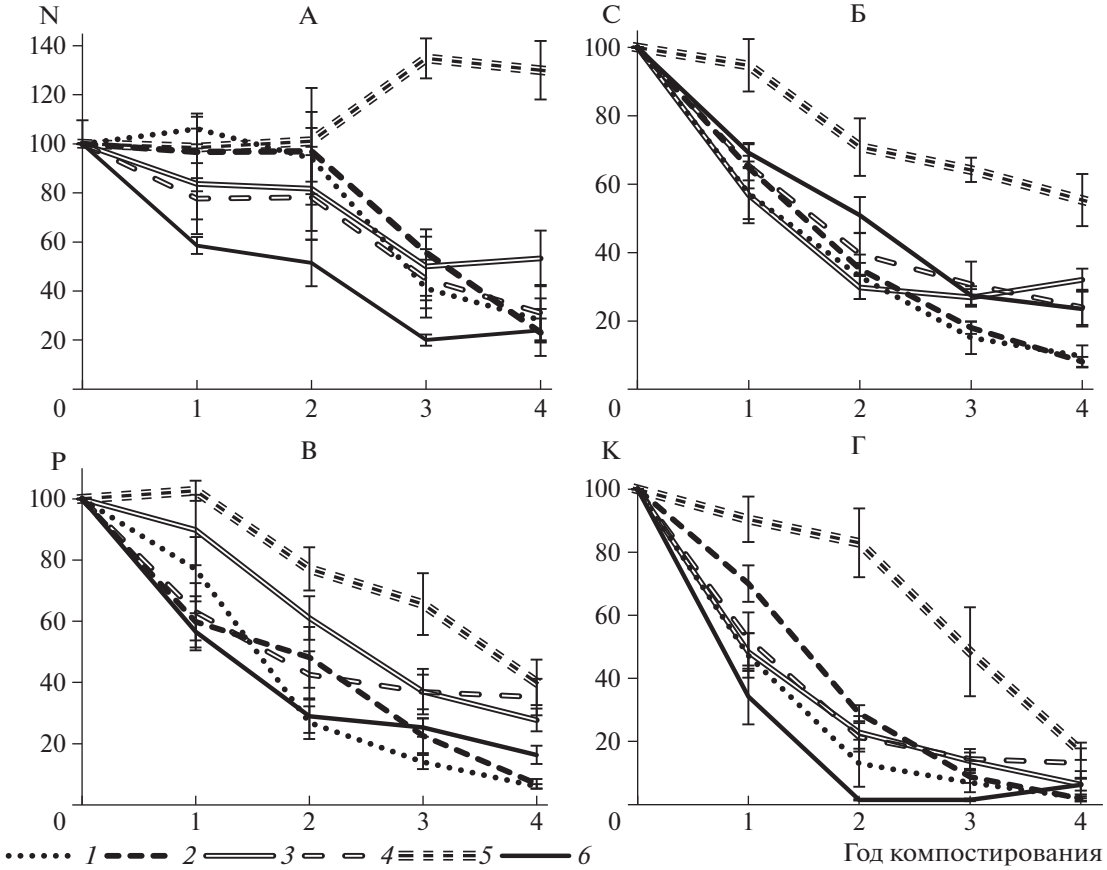

Рис. 3. Изменение запасов азота (А), углерода (Б), фосфора (В) и калия (Г) за 4 года исследований (% от исходных запасов).

дений 8.4 ± 1.5 г/м^2 в степных ассоциациях западин и 6.1 ± 1.4 г/м^2 в полупустынных ассоциациях микроповышений [8]. То есть с фекалиями в степные ассоциации пастбищ вносится в 14 раз, а в пустынные – в 6 раз меньше органических остатков, чем изымается при поедании зеленой массы, так как значительная часть фекалий откладывается в местах ночевок животных на фермах. Для расчета поступления элементов учли концентрацию элементов в растительных остатках доминантов и в фекалиях.

В насаждении дуба запасы опада составили 242 ± 36.8 г/м^2, или около 80% массы опада в степных ассоциациях.

Поступление C было приблизительно пропорционально поступлению органических остатков, что связано с близким содержанием элемента в растительных остатках и незначительной массой поступающих фекалий, в то время как поступление других элементов определялось химическим составом растений. В нативные степные растительные ассоциации с опадом растений поступало почти в 3 раза больше C, в два раза больше N и приблизительно в 4 раза больше K и P, чем в пустынные (табл. 2).

В пастбищные степные ассоциации с опадом поступало в 1.6–1.4 раза меньше C, N, P, K, чем в экосистемы без выпаса. В пастбищные пустынные экосистемы C и N поступало в 1.4–1.3 раза меньше, чем в нативные, а поступление K и P практически не зависело от режима использования (выпаса). В насаждения дуба черешчатого с опадом поступало в 1.2–1.3 раза меньше C, P и K, чем в степные растительные ассоциации, в то время как количество поступающего N было близким.

Депонирование органических остатков на поверхности почвы. Согласно нашим расчетам, в степных фитоценозах за 4 года аккумулировалось около 400 г/м^2 органического материала, в пустынных – в 2.5 раза меньше, в насаждении дуба – в 1.8 раза больше. В подстилках пастбищных фитоценозов депонировалось в 1.4–1.6 раза меньше органических остатков, чем в нативных (табл. 3).

Мощность естественных подстилок и запасы в них C, N, P и K сильно варьировали. В нативных пустынных и в пастбищных степных и пустынных ассоциациях подстилка была представлена фрагментарно и состояла из одного листового горизонта L. Помимо горизонта L, в подстилке степных нативных фитоценозов выделялся фер-

Таблица 2. Расчетные данные по ежегодному поступлению C, N, P и K на поверхность почвы и депонированию этих элементов за четырехлетний период

Экосистемы	Растительная ассоциация	Поступление элементов, г/м^2 в год / Депонирование элементов за 4 года, г/м^2			
		C	N	P	K
Нативные	Степная	131/158	2.2/6.0	0.4/0.54	1.2/0.83
	Пустынная	44/67	1.2/3.1	0.1/0.20	0.3/0.27
Антропогенные	Насаждения дуба	111/318	2.4/10.9	0.3/0.98	0.9/2.20
	Пастбищная степная	81/95	1.5/3.6	0.3/0.32	0.9/0.50
	Пастбищная пустынная	31/44	0.9/2.0	0.1/0.13	0.3/0.18

Примечание. Депонирование элементов подсчитано по формуле (6).

Таблица 3. Запасы горизонтов подстилки (ЗП, г/м^2) в исследованных экосистемах и данные по депонированию органического вещества (ДепОВ, г/м^2), рассчитанные по материалам четырехлетнего эксперимента

Показатель	Экосистема				
	нативная степная	нативная пустынная	насаждение дуба	пастбищная степная	пастбищная пустынная
ДепОВ	412	164	746	260	118
ЗП(L)	670 ± 195	31.2 ± 32.5	860 ± 545	78.3 ± 41.4	21.2 ± 19.6
ЗП(F)	F-H:	–	3089 ± 485	–	–
ЗП(H)	1298 ± 478	–	5689 ± 802	–	–
ЗП(L)/ДепОВ	1.6	0.2	1.2	0.3	0.2

Примечание. Здесь и далее горизонты подстилки: L – листовой, F – ферментации, H – гумификации.

ментативно-гумусовый горизонт F-H, а в подстилке лесного насаждения – горизонты F (ферментации) и H (гумификации). Формирование горизонтов F-H, F и H связано, видимо, с особенными условиями увлажнения в понижениях, резко отличающимися от условий в автоморфных позициях. Дополнительное поступление влаги за счет талых снеговых вод и ливневых осадков, тяжелосуглинистый гранулометрический состав почв, способствующий задержанию влаги на поверхности, периодическое затопление понижений в осенний и зимний периоды определяют формирование азональных типов подстилки. Запасы подстилки в степных нативных биоценозах были близки к таковым в лугово-степной зоне [14]. Запасы подстилки в насаждении дуба были в 6 и более раз больше, чем в лесостепных дубравах [14], что объясняется, как нам кажется, с одной стороны, достаточно большой плотностью деревьев в исследуемом насаждении и значительным количеством поступающего опада, сравнимым с поступлением опада в лесостепи [10], и, с другой стороны, отсутствием лесной сапротрофной мезофауны, разлагающей подстилку. Успешная интродукция червей вида *E. nordenskioldi*, разлагающих подстилку, проведенная в 1966 г. в насаждении, отстоящим на расстоянии около 3 км от исследуемого, привела к сокращению массы подстилки до 1900 г/м^2 [6]. Накоплению материала подстилки способствует также более сухой летний период, чем в лесостепной зоне.

Так как образцы после четырех лет компостирования на поверхности почвы по морфологии относились к слою L подстилки, мы сравнили запасы именно этих горизонтов с нашими расчетными данными (табл. 3). Оказалось, что запас слоя L в степной ассоциации в 1.6 раза больше рассчитанной массы органических остатков, аккумулирующихся в нем за 4 года, а в насаждении дуба это превышение составляет 1.4 раза, что может свидетельствовать о немного большем, чем

Таблица 4. Запасы основных биофильных элементов в разных горизонтах подстилок в нативных и антропогенных экосистемах

Экосистемы	Растительная ассоциация	Запасы элементов в подстилках, г/м^2			
		C	N	P	K
Нативные	Степная	L: 176 ± 39 F-H: 122 ± 45	L: 6.8 ± 1.7 F-H: 9.9 ± 2.9	L: 0.36 ± 0.07 F-H: 0.72 ± 0.22	L: 2.30 ± 0.82 F-H: 2.75 ± 0.81
	Пустынная	L: 8 ± 8	L: 0.4 ± 0.4	L: 0.19 ± 0.19	L: 0.86 ± 0.82
Антропогенные	Насаждения дуба	L: 284 ± 140 F: 488 ± 47 H: 805 ± 44	L:9.8 ± 4.7 F: 44.5 ± 5.2 H: 76.5 ± 10.2	L: 0.61 ± 0.42 F: 1.95 ± 0.25 H: 2.96 ± 0.33	L: 2.15 ± 1.19 F: 9.87 ± 3.47 H: 28.53 ± 4.00
	Пастбищная степная	L: 19 ± 8	L: 0.9 ± 0.5	L: 0.44 ± 0.21	L: 2.51 ± 1.07
	Пастбищная пустынная	L: 6 ± 5	L: 0.3 ± 0.3	L: 0.14 ± 0.13	L: 0.51 ± 0.47

четырехлетний срок, периоде формирования горизонта L подстилки в этих экосистемах. В пастбищных и в нативных пустынных экосистемах, наоборот, масса подстилки была в 5–10 раз меньше, чем расчетные значения депонированного органического вещества. Такое несоответствие вызвано рядом причин. Во-первых, в пустынных растительных ассоциациях и на пастбищах из-за разреженности растительности органические остатки значительно лучше освещены, чем образцы, расположенные в сетках, где верхний слой затеняет нижележащие слои, и чем подстилка в степной растительной ассоциации с густой растительностью. Процесс разложения в пастбищных и в пустынных нативных сообществах ускоряется за счет абиотического разложения остатков под действием света. Известно, что выход CO_2 через фотодеградацию может составлять от 1 до 4 г С/м^2 в сутки в засушливых экосистемах [25], а скорость продукции CO_2 зависит от площади поверхности образцов [20]. В пастбищных экосистемах, очевидно, более быстрому разложению подстилки способствовало механическое размельчение остатков копытами животных.

Таким образом, в пустынных и пастбищных экосистемах скорость разложения слоя L подстилки в большей степени определяется не составом растительных остатков, но другими факторами.

Депонирование C, N, P и K на поверхности почвы. Опираясь на данные по поступлению растительного опада и фекалий и по депонированию C, N, P и K на поверхности почвы при разложении растений-доминантов, мы рассчитали приблизительное количество исследуемых элементов, накапливающихся за 4 года на поверхности почвы в разных экосистемах (табл. 4). Для пастбищных экосистем учитывали изъятие растительного материала копытными и поступление фекалий.

Оказалось, что запасы C и N в слое L в степной подстилке и в подстилке дубового насаждения были близки к рассчитанным нами величинам запасов этих элементов, аккумулирующихся за 4 года на поверхности почвы. В пустынных ассоциациях имеющиеся в подстилке запасы C и N на порядок меньше, чем расчетные данные, а в пастбищных экосистемах – в 5–10 раз меньше, что соответствует тенденциям в накоплении органических остатков в этих фитоценозах. Накопление K в подстилках имело другие особенности: соотношение запасов этого элемента в слое L подстилок и расчетных данных по его депонированию в подстилках за 4 года изменялось от 3 до 5 (то есть существенно превышало единицу) во всех экосистемах, кроме насаждения дуба. На наш взгляд, выявленные большие запасы K в слое L подстилок степных и пустынных растительных ассоциаций объясняются накоплением пыли. Известно, что исследуемые почвы богаты иллитами –содержащими K глинистыми минералами [17]. Содержание валового K в верхних горизонтах исследуемых почв в несколько раз больше, чем в растениях (около 3%) [7], поэтому аккумуляция пыли приводит к обогащению степных и пустынных подстилок K. В насаждении дуба перемещение пыли ветром менее выраженно, поэтому столь заметной аккумуляции K не происходит. Содержание C и N в растительных тканях больше, чем в минеральной части почвы. Так, содержание C изменяется от менее чем 1% в солонцах до 3.5–4% в лугово-каштановых почвах, а N – от 0.1–0.2% – в солонцах до 0.8% – в лугово-каштановых почвах [33]. Таким образом, перемещение и накопление пыли в степных и пустынных ассоциациях, напротив, приводит к относительному уменьшению концентрации этих элементов в подстилках.

Концентрация валового P в почве (0.15–0.19%) [7] больше или равна концентрации этого элемента в органических остатках. Процессы накопления пыли и органического вещества по-разному накладываются друг на друга, что приводит к большому разбросу данных по соотношению запасов P в подстилке и рассчитанной массы P, сохраняющейся после четырех лет компостирова-

ния в разных растительных сообществах: близкие к 1 значения были характерны для пустынных нативных и пастбищных экосистем, а меньше 1 – в насаждении дуба и в подстилке степного фитоценоза. Таким образом, накопление K и P в подстилках степных и пустынных фитоценозов не определяются скоростью их биологического круговорота.

Скорость биологического круговорота C и N в подстилках характеризуется соотношением запасов элементов в подстилках и их массы, ежегодно поступающей с растительными остатками и фекалиями. Мы подсчитали (табл. 4), что в подстилках степных фитоценозов запасы C в 2.3 раза, а N в 7.6 раз больше, чем ежегодное поступление элементов. В пустынных нативных и пастбищных фитоценозах соотношение массы запасов и поступления C и N составляют 0.2 и 0.3 соответственно, в степных пастбищных фитоценозах – 0.2 и 0.6, а в насаждении дуба – 14 и 54. Таким образом, скорость круговорота этих элементов в подстилке насаждения дуба замедляется в 6–7 раз относительно степных фитоценозов, а в пастбищных степных экосистемах ускоряется в 10 раз. В пустынных нативных и пастбищных экосистемах скорость круговорота C и N почти одинакова, при этом скорость круговорота C не менее чем в 10 раз, а N в 20 раз больше, чем в степных нативных экосистемах.

ВЫВОДЫ

1. С растительными остатками на поверхность почвы в степных растительных ассоциациях поступает приблизительно в 3 раза больше C, в 2 раза больше N и в 4 раза больше K и P, чем в пустынных. В насаждении дуба черешчатого поступление биофильных элементов близко к таковому в степных растительных ассоциациях. Интенсивная пастьба домашних животных, изымающая из круговорота около 40% фитомассы, приводит к невосполнимым потерям элементов на пастбищах: с поступлением фекалий домашних животных возвращается менее 10% от изъятого количества C и P, 10–17% – N и от 30 до 60% – K.

2. При компостировании образцов основных видов растений и помета овец было выяснено, что скорость потери массы в процессе разложения в значительной степени определялась видом органического субстрата. Значения констант разложения растений-доминантов пустынных фитоценозов были почти в 2 раза меньше, а опада дуба – в 4.5 раза меньше, чем у растений-доминантов степных ассоциаций.

3. В подстилке насаждения дуба скорость круговорота C и N, рассчитанная как отношение запаса к массе поступления, оказалась в 6–7 раз медленнее, чем в степном растительном сообществе. Скорость круговорота C и N в подстилках нативной пустынной ассоциации и в пастбищных экосистемах была в 10 и более раз выше, чем на заповедном степном участке, что связано, видимо, с усилением физико-химического разложения растительных остатков под действием света, а в пастбищных экосистемах и с механическим измельчением растительных остатков копытами животных.

4. Аккумуляция K и P в подстилках степных и пустынных фитоценозов связана с накоплением пыли.

5. Запасы C и N в подстилке степных фитоценозов более чем в 30 раз превышают запасы в подстилках пустынных растительных ассоциаций, запасы K и P – в 6 раз; при этом период формирования слоя L степных подстилок составляет более 4 лет, а пустынных – менее года.

6. В подстилках нативных степных ассоциаций накапливается в 16–19 раз больше C и N и в 2–2.5 раза больше K и P, чем в пастбищных. В нативных пустынных растительных сообществах аккумулируется в 1.5 раз больше C, N, P и K, чем в пастбищных. В подстилке дубового насаждения запасы всех биофильных элементов в 5–8 раз выше, чем в степной подстилке.

БЛАГОДАРНОСТЬ

Автор глубоко признателен д. б. н. Б.Д. Абатурову и к. б. н. Ю.Д. Нухимовской за помощь в работе.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 18-04-00246).

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Абатуров Б.Д.* Пастбищный тип функционирования степных и пустынных экосистем // Успехи современной биологии. 2006. Т. 126. № 5. С. 435–448.
2. *Абатуров Б.Д., Дмитриев И.А., Жаргалсайхан Л., Омаров К.З.* Утилизация фитомассы и отложение экскрементов копытными млекопитающими на степных пастбищах Восточной Монголии // Известия Российской академии наук. Сер. биологическая. 2008. № 3. С. 350–359.
3. *Абатуров Б.Д., Кулакова Н.Ю.* Роль выпаса животных и степных палов в круговороте азота и зольных элементов в степных пастбищных экосистемах // Аридные экосистемы. 2010. Т. 16. № 42. С. 54–64.
4. *Базилевич Н.И., Титлянова А.А.* Биологический круговорот на пяти континентах: азот и зольные элементы в природных наземных экосистемах. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2008. 381 с.

5. *Всеволодова-Перель Т.С., Сиземская М.Л., Колесников А.В.* Изменение видового состава и трофической структуры почвенного населения при создании искусственных лесных насаждений в полупустыне Прикаспия // Поволжский экологический журн. 2010. № 2. С. 142–150.

6. *Всеволодова-Перель Т.С., Сиземская М.Л.* Лесная подстилка и роль почвообитающих беспозвоночных в ее формировании в условиях глинистой полупустыни Северного Прикаспия // Почвоведение. 2005. № 7. С. 864–870.

7. *Кулакова Н.Ю.* Влияние искусственных лесных экосистем на состояние основных элементов питания в почвах глинистой полупустыни Северного Прикаспия: на примере Джаныбекского стационара. Автореф. дис. .... канд. биол. наук. М., 2008. 24 с.

8. *Кулакова Н.Ю., Абатуров Б.Д., Нухимовская Ю.Д.* Элементы круговорота C и N в природных и антропогенных экосистемах полупустыни Северного Прикаспия // Аридные экосистемы. 2017. Т. 23. № 1(70). С. 17–25.

9. *Кулакова Н.Ю., Соколова Т.А.* Влияние лесных культур на состояние калия и фосфора в черноземовидных почвах больших падин полупустынной зоны Северного Прикаспия // Вестник Моск. ун-та. Сер. 17: Почвоведение. 2003. № 3. С. 14–21.

10. *Лобова С.Л., Каплина Н.Ф.* Фитомасса и поверхность листьев и их повреждение насекомыми-филлофагами в дубравах Теллермановского леса // Леса Евразии. Мат-лы XII Междунар. конф. молодых ученых, посвященной 145-летию со дня рождения профессора Г.Ф. Морозова. М.: ФГБОУ ВПО МГУЛ, 2012. С. 279–282.

11. *Линдеман Г.В., Абатуров Б.Д., Быков А.В., Лопушков В.А., Магомедов М.Р.* Динамика населения позвоночных животных Заволжской полупустыни. М.: Наука, 2005. 252 с.

12. *Попова Н.В.* Методы использования данных по скорости освобождения химических элементов из подстилки для диагностики устойчивости экосистем // Вестник Российского ун-та дружбы народов. Сер. Экология и безопасность жизнедеятельности. 2007. № 1. С. 19–26.

13. *Роде А.А., Польский М.Н.* Почвы Джаныбекского стационара, их морфологическое строение, механический и химический состав и физические свойства // Тр. Почв. ин-та им. В.В. Докучаева. 1961. Т. 56. С. 3–214.

14. *Родин Л.Е., Базилевич Н.И.* Динамика органического вещества и биологический круговорот зольных элементов и азотв в основных типах растительности Земного шара. М.: Наука, 1965. 264 с.

15. *Сапанов М.К.* Экология лесных насаждений в аридных регионах. Тула: Гриф и К, 2003. 248 с.

16. *Сапанов М.К., Сиземская М.Л.* Изменение климата и динамика целинной растительности в Северном Прикаспии // Поволжский экологический журн. 2015. № 3. С. 307–320.

17. *Талызина И.В., Соколова Т.А., Кулакова Н.Ю., Сапанов М.К.* Химико-минералогическая характеристика и некоторые показатели калийного состояния черноземовидной почвы и лиманной солоди // Почвоведение. 1994. № 9. С. 61–67.

18. *Телеснина В.М., Семенюк О.В., Богатырев Л.Г.* Свойства лесных подстилок во взаимосвязи с напочвенным покровом в лесных экосистемах Подмосковья (на примере УОПЭЦ “Чашниково”) // Вестник Моск. ун-та. Сер. 17. Почвоведение. 2017. № 4. С. 11–20.

19. *Aerts R.* Climate, leaf litter chemistry and leaf litter decomposition in terrestrial ecosystems // Oikos. 1997. V. 79. P. 439–449.

20. *Austin A.T., Vivanco L.* Plant litter decomposition in a semi-arid ecosystem controlled by photodegradation // Nature. 2006. V. 442. № 7102. P. 555–558. https://doi.org/10.1038/nature05038

21. *Berg B.* Decomposition patterns for foliar litter: A theory for influencing factors // Soil Biol Biochem. 2014. V. 78. P. 222–232. https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2014.08.005

22. *Berg B., McClaugherty C.* Decomposition, humus formation, carbon sequestration // Plant Litter. 2008. Springer: Berlin Heidelberg. 264 p.

23. *Blair J.M.* Nitrogen, sulfur and phosphorus dynamics in decomposing deciduous leaf litter in the southern Appalachians // Soil Biol. Biochem. 1988. V. 20. № 5. P. 693–701.

24. *Bonanomi G., Cesarano G., Gaglione S.A., Ippolito F., Sarker T., Rao M.A.* Soil fertility promotes decomposition rate of nutrient poor, but not nutrient rich litter through nitrogen transfer // Plant Soil. 2017. V. 412. № 12. P. 397–411. https://doi.org/10.1007/s11104-016-3072-1

25. *Brandt L.A., Bohnet C., King J.Y.* Photochemically induced carbon dioxide production as a mechanism for carbon loss from plant litter in arid ecosystems // J. Geophys. Res.: Biogeosci. 2009. V. 114. № G2. P. 1–13. https://doi.org/10.1029/2008JG000772

26. *Brandt L.A., King J.Y., Milchunas D.G.* Effects of ultraviolet radiation on litter decomposition depend on precipitation and litter chemistry in a shortgrass steppe ecosystem // Glob. Chang. Biol. 2007. V. 3. P. 2193–2205. https://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2007.01428.x

27. *Day T.A., Zhang E.T., Ruhland C.T.* Exposure to solar UV-B radiation accelerates mass and lignin loss of Larrea tridentata litter in the Sonoran Desert // Plant Ecol. 2007. V. 193. P. 185–194. https://doi.org/10.1007/s11258-006-9257-6

28. *Gliksman D., Haenel S., Osem Y., Yakir D., Zangy E., Preisler Y., Grünzweig J.M.* Litter decomposition in Mediterranean pine forests is enhanced by reduced canopy cover // Plant Soil. 2018. V. 422. № 1–2. P. 317–329. https://doi.org/10.1007/s11104-017-3366-y

29. *Hodge A., Fitter A.H.* Substantial nitrogen acquisition by arbuscular mycorrhizal fungi from organic material has implications for N cycling // Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America. 2010. V. 107. № 31. P. 13754–13759. https://doi.org/10.1073/pnas.1005874107

30. *Huang G., Zhao H.M., Li Y.* Litter decomposition in hyper-arid deserts: Photodegradation is still important //

Sci. Total Environ. 2017. V. 601. P. 784–792. https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2017.05.213

31. *Hui D., Jackson R.B.* Assessing interactive responses in litter decomposition in mixed species litter // Plant Soil. 2009. V. 314. № 1–2. P. 263–271. https://doi.org/10.1007/s11104-008-9726-x
32. 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 No 106. FAO, Rome, 2014. 181 p.
33. *Kulakova N.* Impact of plant species on the formation of carbon and nitrogen stock in soils under semi-desert conditions // Eur. J. For. Res. 2012. V. 131. № 6. P. 1717–1726. https://doi.org/10.1007/s10342-012-0613-x
34. *Lin G., Zeng D.H.* Functional identity rather than functional diversity or species richness controls litter mixture decomposition in a subtropical forest // Plant Soil. 2018. V. 428. № 1–2. P. 179–193. https://doi.org/10.1007/s11104-018-3669-7
35. *Osono T., Takeda H.* Potassium, calcium, and magnesium dynamics during litter decomposition in a cool temperate forest // J. For. Res. 2004. V. 9. № 1. P. 23–31. https://doi.org/10.2307/1932179

Cycle of Biophilic Elements in the Litter of Native and Anthropogenic Ecosystems in the Northern Caspian Semi-Desert

N. Yu. Kulakova*

Institute of Forest Science, Russian Academy of Sciences, Uspenskoe, Ul. Sovetskaya, 21, Moskovskaya Oblast, 143030 Russia

**e-mail: nkulakova@mail.ru*

The data of a 4-year-lasting terrain experiment on the decomposition of dominant plants of steppe and desert phytocenoses, falloff of English oak (*Quercus robur* L.) introduced into desert conditions, and sheep feces from grazing land permitted us to assess the rate of cycling and the main mechanisms of accumulation of biophilic elements (C, N, P, K) in the litters of native, forest and pasture ecosystems of the Northern Caspian region (Volgograd region, Dzhanybek station of the Institute of Forest Science of RAS). It is shown that the litter of native steppe associations accumulates 16–19 times more carbon and nitrogen, and 2–2.5 times more potassium and phosphorus than that of the grazing land. The litter of native desert plant communities has 1.5 times more C, N, P and K than that of pasture communities. In the litter of oak plantation, the stocks C, N, P, and K 5–8 times exceed those in the steppe litter. In the litter of oak plantation, the rate of C and N cycling, calculated as the ratio of stock to input mass, was 6–7 times slower than in the steppe community. This fact corresponds to lower values of the decomposition constants of oak leaves than of the dominant plants in steppe. By an order of magnitude higher than in native steppe associations, is the rate of litter decomposition in phytocenoses with sparse vegetation (steppe pasture and desert native and pasture communities) associated with increased physicochemical decomposition of plant residues under sunlight. Special features of litter formation must be taken into account when assessing the stability of anthropogenic ecosystems in the region.

Keywords: litter decomposition, the rate of biophilic elements cycling in litter, plantations of petiolate oak, pastures

ПОЧВОВЕДЕНИЕ, 2020, № 11, с. 1353–1371

ФИЗИКА ПОЧВ

УДК 631.43

ПУТИ СОЗДАНИЯ КЛАССИФИКАЦИИ ПОЧВ ПО ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКОМУ СОСТАВУ НА ОСНОВЕ МЕТОДА ЛАЗЕРНОЙ ДИФРАКЦИИ[1]

© 2020 г. А. В. Юдина[a, *], Д. С. Фомин[a], И. А. Валдес-Коровкин[a, b], Н. А. Чурилин[a], М. С. Александрова[b, c], Ю. А. Головлева[b], Н. В. Филиппов[d], И. В. Ковда[a], А. А. Дымов[e], Е. Ю. Милановский[a, b]

[a]Почвенный институт им. В.В. Докучаева, Пыжевский пер., 7, стр. 2, Москва, 119017 Россия
[b]МГУ им. М.В. Ломоносова, Ленинские горы, Москва, 119991 Россия
[c]Институт глобального климата и экологии имени академика Ю.А. Израэля, ул. Глебовская, 20Б, Москва, 107258 Россия
[d]Институт биологических проблем криолитозоны СО РАН, пр-т Ленина, 41, Якутск, 677007 Россия
[e]ИБ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, ул. Коммунистическая, 28, Сыктывкар, ГСП-2, Республика Коми, 167982 Россия
*e-mail: yudina_av@esoil.ru

Поступила в редакцию 04.12.2019 г.
После доработки 30.01.2020 г.
Принята к публикации 24.04.2020 г.

Существующие классификации почв по гранулометрическому составу были разработаны на основе данных, полученных с помощью методов, основанных на явлении седиментации. Цель данной статьи – рассмотреть пути решения проблемы использования данных метода лазерной дифракции для классификации почв по гранулометрическому составу. Проведено подробное сравнение данных гранулометрического анализа почв, полученного двумя методами – с помощью лазерной дифрактометрии и классическим пипет-методом. Показана воспроизводимость метода лазерной дифракции и влияние стадии окисления на текстурный класс почв. На основании исследования 8 типов почв (всего – 32 полных разреза), формирующих зональный ряд, – от подзолов (Podzols, Приполярный Урал) до ферраллитной почвы (Ferrasols, Юго-Западная Океания), отличающихся по минералогическому составу, дисперсности и представленных в них элементарным почвенным процессам. Показано, что прямое применение классификаций Качинского и USDA с данными метода лазерной дифракции приводит к ошибкам в определении текстурного класса в 43 и 65% случаев, соответственно. Усложнение моделей пересчета, введение новых переменных и учет влияния межлабораторной ошибки позволяют правильно определить текстурный класс по классификациям Качинского и USDA не более чем в 70 и 72% образцов почв соответственно. Наиболее простым и эффективным подходом решения проблемы классификации для метода лазерной дифракции является калибровка существующих классификаций непосредственно на основе измерения образцов почв, для которых определен текстурный класс полевым методом.

Ключевые слова: классификация Качинского, классификация USDA, текстура почв, пробоподготовка образцов почв, ультразвуковая диспергация

DOI: 10.31857/S0032180X20110143

ВВЕДЕНИЕ

Гранулометрический состав (**ГС**) – наиболее распространенная количественная физическая характеристика, используемая при описании дисперсности почв, в диагностике и классификации почв, при решении многих прикладных задач. Наиболее распространенными подходами описания ГС почв являются методы, основанные на явлении седиментации, и метод лазерной дифракции (**ЛД**). И если для первой группы методов существует ряд классификаций почв по ГС, то для метода ЛД до настоящего времени такие классификации не разработаны, что затрудняет его использование на практике – в агропроизводстве, инженерных изысканиях, при оценке земельных ресурсов, классификации почв [3, 5, 6].

С момента появления метода ЛД в почвоведении появились работы, посвященные сравнению его с классическим пипет-методом. Разница меж-

[1] К статье имеются дополнительные материалы, доступные для авторизированных пользователей по doi: 10.31857/S0032180X20110143.

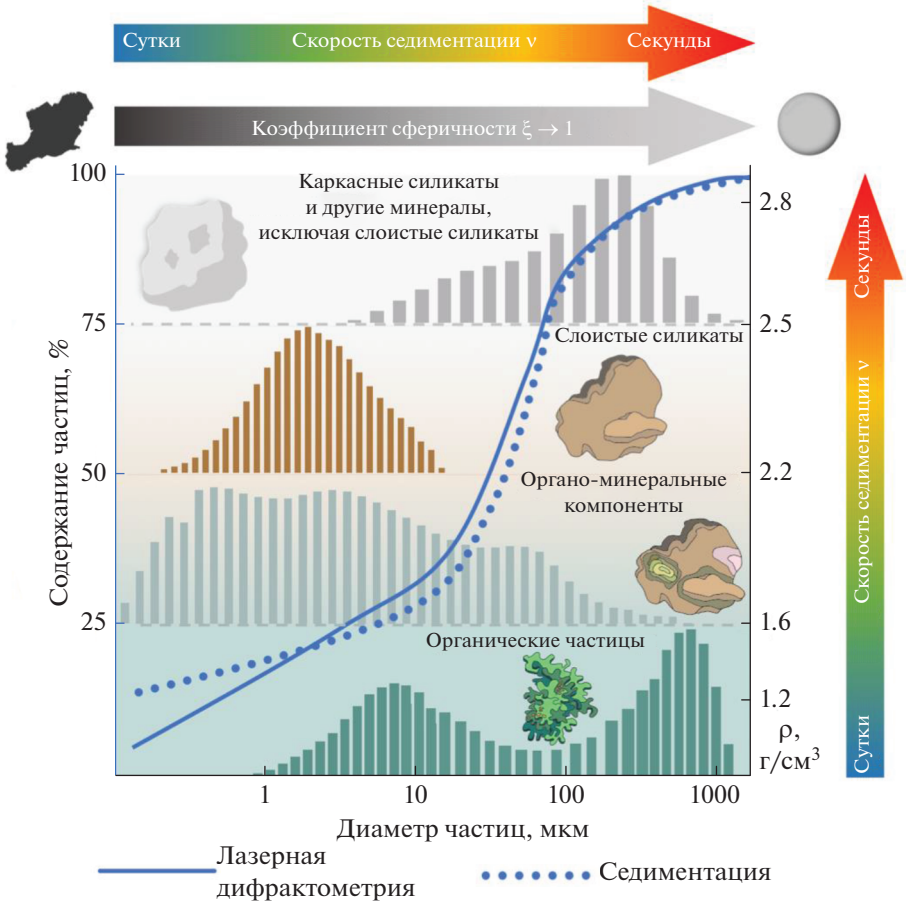

Рис. 1. Различия между результатами метода ЛД и пипет-метода. Ось X – диаметр частиц (мкм), левая ось Y – кумулятивное содержание частиц (%), правая ось Y – плотность частиц (ρ, г/см^3). Интегральные кривые (синяя сплошная и пунктирная линии) показывают разницу в результатах метода ЛД и пипет-метода (усредненные данные для почв суглинистого гранулометрического состава). Гистограммы показывают типичные для суглинистых почв (встречаемые в гумусовых горизонтах Retisols, Phaeozems, Mollisols) распределения по размерам основных компонентов твердой фазы (минеральных, органо-минеральных и органических частиц) в зависимости от типа и плотности (соотношение площадей гистограмм компонентов не нормированы относительно левой оси Y). Цветные стрелки показывают увеличение скорости седиментации частиц от мелких к крупным в зависимости от сферичности (серая стрелка) и плотности частиц (правая ось Y).

ду этими методами обсуждалась не раз [13, 15, 20, 25, 28]. Основное различие между результатами, полученными с использованием рассматриваемых методов, заключается в значительно меньшем содержании частиц размерами <1 мкм или <2 мкм (илистой фракции), получаемом методом ЛД (рис. 1). Различия связаны прежде всего с тем, что пипет-метод и метод ЛД имеют различную физическую основу. Пипет-метод основан на явлении седиментации и законе Стокса, результатом является *массовое* распределение частиц по размерам. Метод ЛД основан на измерении угловой интенсивности рассеянного света, его результатом является *объемное* распределение частиц по размерам. Различная плотность и отклонение формы частиц от сферической приводят к неточностям в результатах анализов.

Основные расхождения между результатами седиментационных методов и метода ЛД связывают с отклонениями формы частиц от сферической [20, 25, 33]. Стоит учесть, что в последние годы появились приборы, в которых реализованы расчеты по теории Ми для несферических частиц (например, Microtrac Bluewave, США; Mastersizer 3000, Англия). Однако большинство имеющихся на данный момент исследований почв сделано при использовании расчетов для сферических частиц. В таком случае оба метода используют приближение, что частицы имеют форму сферы. Это допущение отражается в результатах противоположным образом: при седиментации размер плоских частиц недооценивается, в то время как в методе ЛД размер плоских или вытянутых частиц будет оценен как более крупный по сравнению со

сферической частицей [38]. Так как объем частиц рассчитывается через диаметр частиц, пропорционально D^3, завышение размера частиц из-за их несферичности приводит значительному увеличению занимаемого объема частиц при расчете [17]. Во всех фракциях, отобранных согласно пипет-методу, присутствовали частицы более крупных фракций, которых теоретически не должно было быть [37]. Микроскопические исследования фракции ила (<2 мкм), отобранной согласно пипет-методу, показали наличие частиц крупнее 2 мкм для частиц каолиновой глины [33]. Аналогичное исследование илистой фракции лёсса со стадией удаления органического вещества (**ОВ**) показали, что диаметр частиц не превышает 2.1 мкм [38]. Даже небольшое наличие слюдистых частиц, имеющих пластинчатую форму, может повлечь за собой значимые изменения в общей кривой распределения частиц по размерам [21]. Из-за высокой неоднородности формы частиц в почве и отсутствия закономерностей ее изменения в зависимости от размера Кэмпбелл видит невозможным прямое использование метода ЛД для почв [17]. Другим ограничением метода ЛД для использования в почвоведении и для подобных почвам объектов называют полидисперсность [27]. Из-за нее сложно подобрать адекватную массу анализируемого образца, что приводит к недоучету частиц, представленных минимальным количеством. Однако данное исследование встретило ответную критику, так как измерения проводились при некорректных условиях проницаемости суспензии [20]. Причиной недоучета частиц может служить наличие порогового значения для фракции частиц, представленных минимальным числом. После прохождения определенного порога происходит учет таких частиц в суммарном распределении. Величина порогового значения зависит от конструкции анализатора [34].

Кроме формы почвенных частиц, различия между результатами методов могут быть связаны с разницей в плотности анализируемых частиц. На рис. 1 в графическом виде показаны основные различия и их причины, наблюдаемые между результатами метода ЛД и пипет-метода. Менее плотные, чем частицы минералов, органо-минеральные частицы имеют преимущественно размеры мелкой и средней пыли и при седиментометрическом анализе попадают во фракцию ила [8]. Частицы ОВ слабой степени разложения (свободные органические частицы) часто соизмеримы с минеральными частицами фракции песка. А также в почвах с большим содержанием свободные органические частицы встречаются в области пыли. Поэтому на рисунке распределение органических частиц показано как бимодальное. После удаления ОВ (окисления свободных органических частиц и разрушения органо-минеральных компонентов) плотность оставшихся минеральных частиц также не является одинаковой, что обуславливает расхождения в результатах методов [9]. Если минералы имеют расширяющуюся решетку, например, как у монтмориллонита, имеющего плотность в сухом состоянии ~2, а в воде ~1 г/см^3, то скорость осаждения таких частиц будет сильно уменьшаться [1]. При сравнении с ситовым методом отмечают увеличение содержания фракции песка в методе ЛД: расхождения между результатами растут с увеличением содержания песка [21]. Для образцов пылеватого и суглинистого состава также показано, что с увеличением доли песка точность метода ЛД падает [31].

Для полноценного использования метода ЛД в почвоведении и на практике необходима адаптация к методу ЛД существующих классификаций ГС (основанных на данных пипет-метода) или разработка новой ЛД классификации [14, 21]. Для чего требуется нахождение связей между различными свойствами почв и распределением частиц по размерам, полученных методом ЛД [19].

Результатом ряда работ по сравнению метода ЛД и пипет-метода являются регрессионные модели, позволяющие осуществить пересчет данных ЛД в данные пипет-метода для определения класса почв по ГС и дальнейшего практического использования результатов. В то же время нахождение единой взаимосвязи между методами для всего распределения бывает затруднено, так как направление и сила связи различаются для отдельных фракций [13, 18, 38]. На примере образцов почв Нижней Саксонии контрастного гранулометрического состава, развитых на четвертичных отложениях (лёссах, флювиогляциальных и других), показаны систематические различия между методами, взаимосвязь была описана линейной регрессией на высоком уровне значимости α равном 0.01 [38]. Также показано, что при определении класса почв по гранулометрическому составу на основе результатов метода ЛД, для 14 из 16 почв происходит изменение класса по сравнению с пипет-методом [38]. Предложено использовать пересчет содержания илистой фракции, полученного с помощью метода ЛД, на основе регрессионных уравнений. Однако калибровка уравнений необходима для каждого набора почв, имеющего сходную минералогию и генезис [44]. Например, коэффициент детерминации для карбонатных почв меньше, чем для некарбонатных [44].

Если для изучаемого типа отложений не выявлено регрессионной зависимости между илом ЛД и илом пипет-метода, то предложено использовать границу илистой фракции в ЛД, равную 8 мкм [25]. Подход обосновывается тем, что “Стоксовская” частица диаметром 2 мкм эквивалентна глинистой пластинке диаметром 7–9 мкм, падающей перпендикулярно, или диаметром 5–6 мкм, падающей ребром. Позднее Керри с соавт. показали, что для

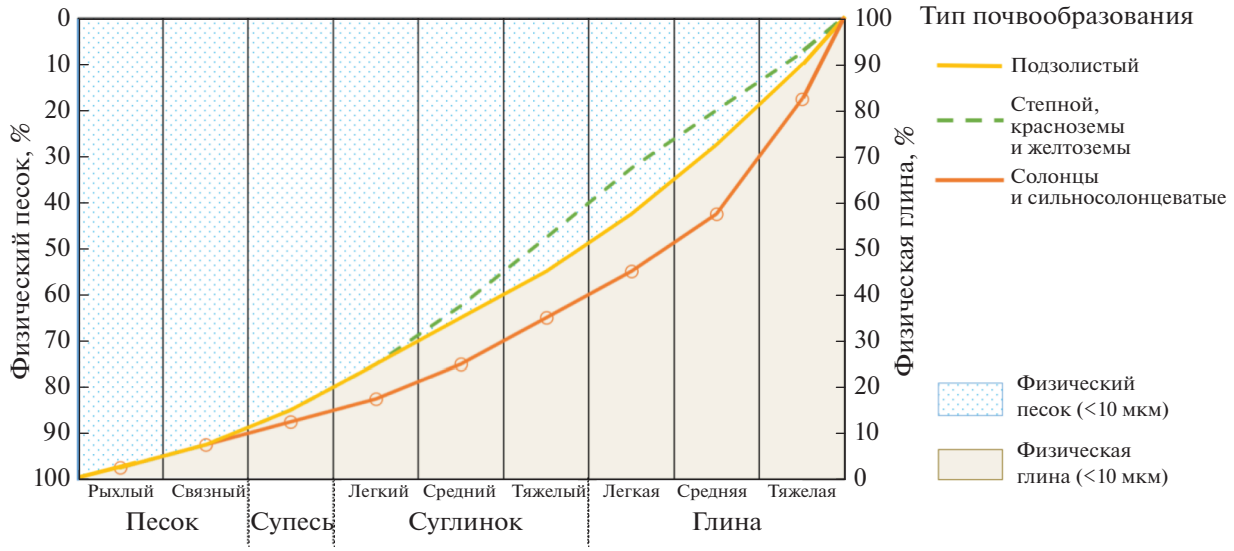

Рис. 2. Классификация почв по гранулометрическому составу Н.А. Качинского. По оси X обозначены классы почв, левая ось Y – содержание физического песка (сумма частиц диаметром >10 мкм), правая ось Y –содержание физической глины (<10 мкм). Линии на графике показывают изменение по классам среднего содержания физических песка и глины, соответствующее типу почвообразования. Закрашенные области графика показывают соотношение между физическими песком и глиной, соответствующее подзолистому типу почвообразования.

почв Англии, развитых на известняках, эта граница слишком завышена [24]. Авторами отмечается нецелесообразность данного подхода, так как методы имеют различную основу и не будут давать аналогичных результатов. Однако, принимая во внимание, что пока лучшее решение не найдено, для исследованных почв подобную границу они видят равной 4 мкм. Другое исследование на широкой выборке верхних горизонтов почв Европы (400 образцов) предлагает границы между илом и пылью, пылью и песком равные 6.6 и 60.3 мкм, соответственно, в случае определения распределения частиц по размерам методом ЛД без удаления ОВ [29]. При удалении ОВ границы между фракциями будут равны 5.8 и 69.2 мкм, соответственно. Кроме того, авторами предложены регрессионные уравнения, основанные на содержании фракций, полученных методом ЛД, с модифицированными границами, и расширенные уравнения – учитывающие кроме содержания гранулометрических фракций базовые физико-химические свойства почв ($pH_{водн}$; содержание органического С, г/кг; содержание $CaCO_3$, г/кг).

Попытка калибровки по отдельным фракциям для пересчета данных ЛД в пипет-метод для определения класса почв по ГС также проведена для почв Бельгии [39]. В 74% случаев после пересчета класс почвы стал совпадать для двух методов, однако для почв с содержанием илистой фракции больше 50% согласованность была слабой (показано на выборке из 104 образцов). Для почв Китая проведена калибровка между данными ЛД и пипет-метода и получены необходимые для пересчета уравнения [42]. Для 71 из 78 исследованных образцов почв (91%) текстурный класс был согласован.

В России общепринятой является классификация почв по ГС, разработанная Качинским [4, 6] (рис. 2). Данная классификация – двухчленная, построена на содержании *физической глины* (частиц, диаметром <10 мкм) (или *физического песка*, частиц >10 мкм) и *типе почвообразования*, согласно которому все почвы делятся на 3 группы – *подзолистый тип*; *степной тип, а также красноземы и желтоземы*; *солонцы и сильно солонцеватые почвы*. Границы между классами в классификации Качинского были выделены аналогично классификации Министерства сельского хозяйства США [36] на основе лабораторного анализа тысяч образцов почв с известным классом по ГС согласно органолептическому полевому определению. Отдельный вопрос вызывает пробоподготовка образцов к гранулометрическому анализу [12]. Классификация Качинского была разработана с кислотно-щелочным методом пробоподготовки к гранулометрическому анализу, в котором отсутствует стадия удаления ОВ. Классификация USDA предполагает стадию удаления ОВ.

Так как в зависимости от физических и физико-химических свойств почв при одном и том же соотношении в них гранулометрических фрак-

ций будут по-разному проявляться механические свойства, Качинским была предпринята попытка детализации классификации почв по ГС в зависимости от *типа почвообразования*. Для *подзолистого типа* характерным является отсутствие у глинистой части гранулометрических элементов каких-либо ярких особенностей. *Солонцеватые* горизонты почв проявляют свойства “тяжелых” почв (низкая водопроницаемость, высокие липкость и вязкость во влажном состоянии; высокая твердость и трещиноватость в сухом) при более низком содержании физической глины. Почвы *степного типа* почвообразования проявляют неблагоприятные в агрономическом смысле свойства при более высоком содержании дисперсной части. Соответственно, границы между классами для степного типа и солонцеватых почв идут выше и ниже границ подзолистого типа (рис. 2). Разница в свойствах между подзолистым типом и солонцеватыми почвами начинает проявляться с супеси, между подзолистым и степными типами – со среднего суглинка. При этом адаптация границ гранулометрических классов в классификации Качинского является более простой задачей по сравнению с любыми другими классификациями, построенными на соотношении всех трех главных фракций гранулометрических элементов – ила, пыли и песка.

Цель данной статьи – рассмотреть пути решения проблемы использования данных метода лазерной дифракции для классификации почв по гранулометрическому составу. Для чего ставились следующие задачи: 1 – оценить воспроизводимость метода ЛД; 2 – установить закономерности различий между результатами метода ЛД и пипет-метода; 3 – оценить влияние стадии удаления ОВ почв на класс почв по гранулометрическому составу; 4 – оценить применимость различных способов пересчета данных метода ЛД в результаты пипет-метода; 5 – рассмотреть и обосновать пути решения разработки и адаптации классификации почв по ГС для метода ЛД.

ОБЪЕКТЫ

Объекты исследования представлены 8 типами почв (всего 32 полных профиля или 315 индивидуальных почвенных образцов) различными по минералогическому составу, текстуре и совокупности элементарных почвообразовательных процессов. Географическое положение объектов, тип землепользования, названия почв и формулы профилей по российским классификациям [2, 10] и Мировой реферативной базе почвенных ресурсов [22] представлены в табл. 1 дополнительных материалов к статье.

МЕТОДЫ

Гранулометрический анализ. Пробоподготовка образцов почв к гранулометрическому анализу методом ЛД проведена на ультразвуковом диспергаторе зондового типа (horntype) Digital Sonifier S-250D (Branson Ultrasonics, США) при энергии ультразвука равной 450 Дж/мл. Калибровка энергии диспергации проведена согласно общепринятой методике [32]. Пробоподготовка к гранулометрическому анализу пипет-методом проведена с помощью 4%-ного пирофосфата натрия и механического воздействия (растирание в пасте резиновым пестиком или обработка ультразвуком) [7]. ГС определен на лазерном дифрактометре Microtrac Bluewave (Microtrac, США) и пипет-методом (Eijkelkamp, Нидерланды; пипетка Качинского, Россия). Методом ЛД образцы были измерены от двух до восьмикратной повторности. Пипет-методом образцы анализировались в одно- и двукратной повторности. Выборка образцов почв для сравнения результатов пипет-метода и ЛД составляла 136 индивидуальных образцов. Также методом ЛД для 210 образцов почв получены распределения почвенных частиц по размерам после окисления ОВ с помощью пероксида водорода (30% H_2O_2, 7 суток при $T = 50°C$; длительность окисления выбрана по окончанию выделения CO_2 из почвенных суспензий). Параметры обработки дифракционной картины: частицы – несферической формы, абсорбирующие (коэффициент абсорбции – 1), индекс рефракции растворителя – 1.33 (дистиллированная вода при $T = 20°C$).

Расчет содержания фракции ила <2 мкм для пипет-метода. Для работы с классификацией USDA требуется содержание частиц ила диаметром <2 мкм и песка >50 мкм. Расчет содержания фракций ила <2 мкм и песка для метода ЛД не представляет трудности, так как выполняется в исходном программном обеспечении (Microtrac Flex, версия 11.0.0.1, США). Поскольку для пипет-метода измерение фракции ила <2 мкм не проводилось, расчет содержания частиц данного размера был проведен через аппроксимацию кумулятивной кривой содержания частиц 1, 5, 10, 50, 250, 1000 мкм. Общий вид кумулятивной кривой ГС схож с кривой основной гидрофизической характеристики (**ОГХ**), поэтому для аппроксимации применялись функции, которыми анализируются кривые ОГХ. В нашем случае для аппроксимации всего массива данных ГС использовались функции Фредлунда и Косуги [26, 41]. На основе полученных параметров функций проводился расчет содержания частиц <2 мкм.

Анализ данных. Математическая обработка данных была выполнена на языке программирования R (версия 3.6.1) в программной оболочке R Studio (версия 1.2.5019). Визуализация данных осуществлялась в пакете ggplot2 (https://

Таблица 1. Уравнения регрессии, использованные для проверки взаимосвязей между методами ЛД и пипет-метода для гранулометрических фракций. Данные уравнения являются основой для тестирования гипотез оптимального способа пересчета содержания фракций, полученных различными методами. *Adj.* R^2 – скорректированный коэффициент детерминации; $^+$ – для нелинейной регрессии *Adj.* R^2 рассчитан между зависимой переменной и спрогнозированными данными. Знаком *** показана значимость коэффициентов на уровне $\alpha = 0.0001$

Фракция	Уравнение регрессии	Коэффициент	Значение	*P*-value	*Adj.* R^2
Ил (<1 мкм)	$\text{ИЛ}_{\text{РАСЧ}} = a\exp\left(-bc^{\text{ИЛ}_{\text{ЛД}}}\right)$	a***	88.06	0.000	0.87^+
		b***	2.66	0.000	
		c***	0.92	0.000	
Пыль (1–50 мкм)	$\text{ПЫЛЬ}_{\text{РАСЧ}} = ae^{\frac{\text{ПЫЛЬ}_{\text{ЛД}}}{b}}$	a***	88.89	0.000	0.88^+
		b***	7.25	0.000	
		b***	0.97	0.000	
Песок (>50 мкм)	$\text{ПЕСОК}_{\text{РАСЧ}} = \dfrac{a}{1+\dfrac{\exp\left(b-\text{ПЕСОК}_{\text{ЛД}}\right)}{c}}$	a***	91.94	0.000	0.91^+
		b***	35.61	0.000	
		c***	13.43	0.000	
Физическая глина (>10 мкм)	$\text{ФГ}_{\text{РАСЧ}} = a\cdot\text{ФГ}_{\text{ЛД}}$	a***	0.97	0.000	0.97
Ил (<2 мкм)	$\text{ИЛ}(<2\ \text{мкм})_{\text{РАСЧ}} = \dfrac{a}{1+\dfrac{\exp\left(b-\text{ИЛ}(<2\ \text{мкм})_{\text{ЛД}}\right)}{c}}$	a***	89.69	0.000	0.87^+
		b***	25.35	0.000	
		c***	10.20	0.000	
Пыль (2–50 мкм)	$\text{ПЫЛЬ}(2\text{–}50\ \text{мкм})_{\text{РАСЧ}} = a\cdot e^{\left(\frac{\text{ПЫЛЬ}(2\text{–}50\ \text{мкм})_{\text{ЛД}}}{b}\right)}$	a***	86.66	0.000	0.87^+
		b***	7.96	0.000	

CRAN.R-project.org/package=ggplot2), RColorBrewer (https://CRAN.R-project.org/package=RColorBrewer), fmsb (https://CRAN.R-project.org/package=fmsb) и soiltexture (https://CRAN.R-project.org/package=soiltexture). Разработка, тестирование и валидация моделей пересчета данных гранулометрических фракций из метода ЛД в пипет-метод осуществлялись с применением пакетов stats (https://CRAN.R-project.org/package=stats), nlme (https://CRAN.R-project.org/package=nlme), drLumi (https://CRAN.R-project.org/package=drLumi), car (https://CRAN.R-project.org/package=car). Аппроксимация анализа ГС пипет-методом для расчета содержания фракции <2 мкм выполнялась в пакете HydroMem (https://CRAN.R-project.org/package=HydroMe). Пересчет в текстурные классы по классификации USDA осуществлялся с применением пакета soiltexture (https://CRAN.R-project.org/package=soiltexture).

РЕЗУЛЬТАТЫ

Воспроизводимость результатов метода ЛД. Расчет пределов воспроизводимости метода был выполнен на 210 образцах почвы, которые измерялись в двух-восьмикратной повторностях. В данной работе не было возможности разделить влияние факторов оператора и времени измерения, поэтому при расчете пределов воспроизводимости метода рассматривается обобщенная дисперсия. Пределы воспроизводимости метода ЛД рассчитаны согласно уравнению (ASTME177-14):

$$r = 1.960\sqrt{2}s_r, \quad (1)$$

где s_r – стандартное отклонение между повторностями измерения одного образца почвы, r – пределы воспроизводимости метода (пределы точности измерения образца почвы, 95% вероятностный интервал отклонения от среднего значения в большую и в меньшую сторону суммарно).

Пределы воспроизводимости метода ЛД различаются для гранулометрическихм фракций. Пределы воспроизводимости измерения содержания фракций были рассчитаны как среднее для всех почвенных образцов: r – пределы воспроизводимости измерения содержания фракции ($m \pm r/2$ – среднее содержание фракции ± пределы воспроизводимости измерения/2, %):

$$r_{<1\ \text{мкм}} = 2.12\%\ (m \pm 1.06\%),$$

$$r_{<2\ \text{мкм}} = 2.00\%\ (m \pm 1.00\%),$$

$$r_{<10\ \text{мкм}} = 2.90\%\ (m \pm 1.45\%),$$

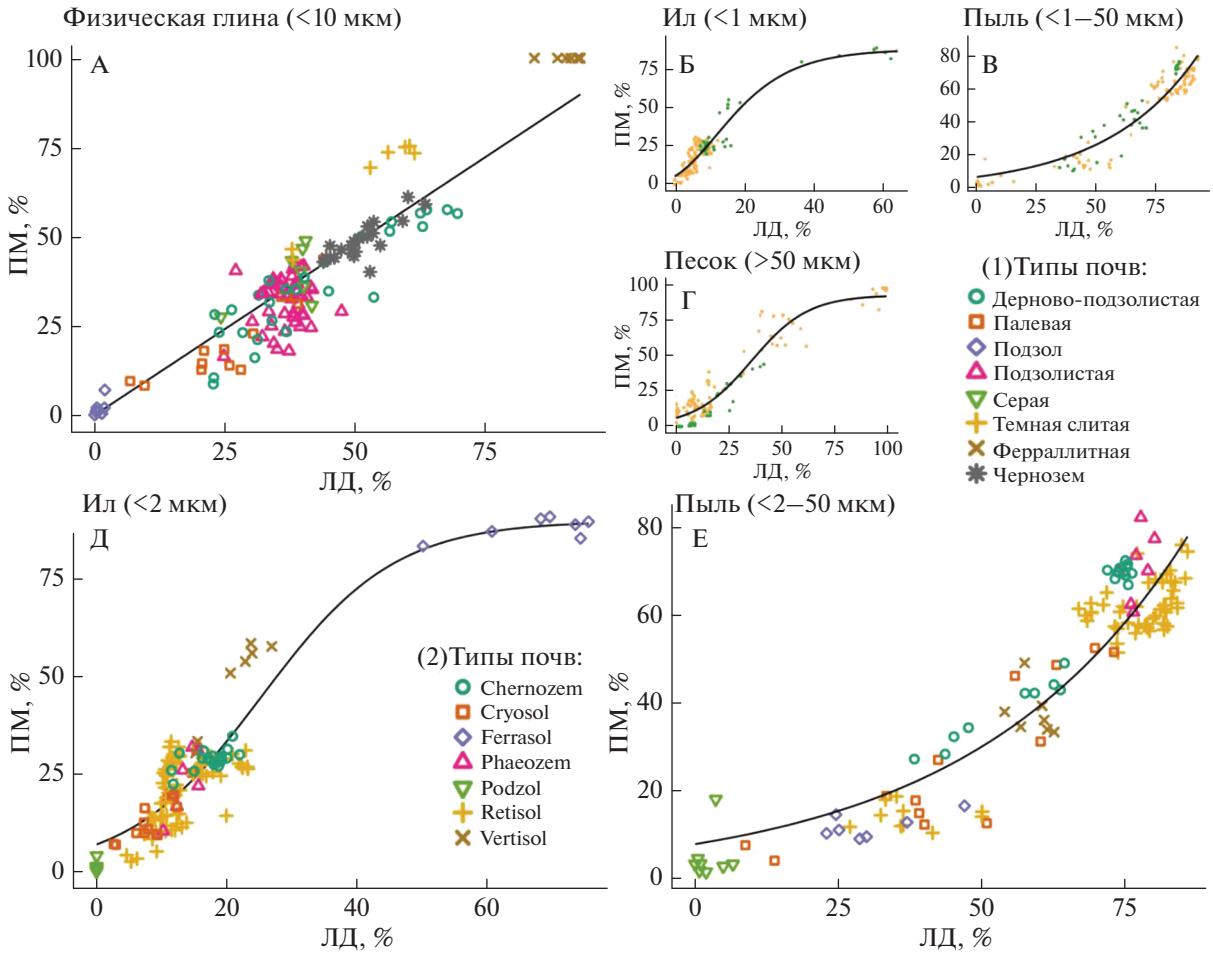

Рис. 3. Графики взаимосвязи между фракциями, полученными методом ЛД (ось X) и пипет-методом (ПМ, ось Y). По классификации Качинского: А – физическая глина (<10 мкм), Б – ил (<1 мкм), В – пыль (1–50 мкм), Г– песок (50–1000 мкм)). По классификации USDA: Д – ил (<2 мкм), Е – пыль (2–50 мкм); (1) – легенда типов почв для частей рисунка А–Г, (2) – легенда типов почв для частей рисунка Д и Е. Линии обозначают функции регрессии в зависимости от типа почвообразования. Затененная область вокруг линий показывает стандартную ошибку среднего. Всего образцов – 136.

$$r_{<2-50\ \text{мкм}} = 2.68\%\ \ (m \pm 1.34\%),$$

$$r_{>50\ \text{мкм}} = 2.58\%\ \ (m \pm 1.29\%).$$

Взаимосвязь между результатами метода ЛД и пипет-метода. Между содержаниями гранулометрических фракций (ил, пыль, песок), измеренных методами ЛД и пипет-методом, наблюдаются нелинейные взаимосвязи. Содержание ила (<1 и <2 мкм) и песка (>50 мкм), измеренного двумя методами, хорошо описывается функцией экспоненциального распределения (табл. 1, рис. 3, Б, Г, Д соответственно). Для функции экспоненциального распределения характерно наличие двух участков – линейного и участка выхода функции на плато. Линейный участок свидетельствует о том, что до определенного значения функции (в нашем случае – содержания фракции по пипет-методу), данные имеют фиксированную различия между методами:

– содержание ила (<1 мкм) по методу ЛД в 2.8 раз меньше, чем по пипет-методу,

– содержание ила (<2 мкм) по методу ЛД в 1.7 раз меньше, чем по пипет-методу,

– содержание песка (>50 мкм) по методу ЛД в 1.3 раз меньше, чем по пипет-методу.

После линейного участка функция выходит на плато и, несмотря на изменения значений переменной (в нашем случае – содержания фракции по методу ЛД), значения функции остаются постоянными (в нашем случае – содержания фракции по методу пипет-методу). Выход на плато наблюдается для:

– содержания ила (<1 мкм) по пипет-методу в значении 34% по методу ЛД,

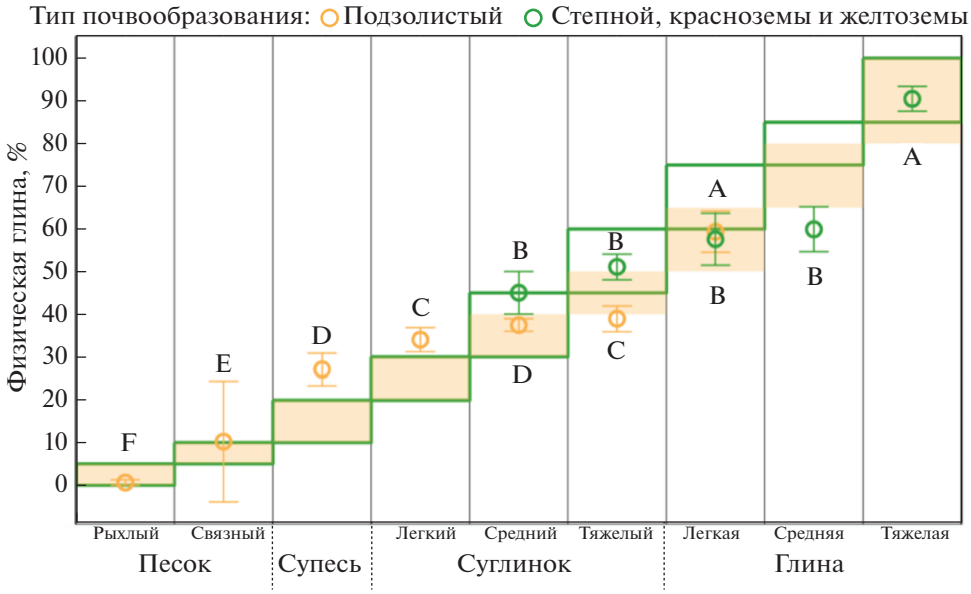

Рис. 4. Применение данных ЛД при оценке почв по классификации Качинского. По оси X и прямоугольниками показаны текстурные классы в зависимости от типа почвообразования – подзолистый и степной, красноземы и желтоземы по классификации Качинского. Образцы почв объединены в классы согласно данным пипет-метода. Коробочка с усиками показывает среднее ± ошибка среднего (%) согласно методу ЛД для образцов почв, сгруппированных по классам согласно данным пипет-метода. Буквами обозначена наименьшая существенная разница между классами (при $\alpha = 0.05$).

– содержание ила (<2 мкм) по пипет-методу в значении 53% по методу ЛД,

– содержание песка (>50 мкм) по пипет-методу в значении 72% по методу ЛД.

Содержание пыли (1–50 и 2–50 мкм), измеренное методом ЛД и пипет-методом, имеет вид функции экспоненциального роста (рис. 3, B и E соответственно). Функцию экспоненциального роста схематично можно разделить на 2 линейных участка, которые различаются по величине изменения функции на единицу переменной. Граница между такими линейными участками расположена в значениях переменной равных ~39 и 38% соответственно. В диапазоне значений содержания пыли по ЛД до 39/38% содержание по пипет-методу меньше в ~2.2/2.3 раза, в диапазоне значений от 39/38 до 100% – меньше на ~30%.

Между содержанием физической глины, измеренным методом ЛД и пипет-методом, имеется линейная взаимосвязь с параметром 0.97, то есть по методу ЛД содержания физической глины всего в 1.03 раза меньше, чем по методу пипет-методу (рис. 3, A). Использование содержания физической глины по методу ЛД показывает систематические отклонения при определении текстурного класса по классификации Качинского (рис. 4). Для подзолистого типа почвообразования из семи рассмотренных текстурных классов 5 попадают в указанные диапазоны содержания физической глины: песок рыхлый и связный, средний и тяжелый суглинок, глина легкая. Классы супесь и легкий суглинок по содержанию физической глины по методу ЛД на 10% превышают границы текстурных классов, определенных для пипет-метода. Статистические различия между классами средний и тяжелый суглинок отсутствуют (F-значение = 102.4, p-значение = 0.000). Для степного типа почвообразования из 5 исследуемых классов для класса “глина средняя” данные метода ЛД полностью выходят за границы классификации и данные еще одного класс находятся на границе класса – среднее значение класса глина легкая находится ниже нижней границы диапазона содержания физической глины. Отсутствуют статистические различия между классами легкая и средняя глина (F-значение = 98.36, p-значение = 0.000).

В зависимости от фракции наблюдаются различные тенденции взаимосвязи между методами измерения ГС почв. Для ила <1 и <2 мкм и песка >50 мкм в области низких и средних значений содержаний фракции (от 0 до 34, 53 и 72%, соответственно) метод ЛД в 2.81, 1.66 и 1.28 раза менее чувствителен, чем пипет-метод. В то же время при достижении содержания фракции более порогового значения (34, 53 и 72% для ила <1 и <2 мкм и песка >50 мкм) пипет-метод полностью теряет чувствительность. В области пыли (1–50 и 2–50 мкм) метод ЛД на всем диапазоне значений фракции показывает большую чувствительность, чем пипет-метод. Для измерения содержания физической глины нет существенных различий в чув-

Таблица 2. Проверка типа взаимосвязи между содержанием ила (<1 мкм) по методу ЛД и пипет-методу. $R^2_{(расч.-эксп.)}$ – коэффициент детерминации между экспериментальными и расчетными данными, *AIC* – критерий Акаике, *BIC* – байесовский информационный критерий, Кв. сум. ост. – квадрат суммы остатков

Функция	$R^2_{(расч.эксп.)}$	*AIC*	*BIC*	Кв. сум. ост.	*F*-значение	*p*-значение
Линейная	0.85	923	932	6746.6		
Логистическая	0.87	911	923	6082.4	14.525	0.0002107

ствительности между методами. Для данных метода ЛД содержание физической глины как индикатор текстурной принадлежности эффективен, то есть показывает различия между текстурными классами для почв подзолистого типа почвообразования в ~70% (для двух классов из семи среднее содержание физической глины по ЛД не попадает в рамки текстурных классов согласно пипет-методу), для степного в ~80% (один класс из пяти) (рис. 4).

Пересчет данных метода ЛД в данные пипет-метода (классификация Качинского). Прямое применение классификации Качинского к данным ЛД приводит в 43% случаев к ошибкам в градации почв по ГС. Результат является неудовлетворительным, и можно сделать заключение, что разработанная для пипет-метода классификация ГС не может напрямую применятся для данных ЛД метода. Выбор оптимального способа пересчета данных метода ЛД в данные пипет-метода для использования классификации Качинского требует постановки и проверки ряда гипотез.

Гипотеза 1: между содержанием физической глины, определенным пипет-методом и ЛД, имеется фиксированная разница, которая не зависит от количества фракции. Учет данной разницы позволит провести корректный пересчет ЛД данных.

Для проверки гипотезы использована линейная функция:

$$ФГ_{РАСЧ} = a + bФГ_{ЛД}, \quad (2)$$

где $ФГ_{РАСЧ}$ – содержание физической глины, полученное пипет-методом (%), $ФГ_{ЛД}$ – содержание физической глины, полученное методом ЛД (%), *a*, *b* – параметры пересчета между методами.

Коэффициент детерминации R^2 равен 0.97 (*p*-значение = 0.000), следовательно, взаимосвязь между содержанием физической глины, измеренной пипет-методом и ЛД, линейна. После пересчета ошибка составляет 39% (вероятность успеха – 61%), но остается крайне высокой.

Гипотеза 2: поскольку фракция физической глины состоит из фракций ила, мелкой пыли и средней пыли, каждая фракция имеет свою ошибку аппроксимации. Учет ошибок в каждой фракции позволит провести более точный пересчет данных ЛД.

Анализ данных показал, что взаимосвязь между содержанием ила по методу ЛД и пипет-методу не линейна (табл. 2). Наиболее точно данные описываются функцией Гомперца (между экспериментальными и расчетными данными $R^2 = 0.89$) (уравнение (3)). Содержания мелкой и средней пыли, полученные двумя методами, описываются линейными функциями ($R^2 = 0.64$, $p = 0.000$, и $R^2 = 0.74$, $p = 0.000$, соответственно) (уравнения (4) и (5)). Содержание физической глины определялось как сумма рассчитанного содержания фракций ила, мелкой и средней пыли (уравнение (6)).

$$ИЛ_{РАСЧ} = a * \exp(-b \cdot c \wedge ИЛ_{ЛД}), \quad (3)$$

$$МП_{РАСЧ} = d + e \cdot МП_{ЛД}, \quad (4)$$

$$СрП_{РАСЧ} = f + g \cdot СрП_{ЛД}, \quad (5)$$

$$ФГ_{РАСЧ} = ИЛ_{РАСЧ} + МП_{РАСЧ} + СрП_{РАСЧ}, \quad (6)$$

где $ИЛ_{РАСЧ}$ – содержание ила пипет-методом (%), $МП_{РАСЧ}$ – содержание мелкой пыли пипет-методом (%), $СрП_{РАСЧ}$ – содержание средней пыли пипет-методом (%), $ИЛ_{ЛД}$ – содержание ила методом ЛД (%), $МП_{ЛД}$ – содержание мелкой пыли методом ЛД (%), $СрП_{ЛД}$ – содержание средней пыли методом ЛД (%), *a* – асимптота функции содержания ила, *b*, *d*, *f* – значение функций при значении нулевом переменной, *c*, *e*, *g* – параметры функций.

Несмотря на то, что для каждой фракции была подобрана собственная функция, которая хорошо описывает данные, в конечном итоге суммарная ошибка пересчета была незначительно ниже, чем при прямом пересчете, и составляла 37.5% (вероятность успеха 62.5%). Создание более подробной модели позволило учесть нелинейность взаимосвязи в содержании ила и линейность взаимосвязей в содержании мелкой и средней пыли, измеренных методом ЛД и пипет-методом.

Гипотеза 3: ЛД и пипет-метод по-разному учитывают частицы органической природы, а также необходим учет межлабораторной ошибки. Органические и органо-минеральные частицы, менее плотные по сравнению с частицами минералов, медленно оседают, и при измерении пипет-методом относятся к частицам меньшего диаметра. В то же время при измерении методом ЛД может происходить завышение диаметра частиц за счет

Таблица 3. Точность (вероятность определения правильного значения, %) определения текстурного класса почв по классификации Качинского. Пр – песок рыхлый, Псв – песок связный, С – супесь, Сл – суглинок легкий, Сср – суглинок средний, Ст – суглинок тяжелый, Гл – глина легкая, Гср – глина средняя, Гт – глина тяжелая. Для столбцов с текстурными классами красным цветом показаны минимальные значения, зеленым – максимальные. В итоговом столбце "Точность определения" от светлого к темному показано увеличение значений вероятности определения правильного текстурного класса на основе используемых моделей

Модели пересчета	Классы почв по ГС (классификация Качинского)									Точность определения
	Пр	Псв	С	Сл	Сср	Ст	Гл	Гср	Гт	
Без пересчета	100	50	0	23	73	59	71	0	100	57
Гипотеза 1	100	0	33	36	85	56	50	0	100	61
Гипотеза 2	86	50	42	64	83	37	50	0	100	63
Гипотеза 3	100	33	44	64	85	52	71	50	100	70

усреднения размера для несферических частиц – вытянутых в одном из направлений или имеющих изрезанную форму, что может быть особенно характерно для органических и органоминеральных частиц. Высокий вклад в общую дисперсию вносит межлабораторная дисперсия. Таким образом, учет влияния содержания общего углерода и межлабораторной дисперсии позволит корректно провести пересчет.

Аппроксимация данных осуществлялась методом множественной нелинейной регрессии со случайным эффектом. За основу были взяты уравнения (3), (4), (5) с включением содержания общего углерода в виде линейной переменой. В качестве случайного эффекта был выбран фактор лаборатории, в которой проводились измерения ГС пипет-методом. Качество аппроксимации существенно улучшилось – между экспериментальными и расчетными данными R^2 равен 0.97 (уравнение (7)).

$$\text{ФГ}_{\text{РАСЧ}} = a \cdot \exp\left(-b \cdot c^{\text{ИЛ}_{\text{ЛД}}}\right) + d \cdot \text{МП}_{\text{ЛД}} + e \cdot \text{СрП}_{\text{ЛД}} + f \cdot C + g + \mu_W, \quad (7)$$

где $\text{ФГ}_{\text{ПМ}}$ – содержание физической глины, полученное пипет-методом (%), $\text{ИЛ}_{\text{ЛД}}$ – содержание ила методом ЛД (%), $\text{МП}_{\text{ЛД}}$ – содержание мелкой пыли методом ЛД (%), $\text{СрП}_{\text{ЛД}}$ – содержание средней пыли методом ЛД (%), C – содержание общего углерода (%), a – асимптота функции содержания ила, b, g – значение функций в точке пересечения с осью X, c, d, e, f – параметры функций, μ_W – переменная случайного эффекта.

Вместе с тем, более чем на 6% снизилась вероятность ошибки при определении текстурного класса, и итоговая ошибка составила 29.7% (вероятность успеха 70.3%).

Таким образом, усложнение модели, введение новых переменных и учет влияния межлабораторной ошибки позволяют правильно определить текстурный класс по классификации Качинского при использовании данных ЛД метода максимум в 70.3% случаев (табл. 3).

Пересчет данных ЛД в классификацию USDA. Прямое применение классификации USDA на данных ЛД дает ошибку пересчета 65.3% (вероятность успеха 34.7%). Основное отличие пересчета ЛД данных для классификации USDA от пересчета для классификации Качинского состоит в необходимости использования гранулометрических двух фракций (ила и песка) вместо одной (физическая глина или физический песок). Для классификации USDA содержание фракции ила <2 мкм измеряется пипет-методом, содержание фракции песка >50 мкм – методом мокрого просеивания на сите. Следовательно, успешное определение текстурного класса на основе данных ЛД метода требует решения 2 задач:

– для ила – пересчет ЛД данных в данные пипет-метода,

– для песка – пересчет ЛД данных в данные мокрого просеивания на сите.

Для изучения проблемы пересчета были поставлены несколько гипотез с учетом опыта обработки данных для пересчета по классификации Качинского.

Гипотеза 4: пересчет требуется только для содержания ила, содержание песка не требует пересчета. Содержание ила, измеренное различными методами, связано нелинейно, следовательно, не имеет фиксированной разницы по всему диапазону значений.

Проверка качества аппроксимации подтвердила нелинейность взаимосвязи ила (<2 мкм), измеренного методом ЛД и пипет-методом (табл. 4).

Для аппроксимации содержания ила была выбрана логистическая функция (уравнение (8)). Для определения текстурного класса использовано содержание песка, полученное методом ЛД (уравнение (9)). Содержание пыли рассчитано по разнице

Таблица 4. Проверка типа взаимосвязи между содержанием ила (<2 мкм) по методу ЛД и пипет-методу. $R^2_{(\text{расч.-эксп.})}$ – коэффициент детерминации между экспериментальными и расчетными данными, *AIC* – критерий Акаике, *BIC* – байесовский информационный критерий, Кв. сум. ост. – квадрат суммы остатков

Функция	$R^2_{(\text{расч.эксп.})}$	*AIC*	*BIC*	Кв. сум. ост.	*F*-значение	*p*-значение
Линейная функция	0.88	902	911	11678.3		
Логистическая функция	0.91	868	879	8651.2	41.289	2.888e-09

между 100% и содержанием фракций ила и песка (уравнение (10)).

$$\text{ИЛ}(<2\ \text{мкм})_{\text{РАСЧ}} = \frac{a}{1+\frac{\exp\left(b-\text{ИЛ}(<2\ \text{мкм})_{\text{ЛД}}\right)}{c}}, \quad (8)$$

$$\text{ПЕСОК}_{\text{РАСЧ}} = \text{ПЕСОК}_{\text{ЛД}}, \quad (9)$$

$$\text{ПЫЛЬ}_{\text{РАСЧ}} = 100 - \text{ИЛ}(<2\ \text{мкм})_{\text{РАСЧ}} - \text{ПЕСОК}_{\text{РАСЧ}}, \quad (10)$$

где a – асимптота функции содержания ила, b – параметр перегиба кривой (значение X при значении функции $a/2$), c – параметр функции.

Расчетные и экспериментальные данные пипет-метода для содержания ила (<2 мкм) имеют $R^2 = 0.87$. Содержание песка по данным ЛД и пипет-метода имеют $R^2 = 0.88$. Использованный способ пересчета увеличивает вероятность попадания в нужный текстурный класс почти в 2 раза до 63.6%.

Гипотеза 5: учет содержания $C_{\text{общ}}$ и межлабораторной ошибки поможет повысить точность пересчета содержания ила (<2 мкм) из данных ЛД в данные пипет-метода. Для аппроксимации содержания ила использовано уравнение (8) с добавлением линейной функции содержания $C_{\text{общ}}$ и применением случайного эффекта межлабораторной ошибки.

$$\text{ИЛ}(<2\ \text{мкм})_{\text{РАСЧ}} = \frac{a}{1+\frac{\exp\left(b-\text{ИЛ}(<2\ \text{мкм})_{\text{ЛД}}\right)}{c}} + dC + e + \mu_W, \quad (11)$$

где d – параметр переменной C, e – значение функции при нулевом значении переменной, μ_W – переменная случайного эффекта.

Между расчетными и экспериментальными данными содержания ила (<2 мкм) $R^2 = 0.94$. Добавление новых переменных привело к увеличению точности определения текстурного класса на 4 до 67.6%. Усложнение функции аппроксимации за счет введения переменной $C_{\text{общ}}$ и учета межлабораторной ошибки эффективно.

Таким образом наилучший результат определения текстурного класса после пересчета равен 67.6%, которого можно добиться через уточнение модели пересчета содержания ила.

Гипотеза 6: использование оптимального уравнения пересчета содержания песка из данных ЛД в пипет-метод позволит повысить точность определения текстурного класса. Содержание ила было рассчитано по уравнению (11). Для расчета содержания песка выбрана оптимальная модель аппроксимации. Лучше всего данные описывались логистической функцией (уравнение (12)). Содержание пыли рассчитано по уравнению (10).

$$\text{ПЕСОК}_{\text{РАСЧ}} = \frac{a}{1+\frac{\exp\left(b-\text{ПЕСОК}_{\text{ЛД}}\right)}{c}}, \quad (12)$$

где a – асимптота функции содержания песка, b – параметр перегиба кривой (значение X при значении функции $a/2$), c – параметр функции.

Коэффициент регрессии между расчетными и экспериментальными данными песка R^2 равен 0.91. Вероятность попадания в нужный текстурный класс при использовании рассчитанных содержаний песка и ила, измеренных методом ЛД, равна 66.7%. Это на 0.9% ниже, чем при использовании исходных данных песка по методу ЛД и пересчитанного содержания ила (гипотеза 6). Следовательно, использование содержания песка, рассчитанного по уравнению (12), не улучшает качества определения текстурного класса почв.

Гипотеза 7: учет содержания $C_{\text{общ}}$ и межлабораторной ошибки поможет повысить точность пересчета содержания песка из данных ЛД метода в данные пипет-метода. Для пересчета содержания песка из данных ЛД метода в данные пипет-метода за основу было взято уравнение (12) с введением линейной функции содержания $C_{\text{общ}}$ и случайного эффекта межлабораторной ошибки. Содержание ила (<2 мкм) рассчитано по уравнению (11), содержание пыли – по уравнению (10).

$$\text{ПЕСОК}_{\text{РАСЧ}} = \frac{a}{1+\frac{\exp\left(b-\text{ПЕСОК}_{\text{ЛД}}\right)}{c}} + dC + \mu_W, \quad (13)$$

Таблица 5. Точность (вероятность определения правильного значения, %) определения текстурного класса почв по классификации USDA. C – clay, SIC – silty clay, SC – sandy clay, CL – clay loam, SICL – silty clay loam, SCL – sandy clay loam, L – loam, SIL – silty loam, SL – sandy loam, SI – silt, LS – loamy sand, S – sand. Отс. – данные отсутствуют. Для столбцов с текстурными классами красным цветом показаны минимальные значения, зеленым – максимальные. В итоговом столбце "Точность определения" от светлого к темному показано увеличение значений вероятности определения правильного текстурного класса на основе используемых моделей

Модели пересчета	Классы почв по ГС (классификация USDA)										Точность определения
	C	CL	SICL	SCL	L	SIL	SL	SI	LS	S	
Без пересчета	50	0	0	0	17	66	38	0	0	88	35
Гипотеза 4	58	57	39	57	67	76	100	0	67	88	64
Гипотеза 5	83	86	45	отс.	67	66	100	0	100	100	68
Гипотеза 6	100	57	42	отс.	33	76	100	0	0	100	67
Гипотеза 7	92	43	35	отс.	67	76	100	0	0	100	65

где d – параметр функции, e – параметр значение функции при нулевом значении переменной, μ_W – переменная случайного эффекта.

Между расчетными и экспериментальными данными содержания песка по пипет-методу R^2 равен 0.96. Не смотря на лучшее соответствие усложненной модели экспериментальным данным, вероятность правильного определения текстурного класса снижается до 64.9% (на 1.8% с использованием данных ЛД содержания песка).

Самым эффективным способом использования данных метода ЛД для определения текстурного класса по классификации USDA является пересчет содержания ила (<2 мкм) согласно Уравнению 10 и использование исходного содержания песка, полученного методом ЛД (табл. 5). Такой подход снижает ошибку до 32.4%.

Гранулометрический состав после окисления ОВ (данные метода ЛД). Окисление ОВ почв приводит к уменьшению содержания физической глины на 4.0% в горизонте PY дерново-подзолистой почвы, 14.5% в горизонте А чернозема, 9.7% в горизонте Ai' вертисоли и увеличению содержания физической глины на 29.6% в горизонте А ферраллитной почве (рис. 5). В результате чего происходит смена градаций в 54.3% (совпадение только в 45.3% случаев) и в 4% (совпадение классов после окисления ОВ в 96%) случаев по классификациям Качинского и USDA, соответственно (рис. 6). В образцах агродерново-подзолистой почвы, чернозема и вертисоли окисление ОВ приводит к облегчению ГС на одну позицию. Особо значимы изменения для образцов чернозема, весь профиль которого без стадии удаления ОВ классифицировался как тяжелый суглинок, после удаления – как средний суглинок. Удаление ОВ в образцах гумусо-аккумулятивной части профиля ферраллитной почвы приводит к обратному эффекту – после удаления ОВ происходит утяжеление ГС на две градации (глина легкая переходит в глину тяжелую).

Так как классификация USDA основана на количественном соотношении трех фракций, были основания предполагать, что она будет более чувствительна по сравнению с классификацией Качинского к удалению ОВ перед гранулометрическим анализом. Однако для исследованных почв, категория согласно классификации USDA изменилась только для нескольких образцов ферраллитной почвы.

Различная реакция классификаций на стадию удаления ОВ объясняется спецификой распределения ОВ по гранулометрическим элементам. В гумусово-аккумулятивных горизонтах агродерново-подзолистой почвы, чернозема, вертисоли происходит окисление свободных органических частиц размерами ~0.5–9.25, ~0.9–7 и ~88–250, ~0.4–4.62 и ~60–300 мкм соответственно (рис. 6, А, Б и В соответственно). Что приводит к относительному увеличению количества частиц размером с фракцию крупной пыли (10–50 мкм). В горизонте $A1_1$ ферраллитной почвы окисление приводит к разрушению органоминеральных связей в частицах с преимущественными диаметрами около 5, 20 и 210 мкм (рис. 6, Г). При этом наблюдается значительный выход частиц размерами <1 мкм (с преимущественным диаметром ~0.2 мкм).

В нижележащих горизонтах для агродерново-подзолистой почвы характерны аналогичные горизонту P1 изменения после окисления ОВ. То же самое – для чернозема, за исключением того, что с глубины 20 см и ниже по профилю отсутствуют органические частицы размером ~88–250 мкм. Для нижележащих горизонтов вертисоли характерны аналогичные горизонту А закономерности за исключением горизонта Ai', в котором отсутствуют органические частицы в диапазоне 60–300 мкм.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Пределы воспроизводимости пипет-метода составляют от 0.5 до 10% в зависимости от фрак-

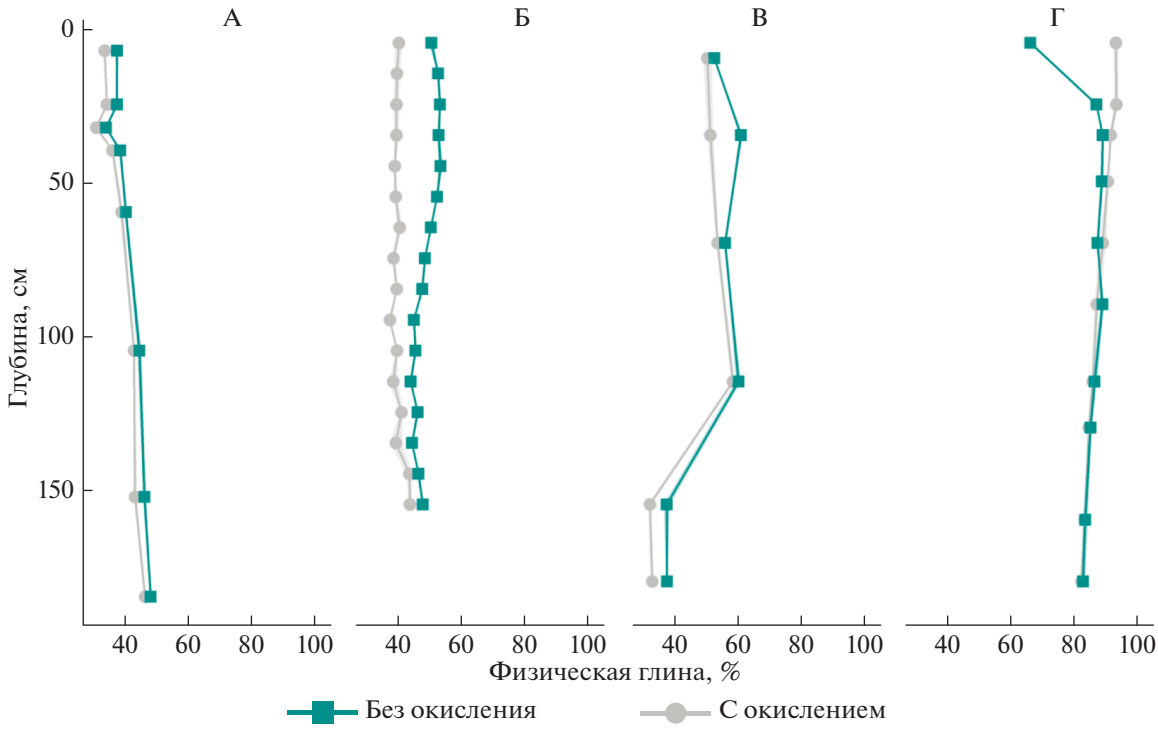

Рис. 5. Профильное распределение содержания физической глины (сумма частиц <10 мкм), полученное методом ЛД после УЗ диспергации с и без предварительной стадии окисления ОВ для: А – агродерново-слабоподзолистой почвы (EAR1), Б – чернозема миграционно-мицеллярного (HP1), В – темной слитой почвы (GVGG), Г – ферраллитной (F).

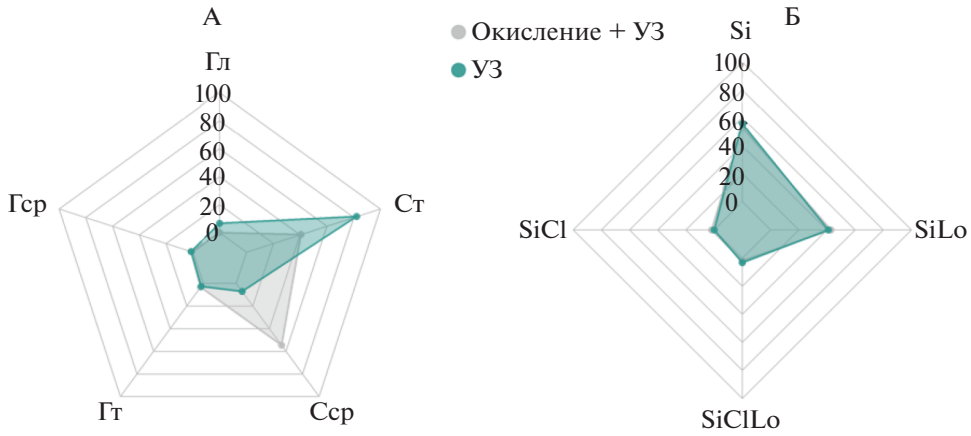

Рис. 6. Смена класса по гранулометрическому составу после окисления ОВ: А – классификация Качинского, Б – классификация USDA. Круговая диаграмма отражает количество образцов (%) по классам.

ции (например, [43]). Высокая погрешность обусловлена во многом влиянием оператора. На этапе измерений ошибки обусловлены точностью измерения плотности твердой фазы почв, соблюдением концентрации частиц в суспензии, тщательностью взбалтывания суспензии в цилиндре, постоянством температуры воды на протяжении всего измерения, а также аккуратностью и опытом пользователя.

Определение ГС методом ЛД предусматривает минимизацию влияния оператора на результаты анализа. Пробоподготовка предусматривает ультразвуковую диспергацию образца почвы, выходная энергия диспергатора должна быть предварительно калиброва согласно общепринятой методике [32]. Измерение и расшифровка дифракционной картины автоматизированы. Пределы воспроизводимости метода ЛД

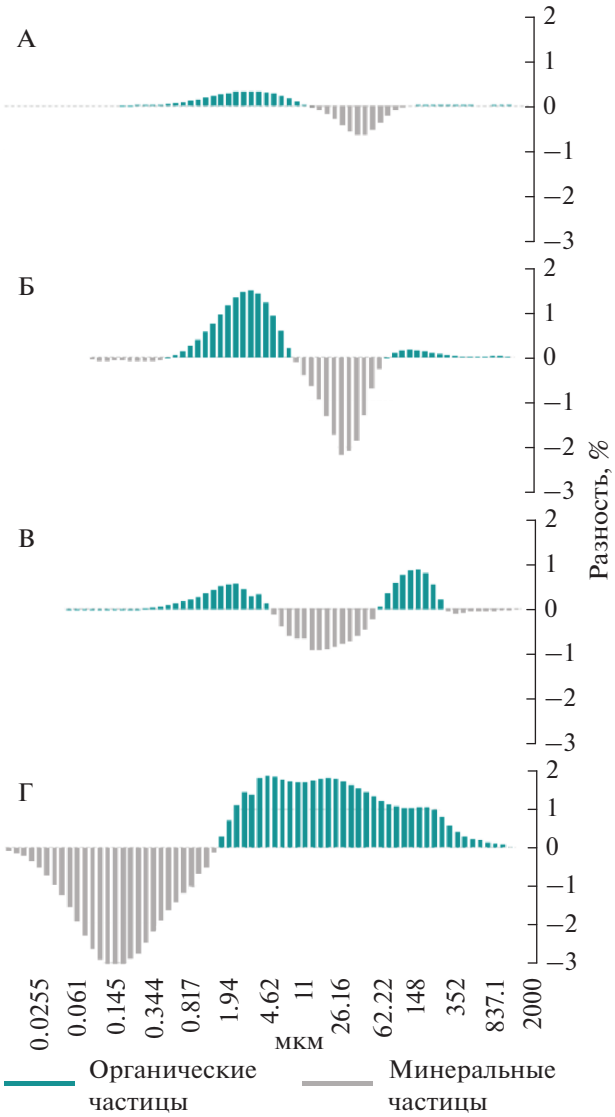

Рис. 7. Локализация частиц органической (положительные значения по оси Y) и минеральной (отрицательные значения) природы в распределении элементарных почвенных частиц по размерам гумусовых горизонтов почв: А – агродерново-слабоподзолистой почвы (EAR1), Б – чернозема миграционно-мицеллярного (HP1), В – темной слитой почвы (GVGG), Г – ферраллитной (F). По оси X отображен размер частиц (мкм), по оси Y – разность (%) между дифференциальными распределениями частиц по размерам, полученными методом ЛД после диспергации почвенных суспензий УЗ без и с предварительной стадией окисления ОВ.

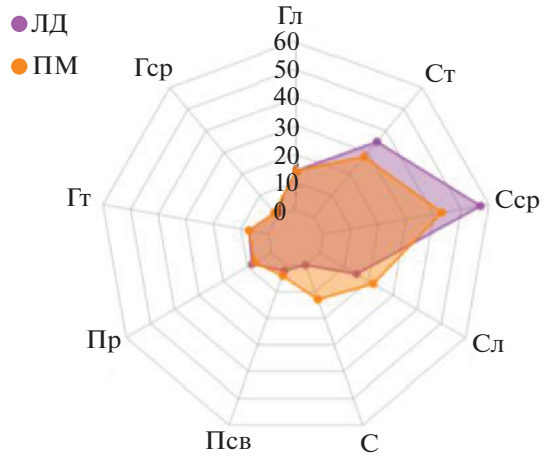

Рис. 8. Смена градации по классификации Качинского в зависимости от используемого метода – лазерной дифракции (ЛД) или пипет-метода (ПМ).

по фракциям по нашим данным приблизительно одинакова и не превышает ±1.5%, несмотря на полидисперсность почвенных образцов и малую величину пробы. Пределы воспроизводимости не изменяется при увеличении количества повторностей. Для проверки качества полученных данных рекомендуется проводить на одном образце измерения в двухкратной повторности с промежутком по времени (около суток). В случае попадания значений в указанный выше интервал, можно считать, что полученные данные являются корректными и достоверно характеризуют объект.

Существует 4 подхода к решению проблемы применения классификации почв по ГС к данным ЛД (рис. 9). Первый путь предполагает пересчет данных ЛД в данные пипет-метода и использование существующих классификаций, и на текущий момент дает неудовлетворительный результат. Прямое применение имеющихся классификаций почв по ГС (классификации Качинского и USDA) для данных ЛД метода приводит в 43.0 и 65.3%, соответственно, к ошибкам при определении текстурного класса. Использование математических моделей для пересчета данных ЛД снижает ошибку до 29.7 и 32.4%. Несмотря на сложность моделей, включающих дополнительные факторы (нелинейность взаимосвязей, содержание $C_{общ}$, учет межлабораторной ошибки), точность определения правильного текстурного класса является крайне низкой. Аналогичные результаты были получены другими работами [29, 39]. Качественное улучшение подхода трудоемко и требует применения более массивного математического аппарата для анализа данных. Можно сделать предположение, что такой подход является тупиковым.

Второй путь предполагает адаптацию имеющихся классификаций с учетом взаимосвязей между результатами метода ЛД и пипет-метода. Результаты многочисленных работ по сравнению методов, основанных на явлении седиментации, и метода ЛД показывают, что универсальных взаимосвязей между двумя методами не существует. Поскольку измерение гранулометрического состава методом ЛД максимально стандартизирова-

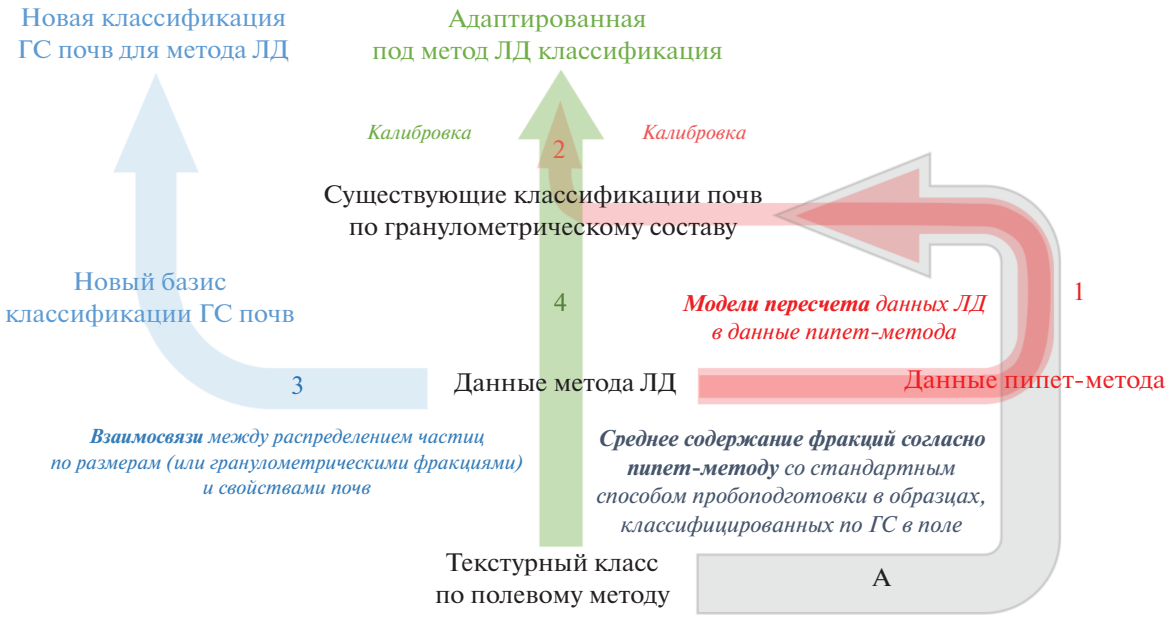

Рис. 9. Проблема разработки классификации почв по ГС для метода ЛД: стрелками и цифрами показаны пути разработки имеющихся классификаций (А) и решения проблемы (1–4); *курсивом* даны пояснения к ним; А – путь разработки существующих классификаций (классификаций Качинского, USDA и др.), 1 и 2 – пути через данные пипет-метода, 3 – разработка собственной классификации под метод ЛД, 4 – наиболее короткий и прямой путь адаптации существующих классификаций.

но, а сама методика измерений предполагает минимальное влияние оператора на конечный результат, низкая точность пересчета, вероятно, обоснована влиянием большого числа неучтенных факторов при измерении пипет-методом, например, пробоподготовка образцов, измерение и учет плотности твердой фазы почвы, различное влияние формы частиц, опыт оператора и т. д. Кроме того, методы пробоподготовки, лежащие в основе разработки старой классификации и применяемые сейчас различаются. Нами также показано, что в области ГС для почв подзолистого типа почвообразования – от супеси до суглинка тяжелого и для почв степного типа – от суглинка среднего до глины средней границы между классами почв пересекаются, если при анализе результатов метода ЛД опираться на границы текстурных классов почв согласно пипет-методу (рис. 4). Как итог, подобный путь имеет такие же проблемы, как и первый подход, но при этом добавляются сложности с интерпретацией результатов.

Третий подход предлагает разработку новой классификации непосредственно под метод ЛД. Вероятно, это требует: 1 – параметризации непрерывной кривой распределения первичных частиц, получаемой в методе ЛД; 2 – нахождения взаимосвязей между параметрами и свойствами, отвечающих за физико-механическое и гидрофизическое поведение почв и, как следствие, 3 – определения базиса новой классификации и, собственно, 4 – категоризации почв на классы по гранулометрическому составу. Такой путь требует вложения больших средств и усилий. Однако ГС – базовое свойство, которое фигурирует в широком ряде нормативов и стандартов. Таким образом, разработка совершенно новой классификации с нуля поможет полностью закрыть вопросы, связанные с применением текущих классификаций. Однако такой подход, вероятно, будет являться не самым эффективным способом решения проблемы, так как потребует изменения всех стандартных практик, что сильно затруднит внедрение новой классификации. Данный путь потребует взаимодействия между всеми государственными и частными структурами, связанными с использованием земель, и в идеальном случае, должен использоваться в случае установления конкретных механизмов регулирования и управления почвенными ресурсами.

Четвертый подход подразумевает калибровку существующих классификаций (Качинского, USDA, WRB и др.) непосредственно на основе определения ГС методом ЛД образцов почв, для которых определен текстурный класс полевым методом. Что позволит при успешном разделении выборки почв на кластеры по ГС получить те же текстурные классы, которые используются в существующих классификациях почв (классификация почв России, СССР, WRB, Keys to Soil Taxonomy и др.)

и на практике. Данный подход позволит решить проблемы использования методов без изменения традиционных представлений о гранулометрическом составе почв и не требует существенных финансовых вложений. По мнению авторов, данный путь является самым простым и эффективным.

Полевое определение ГС отражает механическое поведение образцов почв, содержащих различного типа ОВ, оксиды и гидроксиды, и другие компоненты, лабильные относительно минеральной фазы почв. В последние годы можно встретить работы, направленные на изучение и учет структурной организации почв и опирающиеся на разделение частиц почвы до первичных органо-минеральных комплексов только со стадией физической диспергации ультразвуком [35]. Показано, что при содержании С менее 2 г на 100 г минералов ОВ не оказывает значимого эффекта на содержание илистой фракции, получаемой ареометрическим методом [23]. Для образцов почв и отложений, содержащих менее 1% С, предварительная обработка образцов с помощью H_2O_2 также не оказывает значимого влияния на распределение частиц по размерам, получаемое с помощью метода ЛД [16]. Выше этого порога происходит завышение содержания илистой фракции (<2 мкм). Без стадии удаления ОВ количество фракции пыли (2–50 мкм) больше, чем после применения стадии окисления. Нами показано, что чувствительность классификации к стадии удаления ОВ перед гранулометрическим анализом будет зависеть от количества, типа и локализации ОВ в распределении частиц по размерам (рис. 7). Классификация Качинского более чувствительна к окислению ОВ по сравнению с классификацией USDA и другими трехкомпонентными классификациями почв по ГС составу, так как накопление органоминеральных комплексов и свободных органических частиц происходит преимущественно в области частиц пыли. Благодаря экспрессности и отсутствию чувствительности к плотности твердой фазы частиц в методе ЛД, при создании классификации под метод ЛД, вероятно, стоит ограничиться только диспергацией образцов почв ультразвуком, так как его воздействие является физически обоснованным и соответствующим современным идеям о микроструктурной организации почв [12, 35].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Пределы воспроизводимости метода ЛД приблизительно одинакова по фракциям и не превышает ±1.5%, а также не чувствительна к числу измерений гранулометрического состава для единичного образца. Таким образом, для целей определения текстурного класса почв достаточно иметь минимальную пространственную повторность (от трех точек) и провести измерение каждого образца в двукратной повторности (разброс между значениями не должен превышать ±1.5%).

Рассмотрены различные методы пересчета результатов метода ЛД в результаты пипет-метода. Показано, что максимальная точность определения класса почв по классификациям Качинского и USDA с использованием пересчета с учетом содержания углерода и межлабораторной ошибки не превышает 70.3 и 67.4% соответственно.

Нами рассмотрены 4 основных подхода к решению проблемы классификации почв по ГС для результатов метода ЛД. Проделанный анализ позволяет предположить, что наиболее простым и действенным будет калибровка существующих классификаций почв по ГС на основе анализа и сопоставлении данных, полученных методом ЛД с ультразвуковым способом пробоподготовки и класса почв согласно полевому органолептическому определению.

Лаборатория физики и гидрологии почв Почвенного института им. В.В. Докучаева формирует коллекцию образцов почв различного типа почвообразования с известным текстурным классом согласно полевому методу для последующей калибровки классификаций почв по гранулометрическому составу, необходимой для полноценного использования данных лазерной дифрактометрии для решения фундаментальных и прикладных задач почвоведения.

БЛАГОДАРНОСТЬ

Авторы благодарят Д.В. Дубовика, А.Ю. Айдиева и В.М. Лазарева за возможность работы на территории Курского федерального аграрного центра и Курского НИИ АПП, А.А. Власова и О.В. Рыжкова за возможность работы на территории ЦЧГЗ им. В.В. Алехина, А.Ф. Стулина за возможность работы на территории Воронежского филиала ВНИИК. Отдельную благодарность авторы выражают д. б. н. Н.Б. Хитрову за ценные замечания и советы по улучшению статьи.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ в рамках научных проектов № 18-34-00825 и № 18-316-00139, а также с использованием оборудования Центра коллективного пользования научным оборудованием “Функции и свойства почв и почвенного покрова” Почвенного института им. В.В. Докучаева (лазерный дифрактометр Microtrac Bluewave) и Сколковского института науки и технологий (пипет-установка Eijkelkamp, Нидерланды, и вортекс Reax Top Heidolph, Германия).

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

ДОПОЛНИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Таблица S1. Классификационная принадлежность, формулы профилей, географическое положение исследованных почв. В правой части таблицы указаны сделанные группы анализов: PM – пипет-метод, LD – метод лазерной дифракции; и метод пробоподготовки: US – ультразвуковая диспергация, Ox – окисление органического вещества.

Таблица S2. Параметры и статистическая значимость моделей пересчета данных ЛД в данные ПМ. DF – степени свободы, SE – ошибка среднего, SD – стандартное отклонение, *Adj.* R^2 – скорректированный коэффициент детерминации, AIC – информационный критерий Акайке, BIC – Байесовский информационный критерий, ligLik – натуральный логарифм оценки максимального правдоподобия.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Горбунов Н.И.* Методика подготовки почв к минералогическим анализам // Методы минералогического и микроморфологического изучения почв. М.: Наука, 1971.
2. *Егоров В.В., Иванова Е.Н., Фридланд В.М.* Классификация и диагностика почв СССР. М.: Колос, 1977. 225 с.
3. Единый государственный реестр почвенных ресурсов России. Версия 1.0. / Под ред. Иванова А.Л., Шобы С.А. М.: Гриф и К, 2014. 768 с.
4. *Качинский Н.А.* Механический и микроагрегатный состав почвы. Методы его изучения. М.: Изд-во АН СССР, 1958. 191 с.
5. Методика государственной кадастровой оценки сельскохозяйственных угодий на уровне субъектов Российской Федерации. М.: Госкомзем России, 2000. 8 с.
6. Методические указания по проведению комплексного мониторинга плодородия почв земель сельскохозяйственного назначения. М.: Росинформагротех, 2003. 240 с.
7. Теории и методы физики почв / Под ред. Е.В. Шеина, Л.О. Карпачевского. М.: Гриф и К, 2007. 616 с.
8. *Шеин Е.В., Милановский Е.Ю., Молов А.З.* Гранулометрический состав: роль органического вещества в различиях данных седиментометрического и лазернодифрактометрического методов // Доклады по экологическому почвоведению. 2006. Вып. 1. № 1. С. 17–30.
9. *Шинкарев А.А., Корнилова А.Г., Трофимова Ф.А., Гордеев А.С., Гиниятуллин К.Г., Лыгина Т.З.* Сравнение методов седиментометрии и лазерной дифракции в анализе гранулометрического состава глинистой фракции почв // Уч. зап. Казанского ун-та. Сер. Естественные науки. 2010. Вып. 2. № 152.
10. *Шишов Л.Л.* Классификация и диагностика почв России. М.: Ойкумена, 2004. 342 с.
11. *Юдина А.В., Милановский Е.Ю.* Микроагрегатный анализ почв методом лазерной дифракции: особенности пробоподготовки и интерпретации результатов // Бюл. Почв. ин-та им. В.В. Докучаева. 2017. Вып. 89. С. 3–20. https://doi.org/10.19047/0136-1694-89
12. *Юдина А.В., Фомин Д.С., Котельникова А.Д., Милановский Е.Ю.* От понятия элементарной почвенной частицы к гранулометрическому и микроагрегатному анализам (обзор) // Почвоведение. 2018. № 11. С. 1340–1362. https://doi.org/10.1134/S0032180X18110096
13. *Beuselinck L., Govers G., Poesen J., Degraer G., Froyen L.* Grain-size analysis by laser diffractometry: comparison with the sieve-pipette method // Catena. 1998. V. 32. P. 193–208. https://doi.org/10.1016/S0341-8162(98)00051-4
14. *Bieganowski A., Ryżak M., Sochan A., Barna G., Hernádi H., Beczek M., Polakowski C., Makó A.* Laser diffractometry in the measurments of soil and sediment particle size distribution // Adv. Agron. 2018. V. 151. P. 215–279. https://doi.org/10.1016/bs.agron.2018.04.003
15. *Buurman P., Pape T., Muggler C.C.* Laser Grain-Size Determination In Soil Genetic Studies 1. Practical Problems // Soil Science. 1997. V. 162. P. 211–218. https://doi.org/10.1097/00010694-199703000-00007
16. *Callesen I., Keck H., Andersen T.J.* Particle size distribution in soils and marine sediments by laser diffraction using Malvern Mastersizer 2000—method uncertainty including the effect of hydrogen peroxide pretreatment // J. Soils and Sediments. 2018. V. 18. № 7. P. 2500–2510. https://doi.org/10.1007/s11368-018-1965-8
17. *Campbell J.R.* Limitations in the laser particle sizing of soils // Advances in Regolith. 2003. V. 1. P. 38–42.
18. *Cooper L.R., Haverland R., Hendricks D., Knisei V.* Microtrac particle-size analyzer: An alternative particle-size determination method for sediment and Soils // Soil Science. 1984. V. 138. P. 138–146.
19. *Eshel G., Levy G.J., Mingelgrin U., Singer M.J.* Critical evaluation of the use of laser diffraction for particle-size distribution analysis // Soil Sci. Soc. Am. J. 2004. V. 68. P. 736–743. https://doi.org/10.2136/sssaj2004.7360
20. *Eshel G., Warrington D.N., Levy G.J.* Comments on "Inherent factors limiting the use of laser diffraction for determining particle size distributions of soil and related samples" by Kowalenko and Babuin (Geoderma 2013; 193–194: 22–28) // Geoderma. 2014. V. 226. P. 418–419. https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2014.02.024
21. *Hayton S., Nelson C.S., Ricketts B.D., Cooke S., Wedd M.W.* Effect of mica on particle-size analyses using the laser diffraction technique // J. Sediment. Res. 2001. V. 71. P. 507–509. https://doi.org/10.1306/2DC4095B-0E47-11D7-8643000102C1865D
22. IUSS Working Group 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 № 106, Rome. FAO. 2015.
23. *Jensen J.L., Schjønning P., Watts C.W., Christensen B.T., Munkholm L. J.* Soil texture analysis revisited: removal of organic matter matters more than ever // PloS one. 2017. V. 12. № 5. C. e0178039. https://doi.org/10.1371/journal.pone.0178039
24. *Kerry R., Rawlins B.G., Oliver M.A., Lacinska A.M.* Problems with determining the particle size distribution of chalk soil and some of their implications // Geoder-

ma. 2009. V. 152. P. 324–337.
https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2009.06.018
25. *Konert M., Vandenberghe J.E.F.* Comparison of laser grain size analysis with pipette and sieve analysis: a solution for the underestimation of the clay fraction // Sedimentology. 1997. V. 44. P. 523–535.
https://doi.org/10.1046/j.1365-3091.1997.d01-38.x
26. *Kosugi K.* Lognormal distribution model for unsaturated soil hydraulic properties // Water Resources Research.1996. V. 32. P. 2697–2703.
https://doi.org/10.1029/96WR01776
27. *Kowalenko C.G., Babuin D.* Inherent factors limiting the use of laser diffraction for determining particle size distributions of soil and related samples // Geoderma. 2013. V. 193. P. 22–28.
https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2012.09.006
28. *Loizeau J.L., Arbouille D., Santiago S., Vernet J.P.* Evaluation of wide range laser diffraction grain size analyzer for use with sediments // Sedimentology. 1994. V. 41. P. 353–361.
https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1994.tb01410.x
29. *Makó A., Tóth G., Weynants M., Rajkai K., Hermann T., Tóth B.* Pedotransfer functions for converting laser diffraction particle-size data to conventional values // European J.il Science. 2017. V. 68. P. 769–782.
https://doi.org/10.1111/ejss.12456
30. *Matthews M.D.* The effect of pretreatment on size analysis // Principles, methods and application of particle size analysis, Cambridge University Press, 2007. ISBN 0-521-36472-8
31. *Miller B.A., Schaetzl R.J.* Precision of soil particle size analysis using laser diffractometry // Soil Sci. Soc. Am. J. 2012. V. 76. P. 1719–1727.
https://doi.org/10.2136/sssaj2011.0303
32. *North P.F.* Towards an absolute measurement of soil structural stability using ultrasound // J. Soil Sci. 1976. V. 27. P. 451–459.
https://doi.org/10.1111/j.1365-2389.1976.tb02014.x
33. *Pabst W., Kuneš K., Havrda J., Gregorová E.* A note on particle size analyses of kaolins and clays // J. Eur. Ceram. Soc. 2000. V. 20. P. 1429–1437.
https://doi.org/10.1016/S0955-2219(00)00016-9
34. *Polakowski C., Ryżak M., Bieganowski A., Sochan A., Bartmiński P., Dębicki R., Stelmach W.* The Reasons for Incorrect Measurements of the Mass Fraction Ratios of Fine and Coarse Material by Laser Diffraction // Soil Sci. Soc. Am. J. 2015. V. 79. P. 30–36.
35. *Schmidt M.W.I., Rumpel C., Kögel-Knabner I.* Evaluation of an ultrasonic dispersion procedure to isolate primary organomineral complexes from soils // European J. Soil Science. 1999. V. 50. P. 87–94.
https://doi.org/10.1046/j.1365-2389.1999.00211.x
36. Soil Survey Staff. 2014. Keys to Soil Taxonomy, 12th ed. USDA-Natural Resources Conservation Service, Washington, DC.
37. *Sochan A., Bieganowski A., Bartmiński P., Ryżak M., Brzezińska M., Dębicki R., Stuczyński T., Polakowski C.* Use of the Laser Diffraction Method for Assessment of the Pipette Method // Soil Science Society of America J.015: V. 79. P. 37–42.
38. *Taubner H., Roth B., Tippkötter R.* Determination of soil texture: Comparison of the sedimentation method and the laser-diffraction analysis // J. Plant Nutr. Soil Sci. 2009. V. 172. P. 161–171.
https://doi.org/10.1002/jpln.200800085
39. *Vandecasteele B., De Vos B., Van Meirvenne M.* Relationship between soil textural fractions determined by the sieve-pipette method and laser diffractometry // Vergelijkende studie tussen laserdiffractie en de zeef-en pipetmethode om bodemtextuur te meten. January, 2001.
40. *Vandenberghe J.* Grain size of fine-grained windblown sediment: A powerful proxy for process identification // Earth-Sci. Rev. 2013. V. 121. P. 18–30.
https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2013.03.001
41. *Weipeng W., Jianli L., Bingzi Z., Jiabao Z., Xiaopeng L., Yifan Y.* Critical Evaluation of Particle Size Distribution Models Using Soil Data Obtained with a Laser Diffraction Method // PLoS ONE. 2015. V. 10. P. e0125048.
https://doi.org/10.1371/journal.pone.0125048
42. *Yang X., Zhang Q., Li X., Jia X., Wei X., Shao M.A.* Determination of Soil Texture by Laser Diffraction Method // Soil Sci. Soci. Am. J. 2015. V. 79. P. 1556–1566.
https://doi.org/10.2136/sssaj2015.04.0164
43. *Yang Y., Wang L., Wendroth O., Liu B., Cheng C., Huang T., Shi Y.* Is the Laser Diffraction Method Reliable for Soil Particle Size Distribution Analysis? // Soil Sci. Soc. Am. J. 2019. V. 83. P. 276–287.
https://doi.org/10.2136/sssaj2018.07.0252
44. *Zobeck T.M.* Rapid soil particle size analyses using laser diffraction // Appl. Eng. Agr. 2004. 5: V. 20. P. 633–639.
https://doi.org/10.13031/2013.17466

The Ways to Do a Texture Classification for Laser Diffraction Method

A. V. Yudina[1, *], D. S. Fomin[1], I. A. Valdes-Korovkin[1, 2], N. A. Churilin[1], M. S. Aleksandrova[2, 3], Yu. A. Golovleva[2], N. V. Phillipov[4], I. V. Kovda[1], A. A. Dymov[5], and E. Yu. Milanovskiy[1, 2]

[1]*Dokuchaev Soil Science Institute, per. Pyzhevskii 7, Moscow, 119017 Russia*
[2]*Lomonosov Moscow State University, Leninskie gory, Moscow, 119991 Russia*
[3]*Izrael Institute of Global Climate and Ecology, Moscow, 107258 Russia*
[4]*Institute for Biological Problems of Cryolithozone SB RAS, Yakutsk, 677007 Russia*
[5]*IB FRC Komi SC UB RA, Syktyvkar, 167982 Russia*
**e-mail: yudina_av@esoil.ru*

The existing soil texture classifications were based on the data sedimentation. The aim of this article is to consider ways to solve the problem of using data from the laser diffraction method to classify soils according to particle size distribution. The article provides a detailed comparison of the data of particle size analysis of soils

obtained by two methods – using laser diffractometry and the classical pipette method. We have showed the reproducibility of the laser diffraction method and the effect of oxidation stage on the soil texture class. This study is based on 8 types of soils (total 32 full sections) which form a zonal series, from podzols (Subpolar Urals) to ferrallite soil (Southwestern Oceania) differing in mineralogical composition, texture and in elementary soil processes. The direct use of the Kachynskiy and USDA classifications with the data of the laser diffraction method leads to mistakes in determining the texture class in 43 and 65% of cases. Increasing complexity of models' conversion, introduction of new variables, and accounting for the influence of inter-laboratory mistake allow to determine correctly the texture class according to the Kachynskiy and USDA classifications in no more than 70 and 72% of soil samples. The most simple and effective approach to solve the classification problem for the laser diffraction method is to calibrate existing classifications directly on the basis of measuring by laser diffraction soil samples which texture class is determined by the field method.

Keywords: Kachynskiy classification, USDA classification, soil texture, soil sample preparation, ultrasound dispersion

ПОЧВОВЕДЕНИЕ, 2020, № 11, с. 1372–1382

БИОЛОГИЯ ПОЧВ

УДК 631.46:574.4:630*43

ОЦЕНКА ВЛИЯНИЯ РАЗНЫХ ФАКТОРОВ ПИРОГЕННОГО ВОЗДЕЙСТВИЯ НА БИОЛОГИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ЧЕРНОЗЕМА

© 2020 г. К. Ш. Казеев[a], *, М. Ю. Одабашян[a], А. В. Трушков[a], С. И. Колесников[a]

[a] *Южный федеральный университет, пр. Стачки, 194/1, Ростов-на-Дону, 344006 Россия*

**e-mail: kamil_kazeev@mail.ru*

Поступила в редакцию 07.08.2019 г.
После доработки 19.11.2019 г.
Принята к публикации 24.04.2020 г.

В модельных экспериментах исследовано изменение биологических свойств чернозема при воздействии разных факторов пирогенного воздействия: низкотемпературной плазмы, инфракрасного излучения, пала соломы, дыма от продуктов горения. В результате выявлено, что пирогенное воздействие имеет комплексных характер и уменьшение значений биологических параметров зависит от нескольких факторов: температуры, продолжительности, интенсивности воздействия дыма и золы продуктов горения, влажности почв. Комплексное воздействие при сжигании соломы привело к уменьшению микробной биомассы на 39% и сокращению обилия азотфиксирующих бактерий на 29% относительно контрольных значений. Подавление активности дегидрогеназ и каталазы из класса оксидоредуктаз составило 44–53%; активность гидролаз (фосфатазы и инвертазы) инактивировалась в меньшей степени (на 16–18%). Максимальное воздействие отмечено для верхнего слоя почвы (0–1 см) по сравнению со слоем 4–5 см. Уменьшение микробиологических показателей при трехминутной обработке пламенем горелки составило на 52–56%, активности почвенных ферментов – на 25–26%. Выявлена высокая степень зависимости ферментативной активности от длительности воздействия пламени. Коэффициент корреляции для активности дегидрогеназ составляет –0.81, для инвертазы –0.86, каталазы –0.78, фосфатазы –0.85 ($p < 0.01$). Возрастание уровня инфракрасного излучения также приводит к прогрессирующему подавлению биологических показателей. Даже минимальное воздействие (3 мин при температуре 52°C) дыма от продуктов горения соломы достоверно сократило (на 4–19%, $p < 0.05$) микробиологические и биохимические параметры почвы. Повышение уровня воздействия приводит к подавлению биологической активности на 20–30%.

Ключевые слова: пожары, пал, биологические индикаторы, ферментативная активность

DOI: 10.31857/S0032180X20110064

ВВЕДЕНИЕ

Пирогенное воздействие встречается в естественных условиях и является важным фактором, приводящим к существенным изменениям природных экосистем [38]. Однако деятельность человека привела к существенному увеличению как частоты, так и интенсивности пожаров. Влияние пожаров на экосистемы и почвы представляет интерес для многих исследователей во всем мире [20, 44, 46, 48, 54]. Связано это не только с пирогенным изменением территорий при пожарах, но с тем, что возобновление территории гарей занимает длительное время и зависит от силы пирогенного воздействия [15, 21–23, 25, 36, 39].

Пирогенное воздействие на почву различается в зависимости от типа пожара (верховой, низовой, подземный), его интенсивности (слабый, средний, сильный), продолжительности (от нескольких минут до нескольких часов) и повторяемости. Физико-химические, гидротермические, биологические свойства могут изменяться как непосредственно от воздействия высоких температур, дыма и золы, так и опосредованно – через полное сгорание местной флоры и дальнейшей смены растительности, сокращения численности беспозвоночных животных [3, 12, 49]. Температура и влажность почвы – это два ключевых фактора, контролирующих биологические процессы в экосистемах и почвах [35, 52, 56, 57]. Изменения гидротермических свойств почвы может привести к изменению численности почвенных микроорганизмов. Прямое воздействие – нагревание почвы – влияет на численность микроорганизмов, убивая или изменяя их репродуктивные возможности, косвенно нагревание изменяет содержание органического вещества почвы (источник питания микроорганизмов). Продолжительное термическое воздействие на почву приводит к деградации микробного сообщества. Изменение микробоценоза зависит от интенсивности пожара и от количества сгораемого материала и корневых остатков в почвенном слое [5, 24, 25]. Корни растений чув-

ствительны к тепловому воздействию; неблагоприятной температурой для большинства видов считается температура около 50°С [47].

Активность почвенных ферментов имеет важное значение при оценке качества почв и диагностике их экологического состояния [17, 19, 39, 45, 50, 51]. Пирогенный эффект оказывает значительное влияние на ферментативную активность почв [26, 43, 53, 54]. Поэтому активность почвенных ферментов может быть потенциальным индикатором последствий пирогенного воздействия в почвах. Температурный оптимум ферментов разный в почвах разных климатических условий. Установлено, что ферменты, вырабатываемые микроорганизмами в холодном климате, имеют более низкие температурные оптимумы [1]. В почвах многолетней мерзлоты потенциальная ферментативная активность остается близкой к исходному уровню. Однако активность ферментов, хотя и в сильно измененной форме, обнаруживается даже при минусовой температуре [37]. Ферментативная активность почв может стабильно сохраняться при низких и обычных температурах [8] и существенно уменьшаться при температурах, превышающих 100°С. Температурный оптимум ферментов составляет 40–50°С. Высокие температуры окружающей среды, превышающие оптимум действия ферментов, как правило, вызывают разрушение (денатурацию) белковой структуры. Однако иммобилизованные почвой ферменты более устойчивы к воздействию высоких температур [14, 31].

Многие сельскохозяйственные производители не только в России, но и во всем мире активно применяют ежегодные выжигания прошлогодней травы и стерни – палы как самый быстрый метод очистки полей для активизации роста новой травы на пастбищах и подготовки полей агроценозов к посеву. В литературе можно встретить работы, посвященные как положительному [29], так и отрицательному [6] воздействию палов. Нередко сельскохозяйственные палы становятся причиной степных или лесных пожаров. В настоящее время палы стерни и растительности в России [28] и, в частности, в Ростовской области [27] и Краснодарском крае [13] запрещены, однако до сих пор широко распространены. Пирогенное воздействие на биоту и почвы изучено не в полной мере, особенно в степной зоне юга России.

Цель работы – оценка разных факторов пирогенного воздействия (теплового излучения, непосредственно огня и продуктов горения) на биологические свойства чернозема обыкновенного Ростовской области в модельных экспериментах.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Объект исследования – чернозем обыкновенный южно-европейской фации карбонатный тяжелосуглинистый (Haplic Chernozem (Loamic, Pachic)). Эти почвы широко распространены в степной зоне Юга России и являются наиболее продуктивными пахотными почвами [7]. Место отбора почвы – опытный старопахотный участок Ботанического сада Южного федерального университета, г. Ростов-на-Дону. В опытах использовали пахотный слой (0–20 см) почвы.

Исследование влияния пала соломы. В эксперименте оценивали комплексное воздействие палов стерни и послеуборочных остатков на биологические свойства почв. Для этого образец почвы 300 г помещали в алюминиевые контейнеры 20 × 15 × × 8 см слоем 5 см. Поверхностный слой почвы наиболее сильно подвержен пирогенному воздействию при палах стерни и пожарах [23, 46]. На поверхности почвы поместили солому пшеницы (100 г) и сожгли ее до полного сгорания.

Исследование влияния пламени газовой горелки. Для выявления действия низкотемпературной плазмы (огня) пробу почвы 150 г помещали в алюминиевые контейнеры 15 × 10 × 8 см слоем в 5 см и подвергали воздействию пламени газовой горелки с расстояния 10 см в течение 1, 2 и 3 мин.

Исследование влияния инфракрасного излучения. Тепловое излучение пожара – это электромагнитное излучение инфракрасного диапазона, испускаемое пламенем [40, 41]. Модельный эксперимент по выявлению теплового излучения для определения его вклада в пирогенный эффект от пожаров проведен с помощью горизонтальной установки из пяти инфракрасных ламп мощностью 250 Вт на расстоянии 10 см. Почву с разной влажностью (воздушно-сухую, влажную (25% от массы почвы) и избыточно влажную (50% от массы почвы)) подвергали инфракрасному излучению от установки на расстоянии 10 см до достижения разной температуры поверхности почвы (100, 200, 400°С). Разные температуры воздействия выбраны как эквивалент беглых, слабых и сильных пожаров. Разная степень влажности почв помогла оценить особенности воздействия фактора в разных условиях среды.

Исследование влияния дыма от продуктов горения соломы. В этом опыте исследовано токсическое действие дыма, выделяющегося во время горения сухой растительности. Для этого сухие и влажные (25%) почвенные пробы массой 150 г в алюминиевых формах с пятисантиметровым слоем помещали в закрытую установку с отверстием, куда прикреплялась труба, ведущая к источнику дыма от горения сухой соломы пшеницы. При горении соломы продукты горения направляли в отсек с почвенным образцом. Длиной трубы регулировали температуру дыма. Почвенные образцы обрабатывали холодным (52°С) и горячим (139°С) дымом в течение 3, 9 и 30 мин.

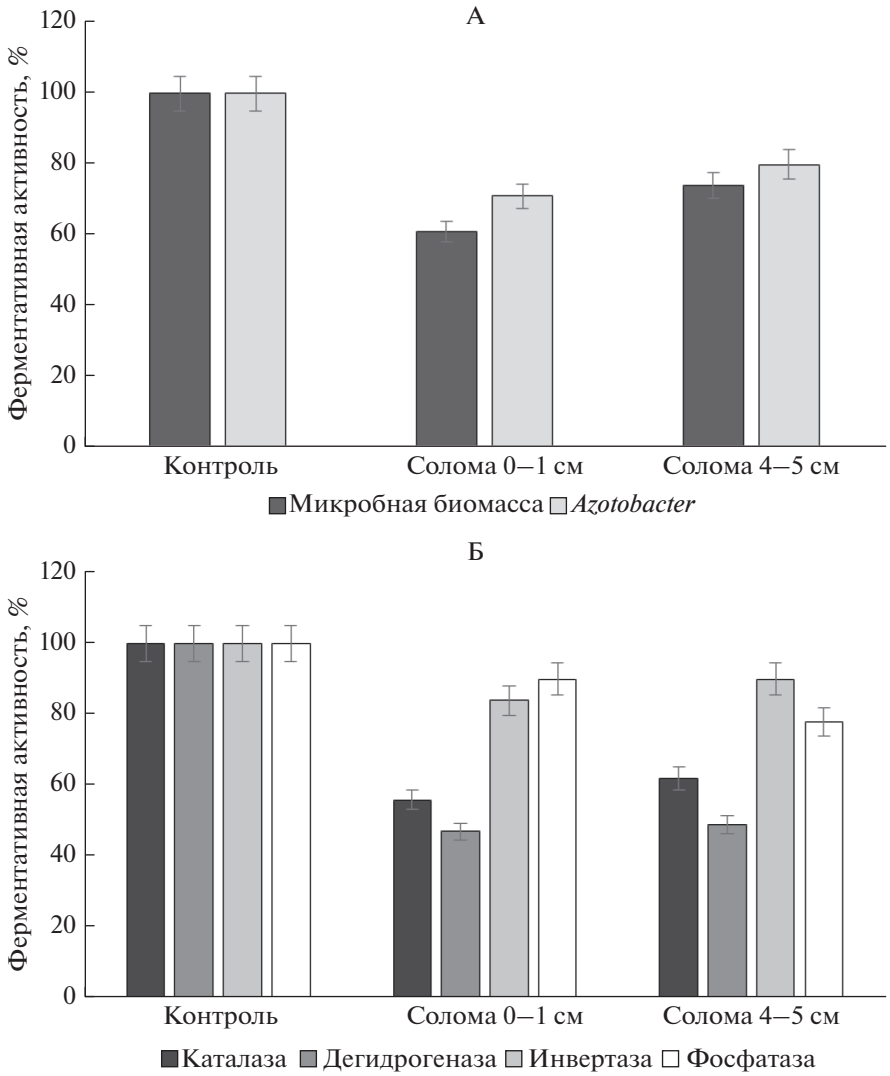

Рис. 1. Влияние пала соломы на микробиологическую (А) и ферментативную (Б) активность чернозема на глубине 0–1 и 4–5 см, % от контроля.

Для определения температуры почвы использовали пирометр DT-810 "CEM". Лабораторно-аналитические исследования проведены с использованием методов биодиагностики и биоиндикации почв [18]. Ферментативную активность почв определяли следующими методами: активности каталазы и дегидрогеназ по А.Ш. Галстяну (1978); активность инвертазы колориметрическим методом с реактивом Феллинга: активность фосфатазы по А.Ш. Галстяну и Э.А. Арутюняну (1966). Обилие азотфиксирующих бактерий рода *Azotobacter* оценивали методом комочков обрастания почв на безазотистой среде Эшби, микробную биомассу определяли регидратационным методом Благодатского с соавт. [3].

Статистическая обработка данных выполнена с использованием корреляционного и дисперсионного анализов. При обсуждении результатов учитывали статистически достоверные различия с уровнями значимости 0.1–5% ($p < 0.001$, 0.01 и 0.05).

РЕЗУЛЬТАТЫ

Влияние сжигания соломы. При сжигании соломы на поверхности почвы раздельно определяли температуру верхнего (0–1 см) и нижнего слоев (4–5 см). Температура верхнего слоя почвы при этом увеличилась с 18 до 91°С, температура нижнего слоя – с 23 до 59°С. После сжигания соломы выявлено изменение биологических свойств чернозема. Максимальное уменьшение значений показателей выявлено для верхнего слоя почвы (рис. 1, А). Количество микробной биомассы сразу после пала в слое 0–1 см уменьшилось на 39% от контрольных значениях ($p < 0.05$), обилие азотфиксирующих бактерий – на 29% ($p < 0.05$). Так-

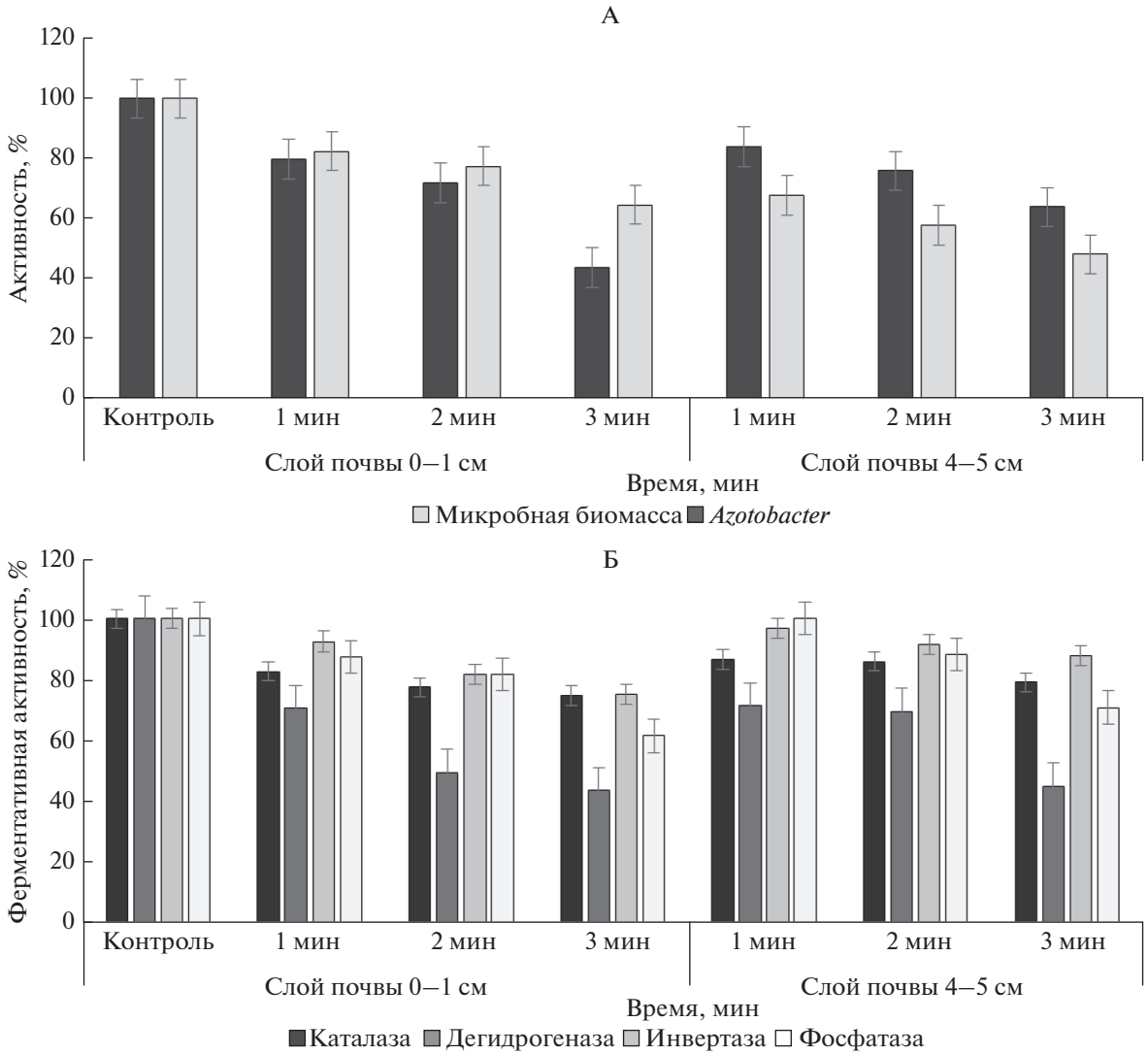

Рис. 2. Влияния плазмы газовой горелки на микробиологическую (А) и ферментативную (Б) активность чернозема на глубине 0–1 и 4–5 см, % от контроля.

же было выявлено инактивация активности почвенных ферментов (рис. 1, Б). Максимальное подавление активности выявлено для ферментов из класса оксидоредуктаз (на 44–53% относительно контрольных значений), минимальное подавление – для гидролаз (на 16–18%). Уменьшение значений биохимических показателей зависит от глубины почвы. Верхний слой почвы подвержен наиболее интенсивному воздействию пала. На глубине 4–5 см ферментативная активность также подавлена, но в меньшей степени.

Влияние пламени газовой горелки. Интенсивность уменьшения значений биологических показателей связана с продолжительностью действия плазмы газовой горелки на почву. Минимальное сокращение наблюдали при одноминутном воздействии на почву, максимальное – при трехминутном. Температура почвы контрольного образца на поверхности составила +24°С, на глубине 5 см +18°С. Температура поверхности почвы при увеличении интенсивности пирогенного воздействия огнем повышается в несколько раз, что вызывает изменение почвенных параметров. Температура поверхности почвы непосредственно во время воздействия огня достигает 450–500°С. Через 1 мин после обработки плазмой на поверхности она составила 47°С, на глубине 5 см – 22°С; после 2 мин влияния плазмы – 64°С, на глубине 5 см – 24°С; после 3 мин влияния плазмы – 84°С, на глубине 5 см – 26°С. Данные по изменениям биологических показателей представлены на рис. 2. В поверхностном слое почвы после 3 минут обработки огнем максимальное инактивация активности из ферментов класса оксидоредуктаз наблюдали для каталазы, активность которой на 25% меньше контроля ($p < 0.05$). Из исследуемых

гидролаз существенная инактивация отмечена для фосфатазы – на 26%. Аналогичную тенденцию наблюдали в слое 4–5 см: активность каталазы за 3 минуты уменьшилась на 21%, из класса гидролаз – у фосфатазы – на 30% от контроля ($p < 0.05$).

Для выявления причинно-следственной связи временем воздействия пламени горелки с биологическими показателями был рассчитан коэффициент корреляции Пирсона. Выявлена тесная обратная связь между временем обработки почвы пламенем и активностью почвенных ферментов. Коэффициент корреляции с активностью дегидрогеназ составляет –0.81, для инвертазы –0.86, каталазы –0.78, фосфатазы –0.85 (везде $p < 0.01$).

Обилие бактерий рода *Azotobacter* через 3 мин после воздействия пламени горелки на поверхность почвы (0–1 см) уменьшается на 56% ($p < 0.01$) от контрольных значений, в слое 4–5 см – на 36% ($p < 0.05$) (рис. 2, А). Микробная биомасса в слое почвы 0–1 см при воздействии плазмы в течение 3 мин сократилась на 52% ($p < 0.01$), а в слое 4–5 см – на 35% от контроля ($p < 0.05$).

Влияния инфракрасного излучения. В ходе модельного исследования воздействия теплового излучения было выявлено изменение некоторых микробиологических свойств и ферментативной активности, различающееся в зависимости от уровня теплового воздействия. Микробная биомасса почвы при температуре 100°С уменьшилась на 24–28% от контроля ($p < 0.05$), независимо от влажности почвы (рис. 3). Обилие азотфиксирующих бактерий воздушно-сухой и влажной почвы при температуре 100°С сокращается на 32% от контроля ($p < 0.05$), а в избыточно влажной почве – на 24% ($p < 0.05$) (рис. 3, А). Инфракрасное облучение приводит к достоверному ингибированию ферментативной активности. Активность дегидрогеназ при нагреве до 100°С уменьшилась на 19–23% ($p < 0.05$) независимо от влажности почвы (рис. 3, Б). Выявлена тесная обратная зависимость активности дегидрогеназ от температуры почв с разным увлажнением ($r = -0.71...-0.79$ при $p < 0.01$). Активность каталазы воздушно-сухой почвы при температуре 100°С была меньше контроля на 25%, влажной почвы – на 36%, избыточно влажной – на 24% (для всех ферментов $p < 0.05$). Коэффициент корреляции между температурой образца и активностью каталазы составляет –0.78 для воздушно-сухой почвы, –0.76 для влажной почвы и –0.85 для избыточно влажной почвы (везде $p < 0.01$).

Термическое ингибирование активности инвертазы прогрессировало при повышении увлажнения почвы при температуре 100°С на 25% ($p < 0.05$) в сухой и на 36% ($p < 0.05$) в избыточно влажной почве. Коэффициент корреляции для температуры и активности инвертазы составляет –0.81 ($p < 0.01$) для воздушно-сухой почвы, –0.66 ($p < 0.05$) для влажной почвы, и –0.89 ($p < 0.01$) для избыточно влажной почвы. Инактивация фосфатазы в почве разного увлажнения составила 24–36% ($p < 0.05$). Минимальные значения фермента отмечены после нагревания избыточно-влажной почвы. Коэффициент корреляции составляет –0.98...–0.99 ($p < 0.001$) для сухой и влажной почвы, для избыточно влажной почвы $r = -0.85$ ($p < 0.01$).

Влажная почва для своего нагревания до заданных температур требовала больше времени воздействия от тепловой установки. Поэтому она аккумулировала больше тепла по сравнению с воздушно-сухой. Соответственно и инактивация исследуемых ферментов (за исключением дегидрогеназ) в варианте с избыточно влажной почвой значительнее. Для расчета количества тепла (*DH*), полученного почвой во время инфракрасного облучения, был использован модифицированный градусно-часовой метод (Degree-hour method) [37].

$$DH_{\text{почвы}} = \sum\left(T5\ (1\ \text{см}) - T_{\text{комн}}\right)/t,\ \text{Дж/г},$$

где $T5$ (1 см) – показания пирометра через каждые 5 мин на глубине 1 см, $T_{\text{комн}}$ – комнатная температура, t – время нагревания образца (табл. 1).

Разный уровень теплового воздействия существенно изменял активность ферментов в почве. При температуре 100°С наиболее устойчивой оказалась активность каталазы и инвертазы, а наименее – активность дегидрогеназ. Изменения исследуемых показателей при температурах 200 и 400°С схожие. Однако воздействие инфракрасного облучения усиливается с повышением температуры и влажности. При температуре 400°С наблюдается максимальное подавление ферментативной активности в переувлажненной почве: активность каталазы снижается на 46% от контроля ($p < 0.01$), активность дегидрогеназ снижается на 43% ($p < 0.01$), активность инвертазы – на 51% ($p < 0.01$), активность фосфатазы на 58% ($p < 0.01$). Следовательно, в целом, тепловое воздействие при нагреве почв до 400°С более ощутимо для ферментов во влажной и переувлажненной почвах по сравнению с сухой почвой.

Микробиологические показатели, как и в случае минимального нагревания, после нагрева до 400°С уменьшили свои значения независимо от влажности исходной почвы. Микробная биомасса сухой почвы уменьшилась на 68% от контроля ($p < 0.01$), увлажненной почвы – на 49% ($p < 0.01$), избыточно влажной почвы – на 66% ($p < 0.01$). Эффект от теплового воздействия максимального уровня на обилие азотфиксирующих бактерий, в отличие от ферментативной активности, уменьшился при повышении влажности почвы. В сухой почве подавление составило 84% от контроля ($p < 0.001$), во влажной почве – 72% ($p < 0.001$), в избыточно влажной почве – 64% ($p < 0.01$) (рис. 3, А).

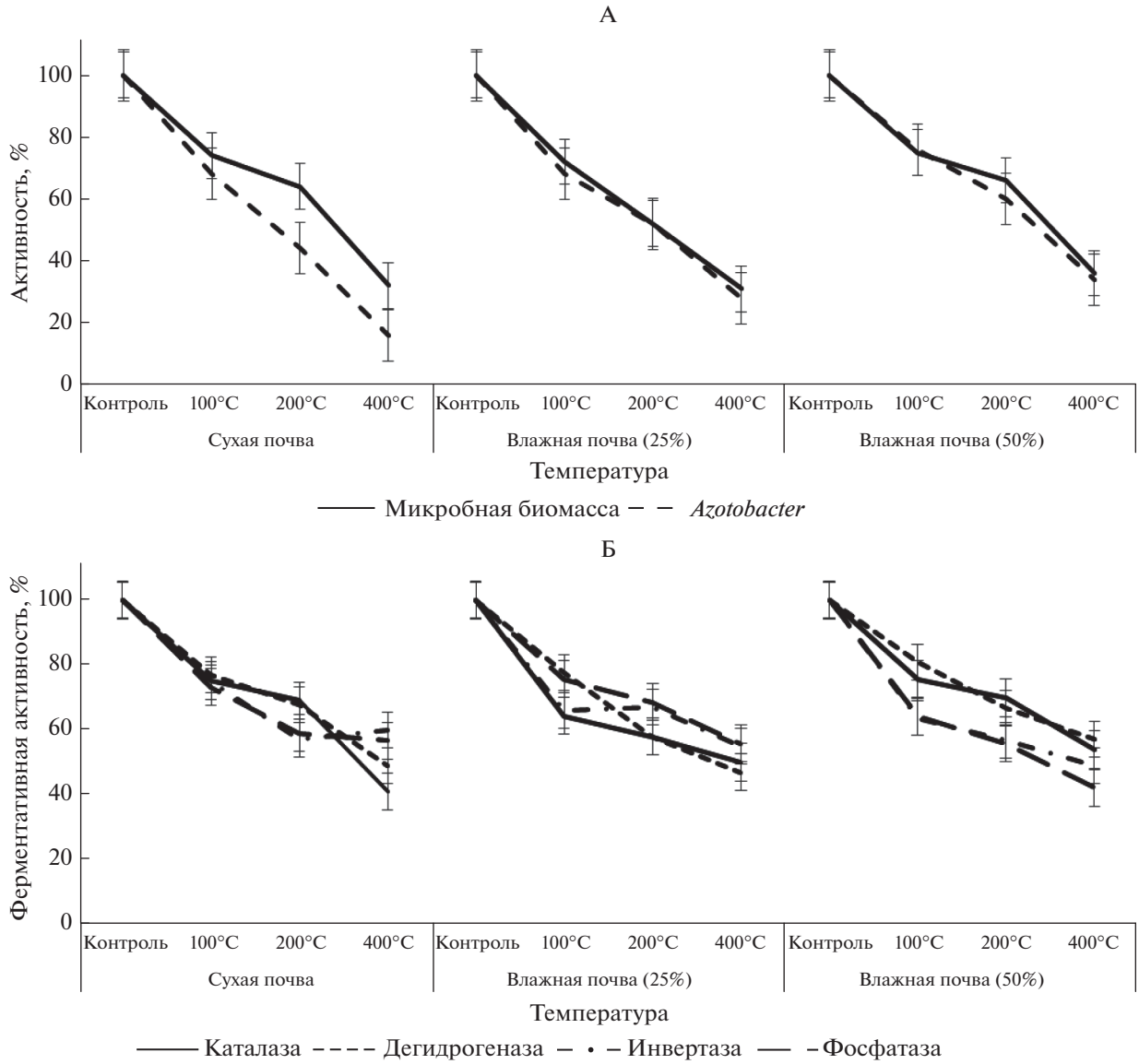

Рис. 3. Влияние инфракрасного облучения на микробиологическую (А) и ферментативную (Б) активность чернозема, % от контроля.

Таблица 1. Параметры исследования воздействия инфракрасного излучения

Температура на поверхности образца, °C	Средняя температура, °C	Время нагревания, мин	Поглощенное почвой тепло (DH), Дж/г
Воздушно-сухая почва (контроль)			
100	86	6	97
200	131	21	129
400	261	100	266
Влажная почва (25%)			
100	79	8	98
200	116	30	135
400	206	115	285
Избыточно влажная почва (50%)			
100	77	12	116
200	122	38	138
400	253	145	308

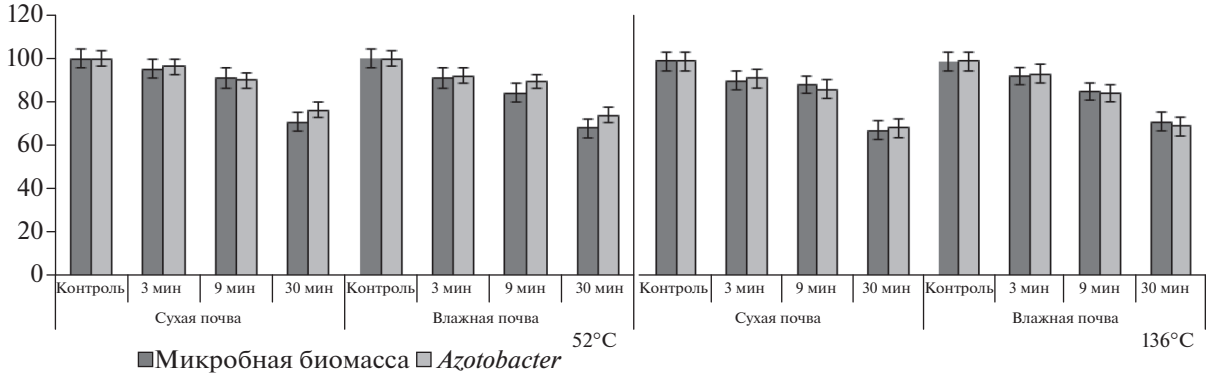

Рис. 4. Влияния дыма от продуктов горения соломы на микробиологическую активность чернозема, % от контроля.

Влияния дыма от продуктов горения соломы. В ходе исследования было выявлено уменьшение активности оксидоредуктаз и гидролаз при разной влажности в условиях холодной (52°C) и горячей (139°C) обработки почвы дымом от горения соломы. Реакция активности ферментов, как и в предыдущем опыте, зависела от времени воздействия и исходной влажности почвы (рис. 4). При воздействии холодного дыма в течение 3 мин активность каталазы сухой почвы ослаблена на 11% ($p < 0.05$) относительно контрольных значений, активность дегидрогеназ уменьшилась на 4%, активность инвертазы – на 8%, активность фосфатазы – на 10% (для всех ферментов $p < 0.05$). Во влажной почве аналогичное воздействие инактивировало каталазу на 10%, дегидрогеназы – на 11%, инвертазу – на 13%, фосфатазу – 19% (для всех ферментов $p < 0.05$).

При холодной обработке сухой почвы дымом в течение 9 мин ингибирование активности каталазы относительно контроля удвоилось, активность дегидрогеназ, фосфатазы, инвертазы уменьшилась на 11–14% ($p < 0.05$). Во влажной почве при таком же воздействии фактора активность каталазы уменьшилась на 24%, активность дегидрогеназ и инвертазы – на 15%, фосфатаз – на 29% ($p < 0.05$).

При максимальном по времени воздействии холодным дымом в течение 30 мин в сухой почве активность каталазы достоверно меньше на 29%, активность дегидрогеназ – на 24%, активность инвертазы на 16%, активность фосфатаз – на 20% (для всех ферментов $p < 0.05$). Для влажной почвы инактивация каталазы составило 32%, дегидрогеназ – 30%, инвертазы – 22%, фосфатаз –31% (для всех ферментов $p < 0.05$). При обработке горячим дымом наблюдается схожая тенденция изменения биологической активности. Однако уменьшение значений показателей более существенно, так как в данном случае оно зависит не только от продолжительности действия и влажности почвы, но и повышения температуры почвы. Микробная биомасса сухой почвы при обработке холодным дымом в течение 3 мин достоверно ($p < 0.05$) подавлена на 10% от контроля, при горячей обработке – на 12% (рис. 4). Во влажной почве достоверные изменения значений ($p < 0.05$) практически такие же – 8% при холодной обработке, 10% – при горячей обработке. Редуцирование биомассы микроорганизмов не зависит от исходной влажности почвы. Оно максимально при горячей обработке влажной почвы в течение 30 мин (на 35% при $p < 0.05$). Аналогичная тенденция была выявлена и для азотфиксирующих бактерий рода *Azotobacter*. Обилие этих бактерий в сухой почве при обработке холодным дымом в течение 3 мин было меньше на 4% относительно контроля ($p < 0.05$), при горячей обработке – на 8%. Во влажной почве снижение значений составило 6–8% ($p < 0.05$). Максимальное подавление обилия бактерий отмечено после обработки горячим дымом влажной почвы в течение 30 мин. Обилие бактерий при этом было меньше на 30% ($p < 0.01$).

ОБСУЖДЕНИЕ

В результате проведенных модельных исследований выявлено, что все исследуемые факторы пирогенного воздействия в зависимости от продолжительности и интенсивности изменяют биологические свойства чернозема в сторону уменьшения значений. Комплексное воздействие в результате пала повышает температуру поверхностного слоя в несколько раз, воздействует низкотемпературной плазмой и продуктами горения, что приводит к подавлению почвенных микроорганизмов и ингибированию ферментативной активности. Об инактивации ферментов пропорционально степени пирогенного воздействия в почвах писали и другие исследователи [43, 53].

Максимальный эффект пирогенного воздействия отмечен для верхнего (0–1 см) слоя почвы. На этот факт, преимущественно для лесных почв, указывали и другие исследователи [20, 24, 43, 46]. Но и в нижнем слое 4–5 см подавление биологи-

ческой активности было достоверным. По отношению к палу ферменты из класса оксидоредуктаз оказались менее устойчивы, нежели гидролазы. Полученные результаты согласуются с данными Валькова с соавт. [6] по исследованию воздействия палов на биоту и биологическую активность пахотных черноземов. Ранее [26] были показаны закономерности ингибирования и динамика восстановления ферментативной активности после сжигании урожая ячменя в полевых условиях. Было показано сохранение различий между участками с разной интенсивностью палов и контрольным участком в течение всего срока исследований (30 сут). В настоящей работе аналогичные результаты получены при моделировании пала в контролируемых условиях, что еще раз доказывает отрицательное воздействие пала на почву.

Воздействие низкотемпературной плазмы газовой горелки привело к существенному подавлению биологической активности чернозема. Степень изменения значений биологических параметров зависела от продолжительности воздействия. Максимальный эффект наблюдали при трехминутном воздействии пламени горелки, минимальное – при одноминутном воздействии. При этом повышается температура, уменьшается влажность почвы, численность микроорганизмов (на 52–56%) и активность почвенных ферментов (на 25–26%). Основная часть микроорганизмов сосредоточена в подстилке, дернине и верхних гумусовых горизонтах [11, 16]. Максимальная микробиологическая активность проявляется при оптимальных для них высокой влажности и умеренно-высоких температурах. Низкая влажность почвы является одним из неблагоприятных факторов для жизнедеятельности растений и микроорганизмов. В ходе данного исследования температура верхнего слоя почвы на короткое время повышалась до 450–500°C, что иссушало почву и сильно повлияло на почвенный микробоценоз. Кроме прямого воздействия – разрушения микробиологических клеток и денатурации ферментов – высокие температуры существенно меняют условия жизнедеятельности микроорганизмов.

Ферментативная активность почвы зависит от свойств почв, биоты и биологической активности. Основными факторами, регулирующими деятельность микроорганизмов и активность почвенных ферментов, являются влажность, температура и pH [32, 33]. Ферменты являются термолабильными веществами, их активность сохраняется при низких температурах и высушивании почвы. Однако при высоких температурах почвенные ферменты инактивируются. Лишь очень немногие ферменты способны в определенных условиях выдерживать нагревание до 100°C с сохранением активности. Как избыток, так и недостаток влажности отрицательно сказываются на активности ферментов. В воздушно-сухой почве активность ингибируется на 20–30% и более, а при увлажнении восстанавливается [34]. При 80% влажности воздуха в инкубационной камере в сухой почве уреаза проявляла высокую активность, в то время как размножение большинства почвенных микроорганизмов прекращалось [55]. В представленных исследованиях выявлено, что при нагревании переувлажненной почвы до 400°C активность ферментов подавляется в меньшей степени по сравнению с микробиологическими показателями. Почвенные ферменты более чувствительны, чем микроорганизмы, к физическим воздействиям, таким, как инфракрасное, ультрафиолетовое и радиоактивное облучение [10, 33, 34]. Исследования показывают, что при воздействии на почвы гамма-излучения численность микроорганизмов значительно подавляется [9], в то же время ферментативная активность остается достаточно высокой [10]. Большей устойчивостью иммобилизованных почвой ферментов обусловлена их меньшая реакция по сравнению с обилием микроорганизмов на разные факторы пирогенного воздействия, в частности на инфракрасное облучение и воздействие плазмы газовой горелки. Оксидоредуктазы катализируют перенос электронов, то есть отвечают за окислительно-восстановительные реакции в почве, гидролазы катализируют гидролиз химических связей, то есть сольволиз воды. Ферменты из этих классов по-разному реагируют на экологические факторы и антропогенное воздействие ввиду их специфичности их свойств и функций [34, 37, 39]. В наших исследованиях при воздействии различных пирогенных факторов на почву ферментативная активность достоверно необратимо ингибируется. Инфракрасное излучение приводит к уменьшению значений микробиологических параметров (на 49–84% при максимальной температуре 400°C) и ферментативной активности (на 46–68%), которое коррелирует с температурой воздействия. Максимальная инактивация каталазы, инвертазы и фосфатазы выявлена во влажной почве по сравнению с сухой, что объясняется большей продолжительности воздействия тепла для достижения заданной температуры. Соответственно в данных условиях увеличивается и количество энергии, полученной почвой и воздействующей на биологические параметры (табл. 1).

О токсичности продуктов горения при пожарах хорошо известно. В дымовых газах, образующихся при горении древесины, могут быть более 200 веществ, продуктов неполного сгорания [2]. Большинство из газообразных продуктов горения токсичны для живых организмов, в том числе для человека [30]. Основным веществом при этом является монооксид углерода – угарный газ. Известны научные работы, посвященные воздействию дыма от пожаров на качество воздуха, растительность, фауну [42, 58]. Однако работ, посвященных

влиянию дыма от продуктов горения при пожарах на почвенных микроорганизмов и биологическую активность почв, практически нет. Установленный в представленном исследовании эффект воздействия дыма на биологические свойства почв позволяет отчасти восполнить этот пробел. Воздействие дыма от продуктов горения соломы подавило микробиологические и биохимические параметры почвы с теми же закономерностями, что и для описанных выше воздействий огня и инфракрасного излучения. Микробиологические показатели при максимальном воздействии на влажные образцы почв уменьшают значения на 30–35%, ферментативная активность подавляется на 22–32%.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате проведения серии модельных исследований установлено, что пирогенное воздействие имеет комплексное влияние на биологические свойства почв. К поражающим факторам пирогенного воздействия отнесены огонь (низкотемпературная плазма), высокая температура, токсичные продукты горения. Степень подавления биологических свойств почв зависит от интенсивности фактора (температура и время воздействия), а также от исходной влажности почвы. Максимальное угнетение биологической активности установлено для верхнего сантиметрового слоя почвы, однако достоверные изменения достигают глубины 5 см. Все исследуемые биологические параметры были информативными и чувствительными в качестве индикаторов для оценки пирогенного воздействия. В качестве простого теста степени повреждения постпирогенных почв можно использовать активность почвенных ферментов, особенно активность каталазы как простого и воспроизводимого показателя, не требующего высокой квалификации исполнителей и ресурсов для определения.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Исследования проведены при финансовой поддержке ведущей научной школы Российской Федерации (НШ- 2511.2020.11).

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Архангельская Т.А.* Температурный режим комплексного почвенного покрова. М.: ГЕОС, 2012. 282 с.
2. *Асеева Р.М., Серков Б.Б., Сивенков А.Б.* Выделение дыма при термическом разложении и горении древесины // Лесной вестник. 2004. № 2(33). С. 99–103.
3. *Безкоровайная И.Н., Иванова Г.А., Тарасов П.А. и др.* Пирогенная трансформация почв сосняков средней тайги Красноярского края // Сибирский экологический журн. 2005. Т. 12. № 1. С. 143–152.
4. *Благодатский С.А., Благодатская Е.В., Горбенко А.Ю., Паников Н.С.* Регидратационный метод определения микробной биомассы в почве // Почвоведение. 1987. № 4. С. 64–71.
5. *Буйволов Ю.А, Быкова Е.П., Гавриленко В.С., Грибков А.В. и др.* Анализ отечественного и зарубежного опыта управления пожарами в степях и связанных с ними экосистемах, в частности, в условиях ООПТ. М.: Ин-т глобального климата и экологии Росгидромета и РАН, 2013. 140 с.
6. *Вальков В.Ф., Казадаев А.А., Кременица А.М., Супрун В.А., Суханова В.М., Тащиев С.С.* Влияние сжигание стерни на биоту чернозема // Почвоведение. 1996. № 12. С. 1517–1522.
7. *Вальков В.Ф., Казеев К.Ш., Колесников С.И.* Почвы Юга России. Ростов-на-Дону: Эверест, 2008. 276 с.
8. *Даденко Е.В., Казеев К.Ш., Колесников С.И., Казеев К.Ш., Вальков В.Ф.* Изменение ферментативной активности почвенных образцов при их хранении // Почвоведение. 2009. № 12. С. 1481–1486.
9. *Денисова Т.В., Казеев К.Ш.* Чувствительность основных групп почвенных микроорганизмов чернозема обыкновенного к гамма-излучению // Экология. 2008. № 2. С. 110–115.
10. *Денисова Т.В., Казеев К.Ш., Колесников С.И., Вальков В.Ф.* Интегральная оценка электромагнитных воздействий различной природы на биологические свойства почв юга России // Почвоведение. 2011. № 11. С. 1386–1390.
11. *Добровольская Т.Г., Звягинцев Д.Г., Чернов И.Ю., Головченко А.В., Зенова Г.М., Лысак Л.В., Манучарова Н.А., Марфенина О.Е., Полянская Л.М., Степанов А.Л., Умаров М.М.* Роль микроорганизмов в экологических функциях почв // Почвоведение. 2015. № 9. С. 1087–1096. https://doi.org/10.7868/S0032180X15090038
12. *Зайцев А.С., Гонгальский К.Б., Коробушкин Д.И., Бутенко К.О., Горшкова И.А., Рахлеева А.А., Сайфутдинов Р.А., Костина Н.В., Шахаб С.В., Язрикова Т.Е.* Снижение уровня функционирования почвенных пищевых сетей после пожаров на примере бореальных лесов Центральной России // Сибирский экологический журн. 2017. Т. 24. № 3. С. 321–331.
13. Закон Краснодарского края от 2 июля 2004 г. № 734-КЗ “Об охране атмосферного воздуха на территории Краснодарского края”.
14. *Звягинцев Д.Г., Алиев Р.А.* Сравнительное изучение температурной устойчивости каталазы разного происхождения // Почвоведение. 1975. № 3. С. 73–80.
15. *Иванова Г.А., Иванов В.А., Ковалева Н.М., Конард С., Жила С.В., Тарасов П.А.* Сукцессия растительности после высокоинтенсивного пожара в сосняке лишайниковом // Сибирский экологический журн. 2017. Т. 24. № 1. С. 61–71. https://doi.org/10.7868/S0367059718010043
16. *Иванова Е.А., Першина Е.В., Кутовая О.В., Сергалиев Н.Х., Нагиева А.Г., Жиенгалиев А.Т., Проворов Н.А., Андронов Е.Е.* Сравнительный анализ микробных сообществ контрастных почвенных типов в усло-

виях различных фитоценозов // Экология. 2018. № 1. С. 34–44.

17. *Казеев К.Ш., Козунь Ю.С., Колесников С.И.* Использование интегрального показателя для оценки пространственной дифференциации биологических свойств почв юга России в градиенте аридности климата // Сибирский экологический журн. 2015. Т. 22. № 1. С. 112–120.
18. *Казеев К.Ш., Колесников С.И., Акименко Ю.В., Даденко Е.В.* Методы биодиагностики наземных экосистем. Ростов-на-Дону: Изд-во Южного федерального ун-та, 2016. 356 с.
19. *Колесников С.И., Жаркова М.Г., Везденеева Л.С., Кутузова И.В., Молчанова Е.В., Зубков Д.А., Казеев К.Ш.* Оценка экотоксичности тяжелых металлов и нефти по биологическим показателям чернозема // Экология. 2014. № 3. С. 158–163. https://doi.org/10.1134/S106422931908009X
20. *Краснощеков Ю.Н.* Постпирогенная изменчивость подстилки в горных лесах Прибайкалья // Почвоведение. 2019. № 3. С. 290–303.
21. *Краснощеков Ю.Н.* Почвы горных лесов Прибайкалья и их трансформация под влиянием пожаров // Почвоведение. 2018. № 6. С. 387–401.
22. *Краснощеков Ю.Н., Евдокименко М.Д., Онучин А.А.* Постпирогенная дигрессия лесных экосистем в горном Прибайкалье // Сибирский лесной журн. 2018. № 6. С. 46–57.
23. *Кукавская Е.А., Буряк Л.В., Каленская О.П., Зарубин Д.С.* Трансформация напочвенного покрова при низовых пожарах и оценка пирогенной эмиссии углерода в темнохвойных лесах Средней Сибири // Сибирский экологический журн. 2017. Т. 24. № 1. С. 72–82.
24. *Максимова Е.Ю., Кудинова А.Г., Абакумов Е.В.* Функциональная активность почвенных микробных сообществ постпирогенных островных сосновых лесов г. Тольятти Самарской области // Почвоведение. 2017. № 2. С. 249–255.
25. *Маслов М.Н., Маслова О.А., Поздняков Л.А., Копеина Е.И.* Биологическая активность почв горнотундровых экосистем при постпирогенном восстановлении // Почвоведение. 2018. № 6. С. 728–737.
26. *Одабашян М.Ю., Трушков А.В., Казеев К.Ш., Колесников С.И.* Влияние пала на ферментативную активность чернозема // Известия Самарского научного центра Российской академии наук. 2017. Т. 19. № 2(3). С. 481–485.
27. Постановление Правительства Ростовской области от 30.08.2012 № 810 “О мерах по противодействию выжиганию сухой растительности на территории Ростовской области”.
28. Постановление Правительства РФ от 25.04.2012 № 390 “О противопожарном режиме”. Пункт 218: “Запрещается сжигание стерни, пожнивных остатков и разведение костров на полях”.
29. *Работнов Т.А.* Луговедение. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1984. 319 с.
30. *Суховский В.С., Стрелис А.К., Григорьев Е.Г., Суховская В.В.* Влияние дыма лесных пожаров на заболеваемость жителей Приангарья // Здравоохранение Российской Федерации. 2009. № 1. С. 54–55.
31. *Тульская Е.М., Звягинцев Д.Г.* Сравнительное изучение каталазной и каталитической активности верхних горизонтов почв // Почвоведение. 1979. № 10. С. 92–97.
32. *Хазиев Ф.Х.* Системно-экологический анализ ферментативной активности почв. М.: Наука, 1982. 204 с.
33. *Хазиев Ф.Х.* Функциональная роль ферментов в почвенных процессах // Вестник Академии наук Республики Башкортостан. 2015. № 2(78). С. 14–24.
34. *Хазиев Ф.Х.* Экологические связи ферментативной активности почв // Экобиотех. 2018. Т. 1. № 2. С. 80–92.
35. *Юсупов И.А., Панова Н.К., Антипина Т.Г.* Трансформация процесса торфообразования в олиготрофном болоте в зоне влияния газового факела в Западной Сибири // Экология. 2019. № 1. С. 3–14.
36. *Alcaniz M., Outeiro L., Francos M., Farguell J., Ubeda X.* Long-term dynamics of soil chemical properties after a prescribed fire in a Mediterranean forest (Montgrí Massif, Catalonia, Spain) // Sci. Total Environ. 2016. V. 572. P. 1329–1335. https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2016.01.115
37. *Bachmann J., Horton R., van der Ploeg R.R.* Isothermal and nonisothermal evaporation from four sandy soils of different water repellency // Soil Science Society Am. J. 2001. V. 65. P. 1599–1607. https://doi.org/10.2136/sssaj2001.1599
38. *Bento-Goncalves A., Vieira A., Ubeda X., Martin D.* Fire and soils: Key concepts and recent advances // Geoderma. 2012. V. 191. P. 3–13.
39. *Burns R.G., DeForest Jared L., Jürgen M., Sinsabaugh R.L., Stromberger M.E., Wallenstein M.D., Weintraub M.N., Zoppini A.* Soil enzymes in a changing environment: Current knowledge and future directions // Soil Biol. Biochem. 2013. V. 58. P. 216–234. https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2012.11.009
40. *Cancelo-Gonzalez J., Rial-Rivas M., Díaz-Fierros, F.* Colourimetric variations in burnt granitic forest soils in relation to fire severity // Ecological Indicators. 2014. V. 46. P. 92–100. https://doi.org/10.1016/j.envint.2004.02.003
41. *Chandler C., Cheney P., Thomas P., Trabaud L., Williams D.* Forest fire behavior and effects // Fire in Forestry. N.Y.: Wiley, 1983. V. 1. P. 171–175.
42. *Dokas I., Statheropoulos M., Karma S.* Integration of field chemical data in initial risk assessment of forest fire smoke // Sci. Total Environ. 2007. V. 376. P. 72–85. https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2007.01.064
43. *Fernandez-García V., Miesel J., Baeza M.J., Marcos E., Calvo L.* Wildfire effects on soil properties in fire-prone pine ecosystems: Indicators of burn severity legacy over the medium term after fire // Applied Soil Ecology. 2019. V. 135. P. 147–156. https://doi.org/10.1016/j.apsoil.2018.12.002
44. *Fonseca F., Figueiredo T., Nogueira C., Queiros A.* Effect of prescribed fire on soil properties and soil erosion in a Mediterranean mountain area // Geoderma. 2017. V. 307. P. 172–180. https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2017.06.018
45. *Francos M., Ubeda X., Pereira P., Alcaniz M.* Long-term impact of wildfire on soils exposed to different fire severities. A case study in Cadiretes Massif (NE Iberian Pen-

insula) // Sci. Total Environ. 2018. V. 615. P. 664–671. https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2017.09.311

46. *Girona-Garcia A., Badia-Villas D., Marti-Dalmau C., Ortiz-Perpina O., Mora O.J.L., Armas-Herrera C.M.* Effects of prescribed fire for pasture management on soil organic matter and biological properties: A 1-year study case in the Central Pyrenees // Sci. Total Environ. 2018. V. 618. P. 1079–1087. https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2017.09.127
47. *Hart S.C., DeLuca T.H., Newman G.S., MacKenzie M.D., Boyle S.I.* Post-fire vegetative dynamics as drivers of microbial community structure and function in forest soils // Forest Ecology and Management. 2005. V. 220. P. 166–184. https://doi.org/10.1016/j.foreco.2005.08.012
48. *Hobley E.U., Le Gay Brereton A.J., Wilson B.* Forest burning affects quality and quantity of soil organic matter // Sci. Total Environ. 2017. V. 575. P. 41–49. https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2016.09.231
49. *Hu T., Hu H., Li F., Zhao B., Wu S., Zhu G., Sun L.* Long-term effects of postfire restoration types on nitrogen mineralisation in a Dahurian larch (Larix gminii) forest in boreal China // Sci. Total Environ. 2019. V. 679. P. 237–247.
50. *Hugh H.A.L.* Soil extracellular enzyme dynamics in a changing climate // Soil Biol. Biochem. 2012. V. 47. P. 53–59. https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2011.12.026
51. *Kolesnikov S.I., Timoshenko A.N., Kazeev K.Sh., Akimenko Yu.V., Myasnikova M.A.* Ecotoxicity of Copper, Nickel, and Zinc Nanoparticles Assessment on the Basis of Biological Indicators of Chernozems // Eurasian Soil Science. 2019. V. 52. № 8. P. 982–987.
52. *Kong J.J., Yang J., Bai E.* Long-term effects of wildfire on available soil nutrient composition and stoichiometry in a Chinese boreal forest // Sci. Total Environ. 2019. V. 642. P. 1353–1361. https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.06.154
53. *Lucas-Borja M.E., Calsamiglia A., Fortesa J., García-Comendador J., Guardiola L., García-Orenes F., Gago J., Estrany J.* The role of wild fire on soil quality in abandoned terraces of three Mediterranean micro-catchments // Catena. V. 170. 2018. P. 246–256.
54. *Moya D., Gonzalez-De Vega, Lozano E., Garcна-Orenes F., Mataix-Solera J., Lucas-Borja M.E., de las Heras J.* The burn severity and plant recovery relationship affect the biological and chemical soil properties of Pinus halepensis Mill. stands in the short and midterms after wildfire // J. Environmental Management. 2019. V. 235. P. 250–256. https://doi.org/10.1016/j.jenvman.2019.01.029
55. *Skujins J.J, McLaren A.D.* Enzyme reaction rates at limited water activities // Science. 1967. Dec. 22. V. 158(3808). P. 1569–1570.
56. *Song X., Wang G., Hu Z., Fei Ran, Chen X.* Boreal forest soil CO_2 and CH_4 fluxes following fire and their responses to experimental warming and drying // Sci. Total Environ. 2019. V. 644. P. 862–872. https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.07.014
57. *Strydom E., Riddell E.S., Rowe T., Govender N., Lorentz S.A., Pieter A.L. le Roux, Corli Wigley-Coetsee.* The effect of experimental fires on soil hydrology and nutrients in an African savanna // Geoderma. 2019. V. 345. P. 114–122. https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2019.03.027
58. Wild land Fires and Air Pollution / Ed. by A. Bytnerowicz, M.J. Arbaugh, A.R. Riebau, C. Andersen. 2008. V. 8. P. 1–638.

Assessment of the Effect of Pyrogenic Factors on the Biological Properties of Chernozems

K. Sh. Kazeev[1, *], M. Yu. Odabashian[1], A. V. Trushkov[1], and S. I. Kolesnikov[1]

[1]*Southern Federal University, Stachka prosp., 194/1, Rostov-on-Don, 344006 Russia*

**e-mail: kamil_kazeev@mail.ru*

Alteration of biological properties of chernozems caused by several pyrogenic agents has been studied in simulation experiments. These were: low-temperature plasma, infra-red irradiation, straw burning, and fume of burning products. It has been shown that the pyrogenic effect has a complex nature, so that worsening of biological parameters depends on temperature, duration of fire episode, intensity of smoke and ash impact, and soil moisture. Such integrated effect induced a decrease in microbial biomass by 39%, population of nitrogen-fixating bacteria by 29% versus the control values. The inhibition of dehydrogenase and catalase (oxidoreductase class) was 44–53%; activity of hydrolase (phosphatase and invertase) was lower (by 16–18%). A maximal effect was recorded for the uppermost soil layer (0–1 cm) as compared to the 4–5 cm layer. Microbiological indices went down by 52–56% after placing the sample in the flame of a gas-jet for 3 minutes, while soil enzyme activity decreased by 25–26%. For the latter, the duration of flame effect was of special importance; the correlation coefficient for dehydrogenase activity was –0.81, for invertase –0.86, catalase –0.78, phosphatase –0.85 ($p < 0.01$). Increasing IR irradiation also resulted in growing inhibition of biological indices. Even a minimal impact of fume of straw burning products (3 minutes at temperature 52ºC) reliably decreased soil microbiological and biochemical parameters (by 4–19%, $p < 0.05$). Higher level of impact suppresses the biological activity by 20–30%.

Keywords: fire, burn, biological indicators, enzyme activity

ПОЧВОВЕДЕНИЕ, 2020, № 11, с. 1383–1392

БИОЛОГИЯ ПОЧВ

УДК 579.26:574.472:631.872

СУКЦЕССИЯ БАКТЕРИАЛЬНЫХ СООБЩЕСТВ ПРИ РАЗЛОЖЕНИИ СОЛОМЫ ОВСА В ДВУХ РАЗНЫХ ТИПАХ ПОЧВ

© 2020 г. О. В. Орлова[a, *], А. А. Кичко[a], Е. В. Першина[a], А. Г. Пинаев[a], Е. Е. Андронов[a, b, c]

[a] *Всероссийский НИИ сельскохозяйственной микробиологии, ш. Подбельского, 3, Санкт-Петербург, 196608 Россия*

[b] *Санкт-Петербургский государственный университет, Университетская наб., 7–9, Санкт-Петербург, 199034 Россия*

[c] *Почвенный институт им. В.В. Докучаева, Пыжевский пер., 7, стр. 2, Москва, 397463 Россия*

**e-mail: falenki@hotmail.com*

Поступила в редакцию 22.10.2019 г.
После доработки 13.02.2020 г.
Принята к публикации 26.02.2020 г.

Исследовали сукцессии бактериальных сообществ при разложении соломы в образцах гумусовых горизонтов дерново-подзолистой почвы (Albic Retisoils Abruptic) и чернозема (Haplic Chernozem (Pachic)) в условиях лабораторного эксперимента. На раннем, среднем и позднем этапах сукцессии определяли состав бактериальных сообществ методом высокопроизводительного секвенирования библиотек по вариабельному участку V4 гена 16S рРНК. Филогенетический анализ показал, что разнообразие бактериального сообщества соломы по мере ее разложения в черноземе и дерново-подзолистой почве увеличивалось от 51 и 79 филотипов на третий день сукцессии, до 213 и 310 филотипов к концу эксперимента. На ранних этапах сукцессии (третий день) состав бактериального сообщества был представлен *Proteobacteria*, *Firmicutes* и *Bacteroidetes*, на более поздних этапах (161 день) к ним добавились *Actinobacteria*. Для обоих типов почв бактериальная сукцессия при разложении соломы имела общие черты: начинают разложение соломы представители родов *Pseudomonas*, *Stenotrophomonas* из семейства *Xanthomonaceae* и рода *Chitinophaga* (*Bacteroidia*). На последующих этапах сукцессии, помимо актинобактерий, обнаруживались *Firmicutes* и *Bacteroidetes*. Следует отметить, что на протяжении всего периода разложения соломы в микробном сообществе присутствовали бактерии семейства *Rhizobiaceae*.

Ключевые слова: биоразнообразие, дерново-подзолистая почва (Retisoils Abruptic), чернозем (Haplic Chernozem (Pachic)), высокопроизводительное секвенирование

DOI: 10.31857/S0032180X20090117

ВВЕДЕНИЕ

Процесс разложения растительных остатков в почвах является одной из важнейших статей глобального круговорота углерода и по количеству циркулирующего углерода уступает только процессу фотосинтеза. Поэтому не удивительно, что деструкция растительных остатков остается в центре внимания исследователей, несмотря на то, что основные факторы, контролирующие разложение, были выявлены в 1929 г. [27]. Однако понимание роли почвенных микробных сообществ в связи с функциями экосистем развивается только сейчас благодаря разработке новых методов для изучения структуры сообществ и метаболической активности [14, 23]. Лучшее знание микробных популяций и видов деятельности, связанных с деградацией органического углерода и структурированием почвенных сообществ в соответствии с источником углерода, может послужить концептуальной основой, помогающей определить связь между структурой сообществ почвенных бактерий и их функцией в агроэкосистеме [15].

В процессах разложения растительных остатков в пахотных почвах, в отличие от естественных, главную роль зачастую играют бактерии, а не грибы. Более того, использование современных методов выявило значительный вклад бактерий даже в разложение лигнина и лигноцеллюлозных комплексов древесины, в сравнении с предшествующим убеждением о главенстве грибной микрофлоры в этих процессах [29]. Поэтому было важно изучить структуру бактериальных сообществ при трансформации соломы.

Влияние структуры сообщества почвенных микроорганизмов на результаты трансформации растительных остатков изучено недостаточно. Возможно, это связано с тем, что на состав и функционирование почвенного микробиома влияет множество факторов (например, влажность почвы, температура, pH, содержание органического ве-

щества и наличие питательных веществ, состав растительности и т. д.) и их сочетание [10, 13]. Поэтому не так просто вычленить из общей наблюдаемой картины особенности, связанные непосредственно с различиями в составе сообществ. Так, на биотрансформацию органического вещества структура микробного сообщества оказывает меньшее воздействие, чем изменения климата и/или изменение качества подстилки [13]. Один из способов – постановка экспериментов в строго контролируемых условиях, причем с использованием физического разделения субстрата от почвы. Очень важным стимулом к проведению этих экспериментов сегодня является доступность принципиально новых подходов, связанных с использованием высокопроизводительного секвенирования, позволяющего оценить динамику микробиоты во всей ее полноте [2, 14, 23].

Одним из множества факторов, определяющих характер разложения растительных остатков и структуру микробных сообществ в экологических нишах, связанных с растением, например, в ризосфере, является тип почвы [2, 19]. Относительно этого меньше влияние на структуру микробного сообщества вида биома [18] или землепользования [22]. Это связано с различиями в таких ключевых физико-химических свойствах почвы как pH [18, 22, 28], количество и качество органического вещества [14, 17]. Однако в опытах с насыпными почвами, перемещенными в другие климатические условия, было показано, что тип почвы может быть и не главным фактором, влияющим на структуру микробного сообщества [26]. С одной стороны, это влияние существенно затрудняет понимание особенностей процесса, так как фактор почвы, как уже указывалось ранее, наиболее существенен. Однако в том случае, когда для эксперимента взяты разные почвы, это позволяет вычленить общие для разных типов почв элементы динамики почвенного микробиома.

Солома зерновых культур, является важным возобновляемым источником органического вещества, ее внесение в пахотные почвы получает все большее распространение. На микробные процессы разложения соломы в почве влияют многие абиотические факторы, включая содержание влаги [10], засоление [23], качество и размер соломы [8] и так далее. Эти факторы могут повлиять на доступность соломы почвенным микроорганизмам и, таким образом, изменить скорость колонизации и характер разложения. Почвы являются своеобразным резервуаром микробного разнообразия. Любой субстрат, поступивший в почву, будет инициировать развитие микроорганизмов с учетом состава субстрата и исходя из набора таксонов в окружающей почве. Это должны быть в основном микроорганизмы, которые способны перерабатывать данный субстрат, однако для разных почв это могут быть разные, но выполняющие одинаковые функции организмы.

Изучение состава микробных сообществ, участвующих в деструкции свежего органического вещества в пахотных почвах затруднено в случае перемешивания почвы и субстрата. Наиболее четко наличие сукцессии микробных сообществ при разложении растительных остатков было выявлено при анализе самих остатков, а не для дейтритосферы или основной почвы [6, 24]. С пространственной точки зрения разлагающиеся растительные остатки увеличивают гетерогенность почвы, создавая специфическую генетическую структуру микробных сообществ с образованием градиента от разлагаемого субстрата к почве без органического вещества [24]. Сделан вывод, что детритосфера и разлагающаяся биомасса соответствуют различным трофическим и функциональным нишам для микроорганизмов. В целом эти результаты свидетельствуют, что растительные остатки, как и живые корни, представляют “горячие точки” легкодоступного источника углерода и энергии, которые приводят к важной динамике сообщества, особенно когда почвенная система ограничена субстратом в отношении роста микроорганизмов. Растительные остатки, в том числе и солома, всегда обсеменены микроорганизмами, многие из которых могут обладать способностью к деградации сложных органических субстратов. Эти “нативные” микроорганизмы получают преимущество за счет своего физического положения на субстрате при внесении соломы в почву и могут существенно исказить влияние типа почвы на состав микробного сообщества. Следовательно, одним из способов более четкого выявления различий между типами почв по составу микробного деструктивного сообщества, может стать анализ его динамики во внесенных стерильных растительных остатках, помещаемых в почву в нейлоновых мешочках с отверстиями, позволяющими микроорганизмам свободно достигать разлагаемого субстрата. Подобный подход со стерильным субстратом был применен при определении целлюлозоразлагающего метагенома в рубце коров [20], и с нестерильной соломой кукурузы [26].

Цель работы: исследование сукцессии структуры бактериальных сообществ при разложении соломы овса в разных типах почв.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

В модельном эксперименте изучали разложение соломы в образцах гумусовых горизонтов чернозема (Haplic Chernozem (Pachic) по WRB, Собщ 4.86 ± 0.12%; pHсол 6.40 ± 0.08; Nобщ 0.533 ± ± 0.02) и дерново-подзолистой почвы (Albic Retisol (Abruptic, Ochric) по WRB, Собщ 1.01 ± 0.02%; pHсол 5.47 ± 0.02; Nобщ 0.212 ± 0.01). Почвы: чернозем типичный (Каменная степь, Воронеж-

ская обл.) и дерново-подзолистая почва (Псковская обл., ОПХ "Родина") отобраны в 2018 г. с залежных участков с глубины 5–20–25 см. В опыте использовали измельченную солому овса (фракция 0–2 мм) со следующими показателями: зольность 9.98 ± 2.04, Nобщ 1.897 ± 0.012, C : N 23.5, содержание водорастворимого углерода 11.8 ± 0.50 г/кг. Навески соломы (1 г) в мешочках размером 3 × 5 см, сшитых из нейлоновой ткани, были стерилизованы в отдельном полиэтиленовом пакете для каждого сосуда эксперимента с использованием электронно-лучевой стерилизации (18 кГр) в ООО "РАД" (г. Санкт-Петербург).

Для эксперимента использовали квадратные пластиковые сосуды объемом 2.3 л. Навески подготовленных почв (усредненных и просеянных через сито с диаметром отверстий 5 мм), увлажняли до 60% от полной влагоемкости (полная влагоемкость насыпных образцов для чернозема и дерново-подзолистой почвы 74.52 ± 1.66 и 42.48 ± 0.95% соответственно) и оставляли инкубироваться в условиях эксперимента на 2 нед. для установления равновесия. Этим приемом исключали влияние накладки эффекта временного увеличения эмиссии CO_2 из почвы после ее размалывания и увлажнения на рост дыхания после внесения соломы [11, 30]. Предварительно смоченные стерильной водой мешочки с соломой (по 15 штук на сосуд) помещали в почву вертикально на глубину 0.5–4 см. Повторность опыта – по 5 сосудов контроли и по 7 сосудов в вариантах с внесением соломы (в двух дополнительных сосудах отбор проб не производился, заложены для измерения дыхания в конце опыта, когда количество мешочков, попадающее под изолирующую камеру в основных сосудах, уменьшится). Расположение сосудов рендомизированное. Влажность поддерживалась на постоянном уровне бидистиллированной водой (сверху неплотно прикрыты пленкой для пищевых продуктов для уменьшения скорости высыхания и добавление воды по весу из пульверизатора два раза в неделю). Температура поддерживалась на уровне 28 ± 1°C.

Отбор образцов соломы осуществляли путем изъятия одного мешочка из каждого сосуда варианта (кроме дополнительных сосудов), при длительности опыта 6 мес. отобрано 15 проб через 3–21 суток. Отобранные образцы замораживали и хранили при –70°C. Анализы соломы и почвы проводили общепринятыми методами [1] в 3–5-кратной повторности. На всем протяжении эксперимента еженедельно измеряли уровень эмиссии CO_2 абсорбционным методом [4].

Выделение ДНК производили с использованием набора реактивов Macherey-Nagel NucleoSpin Soil ("Macherey-Nagel", Германия) в соответствии с рекомендациями производителя. Механическое разрушение образца осуществлялось с помощью гомогенизатора Precellys 24 ("Bertin Technologies", Франция). Для оценки качества полученной ДНК проводился электрофорез в 1%-ном агарозном геле в ×0.5 TAE буфере. Средняя концентрация ДНК в пробе составляла 50 нг/мкл. В дальнейшем матрицу использовали для создания библиотеки ампликонов, полученную методом ПЦР с применением универсальных праймеров на вариабельный участок V4 гена 16S рРНК: F515 – GTGCCAGCMGCCGCGGTAA/R806 – GGACTACVSGGGTATCTAAT [7], включающих служебные последовательности и баркоды Illumina. Дальнейшие подготовка библиотек и секвенирование проводились в соответствии с рекомендациями производителя на платформе Illumina MiSeq ("Illumina", США) с использованием набора реактивов MiSeq® ReagentKit v3 (600 cycle) с двусторонним чтением (2*300 н).

Первичная обработка нуклеотидных последовательностей, в частности демультиплексирование образцов и обрезание баркодов, выполнена ПО Illumina. Дальнейший анализ проводился в программной среде R с помощью пакета dada2, который использует денойзинг с последующим объединением прямых и обратных прочтений и восстановлением исходных филотипов (Amplicon Sequence Variant, ASV), также в нем осуществлялось устранение химер и таксономическая идентификация полученных ASV при помощи классификатора, обученного на базе данных SILVA [25]. Для уточнения таксономической принадлежности филотипов была проведена дополнительная проверка части последовательностей при помощи алгоритма blast-n [5] по базе данных GenBank [12], которая затронула только ASV с высокой частотой встречаемости. В результате данной проверки были удалены филотипы, относящиеся к рРНК пластид и митохондрий, а также для нескольких ASV удалось уточнить таксономию до уровня типа, класса, порядка или семейства. Для филогенетического анализа и построения филогенетических деревьев использовались программные пакеты MEGA7 с применением метода neighbour-joining и плагин fragment-insertion sepp в рамках пакета QIIME2 [9], также в QIIME2 проводилась оценка таксономического разнообразия сообществ (α- и β-разнообразие). Результаты анализа β-разнообразия представлены с помощью методов многомерной статистики (анализ главных компонент, PCA), а также в программе Emperior с использованием метрики UniFrac. Для оценки вклада отдельных филотипов в различия между сообществами, основанного на частотах ASV, использовался статистический метод SIMPER (Similarity Percentage) [12], входящий в программный пакет PAST.

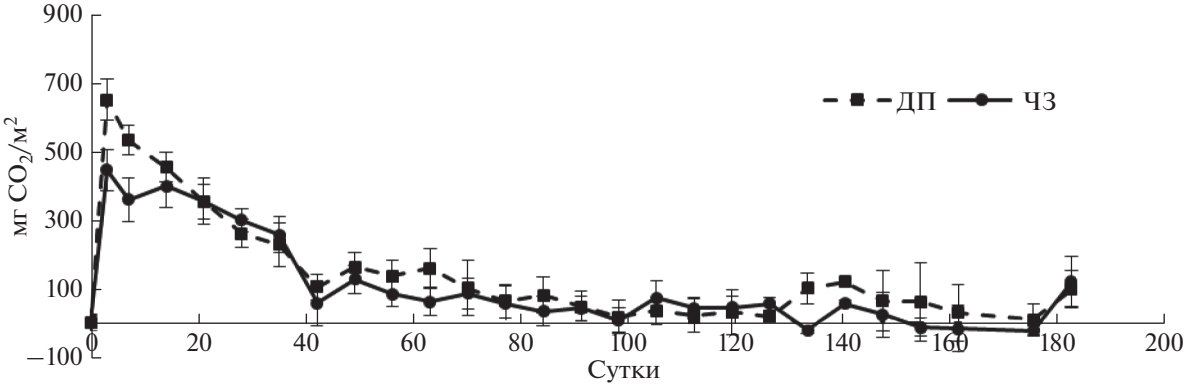

Рис. 1. Динамика приращения эмиссии CO_2 из чернозема (ЧЗ) и дерново-подзолистой (ДП) почвы за счет внесения соломы; уровень в контрольных почвах (без субстрата) принят за ноль.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Использованная для модельного эксперимента солома овса за счет узкого соотношения C : N (23.5), измельчения и значительного содержания водорастворимого углерода (2.6% от общего углерода) является доступным для микроорганизмов субстратом. Поэтому динамика скорости выделения углекислого газа в вариантах с внесением соломы для обеих почв характерна скорее для легкоразлагаемых субстратов, например, глюкозы [3]: быстрое разложение в начале опыта, дающее узкий пик прироста эмиссии углекислоты (3 день) и далее спад. Одновременно, с первых дней, идет медленное нарастание дыхания вследствие разложения более трудноразлагаемых веществ (целлюлозы, гемицеллюлозы и др.). При анализе динамики уровня эмиссии CO_2 за счет внесения соломы, используя показания контрольных почв в качестве базового уровня, выявлено, что суммарные потери углерода из дерново-подзолистой почвы больше, чем из чернозема: соответственно 3913 ± 668 и 2981 ± 297 CO_2 мг/м^2 сутки (рис. 1). Особенно это заметно к концу опыта, когда в черноземе были более низкие значения эмиссии углекислоты в вариантах с соломой по сравнению с контролем. Следует отметить, что уровень выделения углекислого газа выше в среднем на 100 мг/м^2 сутки в течение всего срока наблюдений в контрольных вариантах для чернозема, чем для дерново-подзолистой почвы. Вероятно, большая эмиссия CO_2 при минерализации соломы в дерново-подзолистой почве связана с тем, что чернозем относится к числу более устойчивых экосистем с высоким уровнем гумификации.

На основании кривых дыхания почв были выбраны точки для определения состава микробного сообщества путем выделения этапов разложения соломы: ранний (3 и 28 дни), средний (91 день) и поздний (161 день). Оценка состава бактериального микробного сообщества в соломе осуществлялась с использованием высокопроизводительного секвенирования библиотек гена 16S рРНК.

По результатам секвенирования ампликонных библиотек участка гена 16S рРНК было получено 575597 прочтений, 295593 из которых вошли в последующий анализ. Филогенетический анализ показал высокое разнообразие бактериального сообщества соломы, в последний срок было идентифицировано соответственно для чернозема и дерново-подзолистой почвы 213 и 310 филотипов из 17 фил. Почва была единственным источником микроорганизмов, участвующих в разложении соломы в опыте, поэтому состав микробного сообщества соломы по основным филам близок к таковому для почв. Наиболее представленные бактериальные филы на 3 день были *Proteobacteria*, *Firmicutes*, *Bacteroidetes*, на 161 день к ним добавились *Actinobacteria* (рис. 2). Стимуляцию таксона *Actinobacteria* к концу разложения отмечают многие исследователи [6, 24]. Можно отметить не только наличие, но и постепенное нарастание представленности неидентифицированных последовательностей в динамике. Для соломы, в отличие от почв, выявлено низкое обилие филы *Acidobacteria*, которая обычно является одной из наиболее распространенных таксономических групп почвенных бактерий. Аналогично отмечали уменьшение их доли для соломы пшеницы [6], также наблюдали отрицательную связь между уровнем внесения органических веществ в почве и обилием *Acidobacteria* [17]. Это позволяет сделать вывод о неучастии ацидобактерий в разложении соломы. Низкая представленность, главным образом на поздних этапах разложения, отмечается и для архей.

Состав микробиома соломы, начиная с 28 дня, имеет явные отличия в зависимости от источника микрофлоры (типа почв). Следовательно, наблюдаемые различия в функционировании микробных сообществ (по дыханию), происходящих из разных почв, нашли свое отражение в их составе.

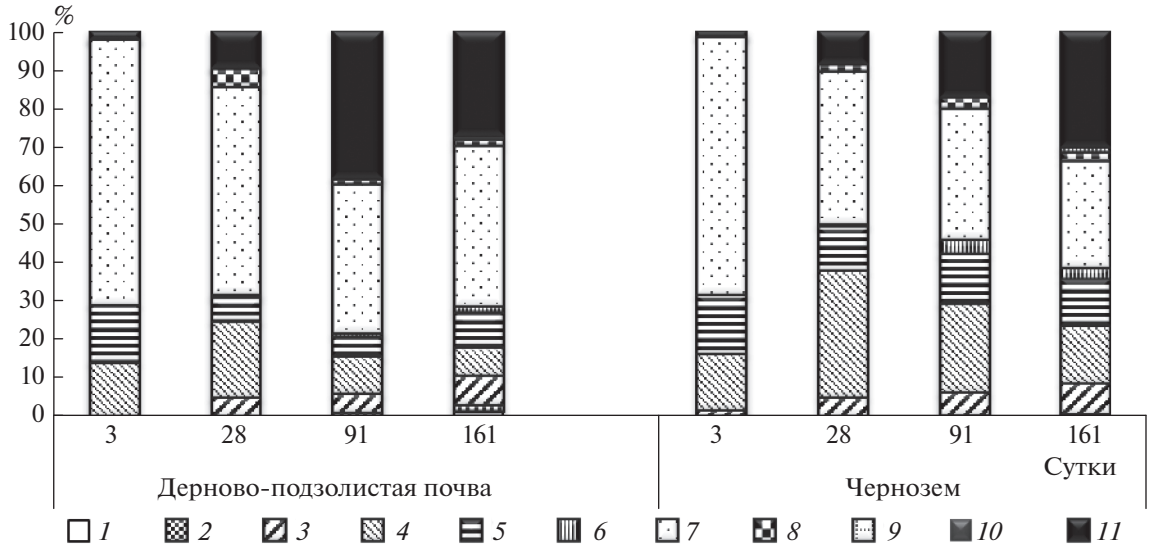

Рис. 2. Динамика представленности основных фил бактериального сообщества соломы в динамике в зависимости от почвы. Обозначения: *1 – Archaea; Thaumarchaeota*, *2 – Acidobacteria*, *3 – Actinobacteria*, *4 – Bacteroidetes*, *5 – Firmicutes*, *6 – Planctomycetes, 7 – Proteobacteria*, *8 – Verrucomicrobia*, *9 – Bacteria;* Other (филы с низкой долей), *10 – unclassified Bacteria*, *11* – Unclassified; Other.

Роль типа почв, как источника бактерий, определялась, вероятно, как величиной pH, так и качеством и количеством органического вещества в них [14, 17, 18, 22, 28]. Для дерново-подзолистой почвы, по сравнению с черноземом, в среднем выше доля *Proteobacteria* и меньше *Bacteroidetes*, больше вклад неидентифицированных бактерий. Стоит отметить, что в соломе, разлагающейся в черноземе, практически нет ни архей, ни ацидобактерий. Для более кислой дерново-подзолистой почвы в соломе отмечено появление *Acidobacteria* начиная с 28 дня и большая их представленность на 161 день (1.63 против 0.15%).

Соотношение грамположительных и грамотрицательных бактерий характеризует олиготрофность почвенных процессов. Известно, что грамотрицательные бактерии требуют более богатого субстрата и на первых сроках при разложении соломы пшеницы [6] или соломы кукурузы [26] их количество увеличивается. В нашем опыте при биодеструкции соломы овса также наблюдали, что соотношение грамположительных и грамотрицательных бактерий увеличивается с 0.18–0.21 на 3 день до 0.31–0.41 на 161 день, то есть доля грамотрицательных бактерий постепенно уменьшается к поздним этапам разложения и олиготрофность микробного сообщества растет.

Наблюдали усложнение состава микробных сообществ соломы во времени после начала разложения. Наиболее вероятно, что параллельно идут два процесса: постепенное заселение соломы микроорганизмами из почвы через нейлоновую ткань и увеличение количества видов, задействованных в разложении труднодоступных соединений соломы. Обогащение стерильной соломы микроорганизмами происходило быстро – на третий день количество обнаруживаемых филотипов составило 46 в черноземе и 79 в дерново-подзолистой почве (табл. 1). Основной рост биоразнообразия произошел в течение первого месяца разложения, далее изменения слабее. Более сложные для деградации субстраты (например, лигнин), оставшиеся к последним этапам разложения, могут привести к стимуляции более разнообразного бактериального консорциума, способного их разлагать [24]. Особенностью нашего подхода, помимо стерильного субстрата, является изучение разложения соломы в “концентрированной” и физически отделенной от основной почвы экологической нише (мешочек с соломой), поэтому часть микробиоты поздних стадий разложения, плохо изученная и идентифицированная из-за меньшего обилия, нами была учтена. Рост обилия отдельных, мало представленных в сообществе исходной почвы, видов в 100–350 раз был отмечен для консорциумов, сформировавшихся на поздних стадиях разложения различных растительных остатков [21]. Стохастический фактор – “first come, first bite” также мог повлиять на процесс и таким образом стимулировать микробное разнообразие, как это было показано для консорциумов, отобранных с предварительно разлагавшихся остатков [21].

Аналогично меняются и все другие показатели биоразнообразия (индекс Фейта, индекс Шеннона), свидетельствуя о его росте с увеличением срока разложения соломы и недоступности субстрата. Необходимо отметить большее разнообразие бактериального сообщества разлагающейся

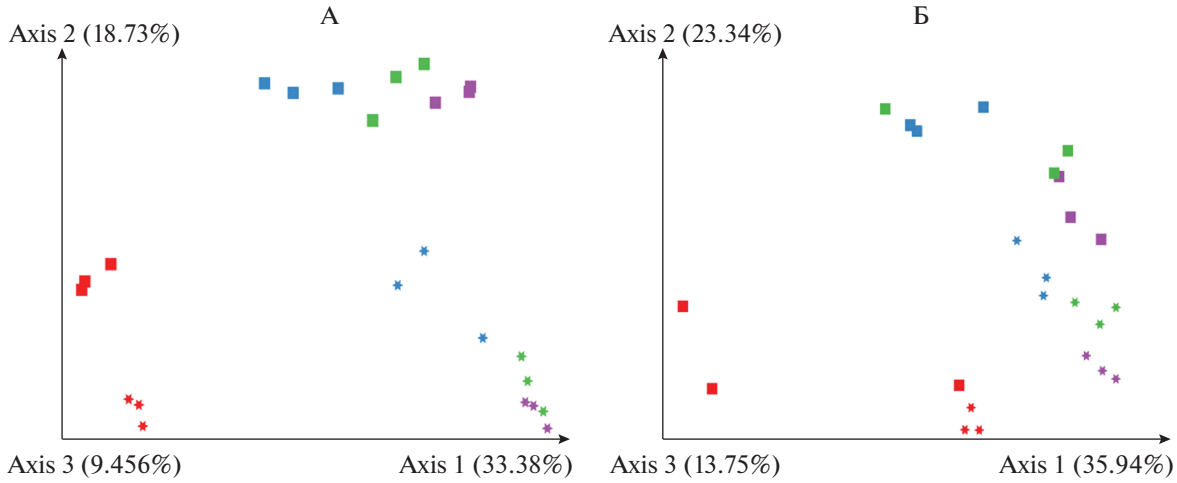

Рис. 3. Различия состава микробных сообществ по метрике UniFrac в координатах первых двух главных компонент (метод PCA). Обозначения: А – невзвешенные данные; Б – взвешенные данные. Форма: звезда – дерново-подзолистая почва; квадрат – чернозем. Цвет: красный – срок 3 дня; синий – срок 28 дней; зеленый – срок 91 день; фиолетовый – срок – 161 день.

соломы в дерново-подзолистой почве по сравнению с черноземом. Это противоречит данным, что микробные сообщества кислых почв менее разнообразны [16], но, возможно, причина в том, что в данном случае объектом исследования является не все микробное сообщество почв, а только его часть.

Метод главных компонент позволил выявить влияние типа почвы и времени разложения соломы на состав микробных сообществ (рис. 3). При анализе как невзвешенных данных (показывающем различия по качественному составу микробных сообществ, таксономическому разнообразию), так и взвешенных (включая представленность или долю каждого таксона), наиболее значительные различия видны в зависимости от типа почв. Следовательно, при постоянных гидротермических условиях, созданных в лаборатории, более существенным фактором, влияющим на состав микробиома соломы, а через него и на результат разложения оказался тип почвы, а не длительность разложения. В естественных условиях с перемещением типовых почв по климатическим зонам [26], фактор типа почв оказался слабее, чем климат. Хоть и слабее, но сроки отбора влияли на состав бактериального сообщества соломы. Наиболее существенное различие в динамике для каждой почвы наблюдали между микробиомом, начинающим разложение соломы (третий день) и 28 днем, аналогично индексам, характеризующим биоразнообразие. Возможно, что это вызвано не только сукцессией микробных сообществ, но и влиянием на результаты третьего дня ДНК мертвого (как результата стерилизации) микробного сообщества соломы, резко отличающегося от такового в обеих почвах. Различия по составу бактериального сообщества чернозема сохраняются для всех сроков анализа, тогда как для дерново-подзолистой почвы последние два срока очень близки, особенно по таксономическому составу.

Обнаруживаются не только различия по составу микроорганизмов, ведущих разложение соломы в разных почвах, но и общие черты для обеих почв, что свидетельствует о едином направлении сук-

Таблица 1. Индексы, характеризующие биоразнообразие микробных сообществ соломы

Показатель	Дерново-подзолистая почва				Чернозем			
	3 день	28 день	91 день	161	3	28	91	161
Количество ОТЕ* (филотипов)	79.0 ± 8.0	253.8 ± 61.8	300.1 ± 35.5	313.0 ± 41.3	46.3 ± 15.7	154.4 ± 38.4	170.3 ± 18.7	212.5 ± 40.6
Индекс Шеннона	5.07 ± 0.31	6.86 ± 0.38	7.01 ± 0.18	7.23 ± 0.28	4.39 ± 0.66	5.75 ± 0.50	5.98 ± 0.46	6.69 ± 0.33
Индекс Пиелу	0.81 ± 0.04	0.87 ± 0.01	0.86 ± 0.01	0.88 ± 0.02	0.80 ± 0.06	0.82 ± 0.04	0.87 ± 0.06	0.87 ± 0.02
Индекс Фейта	9.9 ± 0.8	33.4 ± 5.0	41.9 ± 4.3	42.9 ± 4.4	5.8 ± 1.3	18.0 ± 2.8	23.2 ± 3.0	30.7 ± 4.1

* ОТЕ – операционная таксономическая единица.

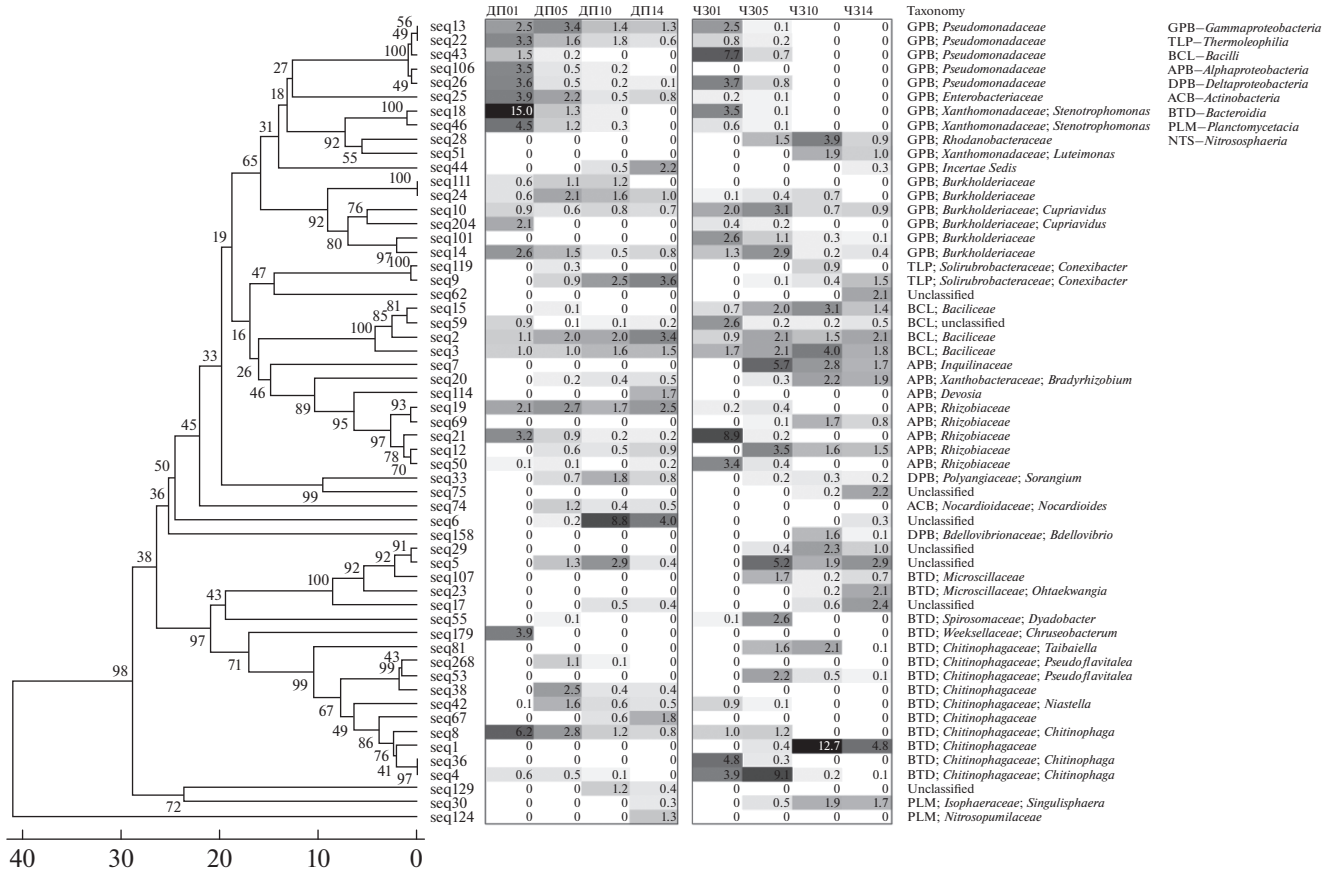

Рис. 4. Разнообразие и численность филотипов, наибольшим образом повлиявших на расхождение сообществ прокариот, разлагающих солому в дерново-подзолистой почве и черноземе на различных сроках инкубации по результатам статистического теста SIMPER. Обозначения: ДП – дерново-подзолистая почва, ЧЗ – чернозем; сроки: 01 – 3 дня; 05 – 28 дней; 10 – 91 день; 14 – 161 день. Значения в тепловой карте соответствуют процентной доле филотипа в сообществе. Шкала дендрограммы отражает процент различающихся нуклеотидов в последовательностях, указана статистическая поддержка кластеров (bootstrap).

цессии микроорганизмов при разложении соломы, независимо от почвы. Наблюдаемая общепринятая динамика структуры микробного сообщества, по-видимому, связана с изменениями в наличии и качестве углеродных ресурсов, происходящими в процессе деградации соломы. В соответствии с экологическими характеристиками копиотрофных и олиготрофных популяций (упрощенно r- и K-стратегов), на ранних стадиях микробной сукцессии на свежих растительных остатках, поступивших в почву, будут доминировать копиотрофы и r-стратеги, при этом количество олиготрофов (K-стратегов) возрастает в относительном количестве при увеличении степени разложения субстрата. Так, различные представители рода *Pseudomonas* преобладающие на третий день (*Proteobacteria*, относимые к r-стратегам), постепенно сокращают свое участие в деструкционных процессах. В то же время представители филы *Actinobacteria* начинают появляться в сообществах разлагающих солому с 28-го дня, и их разнообразие постоянно увеличивается для обеих почв.

При оценке вклада каждого из таксонов в суммарное различие между бактериальными сообществами были выявлены филотипы, которые отвечают за расхождение сообществ на различных сроках проведения эксперимента. В эту категорию вошли только те ASV, вклад которых в различия между оцениваемыми сообществами составил не менее 1% по результатам статистического теста SIMPER (Similarity Percentage). Для дерново-подзолистой почвы и чернозема их число составило 42 и 46 филотипов соответственно (рис. 4). Рисунок позволяет наглядно показать сходство и различия в сукцессии при разложении соломы в разных типах почвы. В большинстве случаев почвы различаются по наличию и/или представленности (в процентах), динамике (уменьшается их доля или увеличивается) отдельных филотипов (виды, штаммы). Фактически, для каждого типа почв характерен набор разных филотипов, даже при сходном их филогенетическом положении. Наиболее значительные различия по набору фи-

лотипов в разных типах почв отмечены для *Xanthomonaceae*, *Chitinophagaceae* и *Pseudomonadaceae*.

Наибольший вклад на ранних стадиях разложения соломы отмечен для *Gammaproteobacteria* и отдельных филотипов *Bacteroidetes*. Начинают разложение легкодоступных органических соединений соломы представители рода *Pseudomonas*, рода *Stenotrophomonas* из семейства *Xanthomonaceae* и род *Chitinophaga* (*Bacteroidia*). Известно, что различные штаммы *Pseudomonas* sp. способны расщеплять органические материалы на более простые соединения, они являются копиотрофными организмами [6]. В черноземе они играют значительную роль только в первый срок, тогда как для дерново-подзолистой почвы их вклад остается заметен и в последний срок. *Pseudomonas* spp. и *Neurospora* sp. были доминирующими на ранней стадии при разложении соломы пшеницы [6]. *Bacteroidetes* включают бактерии, широко распространенные в биосфере и выделенные из многих различных мест обитания, включая не только почву, но и кишечник животных. Возможно, что высокое их обилие связано с особенностями закладки эксперимента, когда создается высокая концентрация растительной биомассы. Филотипы этого таксона были обильны на всех этапах разложения, однако часто это были разные представители не только в зависимости от типа почвы, но и срока. На третий день преобладали филотипы рода *Chitinophaga*, причем для чернозема 4, для дерново-подзолистой почвы – 2. Даже совпавшие филотипы в разных почвах имели неодинаковое обилие либо зеркальную динамику. Чаще бактероиды имели заметную (более 1%) представленность на средних и последних сроках анализа; помимо семейства *Chitinophagaceae* (рода: *Chitinophaga*, *Flavitalea*, *Niastella*, *Pseudoflavitalea*, *Taibaiella* и неидентифицированных представителей семейства) в разложении соломы принимали участие *Microscillaceae* (*Ohtaekwangia*, более характерны для чернозема), *Spirosomaceae* (род *Dyadobacter*). Аналогично вели себя и бактерии из филы *Bacilli*, то есть их состав и динамика сильно зависели от типа почвы. Интересно, что актинобактерии, вносящие существенный вклад в разложение соломы, практически не попали в число филотипов, существенно влияющих на различия между сообществами.

Однако не все обнаруженные филотипы были способны к деструкции растительных остатков. Данные, приведенные на рисунке 4, свидетельствуют о значительном вкладе семейства *Rhizobiaceae*, к которому, в частности, относятся клубеньковые бактерии, в состав микробных сообществ соломы для обеих почв. Вероятно, образующихся легкодоступных органических соединений при интенсивном разложении соломы в течение всего периода наблюдений достаточно для обеспечения существенного вклада данных микроорганизмов в состав микробиома соломы.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Благодаря использованию стерильной соломы удалось выявить существенное влияние микробоценозов исследуемых типов почв на состав микробных сообществ разлагающейся соломы овса. Это может быть связано с тем, что обычно на соломе (или других растительных остатках) присутствуют микроорганизмы, которые, включаясь в ее деструкцию, “маскируют” влияние других факторов. Различия в таксономическом составе сообществ за счет типа почв, приводили к тому, что зачастую одинаковые функции выполняли разные филотипы при близком их таксономическом положении (принцип дублирования). Зафиксировано увеличение с ростом разложения соломы доли и разнообразия неидентифицированных последовательностей в обеих почвах. Возможно, обнаруженные нами неидентифицированные последовательности принадлежат нативной почвенной микрофлоре, как медленно растущей на сложных субстратах (нет возможности повторить в лабораторных средах), так и растущей только в ассоциациях (не способны расти в отсутствии партнеров). В обоих случаях микроорганизмы являются некультивируемыми, чем объясняется их отсутствие в базах данных. Сукцессия микробных сообществ, при использованной нами методике проведения опыта, была четко видна и имела общие черты в обоих типах почв.

БЛАГОДАРНОСТЬ

Исследования выполнены с использованием оборудования ЦКП “Геномные технологии, протеомика и клеточная биология” ВНИИСХМ.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работы были проведены за счет финансовой поддержки гранта РНФ 18-16-00073.

СОБЛЮДЕНИЕ ЭТИЧЕСКИХ СТАНДАРТОВ

Настоящая статья не содержит каких-либо исследований с использованием людей и животных в качестве объектов.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Агрохимические методы исследования почв / Под ред. Соколова А.В. М.: Наука, 1975. 656 с.

2. *Зверев А.О., Першина Е.В., Проворов Н.А., Андронов Е.Е., Серикова Е.Н.* Метагеномная характеристика ризосферного эффекта при выращивании злаковых культур в черноземной и дерново-подзолистой почвах // Сельскохозяйственная биология. 2016. Вып. 51(5). С. 654–663. https://doi.org/10.15389/agrobiolody.2016.5.654rus

3. *Паников Н.С.* Кинетические механизмы процессов разложения органического вещества в почве // Проблемы почвоведения. М., 1990. С. 95–101.

4. *Шарков И.Н.* Сравнительная характеристика двух модификаций абсорбционного метода определения дыхания почв // Почвоведение. 1987. № 10. С. 153–157.

5. *Altschul S.F., Gish W., Miller W., Myers E.W., Lipman D.J.* Basic local alignment search tool // J. Mol. Biol. 1990. V. 215. P. 403–410. https://doi.org/10.1016/S0022-2836(05)80360-2

6. *Bastian F., Bouziri L., Nicolardot B., Ranjard L.* Impact of wheat straw decomposition on successional patterns of soil microbial community structure // Soil Biol. Biochem. 2009. V. 41. № 2. P. 262–275. https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2008.10.024

7. *Bates S.T., Berg-Lyons J.G., Caporaso W.A., Walters W.A., Knight R., Fierer N.* Examining the global distribution of dominant archaeal populations in soil // ISME J. 2010. № 5. P. 908–917. https://doi.org/10.1038/ismej.2010.171

8. *Bending G.D., Turner M.K., Jones J.E.* Interactions between crop residue and soil organic matter quality and the functional diversity of soil microbial communities // Soil Biol. Biochem. 2002. V. 34. № 8. P. 1073–1082. https://doi.org/10.1016/S0038-0717(02)00040-8

9. *Bolyen E., Rideout J.R., Dillon M.R., Bokulich N.A., Abnet C.C., Al-Ghalith G.A., Alexander H. et al.* Reproducible, interactive, scalable and extensible microbiome data science using QIIME 2 // Nat. Biotechnol. 2019. № 37. P. 852–857. https://doi.org/10.1038/s41587-019-0209-9

10. *Brockett B.F., Prescott C.E., Grayston S.J.* Soil moisture is the major factor influencing microbial community structure and enzyme activities across seven biogeoclimatic zones in western Canada // Soil Biol. Biochem. 2012. V. 44. № 1. P. 9–20. https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2011.09.003

11. *Carbone M.S., Still C.J., Ambrose A.R., Dawson C.J., Still A.R., Ambrose T.E., Dawson A.P., Williams C.M., Boot S.M., Schaeffer J., Schimel P.* Seasonal and episodic moisture controls on plant and microbial contributions to soil respiration // Oecologia. 2011. V. 167. № 1. P. 265–278. https://doi.org/10.1007/s00442-011-1975-3

12. *Clark K., Karsch-Mizrachi I., Lipman D.J., Ostell J., Sayers E.W. GenBank* // Nucleic Acids Res. 2016. V. 44(D1). P. D67–D72. https://doi.org/10.1093/nar/gkv1276

13. *Cleveland C.C., Reed S.C., Keller A.B., Nemergut D.R., O'Neill S.P., Ostertag R., Vitousek P.M.* Litter quality versus soil microbial community controls over decomposition: a quantitative analysis // Oecologia. 2014. V. 174. № 1. P. 283–294. https://doi.org/10.1007/s00442-013-2758-9

14. *Crecchio C., Curci M., Pellegrino A., Ricciuti P., Tursi N., Ruggiero P.* Soil microbial dynamics and genetic diversity in soil under monoculture wheat grown in different long-term management systems // Soil Biol. Biochem. 2007. V. 39. № 6. P. 1391–1400. https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2006.12.016

15. *Drenovsky R.E., Feris K.P., Batten K.M., Hristova K.* New and current microbiological tools for ecosystem ecologists: towards a goal of linking structure and function // Am. Midland Natur. 2008. V. 160. № 1. P. 140–160. https://doi.org/10.1674/0003-0031(2008)160[140:NACMTF]2.0.CO;2

16. *Fierer N., Jackson R.B.* The diversity and biogeography of soil bacterial communities // Proc. Nation. Acad. Sci. 2006. V. 103. № 3. P. 626–631. https://doi.org/10.1073/pnas.0507535103

17. *Fierer N., Bradford M.A., Jackson R.B.* Toward an ecological classification of soil bacteria // Ecology. 2007. V. 88. № 6. P. 1354–1364. https://doi.org/10.1890/05-1839

18. *Fierer N., Strickland M.S., Liptzin D., Bradford M.A., Cleveland C.C.* Global patterns in belowground communities // Ecol. letters. 2009. V. 12. № 11. P. 1238–1249. https://doi.org/10.1111/j.1461-0248.2009.01360.x

19. *Girvan M.S., Bullimore J., Pretty J.N., Osborn A.M., Ball A.S.* Soil type is the primary determinant of the composition of the total and active bacterial communities in arable soils // Appl. Environ. Microbiol. 2003. V. 69. № 3. P. 1800–1809. https://doi.org/10.1128/AEM.69.3.1800-1809.2003

20. *Hess M., Sczyrba A., Egan R., Kim T.W., Chokhawala H., Schroth G., Luo S. et al.* Metagenomic discovery of biomass-degrading genes and genomes from cow rumen // Sci. 2011. V. 331. (6016). P. 463–467. https://doi.org/10.1126/science.1200387

21. *Jiménez D.J., de Lima Brossi M.J., Schückel J., Kračun S.K., Willats W.G. T., van Elsas J.D.* Characterization of three plant biomass-degrading microbial consortia by metagenomics-and metasecretomics-based approaches // Appl. Microbial. Biotech. 2016. V. 100. № 24. P. 10463–10477. https://doi.org/10.1007/s00253-016-7713-3

22. *Lauber C.L., Strickland M.S., Bradford M.A., Fierer N.* The influence of soil properties on the structure of bacterial and fungal communities across land-use types // Soil Biol. Biochem. 2008. V. 40 № 9. P. 2407–2415. https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2008.05.021

23. *Muhammad S., Müller T., Joergensen R.G.* Decomposition of pea and maize straw in Pakistani soils along a gradient in salinity // Biol. Fert. Soils. 2006. V. 43. № 1. P. 93–101. https://doi.org/10.1007/s00374-005-0068-z

24. *Nicolardot B., Bouziri L., Bastian F., Ranjard L.* A microcosm experiment to evaluate the influence of location and quality of plant residues on residue decomposition and genetic structure of soil microbial communi-

ties // Soil Biol. Biochem. 2007. V. 39. № 7. P. 1631–1644.
https://doi.org/0.1016/j.soilbio.2007.01.012

25. *Quast C., Pruesse E., Yilmaz P., Gerken J., Schweer T., Yarza P., Peplies J., Glöckner F.O.* The SILVA ribosomal RNA gene database project: improved data processing and web-based tools // Nucl. Acids Res. 2013. V. 41 (D1). P. D590–D596.
https://doi.org/10.1093/nar/gks1219

26. *Sun B., Wang X., Wang F., Jiang Y., Zhang X.X.* Assessing the relative effects of geographic location and soil type on microbial communities associated with straw decomposition // Appl. Environ. Microbiol. 2013. V. 79. № 11. P. 3327–3335.
https://doi.org/10.1128/AEM.00083-13

27. *Tenney F.G., Waksman S.A.* Composition of natural organic materials and their decomposition in the soil: IV. The nature and rapidity of decomposition of the various organic complexes in different plant materials, under aerobic conditions // Soil Sci. 1929. V. 28. № 1. P. 55.

28. *Wakelin S.A., Macdonald L.M., Rogers S.L., Gregg A.L., Bolger T.P., Baldock J.A.* Habitat selective factors influencing the structural composition and functional capacity of microbial communities in agricultural soils // Soil Biol. Biochem. 2008. V. 40. № 3. P. 803–813.
https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2007.10.015

29. *Wilhelm R.C., Singh R., Eltis L.D., Mohn W.W.* Bacterial contributions to delignification and lignocellulose degradation in forest soils with metagenomic and quantitative stable isotope probing // The ISME J. 2019. V. 13. № 2. P. 413.
https://doi.org/10.1038/s41396-018-0279-6

30. *Wu H.J., Lee X.* Short-term effects of rain on soil respiration in two New England forests // Plant and Soil. 2011. V. 338. № 1–2. P. 329–342.
https://doi.org/10.1007/s11104-010-0548-2

Succession of Bacterial Communities in the Decomposition of Oats Straw in Two Soils with Contrasting Properties

O. V. Orlova[1, *], A. A. Kichko[1], E. V. Pershina[1], A. G. Pinaev[1], and E. E. Andronov[1, 2, 3]

[1]*All-Russian Research Institute for Agricultural Microbiology, Saint Petersburg, 196608 Russia*

[2]*Saint Petersburg State University, Saint Petersburg, 199034 Russia*

[3]*Dokuchaev Soil Science Institute, Moscow, 397463 Russia*

**e-mail: falenki@hotmail.com*

The significance of soil genesis for the composition and succession of bacterial community during straw decomposition was studied. Sterile grinded oat straw in nylon bags was placed in humus horizons of two soils (soddy-podzolic and chernozems; Albic Retisol (Abruptic, Ochric) and Haplic Chernozem (Pachic)) and incubated in the laboratory under constant hydrothermal conditions. On the basis of respiration dynamics (measured by absorption method) the stages of straw decomposition (early, middle and late) were specified. For each stage, the composition of bacterial communities was determined by high-performance sequencing of amplicon libraries of the variable region V4 of the 16s rRNA gene. It was shown that carbon losses due to decomposition of straw from the soddy-podzolic soil were higher than those from chernozem: 3913 ± 668 and 2981 ± 297 CO_2 mg/m^2 day, respectively. Phylogenetic analysis showed an increase in the diversity of the bacterial community in the process of straw decomposiotion: from 51 and 79 on the third day, up to 213 and 310 phylotypes from 17 phyla on the last day, for chernozem and soddy-podzolic soil, respectively. On the third day, *Proteobacteria, Firmicutes*, and *Bacteroidetes* were mostly represented; on the day 161, *Actinobacteria* were added. Soil had a significant impact on the taxonomic composition of straw communities. For the microbial community of straw formed on the basis of the microbiocenosis of soddy-podzolic soil the proportion of *Proteobacteria* was higher, but *Bacteroidetes* was lower, and the contribution of unidentified prokaryotes was more significant. Bacterial succession during straw decomposition had common features for both soils. The decomposition started with the quick consuming of easily available organic compounds of straw by copyiotrophs, representatives of the *Pseudomonas* genus, the *Stenotrophomonas* genus from the family of *Xanthomonaceae*, and the *Chitinophaga (Bacteroidia)* genus. In addition to actinobacteria, the oligotrophs were represented by *Firmicutes* and part of *Bacteroidetes*. Throughout the entire observation period, probably due to the formation of available organic compounds during the decomposition of straw, the contribution of bacteria of the *Rhizobiaceae* family was significant.

Keywords: biodiversity, soddy-podzolic soil (Albic Retisol (Abruptic, Ochric)), Chernozem (Haplic Chernozem (Pachic)), bacterial community, NGS, 16S pRNA

ПОЧВОВЕДЕНИЕ, 2020, № 11, с. 1393–1400

БИОЛОГИЯ ПОЧВ

УДК 631.453

К ВОПРОСУ О РАЗРАБОТКЕ ПДК НЕФТИ И НЕФТЕПРОДУКТОВ В РАЗЛИЧНЫХ ТИПАХ ПОЧВ НА ОСНОВЕ ИХ АССИМИЛЯЦИОННОГО ПОТЕНЦИАЛА (НА ПРИМЕРЕ ПОЧВ АЗЕРБАЙДЖАНА)

© 2020 г. М. П. Бабаев[a], *, Н. М. Исмаилов[b], С. И. Наджафова[b], Ф. Ш. Кейсерухская[b], Н. И. Оруджева[a]

[a] *Институт почвоведения и агрохимии национальной академии наук Азербайджана, ул. М. Рагима, 5, Баку, AZ 1073 Азербайджан*

[b] *Институт микробиологии национальной академии наук Азербайджана, ул. М. Мушвига, 103, Баку, AZ 1004 Азербайджан*

**e-mail: magerram_babayev@mail.ru*

Поступила в редакцию 24.12.2019 г.
После доработки 20.02.2020 г.
Принята к публикации 24.04.2020 г.

Впервые дана оценка ассимиляционного потенциала различных типов почв Азербайджана в отношении нефти и нефтяных углеводородов. Под ассимиляционным потенциалом почв понимается буферность к антропогенному воздействию в определенных масштабах без изменения своих основных свойств и экологических функций за длительный период времени. Оценка ассимиляционного потенциала территории необходима для определения актуальной самоочищающей способности компонентов природной среды как национального экологического ресурса в условиях непрерывного роста техногенного влияния на окружающую среду, его рационального использования и управления. Для оценки ассимиляционного потенциала почв в отношении нефтяных углеводородов определяли величину бактериальной биодеградации нефтяных углеводородов по численности углеводородокисляющих бактерий и количества углеводородов, которые окисляются одной бактериальной клеткой. Установлено, что ассимиляционный потенциал разных типов почв Азербайджана в случае их загрязнения нефтяными углеводородами варьирует в пределах от 1 т/га в год для солончаков до 12.5–13.1 т/1 га в год для каштановых (Kastanozems) почв и горных черноземов (Chernozems). Показатель актуального ассимиляционного потенциала различных типов почв может быть принят в качестве верхнего безопасного уровня допустимой концентрации углеводородных загрязнений.

Ключевые слова: почвы аридной зоны, устойчивость почв к загрязнению, биогенность, самоочищающая способность, уровень допустимой степени загрязнения

DOI: 10.31857/S0032180X20110040

ВВЕДЕНИЕ

Известны основополагающие экологические функции почв, которые имеют фундаментальный характер [8]. Почвы Азербайджана, как и других регионов мира, подвергаются антропогенному и техногенному воздействию, включая загрязнение нефтью и нефтепродуктами. Эти вещества являются одними из самых массовых загрязнителей в мире [10, 34] и оказывают негативное воздействие на биогеохимические процессы в почвах, токсически воздействуя на флору и фауну. В конечном итоге загрязнение обуславливает нарушение природного равновесия, изменения плодородия почв, накопление таких соединений, как бенз(а)пирен, которые могут придавать почве канцерогенные и мутагенные свойства [24]. Достаточно отметить тот факт, что на территории Азербайджана общая площадь нефтезагрязненных земель, отнесенных к категории “экологически напряженных”, превышает 11700 га [28].

Уже в 80-х гг. прошлого столетия Апшеронский полуостров, где сконцентрирована основная часть предприятий нефтегазодобывающего комплекса, занимал третье место в бывшем СССР по модулю техногенного давления сырой нефти – свыше 100 т/км^2 [7]. В связи с интенсивным развитием этой отрасли производства в Азербайджане и превращением ее территории в транзитный коридор энергоносителей, можно прогнозировать, что средний модуль техногенного давления углеводородов на почвенный покров страны в ближайшие годы существенно повысится. При оценке устойчивости почв к техногенным воздействиям делается особый акцент на

биокосную сущность почв, их тесную связь с биотой, как частью единой биогеоценотической системы [6]. Самоочищающая способность природных ландшафтов по отношению к поступлению в природную среду вещества и энергии определяется факторами самоочищения, которые зависят от ассимиляционного потенциала природных ландшафтов в отношении поллютантов, является одним из важнейших факторов сохранения самой биосферы и обеспечения ее устойчивости [32]. В свою очередь ассимиляционный потенциал – это буферность компонентов природных ландшафтов (атмосферы, водных источников, почвы) в отношении различных антропогенных воздействий в определенных масштабах без изменения своих основных свойств и экологических функций длительный период времени, то есть имеет место предел актуального и потенциального самоочищения [2, 5]. Оценка ассимиляционного потенциала территории необходима для определения актуальной самоочищающей способности ландшафтов и компонентов природной среды как национального экологического ресурса в условиях непрерывного роста техногенного влияния на окружающую среду, его рационального использования, управления, восстановления в случае нарушенности и др. Ассимиляционный потенциал рассматривается в качестве классификационного признака геоэкологического состояния ландшафтов [21].

Количественная оценка ассимиляционного потенциала (или ассимиляционной емкости) почв является наиболее сложной задачей, что связано с попаданием в почву токсичных веществ органической и неорганической природы, которые могут иметь кумулятивное воздействие на их физико-химические и биологические свойства почв, скорости их детоксикации в различных почвенно-климатических условиях. Методы количественной оценки ассимиляционной емкости почв в научных исследованиях пока слабо разработаны, предлагается лишь модель по распределению весовых коэффициентов между компонентами ассимиляционного потенциала, разработан метод количественной оценки ассимиляционной емкости почв в отношении тяжелых металлов [32]. Рассмотрены теоретические основы экологического нормирования почв, заключающиеся в научном обосновании установления допустимого экологического состояния (качества) почв и допустимой степени антропогенного воздействия на них, разработана единая система показателей качества почв и антропогенного воздействия, а также механизм установления диапазона их допустимых значений с учетом природных условий и видов хозяйственного использования земель. Обоснованы научно-методические подходы к поддержанию определенного баланса между допустимым экологическим состоянием почв и воздействием на них с выходом на механизмы управления качеством почв в рамках конкретных земельных участков [30]; предложены методические подходы и принципы к оценке нефтезагрязненных земель [1, 27].

Рассмотрены проблемы экологического нормирования почв с учетом специфики загрязняющих веществ (нефтепродуктов) и видов хозяйственного использования земель и предложена схема экологического нормирования почв земель разного хозяйственного назначения с выделением диапазона допустимых изменений качества почв [31].

Никифоровой [17] в качестве показателя скорости разложения органических веществ в почвах использован опадо-подстилочный коэффициент ($K_п$) с целью оценки биодеградации нефти и миграции продуктов ее трансформации в различных ландшафтах, показана закономерность самоочищения почв в зависимости от почвенно-геохимических условий. Анализируя методологические подходы и проблемы биотестирования в разных сферах контроля почв и эффективность интегральной оценки экологической напряженности, предлагается использовать спектр биотестов с включением тест-организмов, представляющих основные трофические уровни экосистем: продуцентов, консументов, редуцентов [26]. Показано, что загрязнение почв дизельным топливом до 5 мл/100 г сопровождается возрастанием численности углеводородокисляющих микроорганизмов, однако высокая степень загрязнения почвы дизельным топливом (30 мл/100 г) приводит к сокращению численности микробного сообщества и, как следствие, к снижению всех показателей биологической активности [25].

На территории Азербайджана изучены биологическая активность и количество микроорганизмов, дана биологическая оценка некоторых типов почв [18, 33, 35].

В рамках исследований оценен ассимиляционный потенциал различных типов почв Азербайджана в отношении самого массового поллютанта почвенного покрова страны – нефти и нефтяных углеводородов.

Цель исследований – оценка степени природной устойчивости различных типов почв Азербайджана к загрязнению углеводородами нефти.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Объектами исследований были различные типы почв Азербайджана основных биоклиматических ландшафтных зон: горно-луговые (Umbrisols), горно-лесные бурые (Cambisols), горно-коричневые (Kastanozems), горные черноземы (Chernozems), желтоземно-глеевые (Gleyic Livisols), серо-коричневые (Kastanozem), сероземные (Calsisols), серо-бурые (Gypsisols), солончаки (Solonchaks) и солонцы (Solonetz), четко различающиеся химиче-

Таблица 1. Некоторые типы почв Азербайджана и их характеристики

Почвы	$\sum T > 10°C$	КУ	Гумус, %	pH	Площадь, млн га/% от общей площади
Горно-луговые	1280–1780	>1	6.0–15.5	4.9–5.8	559.3/6.5
Горно-лесные бурые	1730–3200	1.1–1.5	5.7–10.5	5.7–5.9	416.5/4.8
Горно- коричневые	3600–4400	0.5–0.4	5.4–6.8	6.9–7.5	1212/14.0
Горные черноземы	3400–4000	0.6–1.1	7.1–8.5	7.1–7.3	76.2/0.9
Желтоземно-глеевые	2000–4000	0.64–1.63	3.0–5.3	5.3–5.9	157.1/1.8
Серо-коричневые (каштановые)	3800–4500	0.3–0.5	2.0–4.0	7.2	2200.6/25.5
Сероземные и серо-бурые	4200–4800	0.10–0.25	0.5–1.4	7.7–8.2	2493.2/28.9
Солончаки и солонцы	3600–4400	0.10–0.15	–	>8.6	0.1/1.2

скими, физико-химическими и др. характеристиками (табл. 1). Названия почв в скобках приводятся в соответствии с классификаций почв в системе WRB [37]. Указанные типы почв занимают 87.8% от общей площади страны. Данные о физико-химических свойствах почв приведены в соответствии с работами [3, 16], о показателях климата Азербайджана согласно [29].

Отбор проб почвы общей смешанной массой 1.0 кг проводили из слоя 0–20 см в стерильные пакеты по методу “конверта” [9].

Общую численность микроорганизмов, способных разлагать углеводородные субстраты, определяли общепринятыми методами [20].

Данные о численности углеводородокисляющих микроорганизмов (КОЕ) в микробиоценозе почв и интенсивности разложения ими углеводородных субстратов ($К_м$) использовали для оценки деградации нефтяных углеводородов указанными микроорганизмами, а показатель количества потребляемого ими углеводорода условно был принят как величина ассимиляционной емкости различных типов почв в отношении этих поллютантов.

Коэффициент минерализации $К_м$ углеводородов в почве определяли по отношению интенсивности продуцирования углекислого газа (А) к интенсивности поглощения кислорода (В): $К_м$ = А/В. Значение этого показателя показывает способность почвенного микробиоценоза осуществлять процесс деградации углеводорода вплоть до полной минерализации субстрата и интенсивность этого процесса [12].

Оценку ассимиляционного потенциала почв в отношении углеводородов определяли согласно [22]:

$$Б = NK, \quad (1)$$

где Б – величина бактериальной биодеградации нефтяных углеводородов (мг УВ/г · сут), N – численность углеводородокисляющих бактерий (КОЕ/мл), K – количество углеводородов, которые окисляются одной бактериальной клеткой, рассчитанное ZoBell [38, 39] как 3.76×10^{-8} мг/кл · сут.

Статистическую обработку результатов проводили с использованием t-критерия Стьюдента и с применением пакета прикладных программ Excel.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Показатели ассимиляционного потенциала (степень устойчивости к загрязнению углеводородными веществами) коррелируют с показателями коэффициента минерализации углеводородов $К_м$ (табл. 2). Это свидетельствует о том, что углеводородокисляющие микроорганизмы являются составной частью микробиоценоза исследуемых почв, которые составляют около 5.0–9.0% от численности сапротрофов, выполняя функции деградаторов-редуцентов. Более высокая численность углеводородокисляющих микроорганизмов в общем числе сапротрофных микроорганизмов в горно-лесных бурых, горных черноземах, горных каштановых и горно-коричневых почвах по сравнению с почвами аридных зон – серо-бурыми и сероземными может быть связана с большим биоразнообразием фитоценозов и их высокой продуктивностью, что обеспечивает поступление в почву растительных остатков. Так, в горно-коричневых почвах биомасса фитоценозов составляет 11.8–27.4 т/га, а в сероземных и серо-бурых почвах 5–9.4 га [16]. Наличие углеводородокисляющих микроорганизмов в комплексе микробиоценозов в этих почвах может быть связано также с фоновым присутствием в них сходных по своему составу с углеводородами веществ природного происхождения, например, продуктов разложения растительного опада.

Ассимиляционный потенциал разных типов почв сильно различается. В сравнительном плане ассимиляционный потенциал в отношении загрязняющих веществ углеводородного характера больше для почв, характеризующихся высоким содержанием гумуса и pH среды, близкой к нейтральной (не меньше 6.4 и не больше 7.5). Наи-

Таблица 2. Биологические показатели и ассимиляционная емкость различных типов почв в отношении нефтяных углеводородов

Почвы	Среднегодовая численность микроорганизмов, КОЕ, титр, тыс./г почвы	УОМ, КОЕ, титр, тыс./г почвы	$K_м$	Ассимиляционная емкость, т/год	УДСЗ, % (НУВ)
Горно-луговые	$2.7 \times 10^6 \pm 0.4$	244980 ± 0.4	0.18	8.7	0.33
Горно-лесные бурые	$2.0 \times 10^6 \pm 0.3$	185940 ± 0.3	0.22	6.6	0.25
Горно-коричневые	$3.5 \times 10^6 \pm 0.3$	280160 ± 0.3	0.43	10.0	0.38
Горные черноземы	$4.1 \times 10^6 \pm 0.4$	369000 ± 0.4	0.51	13.1	0.5
Желтоземно-глеевые	$2.5 \times 10^6 \pm 0.2$	125400 ± 0.2	0.23	4.45	0.17
Серо-коричневые (каштановые)	$4.4 \times 10^6 \pm 0.5$	352000 ± 0.5	0.36	12.5	0.48
Сероземные и серо-бурые	$2.9 \times 10^6 \pm 0.3$	144520 ± 0.3	0.10–0.15	41–5.1	0.16–0.2
Солончаки и солонцы	$0.6 \times 10^6 \pm 0.1$	28800 ± 0.1	0.01	1.0	0.04

Примечание. $K_м$ – коэффициент минерализации; УДСЗ – уровень допустимого содержания загрязнений; НУВ – нефтяные углеводороды.

меньший ассимиляционный потенциал по утилизации углеводородных веществ характерен для солончаков (1 т поллютантов в год на 1 га), наибольшим ассимиляционным потенциалом обладают горные черноземы и каштановые почвы – 13.1–12.5 т загрязняющих веществ в год.

Допустимые уровни загрязнения углеводородными веществами разные для различных типов почв. Для серо-бурых и сероземных типов почв (занимают 28.9% от общей площади страны) с учетом различий в биогенности и значений по другим показателям допустимые уровни загрязнения находятся соответственно в пределах 0.16–0.2%, а для каштановых – 0.5%. В то же время в Азербайджане ПДК нефти и нефтепродуктов в почве не установлены, хотя в законодательствах многих стран Западной Европы разработаны нормативы ПДК для нефти и отдельных видов нефтяных углеводородов [19]. Это дает основание полагать, что для почвенного покрова Азербайджана реальные, объективные значения ПДК по всем видам загрязняющих веществ, в том числе нефтяным углеводородам, могут быть обоснованы в дополнительных исследованиях в полевых условиях и с использованием методов моделирования воздействий загрязняющих веществ на физико-химические и биологические свойства почв.

На основании полученных данных можно в первом приближении выявить почвы с наиболее уязвимым ассимиляционным потенциалом, в которых сумма годовых температур и pH почвенного покрова может определять ассимиляционную емкость почв в случае их загрязнения нефтью и нефтепродуктами. Так, по мере продвижения к предгорным и горным типам почв, несмотря на наличие благоприятного увлажнения, показатели биогенности уменьшаются, что связано с недостаточно высокими тепловыми ресурсами (табл. 1).

Желтоземные почвы, благоприятные для произрастания культуры чая, являются наиболее слабым звеном в системе типов почв по ассимиляционному потенциалу в случае их загрязнения углеводородами. Для желтоземно-глеевых почв уменьшение биогенности при благоприятном гидротермическом режиме может быть обусловлено кислой реакцией почвенного раствора, неблагоприятной для жизнедеятельности бактериальной микрофлоры. Известно, что большинство почвенных организмов лучше функционируют при нейтральных значениях pH почв. Более того, многие бактерии, например, нитрифицирующие и клубеньковые, актиномицеты, бактерии, разлагающие мочевину, предпочитают более высокие значения pH, то есть почвы со слабощелочной реакцией среды. Хотя почвенные грибы предпочитают низкие значения pH, существенную роль в процессах самоочищения играет бактериальная микрофлора (так называемые *r*-стратеги).

Увеличение антропогенной нагрузки на почвы, развивающиеся в условиях аридного климата, – серо-бурые, сероземные и другие, еще более усугубляет их слабую способность противостоять процессам деградации. Эти почвы характеризуются низким пределом самоочищения и, следовательно, небольшим показателем ассимиляционного потенциала; в случае их загрязнения нефтяными углеводородами возникнет необходимость проводить оперативные мероприятия по ремедиации почвенного покрова. Так, максимальная

интенсификация хозяйства характерна для территорий в районах расположения крупных городов и промышленных зон (Баку, Сумгаит, Али-Байрамлы, Мингечаур) – это обширный экологически напряженный регион. Исторически сложилось, что в Азербайджане преобладающая часть промышленных производств, а также сельскохозяйственная деятельность были сосредоточены в зоне полупустынь и сухих степей, характеризующихся наибольшей экологической уязвимостью. Особое положение занимает Апшеронский полуостров – зона распространения серо-бурых почв – здесь в 17 раз превышено среднее значение индекса антропогенности всей территории Азербайджана: плотность населения составляет 1140 чел./км^2 при средней плотности населения по стране 94 чел./км^2 [11].

С другой стороны, относительно высокие показатели ассимиляционного потенциала почв горных черноземов и серо-коричневых в отношении углеводородов, то есть относительная устойчивость к техногенным нагрузкам не всегда имеет решающее значение для их экологического состояния. Это связано с тем, что для этих территорий характерны более высокая демографическая нагрузка, интенсивные типы землепользования, высокие дозы вносимых минеральных удобрений, средств защиты растений, сопровождающиеся загрязнением различными органическими и неорганическими веществами.

Результаты исследований позволяют выявить верхний безопасный уровень концентрации нефтяных углеводородов в почвах, который может быть принят за уровень допустимой степени загрязнения (**УДСЗ**). Так, ориентировочным допустимым уровнем загрязнения углеводородами для различных типов Азербайджана в первом приближении можно считать значения, представленные в табл. 2. Как видно, значения показателя УДСЗ колеблются в пределах от 0.04% для солончаков и до 0.5% для горных черноземов. При таких величинах УДСЗ в данных природных условиях почвы в течение одного года восстановят свою продуктивность, образно говоря, благодаря естественной биогенности – “природной подушке безопасности”. Такая оценка УДСЗ может быть установлена для верхнего гумусово-аккумулятивного горизонта почв (примерно до глубины 20–30 см). Можно принять, что обоснованные значения УДСЗ являются порогом устойчивости различных типов почв Азербайджана – это предельные (критические) концентрации в почве загрязняющих вещевтв, в данном случае веществ углеводородного характера, при которых сохраняется способность почв к самовосстановлению. В этом случае можно говорить о наличии механизма саморегуляции почвенного покрова, его способности “гасить” при необходимости возмущающие воздействия и тем самым поддерживать состояние внутреннего динамического равновесия.

Ранжирование почв по показателям ассимиляционного потенциала в случае их загрязнения нефтяными углеводородами в сравнительном плане количественно оценивает их реальную способность к самоочищению. На практике степень загрязнения почв нефтью и нефтепродуктами часто многократно превышает УДСЗ, особенно на территориях нефтегазодобывающих предприятий и заправочных станций, а также в аварийных ситуациях. Для снижения уровня загрязнения и достижения УДСЗ потребуются современные технологии ремедиации почв, включая биотехнологии, которые могут обеспечить повышение ассимиляционной емкости и интенсификации процесса самоочищения в управляемом режиме.

Таким образом, почвы, степень загрязнения которых тем или иным поллютантом выше УДСЗ, должны будут подвергаться санации и рекультивации, так как без этих мероприятий они не выйдут из стадии деградации, и будут оказывать устойчивое негативное влияние на сопредельные среды. При разработке проектов рекультивации необходимо будет учитывать как актуальную, так и потенциальную ассимиляционную емкость почв в отношении загрязняющих веществ и возможность управления этими процессами с целью повышения потенциала самоочищения в соответствии с природными ресурсами и используемыми технологиями. Историческим примером являются тысячи гектаров нефтезагрязненных серо-бурых почв Апшеронского промышленного региона, обладающих наименее слабым ассимиляционным потенциалом в отношении нефтяных углеводородов по сравнению с другими типами почв.

Районирование почв различных биоклиматических зон Азербайджана по их ассимиляционному потенциалу открывает возможность установить уровень концентрации различных видов органических загрязняющих веществ в почвах и грунтах, выше которого почва не может сама справиться с загрязнением, ее ассимиляционный потенциал не сработает. Это уровень – верхний предел ассимиляционного потенциала будет варьировать для различных типов почв Азербайджана, как это было показано на примере нефтяного загрязнения почв. Единые шкалы устойчивости почв и их самоочищающей способности необходимы при разработке технологий, в первую очередь биотехнологий очистки загрязненных ландшафтов. Полученные результаты дают важные сведения при оценке эффективности дополнительных вложений материальных и финансовых ресурсов для очистки загрязненных почвенных экосистем в случае их загрязнения выше УДСЗ с целью достижения максимального эффекта от используемых мероприятий.

Почвенный покров является составной частью единого ассимиляционного поля ландшафтов, при этом значимость компонентов ассимиляционного потенциала – воздуха, воды и почвы – должна быть разной, что обусловлено различием в скоростях ассимиляции поллютантов на разных уровнях (при этом величина ассимиляционного потенциала для разных компонентов природной среды (воздух, вода, почвы и т. д.) определяется с учетом скорости ассимиляции поллютантов для каждого компонента). В этой связи для того, чтобы оценить емкость ассимиляционного потенциала ландшафтов на всей территории Азербайджана необходимо наряду с почвой оценивать ассимиляционный потенциал всех компонентов природных ландшафтов – фитоценозов, водных экосистем (водоемов, поверхностных и грунтовых вод), воздушной среды как активных участников процессов самоочищения данной ландшафтной зоны, представляющей собой единую биосистему – биом.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Для сравнительной оценки степени самоочищающей способности различных типов почв Азербайджана в случае загрязнения их нефтяными углеводородами впервые использовано понятие “ассимиляционный потенциал”.

Ассимиляционный потенциал природных и антропогенных ландшафтов на территории Азербайджана определяется буферностью компонентов природной среды, степенью устойчивости к загрязнению. Представляется, что в “паспортах” различных типов почв наряду с их физико-химическими и биологическими показателями должны быть отражены показатели их ассимиляционной емкости в отношении различных видов загрязняющих веществ, которые должны учитываться при разработке ОВОС (оценки воздействия на окружающую среду) в экологически значимых проектах.

Исследования в этой области открывают перспективы и возможность оценить ассимиляционный потенциал ландшафтов страны с целью разработки научной основы управления природными средами и выбора уровней экологического риска в пределах от минимального до максимально допустимого для различных типов загрязняющих веществ.

С точки зрения текущих и перспективных экологических рисков в Азербайджане серо-бурые и сероземные почвы аридных зон, характеризующиеся низким ассимиляционным потенциалом, было бы стратегически правильно использовать не под однолетние технические культуры – хлопчатник и др., а в основном под многолетние посадки, например, виноградники, фруктовые сады, лесные насаждения и т. д., где будут ослаблены процессы эрозии, повысится биогенность почв, а соответственно и способность к самоочищению. Известна полифункциональность ассимиляционных свойств фитоценозов в сложных процессах самоочищения ландшафтов (фитоэкстракция, фитодеградация, ризодеградация и др.), при этом фитоценозы участвуют в очистке как атмосферы, так и почвенного покрова и грунтовых вод от различных видов поллютантов органической природы, включая углеводородной [14]. По крайней мере, в ближайшие годы желательно довести площадь зеленых насаждений в этой зоне минимум до 20–30%. Тогда, в ближайшей перспективе постепенно может быть положен конец фрагментированности экологического каркаса страны, а многолетние насаждения будут выполнять роль связующего звена, так называемых коридоров (транзитных территорий), обеспечивающих необходимую ландшафтную взаимосвязь между ключевыми территориями – ландшафтами Большого и Малого Кавказа и Талышских гор; на территории Азербайджана сформируется единая, нефрагментированная система экокаркаса (экологическая сеть) с высокой ассимиляционной емкостью, структурообразующими элементами которой будут фитоценозы и микробиоценоз почвенного покрова.

На Апшеронском полуострове с преобладанием серо-бурых и сероземных почв в районах расположения грязевых вулканов необходимо создание сплошных многоярусных зеленых насаждений – кустарников и деревьев, которые будут обладать высокой ассимиляционной емкостью поглощения загрязняющих веществ и выполнять роль буферных зон [13, 15]. Данная стратегическая задача в полной мере соответствует руководящим принципам формирования Общеевропейской экологической сети [4, 23, 36].

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Аветов Н.А., Арзамазова А.В., Кинжаев Р.Р., Трофимов С.Я., Шишконакова Е.А.* Методические подходы к оценке нефтезагрязненных земель Среднего Приобья // Проблемы агрохимии и экологии. 2012. № 3. С. 56–61.

2. *Астраханцев Г.П., Меншуткин В.В., Минина Т.Р., Полосков В.Н.* Ассимиляционный потенциал природной среды и водные ресурсы // Экономический рост, ресурсозависимость и социально-экономическое неравенство. Мат-лы IV Всерос. конф. СПб., 2014. С. 16–21.

3. *Бабаев М.П., Джафарова Ч.М., Гасанов В.Г.* Современная классификация почв Азербайджана. Баку: Элм, 2006. 359 с.

4. *Белоновская Е.А., Соболев Н.А., Тишков А.А.* Географические основы формирования экологических сетей в России и Восточной Европы // Известия РАН. Сер. географическая. 2012. № 1. С. 128–130.

5. *Брезгин В.С.* Оценка динамики ассимиляционного потенциала водосборной территории Ивано-Арахлейских озер // Ивано-Арахлейские озера на рубеже веков (состояние и динамика). Новосибирск: СО РАН, 2013. 320 с.

6. *Глазовская М.А.* Методологические основы оценки эколого-геохимической устойчивости почв к техногенным воздействиям. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1997. 102 с.

7. *Глазовский Н.Ф.* Техногенные потоки вещества в биосфере // Добыча полезных ископаемых и геохимия природных экосистем. М.: Наука, 1982. С. 7–28.

8. *Добровольский Г.В., Никитин Е.Д.* Функции почв в биосфере и экосистемах (экологическое значение почв). М.: Наука, 1990. 261 с.

9. *Егоров Н.С.* Руководство к практическим занятиям по микробиологии. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1995. 224 с.

10. *Иларионов С.А., Маркарова М.Ю., Назаров А.В., Оборин А.А., Хмурчик В.Т.* Нефтезагрязненные биогеоценозы (процессы образования, научные основы восстановления, медико-экологические проблемы). Пермь, 2008. 511 с.

11. *Исмаилов Н.М.* Глобалистика и экология Азербайджана. Баку: Элм, 2006. 192 с.

12. *Исмаилов Н.М., Гаджиева В.И., Гасанова М.Г.* Коэффициент минерализации углеводородов как показатель самоочищающей способности нефтезагрязненных почв и эффективности применяемых методов их рекультивации // Изв. АН АзССР. Сер. биол. н. 1984. № 6. С. 76–85.

13. *Исмаилов Н.М., Мамедова А.О., Садигова Н.А.* К вопросу формирования экологического каркаса с высоким ассимиляционным потенциалом в районе расположения грязевых вулканов в Апшеронском промышленном регионе // Междунар. конф. “Дегазация Земли: геология и экология – 2018”. М. Актуальные проблемы нефти и газа. Вып. 4(23). 2018. http://oilgasjournal.ru

14. *Квеситадзе Г.И., Хатисашвили Г.А., Садунишвили Т.А., Евстигнеева З.Г.* Метаболизм антропогенных токсикантов в высших растениях. М.: Наука, 2005. 199 с.

15. *Мамедова А.О., Исмаилов Н.М.* Ассимиляционный потенциал территории Апшеронского промышленного региона в отношении техногенных загрязнителей атмосферы // Тр. Азербайджанского Национального комитета “Человек и Биосфера” (МаВ, ЮНЕСКО). 2018. Т. 13. С. 223–234.

16. Морфогенетические профили почв Азербайджана / Под ред. М.П. Бабаева, Ч.М. Джафаровой, В.Г. Гасанова. Баку: Элм, 2004. 202 с.

17. *Никифорова Е.М.* Почвенно-геохимические условия разложения и миграции нефтепродуктов в ландшафтах СССР // Ландшафтно-геохимическое районирование и охрана среды. М.: Мысль, 1983. С. 130–145.

18. *Оруджева Н.И.* Биологическая оценка почв субтропической зоны Азербайджана в севооборотах // Сибирский вестник сельскохозяйственной науки. 2017. № 1. С. 109–114.

19. Перечень предельно-допустимых концентраций (ПДК) и ориентировочно-допустимых концентраций (ОДК) химических веществ в почве. М.: Госкомсанэпиднадзор, 1993.

20. Практикум по микробиологии / Под ред. А.И. Нетрусова. М.: Академия, 2005. 608 с.

21. *Романова Э.П., Аляутдинов А.Р., Либерман М.А.* Биологическая емкость как индикатор геоэкологического состояния ландшафтов (на примере Германии) // Проблемы региональной экологии. 2012. № 5. С. 34–40.

22. *Рубцова С.И.* Оценка бактериального самоочищения вод от нефтяных углеводородов в прибойной зоне акватории Севастополя (Черное море) // Экология моря. 2003. Вып. 64. С. 95–98.

23. Руководящие принципы формирования Общеевропейской экологической сети. Рабочая группа по Экологической сети Северной Евразии. Информационные материалы по экологическим сетям. М.: ЦОДП, 2000. Вып. 4. 31 с.

24. *Скворцова И.Н., Звягинцев Д.Г., Лукина Н.Н.* Мутагенная и антимутагенная активность почв // Микроорганизмы и охрана почв. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1989. С. 193–204.

25. *Степанов А.Л., Цветнова О.Б., Паников С.Н.* Изменение структуры микробного сообщества под влиянием нефтяного и радиоактивного загрязнения // Почвоведение. 2012. № 12. С. 1320–1324.

26. *Терехова В.А.* Биотестирование почв: подходы и проблемы // Почвоведение. 2011. № 2. С. 190–198.

27. *Трофимов С.Я., Аммосова Я.М., Орлов Д.С., Суханова Н.И., Осипова Н.Н.* Влияние нефти на почвенный покров и проблема создания нормативной базы по влиянию нефтезагрязнения на почвы // Вестник Моск. ун-та. 2000. Сер. 17: Почвоведение, № 2. С. 30–34.

28. Экологический Атлас Азербайджанской Республики. Баку, 2009. 112 с.

29. *Эюбов А.Д.* Бонитировка климата Азербайджанской ССР. Баку: Элм, 1975. 148 с.

30. *Яковлев А.С., Евдокимова М.В.* Экологическое нормирование почв и управление их качеством // Почвоведение. 2011. № 5. С. 582–596.

31. *Яковлев А.С., Никулина Ю.Г.* Экологическое нормирование допустимого остаточного содержания нефти в почвах земель разного хозяйственного назначения // Почвоведение. 2013. № 2. С. 234–239.

32. *Ярош О.Б.* Механизмы оценки ассимиляционного потенциала почв Украины // Уч. зап. Таврического национального ун-та им. В.И. Вернадского. Сер. Экономика и управление. 2014. Т. 27(66). № 4. С. 176–184.

33. *Babaev M.P., Orujova N.H.* Assessment of the Biological Activity of Soils in the Subtropical Zone of Azerbaijan // Eurasian Soil Science. 2009. V. 42. № 10. P. 1163–1169.

34. Eurosoil 2008: soil – society – environment / Eds.: W.H. Blum, M.H. Gerzabek, M. Vodrazka. Vienna: BOKU, 2008. 400 p.
35. *Orujova N.H.* Microbiological Characteristcs of Different Types of Irrigated Soils in the Subtropical Zone of Azerbaijan // Eurasian Soil Science. 2011. V. 44. № 11. P. 1241–1249. https://doi.org/10.1134/S1064229311030094
36. *Jongman R.* Ecological Networks in Europe: congruent developments // Landschap. 1995. № 3. P. 123–130.
37. World Reference Base for Soil Resources 2014. International Soil Classification System for Naming Soils and Creating Legends for Soil Maps. Rome, 2015.
38. *ZoBell C.E.* Bacteriol degradation of mineral oils at temperatures // The Microbial Degradation of Oil Pollutants. 1973. P. 153–163.
39. *ZoBell C.E.* Microbial degradation of oil, present status problems and perspectives // The Microbial Degradation of Oil Pollutants. 1973. P. 3–17.

Approaches to Defining Permissible Concentratuions of Oil and Petroleum Products for Different Soil Types Basing on Soil Assimilation Potential (Example of Soils in Azerbaijan)

M. P. Babayev[1, *], N. M. Ismaylov[2], S. I. Nadjafova[2], F. Sh. Keyserukhskaya[2], and N. I. Orudheva[1]

[1]*Institute of Soil Science and Agrochemistry of the National Academy of Sciences of Azerbaijan, M. Ragimst., 5, Baku, AZ 1073, Azerbaijan*

[2]*Institute of Microbiology of the National Academy of Sciences of Azerbaijan, M. Mushvigst., 103, Baku, AZ 1004, Azerbaijan*

**e-mail: magerram_babayev@mail.ru*

The stability of natural landscapes, including soils, in the event of technogenic pollution is determined by self-purification factors, which in turn depend on the assimilation capacity of natural landscapes with respect to pollutants. The assimilation potential of different soils in Azerbaijan in case of contamination with petroleum hydrocarbons varies widely from 1t/ha/year for salt marshes to 12.5–13.1 t/ha/year for chestnut soils (Kastanozems) and mountain chernozems (Chernozems). The increased current carrying capacity of different soil types can be defined as the upper safe level of permissible concentration of hydrocarbon contaminants in them, introduced into the "Passport" of these soils and to inform the development of EIA.

Keywords: various soil types, pollution tolerance, biogenicity, assimilation potential, zoning, MPC of organic pollutants

ПОЧВОВЕДЕНИЕ, 2020, № 11, с. 1401–1411

ДЕГРАДАЦИЯ, ВОССТАНОВЛЕНИЕ И ОХРАНА ПОЧВ

УДК 631.41

ТЯЖЕЛЫЕ МЕТАЛЛЫ И МЫШЬЯК В ПОЧВАХ И УЛИЧНОЙ ПЫЛИ ЮГО-ВОСТОЧНОГО АДМИНИСТРАТИВНОГО ОКРУГА г. МОСКВЫ: РЕЗУЛЬТАТЫ МНОГОЛЕТНИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

© 2020 г. Д. В. Ладонин[a], *, А. П. Михайлова[a]

[a] *МГУ им. М.В. Ломоносова, Ленинские горы, 1, стр. 12, Москва, 119991 Россия*

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

Поступила в редакцию 15.01.2020 г.
После доработки 20.04.2020 г.
Принята к публикации 24.04.2020 г.

Исследованы химические свойства, а также содержание кислоторастворимых и подвижных форм соединений тяжелых металлов (**ТМ**) и мышьяка в почвах и уличной пыли ЮВАО г. Москвы. Время исследований охватывает окончание индустриального периода (1995 г.), переходный период (2004 и 2012 гг.), а также современный постиндустриальный период развития города (2017 г.). За время проведения исследований кислотно-основные свойства почв и уличной пыли не изменились. Существенно выросло содержание обменного натрия (до 20 раз) и кальция, а также содержание органического вещества. Валовое содержание ТМ и мышьяка в почвах и уличной пыли имеет тенденцию к снижению из-за сокращения числа промышленных предприятий и периодической замены газонных грунтов. Среди элементов, имеющих наибольшие кларки концентрации в почвах, находятся Ag, Hg, Sb, Zn и As. В уличной пыли наблюдаются высокие кларки концентрации Sb, Zn, Hg, Ag, Cu, Pb, Mo, As, Cd, Cr и Ni. Целый ряд металлов в почвах и уличной пыли характеризуются высокой степенью извлечения кислоторастворимых форм, которая уменьшается с 1995 по 2017 гг. Отмечено уменьшение количества подвижных форм ТМ, однако в почвах и уличной пыли по-прежнему велика доля проб с превышением ПДК подвижных форм Cu, Zn и Pb.

Ключевые слова: городские почвы, урбаноземы, загрязнение, масс-спектрометрия с индуктивно-связанной плазмой

DOI: 10.31857/S0032180X2011009X

ВВЕДЕНИЕ

История г. Москвы насчитывает несколько веков. За это время антропогенное и техногенное воздействие на городские почвы существенно изменялось, следуя за развитием общества. За последние десятилетия Москва завершила индустриальный период своего развития, на смену которому пришел постиндустриальный период. Крупные промышленные предприятия, являвшиеся на протяжении многих лет основными загрязнителями городских почв ТМ, такие как ЗИЛ, АЗЛК, “Серп и молот”, 1-й ГПЗ, Московский шинный завод и многие другие, не только прекратили производство, но и вообще исчезли с карты города [2].

Большие объемы строительных работ, связанные с перемещением грунта, а также работы по благоустройству городской территории способствовали практически повсеместному (кроме территории городских парков и лесопарков) обновлению верхнего слоя городских почв. Это привело к тому, что накопленные в верхней части профиля городских почв загрязняющие вещества были либо засыпаны слоем нового грунта, либо срезаны и вывезены.

Не следует думать, что проводимые мероприятия способствовали кардинальному снижению степени загрязнения почв ТМ. На территории города продолжает функционировать большое количество небольших промышленных предприятий и городские ТЭЦ. Огромный вклад в загрязнение городской среды вносит многомиллионный городской транспорт, а также транспортная инфраструктура в целом. Все это поддерживает общегородской уровень загрязнения почв.

Выпадение из атмосферы аэрозолей и микрочастиц приводит к формированию так называемой уличной или дорожной пыли, представляющей из себя их смесь с более крупными несвязанными частицами различного происхождения. Так как пробы уличной пыли отбирают с поверхности асфальтированных дорог, то опасность их “разбавления” почвенными частицами существенно уменьшается. Вследствие этого концентрация техногенных атмосферных выпадений на единицу массы

уличной пыли оказывается очень большой, что делает уличную пыль удобным объектом для изучения загрязнения городской среды.

Юго-Восточный административный округ (ЮВАО) г. Москвы вследствие своего географического расположения и сосредоточения большого числа промышленных предприятий является одним из самых загрязненных округов столицы [7].

Целью данной работы является изучение загрязнения почв и уличной пыли ЮВАО ТМ и мышьяком, а также сравнение полученных данных с результатами исследований прошлых лет, проведенных в 1995, 2004 и 2012 гг. Задачи исследования – изучение временны́х изменений некоторых химических почвенных свойств, влияющих на поведение ТМ и мышьяка; характеристика состояния ТМ и мышьяка на примере валового содержания и содержания их кислоторастворимых и подвижных форм соединений в почвах и уличной пыли и оценка его изменения за время проведения исследований.

ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

В 1995 г. на территории ЮВАО было заложено 36 пробных площадок для отбора проб почвы. Места для них были выбраны случайным образом. В дальнейшем на тех же пробных площадках отбирали пробы не только почвы, но и уличной пыли. Расположение пробных площадок на территории округа представлено на рис. 1. Точки отбора проб располагались на газонах, примыкающих к проезжей части улиц, пространственно связанные с ними пробы уличной пыли отбирали с ближайших к газонам участков асфальтированных дорог. На момент закладки пробных площадок почвы были классифицированы нами как урбаноземы, в соответствии с классификацией Строгановой с соавт. [10]. Данные почвы характеризуются мощным (более 50 см) горизонтом U – урбик [13]. Впоследствии, в ходе работ по благоустройству городской территории, данный горизонт был перекрыт маломощным (до 10 см) техногенным рекультивационным горизонтом RAT. По мнению Прокофьевой с соавт. [13], такие почвы следует называть урбаноземами окультуренными.

В 1995 г. отбирали только пробы почв. В 2004, 2012 и в 2017 гг. отбирали пробы почв и уличной пыли.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

В отобранных пробах почв и уличной пыли определяли некоторые основные химические свойства, а также содержание различных форм соединений ТМ. Для анализа уличной пыли использовали те же методы анализа, что и для почв, в соответствии с [14].

pH водной суспензии (1 : 2.5) определяли потенциометрически со стеклянным электродом. Определение обменных оснований (Na, K, Ca, Mg) проводили методом атомно-абсорбционной спектрометрии после извлечения из почвы 1 М раствором хлорида аммония. Определение углерода органических соединений выполняли по методу Тюрина с фотометрическим окончанием. В полученные результаты вносили поправку, связанную с содержанием в анализируемых пробах водорастворимых хлорид-ионов [15]. Содержание хлорид-ионов в водных вытяжках (1 : 10) определяли по методу Мора.

Валовое содержание ТМ и мышьяка определяли после разложения царской водкой при кипячении в открытой посуде (в 1995 г.) и в лабораторной микроволновой печи в автоклавах среднего давления (до 30 атм.) (в последующие годы). Концентрацию элементов в полученных растворах определяли методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ИСП-МС).

Выделение из проб почв и уличной пыли кислоторастворимых (1 н. HNO_3) форм соединений ТМ и мышьяка проводили в соответствии с [14], определение концентрации ТМ в полученных вытяжках проводили в 1995 г. атомно-абсорбционным методом, в последующие годы – методом ИСП-МС.

Выделение из почв и уличной пыли подвижных форм соединений ТМ проводили с использованием ацетатно-аммонийного буферного раствора (ААБ) с pH 4.8 [14], определение концентрации ТМ в полученных вытяжках проводили методом ИСП-МС.

В 1995 г. были изучены химические свойства почв, валовое содержание и содержание кислоторастворимых форм ТМ в почвах [7]. В 2004 г. изучены химические свойства почв и уличной пыли, валовое содержание, содержание кислоторастворимых и подвижных форм ТМ и мышьяка в почвах и уличной пыли [9]. В 2012 г. определено валовое содержание ТМ и мышьяка в почвах и уличной пыли. И, наконец, в 2017 г. изучены химические свойства почв и уличной пыли, валовое содержание, содержание кислоторастворимых и подвижных форм ТМ и мышьяка в почвах и уличной пыли.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Химические свойства почв. Почвы Москвы, как и любого другого мегаполиса, подвержены сильному воздействию человека. Происходит постоянное изменение городской среды с целью развития городской инфраструктуры, строительства зданий различного назначения, рекреационных объектов и так далее. При этом осуществляются большие объемы земляных работ, связанные с

Таблица 1. Валовое содержание ТМ и мышьяка в почвах (над чертой) и уличной пыли (под чертой), мг/кг

Год	Параметр	V	Cr	Mn	Co	Ni	Cu	Zn	As	Sr	Mo	Ag	Cd	Sb	Ba	Hg	Tl	Pb	Th	U
	Кларк в почвах [17]	135.0	59.5	488	11.3	29	38.9	70	6.83	175	1.1	0.13	0.41	0.67	460	0.07	0.5	27	9.2	3
1995	Медиана	100 / Н.д	50 / Н.д	500 / Н.д.	8.0 / Н.д.	20 / Н.д.	100 / Н.д.	300 / Н.д	Н.д. / Н.д.	8.0 / Н.д.	2.0 / Н.д	0.3 / Н.д	Н.д. / Н.д.	Н.д. / Н.д.	200 / Н.д	Н.д. / Н.д.	Н.д. / Н.д.	80 / Н.д.	Н.д. / Н.д.	Н.д. / Н.д.
	Максимум	150 / Н.д.	1500 / Н.д.	1500 / Н.д.	100 / Н.д	1000 / Н.д.	1500 / Н.д.	4000 / Н.д.	Н.д. / Н.д.	500 / Н.д.	4.0 / Н.д.	30 / Н.д.	Н.д. / Н.д.	Н.д. / Н.д.	800 / Н.д.	Н.д. / Н.д.	Н.д. / Н.д.	600 / Н.д.	Н.д. / Н.д.	Н.д. / Н.д.
	Минимум	30 / Н.д.	15 / Н.д.	300 / Н.д	3.0 / Н.д.	15 / Н.д.	30 / Н.д.	30 / Н.д.	Н.д. / Н.д.	30 / Н.д.	1.5 / Н.д.	0.1 / Н.д.	Н.д. / Н.д.	Н.д. / Н.д.	100 / Н.д.	Н.д. / Н.д.	Н.д. / Н.д.	15 / Н.д.	Н.д. / Н.д.	Н.д. / Н.д.
2004	Медиана	25.12 / 37.10	54.22 / 58.17	220.6 / 390.9	4.60 / 6.07	16.67 / 26.52	31.73 / 73.35	184.6 / 257.8	18.36 / 19.91	45.10 / 110.7	1.15 / 2.23	0.74 / 0.69	0.76 / 1.10	1.26 / 4.11	112.1 / 196.1	0.22 / 0.24	0.09 / 0.12	35.36 / 96.82	3.16 / 8.14	0.86 / 1.96
	Максимум	68.05 / 55.33	1452 / 212.1	1244 / 634.2	19.74 / 11.06	197.2 / 116.8	581.4 / 312.9	2239 / 855.8	70.26 / 29.47	238.0 / 264.5	11.71 / 13.62	39.30 / 3.51	42.44 / 5.82	5.02 / 13.99	963.5 / 583.9	0.93 / 0.54	0.29 / 0.25	204.1 / 799.3	7.59 / 12.63	3.13 / 4.65
	Минимум	14.32 / 23.48	25.60 / 28.62	57.83 / 248.8	2.29 / 3.22	10.06 / 14.87	14.10 / 20.13	52.72 / 70.62	12.60 / 15.39	22.74 / 47.25	0.33 / 0.95	0.19 / 0.29	0.27 / 0.44	0.21 / 0.83	32.51 / 106.3	0.07 / 0.10	0.04 / 0.05	7.20 / 21.99	1.37 / 4.69	0.53 / 1.26
2012	Медиана	25.24 / 0.30	43.27 / 0.70	224.9 / 0.61	3.75 / 0.49	15.16 / 0.77	33.29 / 1.79	139.5 / 2.90	21.07 / 3.04	44.40 / 0.54	0.73 / 1.72	0.63 / 3.36	0.56 / 1.09	1.06 / 5.71	108.2 / 0.35	0.35 / 4.33	0.09 / 0.20	37.31 / 1.81	2.76 / 0.69	0.72 / 0.54
	Максимум	43.16 / 0.39	108.9 / 1.43	624.9 / 0.83	7.74 / 0.66	31.48 / 1.19	129.7 / 8.53	1149 / 8.79	29.27 / 3.83	85.19 / 1.13	2.11 / 3.36	3.11 / 9.89	3.14 / 4.04	5.94 / 15.95	212.9 / 0.67	1.00 / 13.08	0.25 / 0.41	538.4 / 3.84	14.37 / 1.18	1.36 / 0.76
	Минимум	16.23 / 0.21	29.49 / 0.50	111.6 / 0.42	2.12 / 0.33	6.61 / 0.48	6.95 / 0.78	25.98 / 1.40	17.53 / 2.15	26.43 / 0.35	0.20 / 0.62	0.15 / 0.95	0.11 / 0.53	0.28 / 1.61	43.10 / 0.22	0.29 / 3.71	0.04 / 0.14	6.60 / 0.71	1.11 / 0.46	0.45 / 0.45
2017	Медиана	28.11 / 52.57	50.55 / 81.35	253.9 / 418.5	4.27 / 8.25	16.09 / 34.99	36.61 / 105.7	122.1 / 348.6	9.40 / 11.84	44.78 / 121.3	0.30 / 2.22	0.26 / 0.36	0.38 / 0.60	1.20 / 4.22	90.27 / 155.6	0.13 / 0.20	0.06 / 0.09	22.02 / 55.67	1.97 / 4.18	0.60 / 1.34
	Максимум	37.90 / 97.68	110.6 / 107.3	448.1 / 626.3	7.77 / 11.93	29.14 / 44.20	82.39 / 216.6	554.9 / 1239	14.27 / 15.97	115.3 / 198.6	1.46 / 12.44	1.82 / 9.11	2.86 / 1.70	5.14 / 11.39	145.1 / 267.5	0.37 / 3.51	0.11 / 0.17	55.38 / 530.1	4.86 / 7.20	1.28 / 1.68
	Минимум	21.06 / 35.02	39.10 / 62.20	154.5 / 363.6	2.75 / 6.72	10.04 / 25.11	18.82 / 56.06	62.79 / 148.6	6.30 / 8.84	28.23 / 91.01	0.02 / 0.84	0.09 / 0.13	0.15 / 0.35	0.45 / 1.57	53.64 / 103.9	0.04 / 0.11	0.04 / 0.07	7.83 / 24.75	1.12 / 2.42	0.33 / 1.02

Примечание. Здесь и далее Н.д. – нет данных.

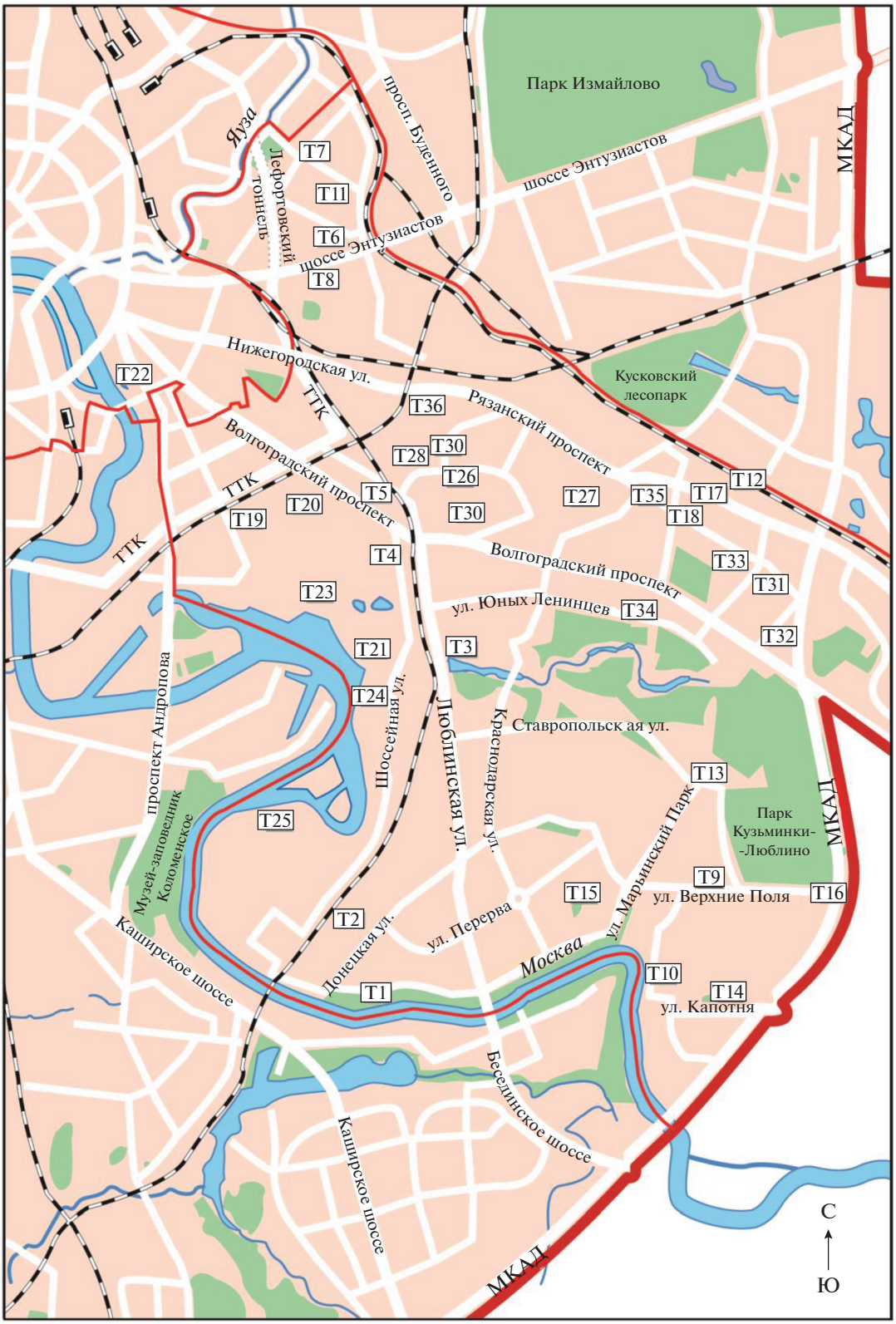

Рис. 1. Карта-схема точек отбора проб почв и уличной пыли на территории ЮВАО.

привозом и размещением почв и грунтов на городской территории.

Вновь созданные почвогрунты зачастую более не имеют генетической связи с местными почвообразующими породами и, теоретически, их химические свойства могут меняться в широких пределах. Представляет интерес изменение свойств городских почвогрунтов и уличной пыли во времени, которое связано не только с поступлением на поверхность почв различных веществ, но и с земляными работами.

По состоянию на 2017 г. среднее значение *pH водной вытяжки* почв ЮВАО составлял 7.64, уличной пыли – 8.13. Сравнение результатов за разные периоды пробоотбора показывает, что какая-либо динамика pH водной вытяжки за все время наших исследований отсутствует. Почвы ЮВАО характеризуются слабощелочной реакцией среды, устанавливающейся в результате карбонатно-кальциевого равновесия. Величины pH уличной пыли на 0.5–0.6 единиц больше. Это свидетельствует о непрекращающемся поступлении на поверхность городских почв гидролитически щелочных компонентов, связанных со сжиганием топлива городскими предприятиями и ТЭЦ. Несмотря на закрытие за исследуемый период многих предприятий, подщелачивающая нагрузка на городские почвы по-прежнему остается существенной.

По состоянию на 2017 г. почвы ЮВАО содержат в среднем 12.06 смоль(экв)/кг, а уличная пыль – 10.07 смоль(экв)/кг *обменных оснований* (Ca, Mg, Na, K). На рис. 2 приведено содержание обменных оснований в почвах и уличной пыли ЮАВО за все время исследований.

Из графиков видно, что преобладающим обменным катионом как в почвах, так и в уличной пыли ЮВАО является кальций. В период с 1995 по 2017 гг. среднее содержание обменного кальция в почвах увеличилось вдвое. Кальций, как и натрий, входит в состав современных противогололедных реагентов [15]. Кроме того, увеличение содержания обменного кальция может быть связано с широким использованием при строительстве дорог известнякового щебня и с продолжающимся выпадением зольных компонентов на поверхность почвы. Увеличившееся количество обменных позиций в составе почвы, связанное с применением для создания газонов субстратов на основе торфа или различных компостов занимается в первую очередь катионами кальция, как самыми распространенными. Меньшее количество обменного кальция в уличной пыли, по сравнению с почвами, свидетельствует о том, что в составе пыли присутствуют не только почвенные компоненты, но и частицы другого происхождения.

Содержание обменных калия и магния невелико и вполне согласуется с данными для зональных почв южно-таежной зоны [11].

Обращает на себя внимание существенное увеличение содержания обменного натрия, достигающее в среднем 27.5% от суммы обменных оснований в почвах и 33.1% – в уличной пыли. Это является продолжением тенденции, наметившейся еще в 2004 г., и является следствием массированного применения противогололедных реагентов, содержащих ионы натрия. При этом, как и в случае с кальцием, данный катион компенсирует часть увеличившейся вследствие внесения органических компонентов емкости катионного обмена.

Содержание *органического углерода* в почвах ЮВАО по состоянию на 2017 г. составляет в среднем 10.9%, а в уличной пыли – 4.4% (рис. 3). Несмотря на широкое варьирование содержания органического углерода, наблюдается тенденция к увеличению его содержания в почвах по сравнению с 1995 и 2004 гг. Это связано с повсеместным применением при замене газонных грунтов торфо-песчаных смесей и компостов с высоким содержанием органического вещества.

Таким образом, анализ химических свойств почв показал, что в почвах ЮВАО г. Москвы сохраняются условия для прочного закрепления ТМ, выражающиеся в сохранении слабощелочной реакции среды, а также в увеличении поглотительной способности почв и содержания органического вещества. Уличная пыль по сравнению с почвами обладает иными, менее благоприятными химическими свойствами, заключающимися в меньших емкости поглощения и содержании органического вещества, но отличается более высокими значениями pH.

Валовое содержание ТМ и мышьяка в почвах и уличной пыли ЮВАО приведено в табл. 2. Графическая оценка полиэлементного загрязнения почв ТМ по величинам валового содержания затруднена, так как приходится иметь дело с содержаниями разных элементов, различающимися на порядки. Нормирование содержания ТМ проводили путем расчета кларков концентрации, используя данные по среднему содержанию элементов в почвах, приведенные в работе Кабата–Пендиас [17]. Кларки концентрации ТМ и мышьяка в почвах и уличной пыли были ранжированы в порядке их убывания по данным 2017 г.

Валовое содержание элементов в почвах (рис. 4) показывает, что по состоянию на 2017 г. произошло его существенное уменьшение по сравнению с предыдущими периодами пробоотбора. Это может быть связано не только со снижением техногенного воздействия, но и, скорее всего, отражает результат замены газонных грунтов на субстраты с меньшим содержанием литогенных составляющих. Этот факт подтверждают и в целом достаточно низкие

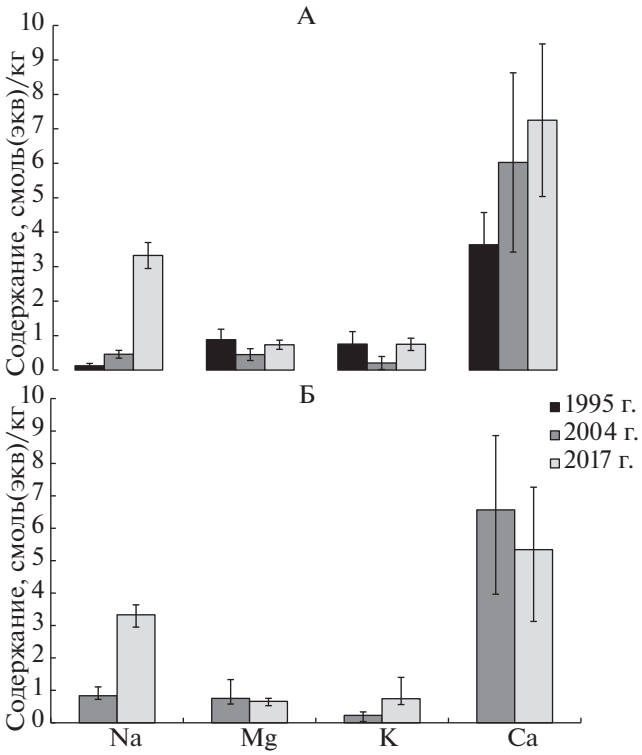

Рис. 2. Содержание обменных оснований в почвах (А) и уличной пыли (Б) ЮВАО, смоль(экв)/кг, средние и стандартные отклонения.

величины кларков концентрации вследствие разбавления природной почвенной массой песком, входящим в состав песчано-торфяных смесей.

Сравнивая содержание ТМ и мышьяка в почвах ЮВАО в 2017 г. с предыдущими периодами пробоотбора, можно сказать, что произошло существенное уменьшение содержания в почве Ag, Hg, Sb, Zn, As, Cd, Pb, Mn, Mo, V, Sr и Ba.

Вместе с тем можно выделить закономерности, показывающие, что исследуемые почвы продолжают испытывать определенное техногенное воздействие. Все элементы по величинам кларков концентрации можно разделить на три группы (по состоянию на 2017 г.). В первую группу попадают Ag, Hg, Sb, Zn и As, имеющие самые высокие кларки концентрации в почвах ЮВАО (>1). По данным различных исследователей [1, 4], повышенное содержание в почвах городов Ag, Hg и As является весьма характерным. Вследствие процессов техногенеза, даже при отсутствии в городе предприятий цветной металлургии, содержание этих элементов может на порядок превышать средние величины для почв.

Такие элементы, как Sb и Zn, в настоящее время являются одними из основных загрязняющих городскую среду веществ, связанных своим происхождением с транспортом и городской инфраструктурой. Sb, наряду с Cu, является одним из основных компонентов автомобильных тормозных колодок и дисков сцепления [16], при износе которых она поступает на окружающие дороги территории. Zn поступает в почвы в большом количестве в результате износа автомобильных шин, а также при внешнем воздействии на оцинкованные дорожные ограждения, столбы и другие металлоконструкции, которых в последнее время в городе стало очень много [5]. Естественно, поступление обсуждаемых элементов в почву превосходит уменьшение содержания этих элементов вследствие разбавления песком и приводит к росту их кларков концентрации.

Вторая группа элементов в почвах ЮВАО – это Cu, Cd, Cr, Pb, Ni и Mn с кларками концентрации от 0.5 до 1.0. Pb в настоящее время поступает в почвы г. Москвы исключительно с продуктами сгорания твердого топлива [6]. Если мы говорим о замене газонных грунтов, то унаследованное загрязнение, связанное с использованием в прошлом этилированного бензина, может не проявляться. Cu была обсуждена выше. Остальные элементы поступают в окружающую среду в результате износа металлических частей машин и механизмов, и, также, как и Pb, в результате сжигания твердого топлива.

Третья группа элементов имеет кларки концентрации от 0.1 до 0.4 и состоит из Co, Mo, Sr, Th, V, U, Ba и Tl. Очевидно, данные элементы если и поступают в почвы ЮВАО, то только в незначительном количестве, не сильно влияющем не содержание этих элементов в почвах.

Кларки концентрации химических элементов уличной пыли ЮВАО (рис. 5) свидетельствуют о том, что по сравнению с почвами, уличная пыль характеризуется большим содержанием в ней продуктов техногенеза. Это подтверждает наши данные, полученные ранее [6]. По величинам кларков концентраций элементов в уличной пыли, ранжированных в убывающую последовательность по данным 2017 г., все элементы также можно разделить на 3 группы. В первую группу с величинами кларков концентрации >2.8 входят Sb, Zn, Hg, Ag, Cu. За исключением Cu, список элементов такой же, как и в случае почв, но величины кларков концентрации гораздо более высокие. Во вторую группу попадают элементы с кларками концентрации от 2.1 до 1.0. Это Pb, Mo, As, Cd, Cr и Ni. Кроме Mo и As, список также совпадает со второй группой элементов для почв. И, наконец, в третью группу наименее накапливающихся в уличной пыли элементов попадают Mn, Co, Sr, Th, U, V, Ba и Tl – также почти, как в рассмотренных выше почвах. Полученные нами результаты согласуются с литературными данными [3, 18].

По состоянию на 2017 г., по сравнению с предыдущими периодами пробоотбора, в уличной пыли существенно выросло содержание Sb, Zn, Cu, Mo, Cr и Ni. Это отражает сохраняющийся высокий уровень полиэлементного техногенного воздействия на территорию города.

Можно сделать вывод о том, что почвы и уличная пыль представляют собой объекты, в которых есть общие черты, касающиеся как их происхождения (в составе пыли много почвенных частиц), так и влияния на них техногенного загрязнения (в составе уличной пыли концентрация современных атмосферных выпадений гораздо выше, чем в почве, но и почва, и пыль загрязняются одними и теми же химическими элементами из одних и тех же источников).

Содержание кислоторастворимых форм ТМ. Содержание кислоторастворимых (1 н. HNO_3-вытяжка) форм ТМ и мышьяка в почвах и в уличной выли ЮВАО приведено в табл. 2. Видно, что по большинству исследованных элементов к 2017 г. произошло уменьшение их содержания. Это может быть связано не только со снижением уровня техногенного загрязнения, но и, как в случае с валовым содержанием, с изменением химического состава вследствие замены газонных грунтов.

Для более точной оценки степени техногенного загрязнения необходимо выражать результаты в относительных единицах. Содержание ТМ и мышьяка в однонормальной азотнокислой вытяжке, выраженное в процентах от валового содержания, давно используются для экспрессной оценки степени техногенного загрязнения почв, так как не требуют для сравнения данных ни по фоновому содержанию, ни по ПДК. В сильнозагрязненных почвах 1 н. HNO_3 извлекает из почв более 90% от валового содержания элементов [8].

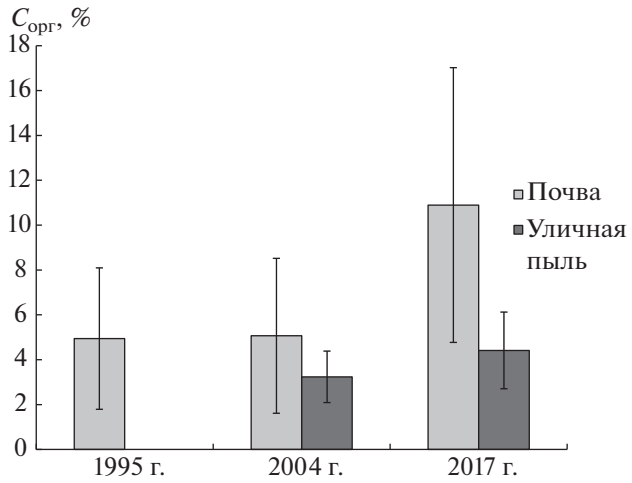

Рис. 3. Содержание органического углерода в почвах и уличной пыли ЮВАО, средние и стандартные отклонения.

В табл. 3 приведена степень извлечения ТМ и мышьяка из почв и уличной пыли ЮВАО, выраженная в процентах от валового содержания. Видно, что степень извлечения существенно варьирует

Таблица 2. Содержание кислоторастворимых (1 н. HNO_3) форм ТМ и мышьяка в почвах (над чертой) и уличной пыли (под чертой) ЮВАО, мг/кг

Год	Параметр	V	Cr	Mn	Co	Ni	Cu	Zn	As	Mo	Ag	Cd	Sb	Pb	Th	U
1995	Медиана	Н.д. / Н.д.	Н.д. / Н.д.	Н.д. / Н.д.	Н.д. / Н.д.	6.00 / Н.д.	28.84 / Н.д.	83.61 / Н.д.	1.80 / Н.д.	Н.д. / Н.д.	0.20 / Н.д.	0.80 / Н.д.	Н.д. / Н.д.	40.00 / Н.д.	Н.д. / Н.д.	Н.д. / Н.д.
	Максимум	Н.д. / Н.д.	Н.д. / Н.д.	Н.д. / Н.д.	Н.д. / Н.д.	150.0 / Н.д.	403.5 / Н.д.	739.6 / Н.д.	15.00 / Н.д.	Н.д. / Н.д.	2.00 / Н.д.	30.00 / Н.д.	Н.д. / Н.д.	200.0 / Н.д.	Н.д. / Н.д.	Н.д. / Н.д.
	Минимум	Н.д. / Н.д.	Н.д. / Н.д.	Н.д. / Н.д.	Н.д. / Н.д.	1.00 / Н.д.	6.97 / Н.д.	19.71 / Н.д.	0.30 / Н.д.	Н.д. / Н.д.	0.10 / Н.д.	0.10 / Н.д.	Н.д. / Н.д.	6.00 / Н.д.	Н.д. / Н.д.	Н.д. / Н.д.
2004	Медиана	3.34 / 10.06	6.05 / 20.77	140.4 / 311.2	0.73 / 4.38	2.74 / 10.41	16.30 / 75.19	92.56 / 325.3	0.97 / Н.д.	0.34 / Н.д.	0.02 / Н.д.	0.52 / 1.16	0.20 / Н.д.	24.60 / 67.83	1.95 / Н.д.	0.23 / Н.д.
	Максимум	7.58 / 22.15	610.3 / 99.96	292.6 / 606.1	4.29 / 7.80	84.85 / 31.68	343.3 / 310.9	5713 / 1231	22.75 / Н.д.	0.87 / Н.д.	3.25 / Н.д.	23.58 / 4.54	0.82 / Н.д.	137.2 / 625.3	2.31 / Н.д.	1.26 / Н.д.
	Минимум	0.37 / 7.85	0.35 / 10.45	15.74 / 181.8	0.16 / 2.53	1.24 / 3.15	1.58 / 22.34	2.19 / 91.14	0.06 / Н.д.	0.28 / Н.д.	0.00 / Н.д.	0.14 / 0.56	0.13 / Н.д.	1.09 / 16.49	1.90 / Н.д.	0.11 / Н.д.
2017	Медиана	6.81 / 3.31	8.70 / 6.29	278.0 / 129.6	2.69 / 1.33	7.35 / 3.72	38.73 / 20.16	106.8 / 105.6	2.31 / 0.72	0.05 / 0.08	0.01 / 0.01	0.47 / 0.11	0.14 / 0.14	18.48 / 10.07	0.07 / 0.06	0.47 / 0.28
	Максимум	11.69 / 9.99	118.8 / 44.22	559.1 / 509.8	8.08 / 5.24	27.06 / 9.80	120.1 / 118.2	481.7 / 814.8	5.32 / 1.94	0.12 / 0.48	1.82 / 1.23	4.36 / 0.47	0.26 / 0.36	62.54 / 136.0	0.25 / 0.19	0.88 / 0.47
	Минимум	3.18 / 1.31	2.96 / 2.20	134.0 / 44.78	1.56 / 0.35	4.43 / 1.45	19.15 / 4.69	49.39 / 30.62	0.76 / 0.26	0.03 / 0.03	0.00 / 0.00	0.17 / 0.05	0.05 / 0.04	9.59 / 2.58	0.04 / 0.02	0.17 / 0.13

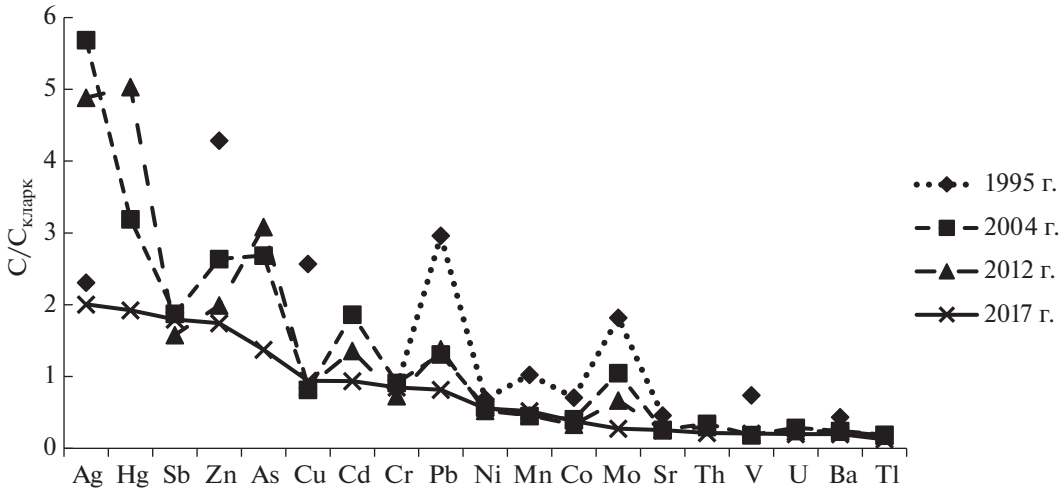

Рис. 4. Кларки концентрации ТМ и мышьяка в почвах ЮВАО (медианные значения).

как для разных периодов пробоотбора, так и для разных элементов. Так, в почвах в 2004 г. по сравнению с 1995 г. существенно увеличилась доля кислоторастворимых соединений Ni, Cu, Zn и Pb. В 2017 г. оставалась столь же высокой доля извлечения Ag; практически не изменилась или уменьшилась доля извлечения V, As, Cr, Mo, Sb, Th; увеличилась доля извлечения Mn, Co, Ni, Cu, Zn, Pb и U. Очень высокую степень извлечения, указывающую на техногенное происхождение извлекаемых из почвы ТМ, имеют Mn, Co, Cu, Zn, Cd, Pb, U.

В уличной пыли в 2017 г. по сравнению с 2004 г. уменьшилась или практически не изменилась степень извлечения V, Cr, Mn, Co, Ni, Cu, Zn, Cd и Pb. По сравнению с почвами, очень высоких значений степени извлечения в уличной пыли не наблюдается, но отдельные максимальные значения, достигающие 100%, наблюдаются для Mn, Cu, Zn и Ag.

Сравнивая результаты определения кислоторастворимых форм ТМ и мышьяка в уличной пыли и в почвах, видно, что данные объекты характеризуются различными наборами химических элементов, имеющими предположительно преимущественно техногенное происхождение. Этого не было заметно по результатам валового анализа.

Содержание подвижных форм ТМ. Содержание подвижных (извлекаемых ААБ с pH 4.8) форм соединений ТМ в почвах и уличной пыли приведено в табл. 4. Сравнивая результаты, полученные в 2004 и в 2017 гг., видно, что в содержании подвижных форм ТМ произошли изменения. Медианное содержание всех изученных нами элементов в почвах и в уличной пыли за период исследований существенно уменьшилось. Это говорит о том, что современное поступление загрязняющих веществ на поверхность почвы, очевидно, сокращается, что согласуется с данными по степени извлечения из пыли кислоторастворимых форм ТМ.

Несмотря на уменьшение содержания подвижных форм ТМ, оно по-прежнему остается достаточно высоким. Представляет интерес оценка превышения ПДК подвижных форм и его изменение в период с 2004 по 2017 гг. В табл. 5 приведена процентная доля точек пробоотбора с превышением ПДК. В почвах превышение ПДК для кобальта не фиксировалось ни в 2004, ни в 2017 гг. Для Cr, Mn, Ni, Cu и Pb к 2017 г. произошло существенное уменьшение количества случаев превышения ПДК, причем у Mn, Cu и Pb случаи превышения сохраняются и в 2017 г. Для Zn, несмотря на сокращение содержания подвижных форм, характерна очень высокая (90%) доля почв с превышением ПДК. Аналогичная картина для этого элемента наблюдается и в уличной пыли. Это говорит о том, что Zn являлся в прошлом и остается сейчас элементом, интенсивно загрязняющим городскую среду.

Уличная пыль по превышению ПДК характеризуется в целом теми же закономерностями, что и почвы. Обращает на себя внимание тот факт, что сокращение доли случаев с превышением ПДК происходило в больших масштабах, а также то, что доля случаев с превышением ПДК свинца в 2017 г. оставалась такой же высокой, как и в 2004 г.

Сохранение высокой доли случаев с превышением ПДК подвижных форм ТМ в 2017 г. связано с сохранением техногенного воздействия (в первую очередь Zn). Кроме того, при устройстве газонов и замене газонных грунтов в соответствии с постановлением Правительства г. Москвы № 743-ПП от 2002 г., содержание подвижных форм ТМ не контролируется. Следовательно, превышения ПДК могут быть и не связаны с техногенным воздействием на почвы на территории города.

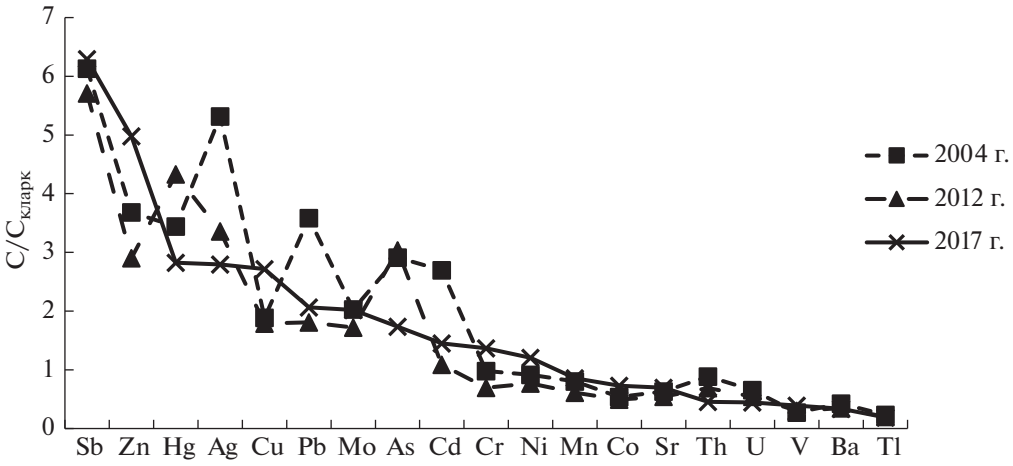

Рис. 5. Кларки концентрации ТМ и мышьяка в уличной пыли ЮВАО (медианные значения).

Следует признать, что в целом произошло сокращение техногенного воздействия на городскую территорию, выражающееся в уменьшении числа случаев превышения ПДК подвижных форм ТМ в почвах и уличной пыли ЮВАО.

ВЫВОДЫ

1. Исследуемые городские почвы характеризуются химическими свойствами, отличающимися от зональных почв, расположенных за территорией города. Величины pH водной вытяжки отражают слабощелочные условия, соответствующие карбонатно-кальциевому равновесию. Изменение городской среды, в том числе замена газонов и применение противогололедных реагентов, приводит к изменению катионо-обменных свойств почв. В период с 1995 по 2017 г. произошло существенное увеличение содержания обменных натрия (в 27 раз) и кальция (в 2 раза) в почвах, а также обменного натрия (в 4 раза) в уличной пыли ЮВАО г. Москвы. Содержание органического углерода за тот же период в почвах ЮВАО возросло в 2 раза, в уличной пыли – на 25%.

Таблица 3. Содержание кислоторастворимых форм соединений ТМ и мышьяка в почвах (над чертой) и уличной пыли (под чертой) ЮВАО, % от валового содержания

Год	Параметр	V	Cr	Mn	Co	Ni	Cu	Zn	As	Mo	Ag	Cd	Sb	Pb	Th	U
1995	Медиана	Н.д. / Н.д.	Н.д. / Н.д.	Н.д. / Н.д.	Н.д. / Н.д.	15 / Н.д.	64 / Н.д.	28 / Н.д.	Н.д. / Н.д.	Н.д. / Н.д.	6 / Н.д.	Н.д. / Н.д.	Н.д. / Н.д.	63 / Н.д.	Н.д. / Н.д.	Н.д. / Н.д.
	Максимум	Н.д. / Н.д.	Н.д. / Н.д.	Н.д. / Н.д.	Н.д. / Н.д.	30 / Н.д.	70 / Н.д.	66 / Н.д.	Н.д. / Н.д.	Н.д. / Н.д.	100 / Н.д.	Н.д. / Н.д.	Н.д. / Н.д.	70 / Н.д.	Н.д. / Н.д.	Н.д. / Н.д.
	Минимум	Н.д. / Н.д.	Н.д. / Н.д.	Н.д. / Н.д.	Н.д. / Н.д.	10 / Н.д.	60 / Н.д.	18 / Н.д.	Н.д. / Н.д.	Н.д. / Н.д.	1 / Н.д.	Н.д. / Н.д.	Н.д. / Н.д.	40 / Н.д.	Н.д. / Н.д.	Н.д. / Н.д.
2004	Медиана	23 / 30	27 / 41	63 / 87	20 / 72	28 / 39	68 / 100	73 / 100	15 / Н.д.	73 / Н.д.	2 / Н.д.	100 / 100	22 / Н.д.	75 / 76	71 / Н.д.	42 / Н.д.
	Максимум	37 / 48	59 / 100	80 / 100	52 / 100	65 / 69	100 / 100	100 / 100	32 / Н.д.	100 / Н.д.	100 / Н.д.	100 / 100	48 / Н.д.	100 / 100	100 / Н.д.	70 / Н.д.
	Минимум	2 / 16	2 / 10	7 / 39	1 / 36	2 / 9	6 / 25	3 / 36	10 / Н.д.	19 / Н.д.	0.1 / Н.д.	61 / 24	11 / Н.д.	7 / 20	28 / Н.д.	7 / Н.д.
2017	Медиана	24 / 7	18 / 8	100 / 32	64 / 16	49 / 12	100 / 21	95 / 31	22 / 6	15 / 4	4 / 2	98 / 20	11 / 3	88 / 18	4 / 1	74 / 20
	Максимум	41 / 18	100 / 55	100 / 99	100 / 54	97 / 22	100 / 100	100 / 96	52 / 15	100 / 18	100 / 100	100 / 53	17 / 6	100 / 50	12 / 5	100 / 32
	Минимум	11 / 3	6 / 3	60 / 9	35 / 4	27 / 4	57 / 5	52 / 8	10 / 2	4 / 1	1.0 / 0.2	15 / 7	2 / 1	46 / 5	1 / 1	28 / 9

Таблица 4. Содержание подвижных форм ТМ (ААБ с pH 4.8) в почвах (над чертой) и уличной пыли (под чертой) ЮВАО, мг/кг

Год	Параметр	V	Cr	Mn	Co	Ni	Cu	Zn	Sr	Cd	Ba	Pb
2004	Медиана	0.23 / 0.35	1.35 / 1.88	79.64 / 118.8	0.22 / 0.68	1.75 / 2.22	3.21 / 10.29	88.86 / 152.8	37.62 / 78.04	0.81 / 0.77	73.40 / 49.18	6.67 / 28.97
	Максимум	0.62 / 0.82	2.46 / 5.31	172.4 / 221.2	1.17 / 1.25	65.35 / 5.50	121.2 / 41.64	1625 / 446.7	137.0 / 153.7	31.14 / 3.16	273.8 / 79.00	49.63 / 359.9
	Минимум	0.08 / 0.12	0.46 / 0.83	33.65 / 81.79	0.13 / 0.30	0.41 / 1.20	0.59 / 1.73	15.06 / 45.95	13.94 / 29.57	0.22 / 0.27	43.51 / 27.31	1.26 / 3.40
2017	Медиана	0.07 / 0.19	0.88 / 1.12	22.56 / 26.64	0.12 / 0.23	1.04 / 1.59	0.96 / 2.17	18.15 / 28.46	28.32 / 22.58	0.15 / 0.08	23.83 / 9.75	1.73 / 18.48
	Максимум	0.33 / 0.81	1.55 / 1.84	124.4 / 58.69	0.28 / 0.50	3.97 / 2.84	7.41 / 7.85	100.2 / 142.5	104.2 / 45.42	1.74 / 0.24	40.42 / 29.18	6.55 / 62.54
	Минимум	0.04 / 0.06	0.62 / 0.71	8.34 / 8.04	0.05 / 0.07	0.59 / 0.55	0.47 / 0.45	7.71 / 7.60	13.04 / 6.82	0.09 / 0.04	13.43 / 3.47	0.36 / 9.59

Таблица 5. ПДК подвижных форм ТМ (ААБ с pH 4.8) и доля проб с превышением ПДК

Параметр	Cr	Mn	Co	Ni	Cu	Zn	Pb
ПДК для подвижных форм, мг/кг	6	100	5	4	3	23	6
Доля проб почв с превышением ПДК, %, 2004	6	33	0	19	56	94	58
Доля проб почв с превышением ПДК, %, 2017	0	3	0	0	1	90	18
Доля проб уличной пыли с превышением ПДК, %, 2004	0	0	0	5	25	100	98
Доля проб уличной пыли с превышением ПДК, %, 2017	0	0	0	0	1	90	100

2. Валовое содержание ТМ в почвах и уличной пыли ЮВАО постепенно уменьшается в результате сокращения числа промышленных предприятий – источников загрязнения почв ТМ и замены газонных грунтов. Вместе с тем эксплуатация большого количества автомобилей и деятельность предприятий, сжигающих твердое топливо, приводит к тому, что по состоянию на 2017 г. в почвах ЮВАО наблюдаются высокие содержания Ag, Hg, Sb, Zn и As. Уличная пыль характеризуется более высоким содержанием продуктов техногенеза. Содержание Sb, Zn, Hg, Ag, Cu, Pb, Mo, As, Cd, Cr и Ni в уличной пыли превышает среднее содержание элементов в почвах.

3. Использование 1 н. азотнокислой вытяжки позволяет более полно оценить степень техногенного загрязнения почв ТМ. Целый ряд элементов в почвах и уличной пыли ЮВАО характеризуется высокой степенью извлечения кислоторастворимых форм, что свидетельствует о высокой доле техногенных соединений. Однако на протяжении всего периода исследований данный показатель постепенно уменьшается.

4. Содержание подвижных форм ТМ в почвах и уличной пыли ЮВАО в ряде случаев продолжает оставаться высоким. Однако в период с 2004 по 2017 гг. медианное содержание подвижных форм всех изученных нами элементов в почвах и в уличной пыли существенно уменьшилось. Также произошло снижение доли проб почв и уличной пыли с превышением ПДК подвижных форм соединений ТМ. По состоянию на 2017 г. в почвах ЮВАО зафиксировано превышение ПДК для Mn, Cu, Zn и Pb, в уличной пыли – для Cu, Zn и Pb. Обращает на себя внимание высокая (90–100%) доля проб с превышением ПДК для цинка в почвах и уличной пыли, и для свинца – в уличной пыли.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 19-05-50093.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Алексеенко В.А., Алексеенко А.В.* Химические элементы в геохимических системах. Кларки почв селитебных ландшафтов. Ростов-на-Дону: Изд-во ЮФУ, 2013. 388 с.
2. *Битюкова В.Р., Саульская Т.Д.* Изменение антропогенного воздействия производственных зон Москвы в постсоветский период // Вестник Моск. ун-та. Сер. 5. География. 2017. № 3. С. 34–41.

3. *Капустина И.С., Кошелева Н.Е.* Анализ свойств и концентраций тяжелых металлов в дорожной пыли на территории ЮВАО г. Москвы // Мат-лы междунар. симп. Инженерная экология – 2019. Инженерная экология. Вып. X. Московское НТО радиотехники, электроники и связи им. А.С. Попова. М., 2019. С. 246–251.
4. *Касимов Н.С., Власов Д.В., Кошелева Н.Е., Никифорова Е.М.* Геохимия ландшафтов Восточной Москвы. М.: АПР, 2016. 276 с.
5. *Ладонин Д.В.* Загрязнение почв тяжелыми металлами, связанное с автотранспортом // Мат-лы Всеросс. научн. конф. Химическое и биологическое загрязнение почв. Пущино, 2018. С. 29–32.
6. *Ладонина Н.Н., Ладонин Д.В., Наумов Е.М., Большаков В.А.* Загрязнение тяжелыми металлами почв и травянистой растительности Юго-Восточного административного округа г. Москвы // Почвоведение. 1999. № 7. С. 885–893.
7. *Ладонин Д.В., Пляскина О.В.* Изотопный состав свинца в почвах и уличной пыли Юго-Восточного административного округа г. Москвы // Почвоведение. 2009. № 1. С. 106–118.
8. Методические рекомендации по проведению полевых и лабораторных исследований почв и растений при контроле загрязнения окружающей среды металлами / Под ред. Зырина Н.Г. и Малахова С.Г. М.: Гидрометеоиздат, 1981. 109 с.
9. *Пляскина О.В., Ладонин Д.В.* Загрязнение городских почв тяжелыми // Почвоведение. 2009. № 7. С. 877–885.
10. Почва. Город. Экология / Под ред. Добровольского Г.В. М.: Фонд “За экономическую грамотность”, 1997. 320 с.
11. Почвы Московской области и их использование. М.: Почв. ин-т им. В.В. Докучаева, 2002. Т. 1. 500 с.
12. *Прокофьева Т.В., Герасимова М.И., Безуглова О.С., Бахматова К.А., Гольева А.А., Горбов С.Н., Жарикова Е.А., Матинян Н.Н., Наквасина Е.Н., Сивцева Н.Е.* Введение почв и почвоподобных образований городских территорий в классификацию почв России // Почвоведение. 2014. № 10. С. 1155–1164.
13. *Прокофьева Т.В., Мартыненко И.А., Иванников Ф.А.* Систематика почв и почвообразующих пород Москвы и возможность их включения в общую классификацию // Почвоведение. 2011. № 5. С. 611–623.
14. Теория и практика химического анализа почв / Под ред. Воробьевой Л.А. М.: ГЕОС, 2006. 400 с.
15. *Хомяков Д.М.* Хлорид натрия в противогололедных реагентах // Дорожная держава. Информ.-изд. центр “Держава”. СПб., 2019. № 93. С. 70–73.
16. *Grigoratos T., Martini G.* Brake wear particle emissions: a review // Environ. Sci. Pollut. Res. 2015. V. 22. P. 2491–2504.
17. *Kabata-Pendias A.* Trace Elements in Plants and Soils. Fourth Edition. CRC Press, 2011. 505 p.
18. *Kasimov N.S., Kosheleva N.E., Vlasov D.V., Nabelkina K.S., Ryzhov A.V.* Physicochemical properties of road dust in Moscow // Geography, environment, sustainability. 2019. № 12(4). P. 96–113.

Heavy Metals and Arsenic in Soils and Street Dust of South-East Administrative District of Moscow: Multyannual Results

D. V. Ladonin[1, *] and A. P. Mikhaylova[1]

[1]*Lomonosov Moscow State University, Leninskie gory, Moscow, 119991 Russia*
**e-mail: ladonin@inbox.ru*

Chemical properties and content of acid-soluble and mobile compounds of heavy metals (HM) and arsenic in soils and street dust of the South-Eastern administrative district of Moscow were studied. The research time spans comprise the end of industrial (1995), transitional (2004 and 2012) and recent post-industrial period of city development (2017). During the research period, acid-base properties of soils and street dust have not changed. At the same time the content of exchangeable sodium (up to 20 times), calcium, and organic matter has significantly increased. The total content of HMs and arsenic in soils and street dust tends to decrease due to the reduction of industrial enterprises activity and periodic replacing the ground with a new one. Among the elements that have the highest concentration Clarke in soils are the following: Ag, Hg, Sb, Zn, and As, in street dust – Sb, Zn, Hg, Ag, Cu, Pb, Mo, As, Cd, Cr and Ni. A number of metals both in soils and street dust are characterized by a high degree of extraction of acid-soluble compounds, which decreases from 1995 to 2017. Despite the decrease in number of mobile compounds of HM, the proportion of samples exceeding the maximum permissible concentrations of mobile forms of Cu, Zn and Pb in soils and street dust is still high.

Keywords: urban soils, street dust, pollution, heavy metals, inductively coupled plasma mass-spectrometry

ПОЧВОВЕДЕНИЕ, 2020, № 11, с. 1412–1422

ДЕГРАДАЦИЯ, ВОССТАНОВЛЕНИЕ И ОХРАНА ПОЧВ

УДК 631.46574.42

ИЗМЕНЕНИЕ РАСТИТЕЛЬНОГО ПОКРОВА И БИОЛОГИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ЧЕРНОЗЕМОВ В ПОСТАГРОГЕННЫЙ ПЕРИОД

© 2020 г. М. А. Азаренко (Мясникова)[a], *, К. Ш. Казеев[a], О. Ю. Ермолаева[a], С. И. Колесников[a]

[a]Южный федеральный университет, ул. Б. Садовая, 105/42, Ростов-на-Дону, 344006 Россия

*e-mail: margarita_prudnikova@mail.ru

Поступила в редакцию 29.12.2018 г.
После доработки 20.04.2020 г.
Принята к публикации 24.04.2020 г.

Изучены изменения почвенно-растительного покрова и биологических свойств черноземов обыкновенных в естественном сукцессионном ряду разновозрастных залежей на территории Ростовской области. Установлено, что с увеличением продолжительности залежного режима возрастает видовое разнообразие растительного покрова, содержание гумуса в почве и уменьшается относительная скорость восстановления биологических свойств. За 83 года залежного режима происходит увеличение твердости почвы, уменьшение плотности на 15%, значений pH – с 8.1 до 7.3. Содержание гумуса в слое 0–10 см за этот период возрастает в 2.4 раза, активность инвертазы – в 2.3 раза. Активность пероксидазы и полифенолоксидазы уменьшается. Интегральный показатель биологического состояния на залежных участках 27- и 83-летнего возраста по отношению к пашне увеличился соответственно на 32 и 45%.

Ключевые слова: степная зона, залежь, гумус, ферментативная активность, сельскохозяйственное использование, Haplic Chernozems

DOI: 10.31857/S0032180X20110039

ВВЕДЕНИЕ

Степная зона юга России подверглась сильной антропогенной трансформации. Распашка земель привела к уничтожению естественной растительности, исчезновению многих видов животных и деградации почв [8, 10]. В последние десятилетия по разным причинам происходит уменьшение площадей пашни за счет вывода малопродуктивных почв из сельскохозяйственного оборота. Наряду с почвами, фактически непригодными под пашню, выводятся из сельскохозяйственного использования и земли хорошего качества, экологический потенциал которых остается невостребованным по экономическим причинам [2]. Сокращение сельскохозяйственных земель в России началось в начале 90-х годов XX столетия после распада Советского Союза и последующего экономического кризиса [29]. По литературным данным, на территории России из сельскохозяйственного использования с 1990 по 2007 гг. было выведено около 40–50 млн га пахотных земель [29, 38, 49, 65]. Проведенная в 2016 г. сельскохозяйственная перепись показала, что общая площадь неиспользуемых угодий в России составляет 97.2 млн га – 44% всех сельскохозяйственных угодий страны [17].

Длительное использование земель под пашню приводит к изменению экосистем, но это не значит, что после прекращения антропогенного воздействия не происходит их восстановления. Залежная сукцессия – сложный процесс восстановления растительности и почвенного плодородия [12]. В целом обобщающая схема возвращения степных залежей к целинному состоянию выглядит следующим образом: 1) бурьянистая (стадия полевых сорняков); 2) корневищная; 3) стадия рыхлокустовых злаков (дерновинных злаков); 4) стадия плотнокустовых злаков (вторичная целина) [10, 16, 26, 27]. В зависимости от климата, типа почвы, близости или удаленности исходной экосистемы стадии сукцессии могут меняться и иметь разную продолжительность [23, 43, 50].

Изменения, происходящие в постагрогенных почвах, достаточно подробно описаны в литературе [5, 20, 29, 44, 51, 67]. При выводе почв из сельскохозяйственного оборота и прекращении антропогенного воздействия природные почвообразовательные процессы способствуют регенерации пахотных почв: под травянистой растительностью бывшие пахотные горизонты трансформируются по дерновому типу [15, 34, 45], снижается плотность сложения [5, 28, 50, 51, 63, 64, 66, 76], улучшается водный режим [69, 72],

увеличивается доля макроагрегатов [5], отмечается увеличение содержания гумуса и ферментативной активности [20, 22, 33, 42, 45, 48, 53], содержание углерода лабильной фракции [40]. После прекращения сельскохозяйственного воздействия происходит увеличение микробной биомассы и повышение микробной активности, может происходить изменение микробиоты [3, 31, 39, 68, 73–75].

В настоящее время актуальны вопросы восстановления биологических свойств и плодородия почв залежей в различных стадиях сукцессий, оценка возможности их дальнейшего рационального использования. В связи с этим возникает необходимость в специальном изучении особенностей зарастания заброшенной пашни, видового состава растительности, стадий демутаций и их длительности, изменения почвенных свойств на этих стадиях.

Цель работы – изучить изменения почвенно-растительного покрова и биологических свойств черноземов обыкновенных (чернозем миграционно-сегрегационный по Классификации почв России или Haplic Chernozems по WRB) в естественном сукцессионном ряду разновозрастных залежей.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Объекты исследования расположены в пределах памятника природы “Степь Приазовская” в подзоне разнотравно-типчаково-ковыльных степей рядом с пос. Танаис Мясниковского р-на Ростовской обл. [20]. Рельеф исследованного участка представлен Приазовской наклонной равниной с ясно выраженными террасами реки Мертвый Донец. Приазовская наклонная равнина заключена между отрогами Донецкого кряжа, Азовским морем и долиной Дона. Общий уклон равнины – в сторону Азовского моря и Дона.

Участок исследования представляет собой серию залежей возрастом: 83 года, 27 и 17 лет. Рядом находится участок пашни учебно-опытного хозяйства Южного федерального университета “Недвиговка”, земли которого и выводились из сельскохозяйственного использования. Данный участок использовался как объект сравнения – эталон. На всех исследованных участках были заложены мелкие поверхностные разрезы глубиной 50 см. Почва – чернозем обыкновенный карбонатный среднемощный малогумусный тяжелосуглинистый [8, 12, 13, 35]. Комплексное исследование залежного участка “Степь Приазовская” проведено Вальковым с соавт. 33 года назад [6].

Настоящие исследования проводили с использованием общепринятых методов [18]. Полевые исследования проводили в один день в течение нескольких часов из-за близкого расположения участков. Плотность почвы определяли объемно-весовым методом в трехкратной повторности. Твердость почв (сопротивление пенетрации) исследовали в полевых условиях с помощью пенетрометра Eijkelkamp на глубину 45 см с интервалом 5 см в 10-кратной повторности. Для определения pH почвы использовали потенциометрический метод. Изучили активность ферментов двух классов: оксидоредуктаз (каталазы, пероксидазы, полифенолоксидазы) и гидролаз (β-фруктофуранозидазы или инвертазы). Активность каталазы определяли по Галстяну [11], пероксидазы и полифенолоксидазы – по методике Карягиной и Михайловой [57], инвертазы – по Галстяну с фотоколориметрическим окончанием по Хазиеву [58]. Содержание общего гумуса определяли по методу Тюрина в модификации Никитина [35].

Изучение флоры и растительности залежных степных сообществ проводили маршрутным методом в 2012–2013 гг. в соответствии со стандартными подходами, описанными Миркиным и Наумовой [32]. Видовую принадлежность растений определяли согласно описаниям, данным в работе Толмачева и в двухтомнике “Флора Нижнего Дона” [52, 55, 56]. Названия видов приведены по Черепанову и “Флоре Восточной Европы” [54, 60]. Анализ флоры проведен по общепризнанным методикам, описанным Толмачевым [52].

Расчет интегрального показателя биологического состояния (**ИПБС**) вели по Казееву и Колесникову [18]. Для этого максимальное значение каждого из показателей принимали за 100%, и по отношению к нему в процентах выражали значение этого же показателя в остальных образцах:

$$Б_1 = \left(Б_x / Б_{max}\right) \times 100\%, \quad (1)$$

где $Б_1$ – относительный балл показателя; $Б_x$ – фактическое значение показателя; $Б_{max}$ – максимальное значение показателя.

После этого рассчитывали средний оценочный балл изученных показателей для образца (варианта), абсолютные значения которых не могут быть суммированы, так как имеют разные единицы измерения. ИПБС почвы рассчитывали аналогично формуле (1):

$$ИПБС = \left(Б_{ср} / Б_{ср.max}\right) \times 100\%, \quad (2)$$

где $Б_{ср}$ – средний оценочный балл всех показателей; $Б_{ср.\,max}$ – максимальный оценочный балл всех показателей.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Исходя из литературных данных, мы предположили, что период залежного режима, сопровождаемый восстановительными сукцессиями должен приводить к увеличению биоразнообразия и усилению биологической активности.

Таблица 1. Характеристики исследуемых черноземов (слой 0–10 см, $M \pm m$)

Участок	pH водный	Плотность, г/см^3	Глубина вскипания от HCl, см	Влажность, %	Запас гумуса в горизонтах A + AB, т/га
Залежь 83 года	7.31 ± 0.01	1.03 ± 0.01	28	14 ± 1.6	191
27 лет	7.44 ± 0.03	1.10 ± 0.02	30	20 ± 2.2	185
17 лет	7.66 ± 0.01	1.12 ± 0.01	5	13 ± 1.0	167
Пашня	8.11 ± 0.01	1.20 ± 0.03	0	15 ± 1.6	135

На исследованной территории зарегистрировано 109 видов сосудистых растений, принадлежащих к 81 роду, 24 семействам. На 83-летней залежи зафиксирован 71 вид, на 27-летней – 61 вид, на 17-летней – 70 видов. Ведущими семействами на исследованных участках являются *Asteraceae* и *Poaceae*.

Участок 83-летней залежи находится на типчаковой стадии сукцессии. Здесь доминирующую роль играют плотнодерновинные злаки (*Stipa lessingiana* Trin. & Rupr., *Festuca valesiaca* Gaudin, *Stipa ucrainica* P.A. Smirn.) – одни из характерных степных видов, часто доминирующие в степных растительных сообществах. В сложении фитоценозов значительную роль играют и другие злаки (*Stipa capillata* L., *Melica transsilvanica* Schur, *Koeleria cristata* (L.) Pers., *Elytrigia repens* (L.) Nevski, *Poa angustifolia* L.). Из разнотравья фитоценотическую роль играют стержнекорневые многолетние травы *Medicago romanica* Prodan, *Salvia tesquicola* Klokov & Pobed. и корневищные многолетники *Achillea setacea* Waldst. & Kit., *Artemisia austriaca* Jacq., *Lathyrus tuberosus* L. Коэффициент флористического сходства Жаккара между 83-летней залежью и более молодыми залежами варьировал от 0.3 до 0.4, что говорит о среднем сходстве между данными участками.

Залежи 17- и 27-летнего возраста представляют собой корневищно-злаковую стадию сукцессии. На этих участках доминирующую роль играет корневищный мезофильный злак – *Calamagrostis epigeios* (L.) Roth. На отдельных участках значительную роль играют корневищные злаки: *Melica transsilvanica* Schur, *Elytrigia elongata* (Host) Nevski, *E. Repens* (L.) Nevski, а также дерновинные *Festuca valesiaca* Gaudin, *Stipa lessingiana* Trin. & Rupr. Состав разнотравья флористически разнороден даже в пределах одного участка залежи. Значительным также был и вклад сорных видов на залежи 17-летнего возраста: *Carduus acanthoides* L., *C. Crispus* L., *Meniocus linifolius* (Stephan) DC., *Linaria vulgaris* Mill., *Senecio jacobaea* L. Коэффициент флористического сходства Жаккара между данными участками равен 0.5.

Число видов растений на 83-летней и 17-летней залежах одинаково, но различно по составу. На 17-летней залежи количество видов больше, чем на 27-летней, за счет синантропных и сорнополевых видов растений (нехарактерных для природной флоры), которые в дальнейшем вытесняются дерновинно-злаковыми степными видами. А на 83-летней залежи наблюдается повышение разнообразия именно за счет типично степных видов, характерных для зоны настоящих степей.

Общее проективное покрытие на всех исследованных участках 100%. На поверхности почвы исследованных участков хорошо выражен мертвый напочвенный покров из отмерших растительных остатков с проективным покрытием в среднем 95% мощностью 1–2 см. Высота травостоя на 83- и 17-летних залежах варьировала от 35 до 55 см, в среднем 50 см. На 27-летней залежи можно выделить 2 яруса, высота верхнего составляла 95–140 см, а нижнего 40–60 см. Хотя залежи 83 и 17 лет имеют разные стадии развития, но доминирующие виды на них дают примерно одну высоту травостоя, в то время как на залежи 27 лет доминирует корневищный злак *Calamagrostis epigeios*, который может достигать в высоту 150 см. На более молодых залежах (17 и 27 лет) на почве наблюдаются мхи, их проективное покрытие около 10%.

По надземной фитомассе между 83- и 27-летними залежами существенных отличий не отмечено, их фитомасса варьировала от 134 до 136 ц/га. Минимальная величина фитомассы наблюдается на 17-летней залежи – 87 ц/га. По запасу фитомассы все изученные залежи согласно десятибалльной шкале Базилевич и Родиной [6] можно охарактеризовать как малопродуктивные.

Влажность верхних горизонтов почвы исследованных участков в июле колеблется от 13 до 20%, причем максимальные значения отмечены на 27-летней залежи, а минимальные на 17-летней залежи (табл. 1). Температура верхних горизонтов варьирует от 20 до 31°C. Максимальное ее значение отмечено на пашне, а минимальное – на 27-летней залежи. Как на пашне, так и в залежи температура почвы с глубиной плавно снижается на несколько градусов (рис. 1).

В ряду 83-летняя залежь–27-летняя залежь–17-летняя залежь–пашня происходит изменение pH почвы в сторону щелочной реакции среды,

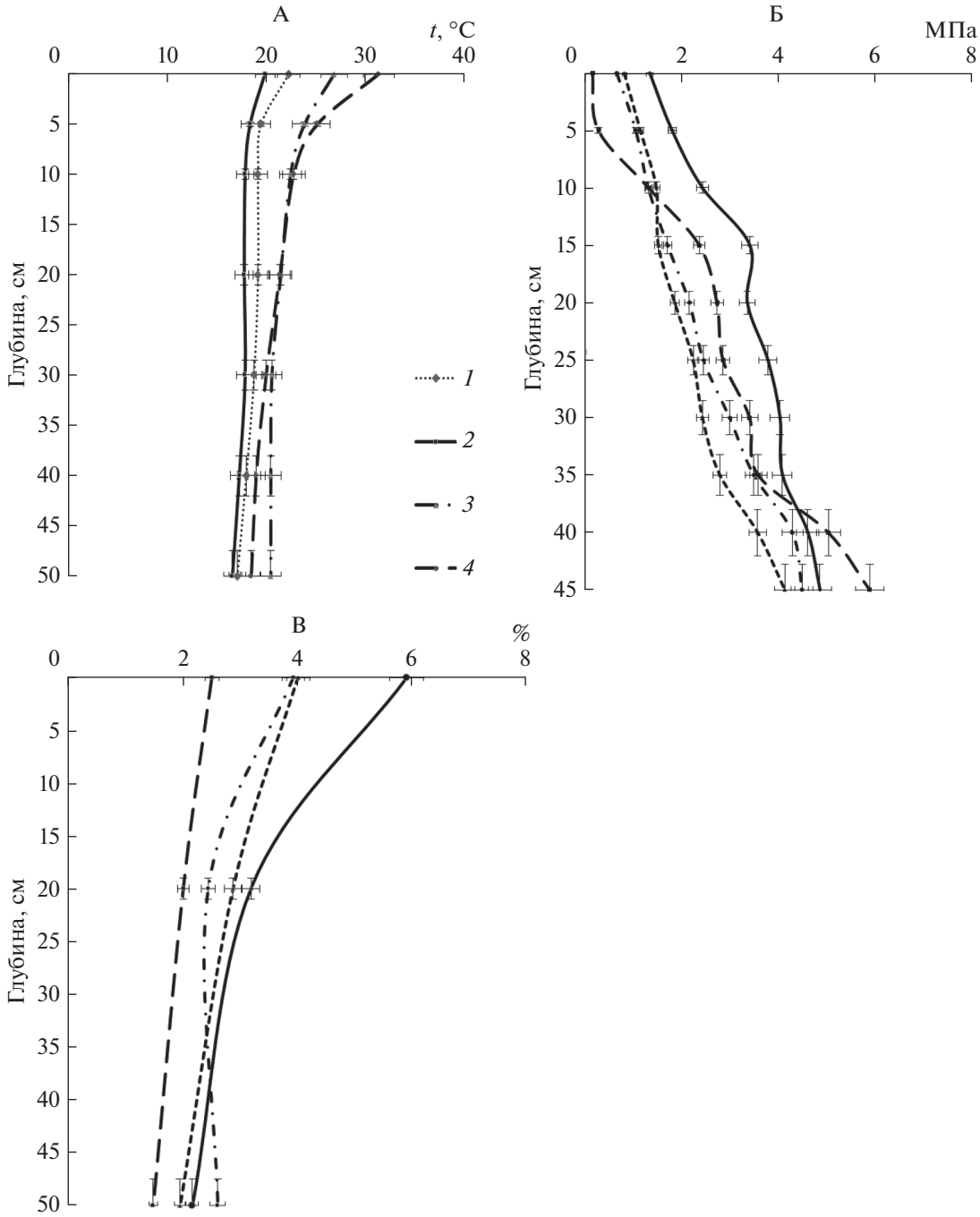

Рис. 1. Изменение температуры (А), твердости (Б) и содержания гумуса (В) в почвах залежей разных возрастов: *1* – 83-летней; *2* – 27-летней; *3* – 17-летней и пашни (*4*).

это связано с разной глубиной залегания карбонатов в залежах по сравнению с пашней. Если на старых залежах вскипание от 10-%-ого раствора HCl начинается с 28–30 см, то на 17-летней залежи уже с 5 см. Почва пашни вскипает с поверхности. Повышенное содержание карбонатов пахотного чернозема связано с двумя основными причинами. Первая – регулярное поступление карбонатов к поверхности при глубокой вспашке из средних слоев почвы, обогащенных известью. Вторая – миграция карбонатов к поверхности пахотных почв с восходящими потоками почвенных растворов в летний период, установленная Афанасьевой [4]. Подобные процессы характерны для пахотных черноземов юга России, где в сухой сезон в верхней части почвы наблюдается сезонное повышение содер-

жания карбонатов кальция [4]. Об увеличении степени карбонатности в пахотных черноземах обыкновенных относительно целинных и старозалежных аналогов на исследуемой территории было известно и ранее [15, 33, 34].

Плотность верхнего горизонта на исследованных участках варьирует от 1.03 до 1.20 г/см^3. Максимальные значения отмечены на пахотном варианте, минимальная плотность зафиксирована на 83-летней залежи. При исследовании старой залежи 33 года назад плотность почвы составляла 1.04 г/см^3 [6], то есть за это время она не изменилась. Плотность почвы на всех исследованных участках оптимальна для большинства растений, при таких показателях почва хорошо водопроницаема и влагоемка [8].

Твердость почвы, измеренная с помощью пенетрометра, отражает то противодействие, которое испытывает корень растения во время роста. Твердость, превышающая 5 МПа, свидетельствует об уплотнении почвы, препятствующем росту корней, что влияет на продуктивность растительности [25]. Наибольшая твердость исследованных почв наблюдается на 83-летней залежи, а минимальная – на пашне. Твердость на залежных участках увеличивается от молодых к старым залежам. Повышенный уровень твердости на залежных участках возникает из-за увеличения прочности агрегатов и армирующего действия корневых систем естественной растительности. С глубиной происходит увеличение твердости почвы, причем на залежных участках до глубины 45 см ее значение не превышают 5 МПа, а на пашне это значение повышается, начиная с глубины 40 см, что может быть связано с образованием плужной подошвы ниже пахотного горизонта.

Содержание гумуса – наиболее важный показатель экологического состояния и плодородия почв, определяющий ее экологические функции. Различия в содержании гумуса на исследованных участках наблюдаются на всю изученную глубину (до 50 см). Содержание гумуса уменьшается в ряду от 83-летней залежи к пашне. При сравнении данных, полученных Вальковым с соавт. [7], отмечено, что содержание гумуса на 83-летней залежи за последние 35 лет увеличилось на 30% и составляет 5.9%.

По сравнению с пахотным вариантом, содержание гумуса в слое 0–10 см на 83-летней залежи возрастает в 2.4 раза, а на 27- и 17-летней залежи увеличивается в 1.6 раз ($p < 0.05$). По профилю наблюдается более резкое уменьшение на 83-летней залежи, каждые 20–30 см в 1.5–2.0 раза. На пашне ввиду регулярной обработки с оборотом пласта профильное распределение не дифференцировано. На глубине 50 см содержание гумуса на 83-летней залежи выше, чем на пашне в 1.3 раза.

Запасы гумуса в горизонтах А + АВ увеличиваются также в ряду от пашни к целинному участку (табл. 1). Используя характеристику гумусного состояния почв по Орлову с соавт. [36], выявили, что содержание гумуса на залежных участках соответствует уровню ниже среднего, а на пахотном варианте отмечается малое содержание.

Активность инвертазы, так же, как и содержание гумуса, увеличивается в ряду от пашни к 83-летней залежи к пашне (рис. 2, А). На 83- и 27-летней залежи она больше в 2.1–2.2 раза, на 17-летней залежи – в 1.8 раз ($p < 0.05$). Это объясняется тем, что активность инвертазы в большей степени связана с содержанием гумуса ($r = -0.90$). Подобная зависимость ферментативной активности от содержания гумуса известна и по литературным данным [1, 12]. В глобальном масштабе Sinsabaugh et al. [71] обнаружили, что активность гидролаз более тесно связана с содержанием почвенного органического вещества, тогда как активность оксидаз более подвержена влиянию pH почвы.

Активности полифенолоксидазы и пероксидазы, в отличие от содержания гумуса и активности инвертазы, уменьшаются в ряду от 83-летней залежи к пашне (рис. 2, Б, В). Активность полифенолоксидазы на 83- и 27-летних залежах меньше на 18–21%, чем на пахотном участке, а активность пероксидазы уменьшается на 10–11%. Отличия между 17-летней залежью и пашней незначительны. Активность полифенолоксидазы по профилю вниз увеличивается с глубиной, исключение составляет 27-летняя залежь, где на глубине 50 см происходит ее уменьшение. Активность пероксидазы также увеличивается с глубиной, исключение составляют почвы 27- и 17-летних залежей, где с глубины 20 см она снижается. Полифенолоксидаза и пероксидаза играют важную роль в минерализации и образовании гумуса [37, 44, 50, 62, 63, 71, 78].

Для активности пероксидазы и полифенолоксидазы установлена достоверная обратная связь с содержанием гумуса ($r = -0.82$ и -0.79 соответственно).

Отмечены незначительные отличия каталазной активности между исследуемыми участками (рис. 2, Г). Наблюдается небольшое ее увеличение на глубине 20 см на 27-летней залежи. Каталаза оказалась малоинформативной при изучении процессов восстановления почв. Многолетние исследования ферментативной активности почв юга России не выявили прямой связи активности каталазы с общим содержанием гумуса [14, 19].

В пахотном варианте чернозема изменения показателей вниз по профилю более плавное. Это объясняется выравненностью условий в пахотном горизонте в результате его регулярного перемешивания при вспашке, культивировании и других сельскохозяйственных приемах, в резуль-

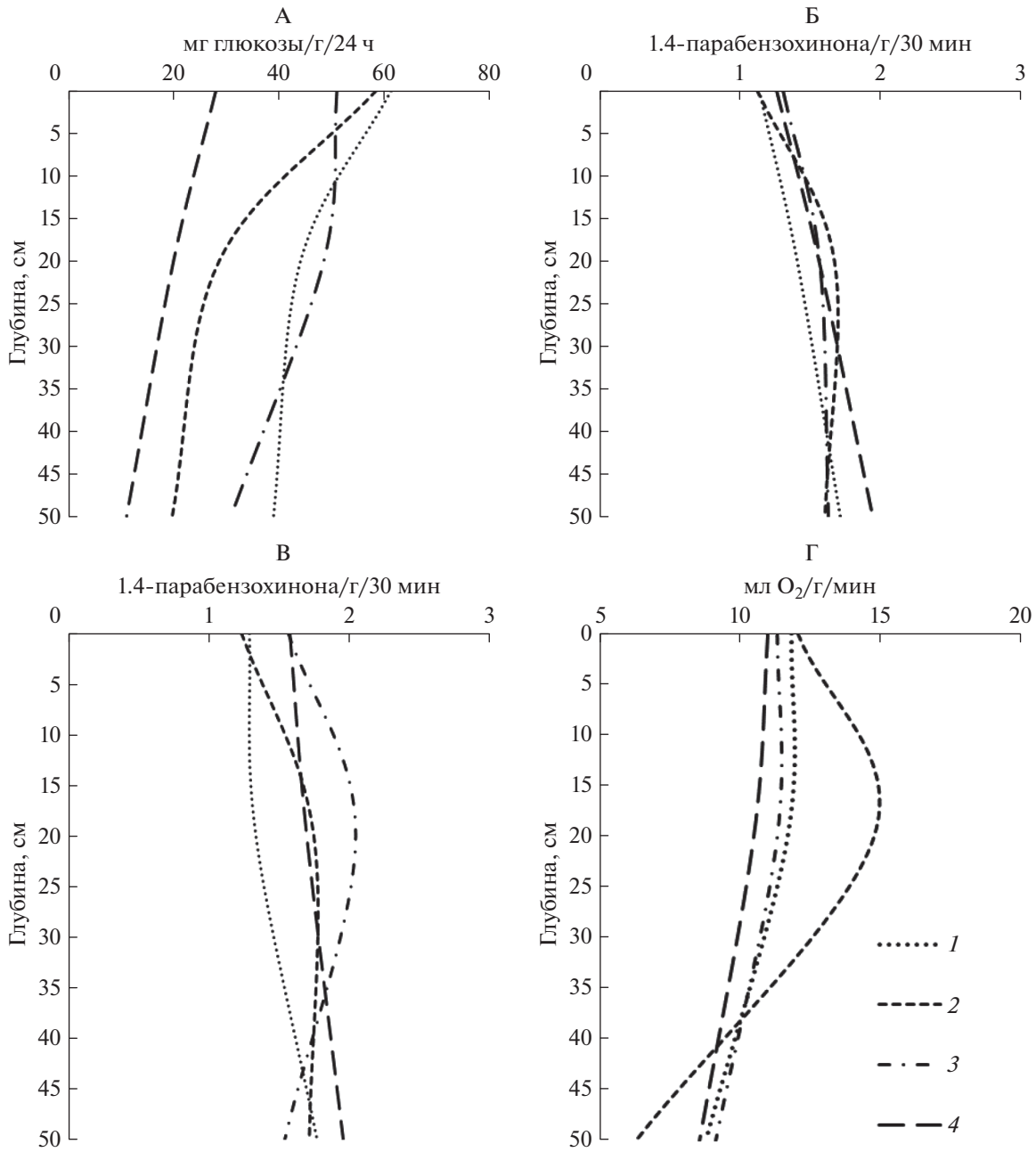

Рис. 2. Профильное распределение активности инвертазы (А), полифенолоксидазы (Б), пероксидазы (В) и каталазы (Г) в почвах залежей разных возрастов: *1* – 83-летней; *2* – 27-летней; *3* – 17-летней и пашни (*4*).

тате чего почвы пашни перестают дифференцироваться по слоям в отличие от целины.

Для более полного исследования залежных участков изучено пространственное варьирование биологической активности почвы методом трансекты в верхнем горизонте. Длина трансекты, проходящей с севера на юг через все участки, составляет 360 м с шагом (расстояние между точками) 10 м. Пространственное варьирование биологической активности чернозема на разновозрастных залежах отражено на рис. 3. В содержании гумуса отмечена тенденция уменьшения от старой залежи к пашне. Такая же тенденция характерна для активности инвертазы, но здесь наблюдаются не такие четкие различия между залежными участками. Видно, что наибольший размах варьирования биологических показателей характерен для залежи, находящейся на корневищно-злаковой стадии сукцессии (17–27 лет). Это связано с процессом восстановления почв, который протекает неравномерно на всем участке.

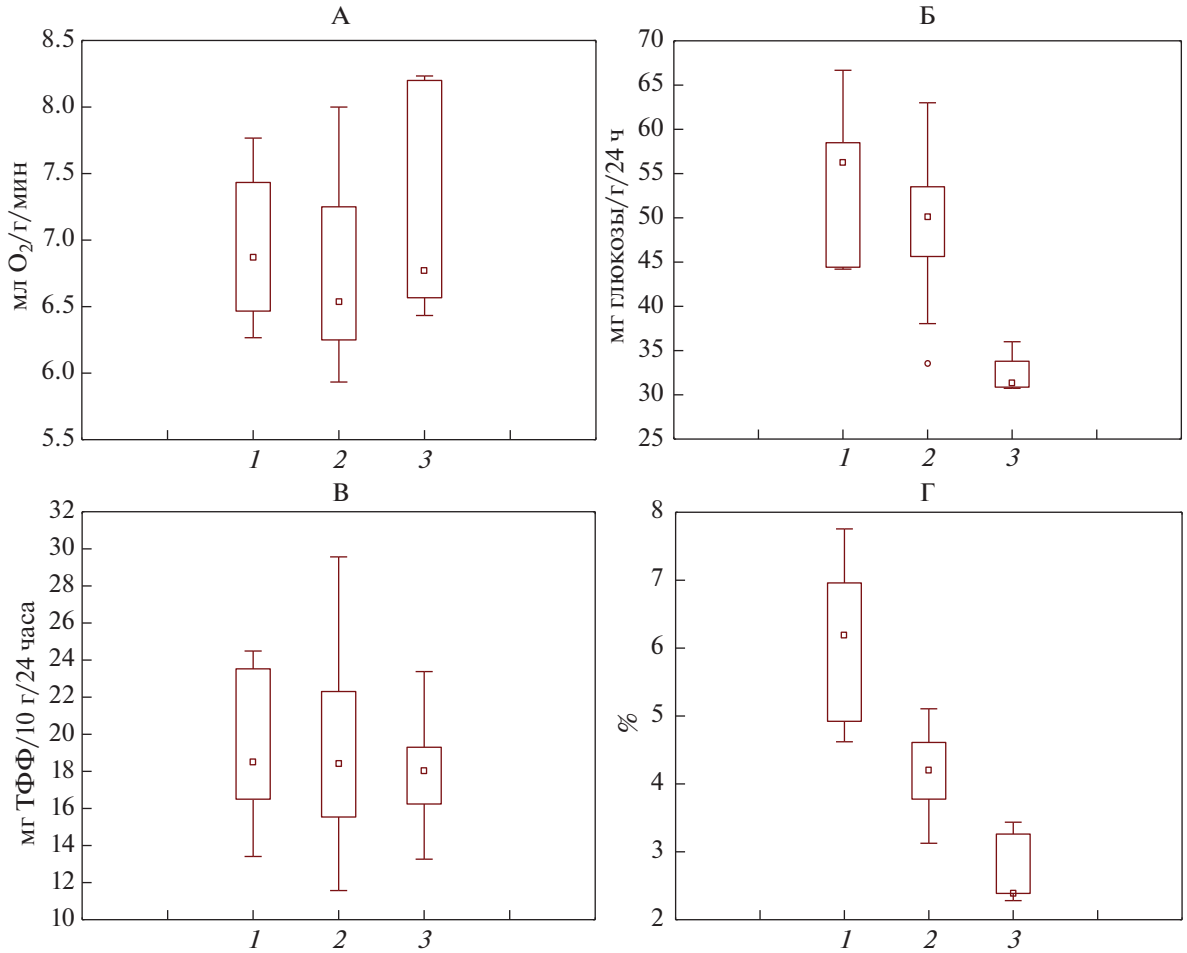

Рис. 3. Вариационно-статистические показатели биологических свойств (слой 0–10 см, $n = 36$): А – каталазы; Б – инвертазы; В – дегидрогеназы; Г – гумуса) в залежных черноземах: *1* – типчаковая стадия сукцессии, *2* – корневищно-злаковая стадия сукцессии, *3* – пашня.

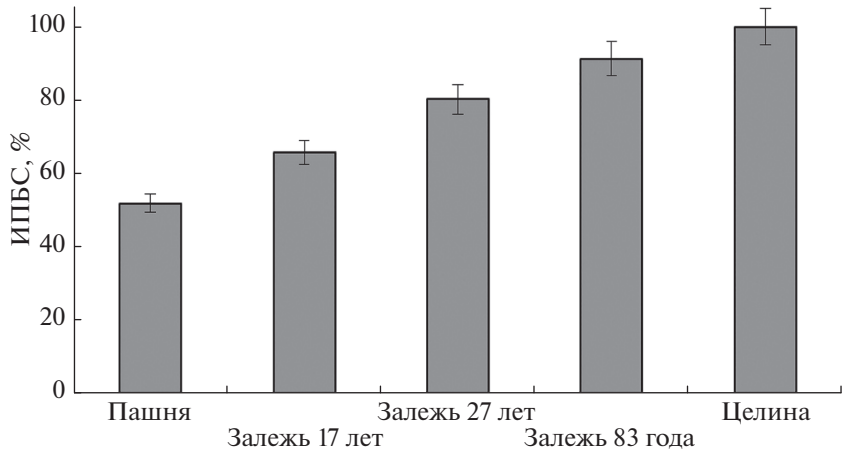

Рис. 4. ИПБС исследуемых почв.

Для оценки восстановления черноземов при залежном режиме использовали показатель ИПБС, определенный для верхнего горизонта почв. Можно отметить, что восстановление биологических свойств происходит более интенсивно на ранних стадиях сукцессии: так, на 27-летней залежи ИПБС возрос на 28% по отношению к пашне, а на 83-летней залежи – на 39% и всего на 11% по

отношению к 27-летней залежи (рис. 4). Биологические параметры целинного участка ООПТ "Персиановская степь", который является эталонным участком черноземов обыкновенных [13, 14, 19], имеют максимальные значения показателя ИПБС, которые вдвое превосходит пахотный участок. По мере увеличения возраста залежей значения ИПБС закономерно возрастают (r = 0.99). Однако на молодых залежах они все еще далеки от ИПБС эталонного участка степи. Только через несколько десятков лет залежного режима бывшего пахотного чернозема происходит практически полное восстановление значений ИПБС достигая 91%.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В подзоне разнотравно-типчаково-ковыльных степей рядом с пос. Танаис Мясниковского р-на Ростовской обл. была исследована серия залежей с целью изучить изменения почвенно-растительного покрова и биологических свойств черноземов обыкновенных. Установлено, что время после прекращения аграрного воздействия является ключевым фактором изменения разнообразия биоты, физических свойств и биологической активности почв.

На исследованных участках можно выделить следующие стадии сукцессии: типчаковую – 83-летняя залежь, корневищно-злаковую – 27- и 17-летние залежи. Наибольшее сходство в флористическом составе отмечено между 27- и 17-летней залежами (коэффициент Жаккара равен 0.5). По запасу фитомассы все участки относятся к малопродуктивным.

В процессе зарастания пашни естественной растительностью происходит уменьшение плотности почв, снижение границ содержания карбонатов, pH почв изменяется от щелочной реакции среды на пашне до слабощелочной на 83-летней залежи. Твердость почвы на залежных участках увеличивается от молодой к старой залежи.

Содержание гумуса в слое 0–10 см за 83 года увеличилось в 2.4 раза, а за 17–27 лет в 1.6 раз. В почве 83-летней залежи отмечается более резкое уменьшение содержания гумуса вниз по профилю по сравнению с почвой пашни. Активность инвертазы в слое 0–10 см за 83 года увеличилась в 2.3 раза, а за 17 лет в 1.8 раз. Активность пероксидазы и полифенолокидазы в отличие от содержания гумуса и активности инвертазы уменьшается, причем активность пероксидазы снижается сильнее. Отличия между 17-летней залежью и пашней по активности пероксидазы и полифенолокидазы незначительны. Каталаза изменяется незначительно при восстановлении постагрогенных почв.

Наибольший размах варьирования биологических показателей наблюдается на залежи, находящейся на корневищно-злаковой стадии сукцессии (17 и 27 лет).

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Исследование выполнено при государственной поддержке ведущих научных школ Российской Федерации (НШ-3464.2018.11; НШ-2511.2020.11).

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Абрамян С.А.* Изменение ферментативной активности почвы под влиянием естественных и антропогенных факторов // Почвоведение. 1992. № 7. С. 70–82.
2. Агроэкологическое состояние и перспективы использования земель России, выбывших из активного сельскохозяйственного оборота / Под ред. Г.А. Романенко. М.: Росинформагротех, 2008. 64 с.
3. *Ананьева Н.Д., Стольникова Е.В., Сусьян Е.А., Ходжаева А.К.* Грибная и бактериальная микробная биомасса (селективное ингибирование и продуцирование CO_2 и N_2O дерново-подзолистыми почвами постагрогенных биогеоценозов // Почвоведение. 2010. № 11. С. 1387–1393.
4. *Афанасьева Е.А.* Черноземы Среднерусской возвышенности. М.: Наука, 1966. 224 с.
5. *Баева Ю.И., Курганова И.Н., Лопес де Гереню В.О., Почикалов А.В., Кудеяров В.Н.* Физические свойства и изменение запасов углерода серых лесных почв в ходе постагрогенной эволюции (юг Московской области) // Почвоведение. 2017. № 3. С. 345–353. https://doi.org/10.7868/S0032180X17030029
6. *Базилевич Н.И., Родин Л.Е.* Типы биологического круговорота зольных элементов и азота в основных природных зонах Северного полушария // Генезис, классификация и картография почв СССР. М., 1964. С. 121–140.
7. *Вальков В.Ф., Казадаев А.А., Гайдамакина Л.Ф., Перемузова Л.А., Пелипенко О.Ф., Стаев А.А., Нечепуренко В.Э.* Биологическая характеристика чернозема обыкновенного // Почвоведение. 1989. № 7. С. 67–74.
8. *Вальков В.Ф., Казеев К.Ш., Колесников С.И.* Очерки о плодородии почв. Ростов-на-Дону, 2001. 240 с.
9. *Вальков В.Ф., Казеев К.Ш., Колесников С.И.* Почвы Юга России. Ростов-на-Дону: Эверест, 2008. 276 с.
10. *Высоцкий Г.Н.* Покрововедение. Мн.–Л., 1925. 9 с.
11. *Галстян А.Ш.* Унификация методов исследования активности ферментов почв // Почвоведение. 1978. № 2. С. 107–113.
12. *Глумов Г.А.* Исследование современной динамики естественного растительного покрова Южной лесостепи Зауралья. Дис. ... докт. биол. н. Л., 1953. 410 с.
13. *Гончарова Л.Ю., Безуглова О.С., Вальков В.Ф.* Сезонная динамика содержания гумуса и фермента-

тивной активности чернозема обыкновенного карбонатного // Почвоведение. 1990. № 10. С. 86–96.

14. *Даденко Е.В.* Методические аспекты применения показателей ферментативной активности в биодиагностике и биомониторинге почв. Дис. ... канд. биол. н. Ростов-на-Дону, 2004, 158 с.
15. *Даденко Е.В., Мясникова М.А., Казеев К.Ш., Колесников С.И., Вальков В.Ф.* Биологическая активность чернозема обыкновенного при длительном использовании под пашню // Почвоведение. 2014. № 6. С. 724–734. https://doi.org/10.7868/S0032180X14060021
16. *Залесский К.М.* Залежная и пастбищная растительность Донской области. Ростов-на-Дону: Изд-во Сенного отд. Дон. обл. прод. упр., 1918. С. 5–18.
17. Итоги Всероссийской сельскохозяйственной переписи 2016 года: В 8 т. / Федеральная служба гос. статистики. М.: ИИЦ "Статистика России", 2018. Т. 1: Основные итоги Всероссийской сельскохозяйственной переписи 2016 г.: кн. 1: Основные итоги Всероссийской сельскохозяйственной переписи 2016 года по Российской Федерации. 458 с.
18. *Казеев К.Ш., Колесников С.И.* Биодиагностика почв: методология и методы исследований. Ростов-на-Дону: Изд-во Южного федер. ун-та, 2012. 260 с.
19. *Казеев К.Ш., Колесников С.И., Вальков В.Ф.* Биология почв Юга России. Ростов на-Дону: Изд-во ЦВВР, 2004. 350 с.
20. *Караваева Н.А., Денисенко Е.А.* Постагрогенные миграционно-мицелярные черноземы разновозрастных залежей южной лесостепи ЕТР // Почвоведение. 2009. № 10. С. 1165–1176.
21. *Карелин Д.В., Горячкин С.В., Кудиков А.В., Лопес де Гереню В.О., Лунин В.Н., Долгих А.В., Люри Д.И.* Изменение запасов углерода и эмиссии CO_2 в ходе постагрогенной сукцессии растительности на серых почвах в Европейской части России // Почвоведение. 2017. № 5. С. 580–594. https://doi.org/10.7868/80032180X17050070
22. *Кечайкина И.О., Рюмин А.Г., Чуков С.Н.* Постагрогенная трансформация органического вещества дерново-подзолистых почв // Почвоведение. 2011. № 10. С. 1178–1192.
23. *Комаров Н.Ф.* Распашка степей и демутация травостоя и залежей. Смена растительности залежей, как эндодинамический процесс // Этапы и факторы эволюции растительного покрова черноземных степей. М.: Изд-во географ. лит-ры, 1951. С. 256–275.
24. Красная книга почв России: Объекты Красной книги и кадастра особо ценных почв. М.: *МАКС Пресс*, 2009. 576 с.
25. *Кунах О.Н., Балдин А.А.* Экологический аспект твердости почвы в пристенной дубраве // Вісник Дніпропетровського університету. Біологія. Екологія. 2011. Вип. 19. Т. 1. С. 65–74.
26. *Лавренко Е.М.* Степи СССР // Растительность СССР. М.–Л., 1940. Т. 2. 265 с.
27. *Лавренко Е.М., Карамышева З.В., Никулина Р.Н.* Степи Евразии. Л.: Наука, 1991. 146 с.
28. *Литвинович А.В., Дричко В.Ф., Павлова О.Ю., Чернов Д.В., Шабанов М.В.* Изменение кислотно-основных свойств окультуренных дерново-подзолистых почв легкого гранулометрического состава в процессе постагрогенной трансформации // Почвоведение. 2009. № 6. С. 680–686.
29. *Люри Д.И., Горячкин С.В., Караваева Н.А., Денисенко Е.А., Нефедова Т.Г.* Динамика сельскохозяйственных земель России в XX в. и постагрогенное восстановление растительности и почв. М.: ГЕОС М., 2010. 416 с.
30. *Люри Д.И., Карелин Д.В., Кудиков А.В., Горячкин С.В.* Изменение почвенного дыхания в ходе постагрогенной сукцессии на песчаных почвах в южной тайге // Почвоведение. 2013. № 9. С. 1060–1072.
31. *Мигунова В.Д., Кураков А.В.* Структура микробной биомассы и трофические группы нематод в дерново-подзолистых почвах постагрогенной сукцессии в южной Тайге (Тверская область) // Почвоведение. 2014. № 5. С. 584. https://doi.org/10.7868/S0032180X14050165
32. *Миркин Б.М., Наумова Л.Г.* Современное состояние основных концепций науки о растительности. Уфа: Гилем, 2012. 488 с.
33. *Мясникова М.А., Ермолаева О.Ю., Казеев К.Ш., Колесников С.И.* Биологические особенности разновозрастных постагрогенных черноземов Ростовской области // Современные проблемы науки и образования. 2013. № 6. С. 722.
34. *Мясникова М.А., Казеев К.Ш., Ермолаева О.Ю., Черникова М.П., Колесников С.И., Акименко Ю.В., Козунь Ю.С.* Биологические свойства разновозрастных постагрогенных черноземов Ростовской области // Известия Самарского научного центра Российской академии наук. 2016. Т. 18. № 2(2). С. 452–456.
35. *Никитин Б.А.* Методика определения содержания гумуса в почве // Агрохимия. 1972. № 3. С. 123–125.
36. *Орлов Д.С., Бирюкова О.Н., Розанова М.С.* Дополнительные показатели гумусного состояния почв и их генетических горизонтов // Почвоведение. 2004. № 8. С. 918–926.
37. *Петерсон Е.В., Курыляк Е.К.* Свободная и связанная пероксидаза почв // Почвоведение. 1982. № 5. С. 60–67.
38. *Петриков А.В.* Вступительное слово на открытии Всероссийской научной конференции // Агроэкологическое состояние и перспективы использования земель России, выбывших из активного сельскохозяйственного использования. М., 2008. С. 10–14.
39. *Полянская Л.М., Суханова Н.И., Чакмазян К.В., Звягинцев Д.Г.* Особенности изменения структуры микробной биомассы почв в условиях залежи // Почвоведение. 2012. № 7. С. 792–798.
40. *Приходько В.Е., Чевердин Ю.И., Титова Т.В.* Изменение форм органического вещества черноземов Каменной степи при разном использовании, местоположении и увеличении степени гидроморфизма // Почвоведение. 2013. № 12. С. 1494–1504. https://doi.org/10.7868/S0032180X13120095
41. *Приходько В.Е., Манахов Д.В.* Изменение органического вещества почв степного Зауралья при переводе в заповедный режим // Почвоведение. 2014. № 4. С. 401–410. https://doi.org/0.7868/S0032180X14020099

42. *Прудникова М.А., Даденко Е.В., Казеев К.Ш., Ермолаева О.Ю., Колесников С.И.* Биологические свойства залежных черноземов Ростовской области // Политематический сетевой электронный журнал Кубанского государственного аграрного университета (Научный журн. КубГАУ). 2013. № 89(05). http://ej.kubagro.ru/2013/05/pdf/17.pdf

43. *Разумовский С.М.* Закономерности динамики биоценозов. М.: Наука, 1981. 231 с.

44. *Русанов А.М., Анилова Л.В.* Гумусообразование и гумус лесостепных и степных черноземов Южного Предуралья // Почвоведение. 2009. № 10. С. 1184–1191.

45. *Русанов А.М., Булгакова М.А.* Экология естественного восстановления деградированных черноземов // Проблемы агрохимии и экологии. 2018. № 3. С. 65–69.

46. *Русанов А.М., Тесля А.В.* Изменение основных свойств степных черноземов как результат их постагрогенной трансформации // Вестник Оренбургского гос. ун-та. 2012. № 6. С. 98–102.

47. *Русанов А.М., Тесля А.В., Саягфарова А.М.* Восстановление гумусного состояния степных черноземов под многолетней залежью // Вестник Оренбургского государственного университета. 2011. № 12(131). С. 132–134.

48. *Семенов В.М., Лебедева Т.Н., Паутова Н.Б.* Дисперсное органическое вещество в необрабатываемых и пахотных почвах // Почвоведение. 2019. № 4. С. 440–450.

49. *Смелянский И.* Сколько в степном регионе России залежей? // Степной бюллетень. 2012. № 36.

50. *Телеснина В.М., Ваганов И.Е., Карлсен А.А., Иванова А.Е., Жуков М.А., Лебедев С.М.* Особенности морфологии и химических свойств постагрогенных почв южной тайги на легких отложениях (костромская область) // Почвоведение. 2016. № 1. С. 115–129. https://doi.org/10.7868/S0032180X16010111

51. *Телеснина В.М., Курганова И.Н., Лопес де Гереню В.О., Овсепян Л.А., Личко В.И., Ермолаев А.М., Мирин Д.М.* Динамика свойств почв и состава растительности в ходе постагрогенного развития в разных биоклиматических зонах // Почвоведение. 2017. № 12. С. 1514–1534. https://doi.org/10.7868/S0032180X17120115

52. *Толмачев А.И.* Введение в географию растений. Л.: Изд-во Ленингр. ун-та, 1986. 244 с.

53. *Трушков А.В., Одабашян М.Ю., Казеев К.Ш., Колесников С.И.* Изменение содержания органического вещества в постагрогенных почвах Ростовской области // Проблемы агрохимии и экологии. 2019. № 1. С. 53–57.

54. Флора Восточной Европы. СПб.: Мир и семья, 1996. Т. IX. 456 с.; 2001. Т. X. 670 с.; 2004. Т. XI. 536 с.

55. Флора Нижнего Дона / Под ред. Г.М. Зозулина, В.В. Федяевой. Ростов-на-Дону: Изд-во Ростовского ун-та, 1984. Т. 1. 280 с.

56. Флора Нижнего Дона / Под ред. Г.М. Зозулина, В.В. Федяевой. Ростов-на-Дону: Изд-во Ростовского ун-та, 1985. Т. 2. 240 с.

57. *Хазиев Ф.Х.* Методы почвенной энзимологии. М: Наука, 2005. 252 с.

58. *Хазиев Ф.Х.* Методы почвенной энзимологии. М.: Наука, 1990. 189 с.

59. *Хитров Н.Б., Апарин Б.Ф., Карманов И.И., Булгаков Д.С., Молчанов Э.Н., Рожков В.А., Лойко П.Ф., Столбовой В.С.* Сокращение пахотных угодий и посевных площадей в России, агроэкологическая оценка их состояния перспективы дальнейшего использования, задачи нормативно-правового и научного обеспечения рационального использования и охраны земель // Агроэкологическое состояние и перспективы использования земель России, выбывших из активного сельскохозяйственного использования. М., 2008. С. 14–29.

60. *Черепанов К.С.* Сосудистые растения России и сопредельных государств. СПб.: Мир и семья, 1995. 990 с.

61. *Щербакова Т.А.* Ферментативная активность почв и трансформация органического вещества. Мн.: Наука и техника, 1983. 220 с.

62. *Якушев А.В., Кузнецова И.Н., Благодатская Е.В., Благодатский С.А.* Зависимость активности полифенолпероксидаз и полифенолоксидаз в современных и погребенных почвах от температуры // Почвоведение. 2014. № 5. С. 590–597. https://doi.org/10.7868/S0032180X14050268

63. *Bronick C.J., Lal R.* Soil structure and management. P. A review // Geoderma. 2005. V. 124. P. 3–22. https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2004.03.005

64. *Deng L., Shangguan Zh-P., Sweeney S.* Changes in Soil Carbon and Nitrogen following land abandonment of farmland on the Loess Plateau, China // PLoS One. 2013. V. 8(8). e71923. https://doi.org/10.1371/journal.pone.0071923

65. *Heikkinen Ja., Kurganova I., Lopes de Gerenyu V., Palosuo T., Regina K.* Changes in soil carbon stock after cropland conversion to grassland in Russian temperate zone: measurements versus model simulation // Nutrient Cycling in Agroecosystems. 2014. V. 98. Iss. 1. P. 97–106.

66. *Kalinina O., Chertov O., Dolgikh A.V., Goryachkin S.V., Lyuri D.I., Vormstein S., Giani Luise* Self-restoration of postagrogenic Stagnic Albeluvisols: Soil development, carbon stocks and dynamics of carbon pools // Geoderma. 2013. V. 207–208. P. 221–233.

67. *Kalinina O., Giani L., Goryachkin S.V., Lyuri D.I.* Postagrogenic development of vegetation, soils, and carbon stocks under self-restoration in different climatic zones of European Russia // Catena. 2015. V. 129. P. 18–29. https://doi.org/10.1016/j.catena.2015.02.016

68. *Lopes de Gerenyu V.O., Kurganova I.N., Kuzyakov Ya.* Carbon pool and sequestration in former arable chernozems depending on restoration period // Ekologija. 2008. V. 54(4). P. 232–238.

69. *Sileika A.S., Stalnacke P., Kutra S., Gaigalis K., Berankiene L.* Temporal and spatial variation of nutrient levels in the Nemunas River (Lithuania and Belarus) // Environmental Monitoring and Assessment. 2006. V. 122. P. 335–354.

70. *Sinsabaugh R.I.* Phenol oxidase, peroxidase and organic matter dynamics of soil // Soil Boil. Biochem. 2010. V. 47. № 3. P. 391–404.

71. *Sinsabaugh R.L., Lauber C.L., Weintraub M.N., Ahmed B., Allison S.D., Crenshaw C., Contosta A.R., Cusack D., Frey S., Gallo M.E., Gartner T.B., Hobbie S.E., Holland K., Keeler B.L., Powers J.S., Stursova M., Takacs-Vesbach C., Waldrop M.P., Wallenstein M.D., Zak D.R., Zeglin L.H.* Stoichiometry of soil enzyme activity at global scale // Ecology Letters. 2008. V. 11. P. 1252–1264.

72. *Smith J., Smith P., Wattenbach M., Gottschalk P., Romanenkov V.A., Shevtsova L.K.* Projected changes in the organic carbon stocks of cropland mineral soils of European Russia and the Ukraine, 1990–2070 Global Change Biology. 2007. V. 13. P. 342–356.

73. *Susyan E., Wirth S., Ananyeva N.D., Stolnikova E.V.* Forest succession on abandoned arable soils in European Russia – Impacts on microbial biomass, fungalbacterial ratio, and basal CO_2 respiration activity // European J. Soil Biology. 2011. V. 47. P. 169–174.

74. *van der Wal A., van Veen J.A., Smant W., Boschker T.S., Bloem J., Kardol P., van der Putten W.H., de Boer W.* Fungal biomass development in a chronosequence of land abandonment // Soil Boil. Biochem. 2006. V. 38. P. 51–60.

75. *Vladychenskii A.S., Telesnina V.M., Rumyantseva K.A., Chalaya T.A.* Organic matter and biological activity of postagrogenic soils in the Southern Taiga using the example of Kostroma Oblast // Eurasian Soil Sci. 2013. V. 46(5). P. 518–529.

76. *Wang B., Bin Liu G., Xue Sh., Zhu B.* Changes in soil physico-chemical and microbiological properties during natural succession on abandoned farmland in the Loess Plateau // Environ Earth Sci. 2011. V. 62. P. 915–925. https://doi.org/10.1007/s12665-010-0577-4

77. *Zavarzina A.G.* Heterophase synthesis of humic acids in soils by immobilized phenol oxidases // Soil Enzymology. Berlin: Springer-Verlag. 2011. P. 187–205.

Change of Vegetation Cover and Biological Properties of Chernozems in the Postagrogenic Period

M. A. Azarenko (Myasnikova)[1, *], K. Sh. Kazeev[1], O. Yu. Yermolayeva[1], and S. I. Kolesnikov[1]

[1]*Southern Federal University, B. Sadovaya Str., 105/42, Rostov-on-Don, 344006 Russia*

**e-mail: margarita_prudnikova@mail.ru*

Changes in the soil cover and biological properties of ordinary chernozems in the natural succession sequence of laylands differing in age in Rostov oblast have been studied. With the increase of the layland regime, the species diversity of vegetation cover and the humus content in soil increase, while the relative rate of soil biological properties decreases. During 83 years of layland regime the soil compaction increases, the density decreases by 15%, pH values decrease from 8.1 to 7.3. Humus content in 0–10 cm layer increases 2.4 times during this period, invertase activity increases 2.3 times. The activity of peroxidase and polyphenol oxidase decreases. The integral value of the biological state on the 27 and 83 years old layland cropland increased vs. the cropland by 32 and 45%, respectively.

Keywords: steppe zone, deposit, humus, enzymatic activity, agricultural use, Haplic Chernozems