

Номер 8

ISSN 0032-180X
Август 2024



ПОЧВОВЕДЕНИЕ

125 лет журналу

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



НАУКА
— 1727 —

СОДЕРЖАНИЕ

Номер 8, 2024

ГЕНЕЗИС И ГЕОГРАФИЯ ПОЧВ

Выделение поверхностно-карбонатных почв и диагностика почв на пестрых подстилающих породах юга Приволжской возвышенности с помощью обработки космического снимка

И. Н. Горохова, Н. Б. Хитров, Л. А. Тарнопольский 1047

Криогенно-латеральная гипотеза образования материнской породы дерново-подзолистых почв на примере строения рышковской палеопочвы в Танеевском карьере Курской области

*С. А. Сычева, О. С. Хохлова, Е. Г. Ершова,
Т. Н. Мякшина, П. А. Украинский* 1061

ХИМИЯ ПОЧВ

Микроэлементы в маршевых почвах Поморского берега Белого моря

*И. Е. Багдасаров, М. В. Конюшкова, Ю. А. Крюкова,
Д. В. Ладонин, М. А. Цейц, П. В. Красильников* 1077

Оценка динамики органического углерода в почвах юга Восточной Сибири по данным анализа состава стабильных изотопов углерода

В. А. Голубцов, А. А. Черкашина, Ю. В. Вантеева, С. М. Турчинская 1087

БИОЛОГИЯ ПОЧВ

Эколого-трофическая структура сообществ почвенных нематод Южной Чукотки

В. Д. Мигунова, С. Б. Таболин, Л. Б. Рыбалов 1102

Бактериальные сообщества почв в зоне воздействия солеотвала города Соликамска, Пермский край

*А. В. Назаров, Ю. И. Нечаева, Е. С. Корсакова,
А. А. Пьянкова, Е. Г. Плотникова* 1114

АГРОХИМИЯ И ПЛОДОРОДИЕ ПОЧВ

Влияние длительного применения азотных, фосфорных и калийных удобрений на содержание форм соединений фосфора в дерново-подзолистой почве Предуралья

М. Т. Васбиева, Н. Е. Завьялова, Д. Г. Шишков 1125

ДЕГРАДАЦИЯ, ВОССТАНОВЛЕНИЕ И ОХРАНА ПОЧВ

Твердые атмосферные выпадения как источник гидрофобности городских почв и материал для их образования

Н. В. Гончаров, Т. В. Прокофьева, Д. И. Потапов, Г. Н. Федотов 1133

Contents

No 8, 2024

GENESIS AND GEOGRAPHY OF SOILS

Identification of Surface-Carbonate Soils and Soils with Variegated Underlying Rocks
Using Classification of Space Image, the South of Volga Upland

I. N. Gorokhova, N. B. Khitrov, and L. A. Tarnopolsky 1047

Cryogenic-Lateral Hypothesis for the Formation of Parent Rocks for Soddy-Podzols
(a Case-Study of the Structure of Ryshkovo Paleosol (MIS 5e)
in the Taneyev Quarry of the Kursk Region)

*S. A. Sycheva, O. S. Khokhlova, E. G. Ershova,
T. N. Myakshina, and P. A. Ukrainskiy* 1061

SOIL CHEMISTRY

Trace Elements in Marsh Soils of the Pomor Coast of the White Sea

*I. E. Bagdasarov, M. V. Konyushkova, Yu. A. Kryukova,
D. V. Ladonin, M. A. Tseits, and P. V. Krasilnikov* 1077

Regional-Scale Soil Organic Carbon Dynamics Evaluation
in Southeastern Siberia Inferred from Stable Carbon Isotopic Values ($\delta^{13}\text{C}$)

V. A. Golubtsov, A. A. Cherkashina, Yu. V. Vanteeva, and S. M. Turchinskaya 1087

SOIL BIOLOGY

Ecological Structure of Soil Nematode Communities of Southern Chukotka

V. D. Migunova, S. B. Tabolin, and L. B. Rybalov 1102

Soil Bacterial Communities in the Zone of Influence of Salt Dump
(Solikamsk, Perm Krai)

*A. V. Nazarov, Yu. I. Nechaeva, E. S. Korsakova,
A. A. Pyankova, and E. G. Plotnikova* 1114

AGRICULTURAL CHEMISTRY AND SOIL FERTILITY

The Effect of Long-Term Use of Nitrogen, Phosphorus and Potash Fertilizers
on the Content of Forms of Phosphorus Compounds
in the Sod-Podzolic Soil of the Urals

M. T. Vasbieva, N. E. Zavyalova, and D. G. Shishkov 1125

DEGRADATION, REHABILITATION, AND CONSERVATION OF SOILS

Atmospheric Solid Fallouts as a Source of Hydrophobicity
of Urban Soils and Material for Their Formation

N. V. Goncharov, T. V. Prokof'eva, D. I. Potapov, and G. N. Fedotov 1133

ВЫДЕЛЕНИЕ ПОВЕРХНОСТНО-КАРБОНАТНЫХ ПОЧВ И ДИАГНОСТИКА ПОЧВ НА ПЕСТРЫХ ПОДСТИЛАЮЩИХ ПОРОДАХ ЮГА ПРИВОЛЖСКОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ С ПОМОЩЬЮ ОБРАБОТКИ КОСМИЧЕСКОГО СНИМКА

© 2024 г. И. Н. Горохова^{a,*}, Н. Б. Хитров^a (<https://orcid.org/000-0001-5151-5109>), Л. А. Тарнопольский^b

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

^bНаучный геоинформационный центр РАН, ул. Новый Арбат, 11, Москва, 119019 Россия

*e-mail: g-irina14@yandex.ru

Поступила в редакцию 09.01.2024 г.

После доработки 19.02.2024 г.

Принята к публикации 27.02.2024 г.

Цель работы — установить связи между спектральными характеристиками открытой поверхности почвы на снимке Pleiades (25.04.2020) и почвами на ключевом участке со сложной структурой почвенного покрова на территории южной части Приволжской возвышенности Волго-Донской оросительной системы, Волгоградская область. Территория характеризуется высокой литологической неоднородностью: палеогеновые и неогеновые пески и суглинки перекрыты чехлом четвертичных бурых суглинков переменной мощности от 1–2 м до полного выклинивания. Почвенный покров представлен светло-каштановыми солонцовыми комплексами, осложненными мозаикой литологических вариантов и эрозийно-аккумулятивными сочетаниями. На основе цифровых методов обработки спектральных характеристик космического снимка и использования наземной информации о почвах выделено восемь групп почв и построена карта их распространения на ключевом участке площадью 343 га. Группы почв различаются по общим особенностям поверхности почвы, обусловленным наличием и количеством щебня и камней, гранулометрическим составом поверхностного горизонта (от песка до среднего суглинка), наличием осветленных корочек на поверхности, наличием или отсутствием вскипания от HCl с поверхности в зависимости от мощности первого литологического слоя. Внутри отдельных групп объединены почвы с разным строением профиля (агрокаштановые, агроземы, агросолонцы). Почвы одного типа и иногда подтипа попадают в разные группы по спектральным характеристикам. Это обусловлено неполным соответствием свойств поверхности почвы, которые влияют на спектральные характеристики, и внутреннего строения почвенного профиля в целом.

Ключевые слова: спектральная яркость, каменистые почвы, песчаные почвы, вскипающие с поверхности почвы, пестрые суглинки, агрокаштановые почвы, агросолонцы

DOI: 10.31857/S0032180X24080016, **EDN:** KNVXRQ

ВВЕДЕНИЕ

Волгоградская область является одним из крупнейших производителей сельскохозяйственной продукции в Российской Федерации. В структуре сельского хозяйства здесь более 65% приходится на продукцию растениеводства. Основные массивы сельскохозяйственных угодий установились в начале 1960-х гг. после освоения целинных и залежных земель и широкого развития орошения. В настоящее время по данным [11] общая площадь

пахотных земель в области на 01.01.2021 г. составила 5794 тыс. га, из которых около 179 тыс. га орошается.

Для оценки плодородия почв, в том числе орошаемых, необходимо иметь представление о свойствах, определяющих и ограничивающих их плодородие. К числу свойств, ограничивающих плодородие почв, относятся каменистость, щебнистость, песчанистость и карбонатность почв. В настоящее время работы по выявлению таких

почв на сельскохозяйственных угодьях осуществляют с помощью дистанционной информации. Однако интерпретация дистанционных материалов требует обязательного изучения особенностей района исследований на основе полевых работ и лабораторных анализов. Такие работы важны для подтверждения выявленных почв и обоснования выбранного метода обработки космических материалов.

Ранее [6] рассмотрена возможность выделения каменистых, щебнистых и песчаных почвообразующих и подстилающих пород, а также поверхностно-карбонатных почв на орошаемых полях по яркости их изображения на космических снимках. Выявлено, что неоднородность орошаемых полей на снимках отражает как наличие карбонатных пятен, так и расположение на поверхности или близко к поверхности пестрых подстилающих и почвообразующих пород. Между группами таких пятен существуют яркостные различия, что позволяет разделить их. Как продолжение исследований в настоящей работе рассматриваются результаты классификации космического снимка по выделению поверхностно-карбонатных почв и почв, сформированных на пестрых отложениях.

Впервые на миграцию карбонатов в орошаемых почвах обратили внимание волгоградские ученые [4]. Пятнистость на полях, связанную с карбонатами на поверхности орошаемых почв, отмечал и автор [12]. Выделение поверхностно-карбонатных почв по дистанционным материалам рассмотрено в работе [7].

Подстилающие и почвообразующие породы изучались исследователями главным образом по материалам гиперспектральной космической съемки, которая позволила по спектральной яркости в определенных каналах выделять различные глины, крупный песок и супесь [37, 41]. Гиперспектральное дистанционное зондирование обладает высоким спектральным разрешением, что позволяет обнаруживать спектральные свойства многих минералов. Недостатком съемки является ее сложность, когда трудно разобраться в излишних массивах данных. Также гиперспектральная космическая съемка имеет низкое пространственное разрешение (30 м). Иногда, чтобы улучшить ее пространственное разрешение, используется метод объединения изображений, когда информацию из гиперспектральных данных низкого разрешения объединяют с мультиспектральными данными высокого разрешения или панхроматическим изображением той же сцены. Этот подход известен как панорамирование [45]. Однако гиперспектральная съемка и в этом случае недостаточна для изучения почвообразующих и подстилающих пород в пределах поля или нескольких отдельных полей.

Цель работы — выделение каменистых, щебнистых, песчаных и вскипающих с поверхности почв на участке с высокой литологической неоднородностью почвообразующих и подстилающих пород путем классификации мультиспектрального космического изображения сверхвысокого разрешения (Pleiades, 0.6 м) в комплексе с полевыми исследованиями на юге Приволжской возвышенности.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Объектом изучения стала Волго-Донская оросительная система (ОС), расположенная на юге Приволжской возвышенности в Волгоградской области. Ключевой участок исследования находится в границах ФГБУ “Опытная станция “Орошаемая”, которая занимает центральную часть Волго-Донской ОС (рис. 1).

Приволжская возвышенность представляет собой слабовыпуклое плато с высотами 100–170 м, рассеянное многочисленными речными долинами, оврагами и балками.

Основными почвообразующими породами юга Приволжской возвышенности являются палеогеновые (эоцен и палеоцен) кварцевые пески, неогеновые (ергенинская свита) пески, скифские красно-бурые глины и четвертичные лёссовидные суглинки.

Юг Приволжской возвышенности входит в подзону каштановых почв. Почвенный покров представлен почвенными комбинациями, включающими светло-каштановые несолонцеватые почвы на водораздельных пространствах, светло-каштановые солонцовые комплексы с разным долевым участием солонцов в автоморфных, полугидроморфных и гидроморфных условиях, сочетания и пятнистости лугово-каштановых, луговых почв разной степени засоления и солонцеватости, аллювиальные почвы в долинах рек [5, 10, 13].

Ключевой участок исследования расположен на правом крутом берегу балки Песчаная и охватывает несколько полей, для которых характерны каменистость и щебнистость, выходы песков, песчаные, супесчаные и суглинистые почвообразующие и подстилающие породы. В результате антропогенного воздействия (вспашка, орошение) и эрозионного смыва здесь широко распространены вскипающие с поверхности карбонатные почвы.

В сентябре–августе 2022 г. проводили полевые обследования ключевого участка. Заложили 3 почвенно-топографических профиля с описанием почв и почвообразующих пород и 27 разрезов и прикопок.

При полевом обследовании использовали руководство по морфологическому описанию почв [23], название почв давали по трем классификациям: СССР [16] (далее К-1977), России [15, 20, 27, 28]

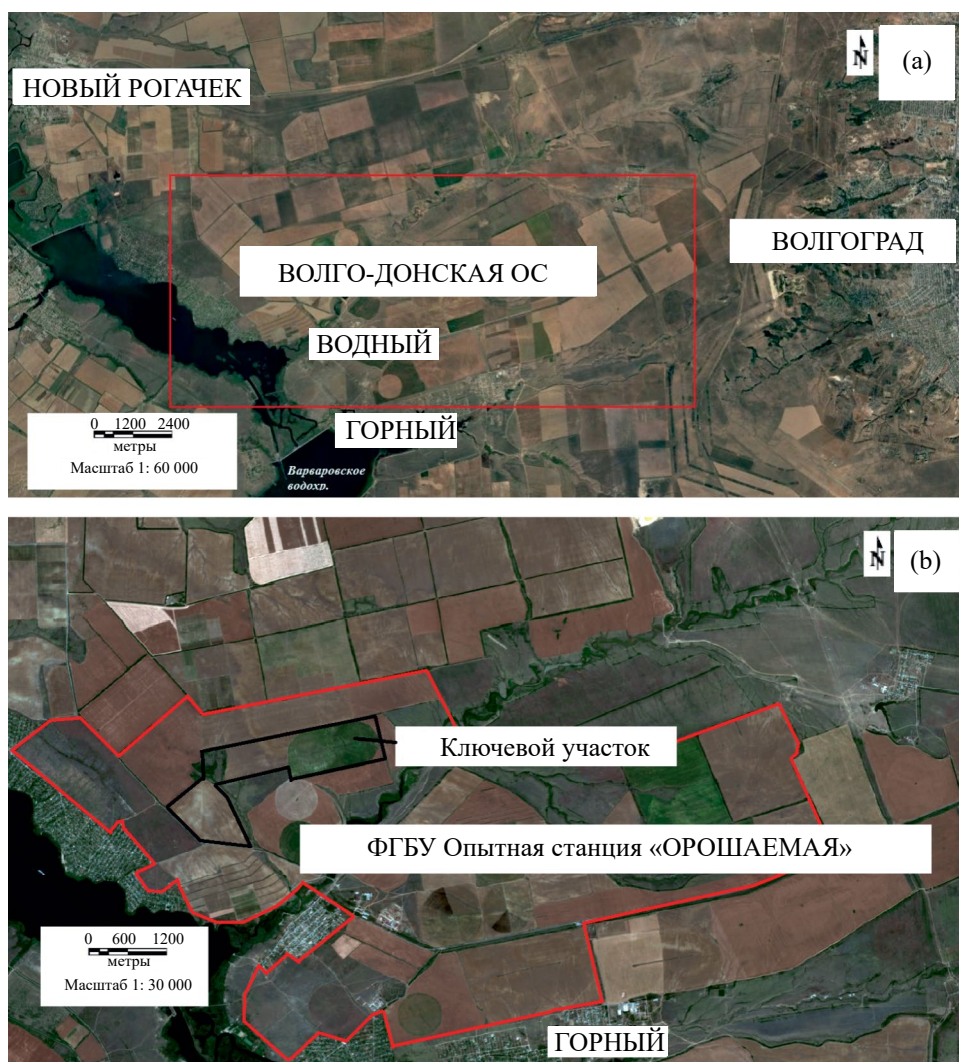


Рис. 1. Расположение Волго-Донской ОС, отображенное на космическом снимке с портала Google Earth (Pleiades, 25.05.2021) (а); территория ФГБУ «Опытная станция «Орошаемая» и ключевой участок исследований на космическом снимке (Sentinel-2, 28.06.2020) (б).

(далее РК-2004) и международной WRB [36] (далее WRB-2015).

В камеральных условиях после анализа полученного материала выявлены визуальные и спектральные различия на космическом снимке Pleiades (25.04.2020) с разрешением 0.5–0.7 м каменистых, щебнистых и песчаных почв и их отличие от поверхностно-вскипаяющих почв. Была составлена таблица спектральных диапазонов исследуемой группы почв, которая представлена работе [6]. Спектральную яркость определяли с помощью скользящего окна диаметром 15 м (точность привязки на местности GPS–приемника) в 4 каналах: синем, В1 (0.43–0.55 мкм), зеленом, В2 (0.49–0.61 мкм), красном, В3 (0.60–0.72 мкм), ближнем инфракрасном, В4 (0.79–0.95 мкм).

Опираясь на составленную таблицу в программе Random Forest, провели классификацию космического изображения ключевого участка с выделением 8 классов. Полученную статистическую модель оценивали по следующим параметрам [35]:

1. Матрица ошибок, как правило, используется для классификации несбалансированного набора данных. Матрица сравнивает фактические значения с прогнозными, предсказанными моделью машинного обучения. В матрице ошибок на диагонали отмечается количество правильно отнесенных пикселей к выделенным классам, т.е. где прогнозные значения соответствуют фактическим значениям. Все, что расположено выше, это ложно-положительные результаты, а ниже — ложно-негативные.

Из матрицы на рис. 2 видно, что из набора данных контрольной выборки для всего ключевого

Матрица ошибок

Истинные значения	1	31	0	0	1	0	0	0	0
	2	0	21	0	0	0	0	0	0
	3	0	0	101	0	0	0	0	0
	4	0	0	0	126	0	0	0	0
	5	0	0	3	0	132	2	4	3
	6	0	0	0	0	3	94	3	2
	7	0	0	0	0	2	2	141	4
	8	0	0	0	0	0	2	11	193
		0	2	3	4	5	6	7	8
Предсказанные значения									

Рис. 2. Матрица ошибок классифицированного изображения почв (8 классов) по космическому снимку высокого разрешения Pleiades, 25.04.2020, в пикселах (контрольная выборка).

участка с открытой поверхностью почв классы правильно идентифицируются (0.91–0.97) практически во всех случаях.

2. Кросс-валидация — способ оценки модели, который предусматривает применение скользящего контроля или перекрестной проверки. В этом случае фиксируется некоторое множество разбиений исходной выборки на две подвыборки: обучающую и контрольную. Для каждого разбиения выполняется настройка алгоритма по обучающей подвыборке, затем оценивается его средняя ошибка на объектах контрольной подвыборки. Оценкой скользящего контроля называется средняя по всем разбиениям величина ошибки на контрольных подвыборках. В настоящем случае при применении алгоритма треть выборки оставляли для тестирования, которая не участвовала в обучении. Точность классификации по тестовому набору данных (30% от общего набора) составила 0.94.

3. Точность — это доля правильных ответов модели в пределах класса относительно всех объектов, которые система отнесла к этому классу.

4. Полнота — это доля истинно положительных классификаций (где прогнозные значения соответствуют фактическим значениям). Полнота показывает, какую долю объектов, реально относящихся к положительному классу, модель предсказывает верно.

5. F-мера. В реальной жизни максимальная точность и полнота недостижимы одновременно и

Таблица 1. Статистические показатели классификации изображения почв, 8 классов с использованием алгоритма Random Forest по космическому снимку Pleiades (25.04.2020) (контрольная выборка)

Класс/параметр (метрика)	Точность	Полнота	F-мера	Выборка
1	1.00	0.97	0.98	32
2	1.00	1.00	1.00	21
3	0.96	0.99	0.98	102
4	0.99	1.00	1.00	126
5	0.92	0.92	0.92	144
6	0.94	0.92	0.93	102
7	0.89	0.95	0.92	149
8	0.95	0.91	0.93	213
Доля правильных ответов	—	—	0.94	889

приходится искать некий баланс между ними. Необходим параметр, который объединял бы в себе информацию о точности и полноте алгоритма. Именно такой метрикой является F-мера, которая не зависит от соотношения классов и потому применима в условиях несбалансированных выборок. F-мера представляет собой гармоническое среднее между точностью и полнотой. Она стремится к нулю, если точность или полнота стремятся к нулю.

Все показатели (метрики) классификации контрольной выборки, состоящей из пикселей на снимке, соответствующие классам почв на ключевом участке, представлены в табл. 1.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

На рис. 3 представлены результаты классификации космического снимка высокого разрешения (Pleiades, 25.04.2020), на котором отражены 8 групп почв на территории ключевого участка площадью 343 га. Нумерация групп проведена от объектов с наибольшей спектральной яркостью (наиболее светлых) до таковых с наименьшей яркостью (наиболее темных). Перечисление почв с указанием их строения выполнено по группам, хотя доля площади, занимаемая каждой группой, изменяется в обратном порядке: наиболее светлые с поверхности почвы группы 1 встречаются реже всего, а почвы группы 8 с наименьшей спектральной яркостью являются фоновыми, занимая около трети всей территории. Признаки почв, которые оказали

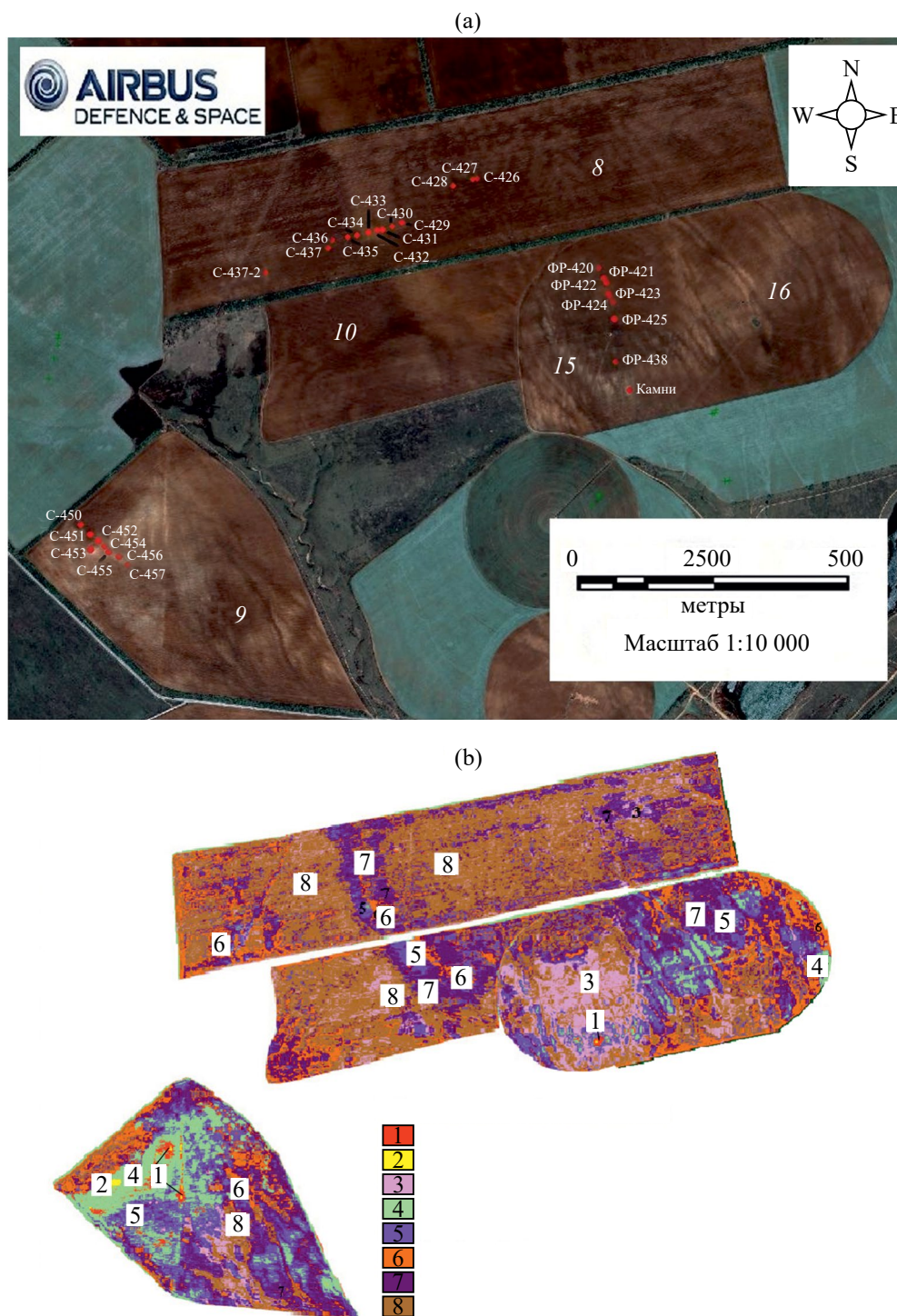


Рис. 3. Ключевой участок исследований и точки полевого опробования (2022 г.) на космическом снимке со спутника Pleiades (25.04.2020) (a) (на снимке крупным курсивом указаны номера полей, буквенными и цифровыми значениями — номера точек опробования); результат классификации космического изображения на 8 классов (b): 1 — каменистые с поверхности почвы; 2 — песчаные очень слабо каменистые с поверхности почвы, не имеющие вскипания от HCl; 3 — очень слабо каменистые агросолонцы с осветленными корочками на поверхности, не имеющими вскипания; 4 — очень слабо каменистые супесчаные почвы, не вскипающие с поверхности; 5 — очень слабо каменистые вскипающие с поверхности почвы на двучленных отложениях с мощностью первого литологического слоя суглинков около полуметра; 6 — очень слабо каменистые не вскипающие с поверхности почвы на двучленных отложениях с мощностью первого литологического слоя суглинков около полуметра; 7 — вскипающие с поверхности почвы на палево-бурых суглинках, имеющих мощность 70 см и больше; 8 — не вскипающие с поверхности почвы на палево-бурых суглинках, имеющих мощность 70 см и больше.

влияние на спектральную яркость и способствовали выделению восьми групп почв, систематизированы в виде схемы (рис. 4).

Самая высокая спектральная яркость характерна для группы 1 и чуть ниже для группы 2 почв. Они занимают самые маленькие по площади ареалы, которые составляют 1.61 (0.5%) и 0.43 га (0.1%) соответственно.

Почвы группы 1 выделяются скоплениями плоского карбонатного щебня на поверхности. Щебень светлый, его размеры 2–10 см, обилие 100–300 шт./м². Почва – агрозем карбонатный сильно-щебнистый на щебнисто-суглинистых отложениях с профилем Pca,sk'''–Cca,sk''' (пахотная неполно-развитая поверхностно-сильнокаменистая почва по К-1977; Calcaric Skeletic Leptosol (Aric, Loamic) по WRB-2015).

Почвы группы 2 приурочены к выходам на поверхность песков, содержащих мелкие силикатные камешки (размер до 2 см, обилие 1–2 шт./м²). Почва – агрозем псевдофибровый песчаный на слабокаменистых разноцветных песках с профилем P1sk'–P2ff,sk'–BC1sk'–2BC2–3D–4D2 (сильно-мытая пахотная песчаная на слабокаменистых песках по К-1977; Lamellic Arenosol (Aric, Ochric) по WRB-2015).

Общая площадь почв группы 3 составляет 27.8 га, или 8.1%. Группа 3 состоит из очень слабо каменистых не вскипающих с поверхности агросолонцов на двучленных отложениях с подстиланием с 50 см зелеными глауконитовыми суглинками и вскипающих с поверхности также очень слабо каменистых агроземов солонцеватых на зеленых суглинках.

Особенностями поверхности солонцовых почв этой группы являются, во-первых, наличие редких

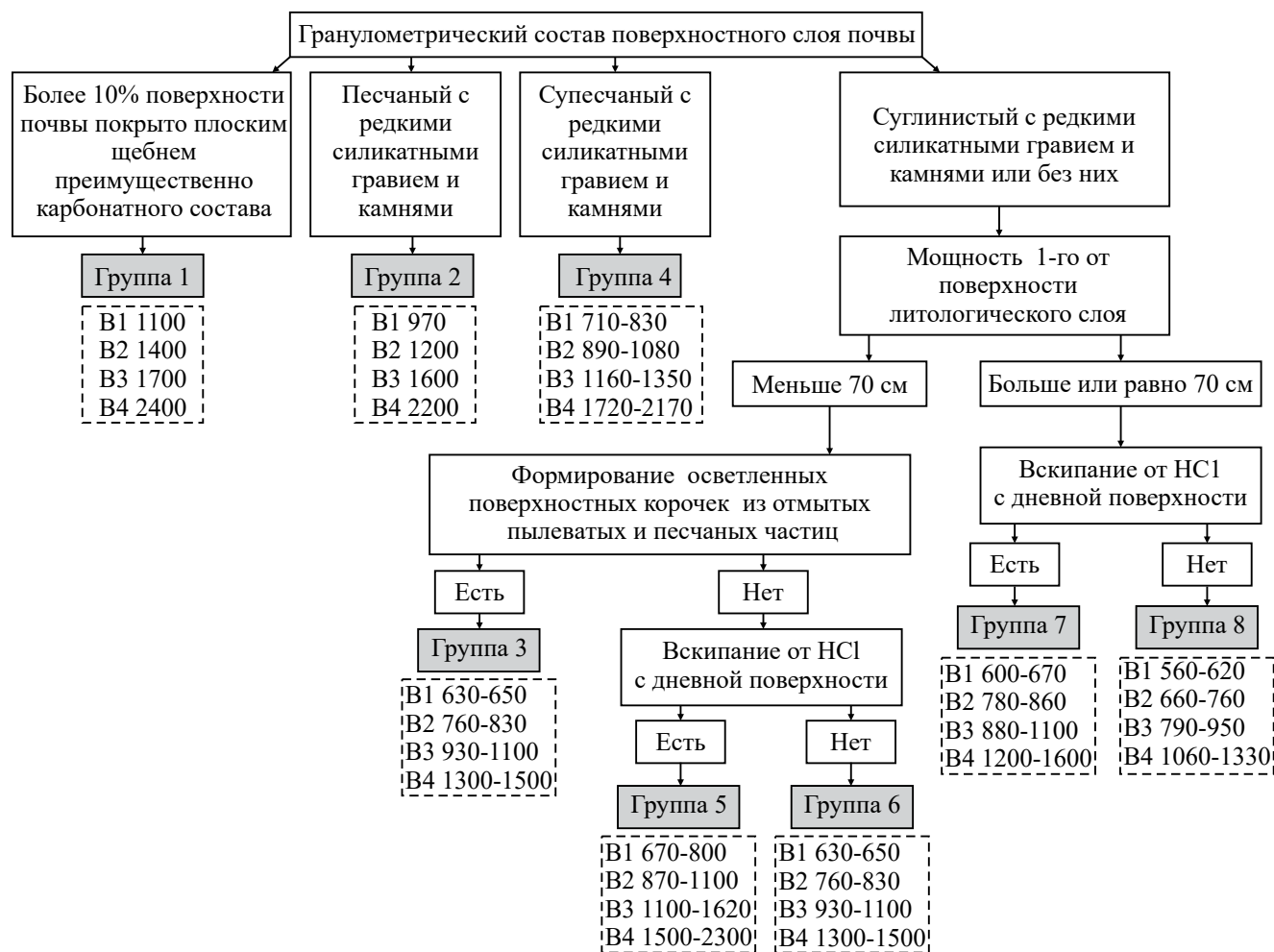


Рис. 4. Схема признаков почв, влияющих на спектральную яркость космического снимка (Pleiades, 25.04.2020). В пунктирных рамках указаны интервалы средней спектральной яркости в четырех каналах для нескольких точек опробования в каждой группе почв (группы 4–8) и безинтервальные значения для одной точки опробования (группы 1–2).

камней размером 2–5 см (редко до 10 см) и обилие от 3 до 20 шт./м², во-вторых, сетка трещин, разбивающих почвенную массу на блоки диаметром 10–15 см между узкими (0.5–1 см) трещинами и до 40–60 см между широкими (1.5–2 см) трещинами, в-третьих, осветленные поверхностные корочки и наличие скелетан из отмытых песчаных зерен и линз песка в пахотном горизонте, возникавших при разрушении агрегатов во время полива водами с повышенным содержанием ионов натрия.

Полные названия почв, входящих в группу 3:

– агроземы аккумулятивно-карбонатные солонцеватые профильно-вскипающие среднесуглинистые опесчаненные поверхностно очень слабо каменистые на зеленых (глауконитовых) суглинках, подстилаемых со 100–110 см слоистыми зелеными глинистыми и песчаными отложениями с профилем P1ca,sk'–P2ca,ad,sk'–Bca,sn–BCAmc,sn–BC(ca),cs–2BDcs–2Dcs–3D2 (светло-каштановыми пахотными солонцеватыми карбонатными среднесуглинистыми по K-1977; Luvic Kastanozem (Aric, Loamic, Protosodic, Raptic) по WRB-2015);

– агросолонцы светлые сегрегационные срединно-вскипающие среднесуглинистые очень слабо каменистые на двучленных отложениях из каменистых бурых суглинков до 50 см на зеленых глауконитовых суглинках, подстилаемых с 70–80 см очень сильно щебнистыми отложениями, профиль P1sk'–P2ad,sk'–SNsk'–BCA1nc,sn,sk'–2BCA2nc,sn,sk'–3Dsk'''ca,ic (солонцы степные каштановые пахотные срединно-карбонатные среднесуглинистые на двучленных суглинистых каменистых отложениях по K-1977; Haplic Solonetz (Aric, Loamic, Cutanic, Ochric, Endoskeletal, Raptic) по WRB-2015).

Общая площадь почв группы 4 составляет 24.18 га, или 7%. Эта группа включает супесчаные слабокаменистые почвы на двучленных отложениях, второй литологический слой которых начинается на глубине 30–50 см и представлен красноцветными песками, или зелеными (глауконитовыми) песками, или легкими суглинками:

– агроземы ожелезненные глинисто-иллювирированные агроабрадированные агроперуплотненные супесчанно-песчаные очень слабо каменистые с профилем P1sk'–P2ad,sk'–P3pb,ad,sk'–Bf,i,sk'–2BD–3D2–4D3ff (светло-каштановые пахотные супесчаные почвы на двучленных отложениях по K-1977; Rhodic Brunic Arenosol (Aric, Ochric, Raptic) по WRB-2015);

– агроземы аккумулятивно-карбонатные сегрегационные литохромные агроабрадированные высоковскипающие супесчанно-легкосуглинистые очень слабо каменистые с профилем P1sk'–P2sk'–P3pb,(ca),sk'–2BCAnc–2BCsa–3D(ca) (светло-каштановые пахотные супесчаные почвы на двучленных отложениях по K-1977; Eutric Cambisol

(Aric, Epiarenic, Katoloamic, Ochric, Protocalcic, Raptic) по WRB-2015);

– агроземы гумусово-стратифицированные литохромные глубоковскипающие супесчанно-легкосуглинистые очень слабо каменистые на зеленых суглинках с профилем P1rh,sk'–P2rh,sk'–2Ppa,sk'–2B–2Bca–2BCsa–2Csa (светло-каштановые пахотные супесчаные намытые почвы по K-1977; Eutric Cambisol (Aric, Epiarenic, Katoloamic, Areninovic, Ochric, Raptic) по WRB-2015).

Почвы групп 5 и 6 сформированы на двучленных отложениях, верхний литологический слой которых имеет мощность 30–55 см и представлен суглинистыми отложениями с очень редким силикатным гравием и камнями. Отличаются эти группы друг от друга, в первую очередь, по вскипанию с дневной поверхности: наличию в группе 5 и отсутствию в группе 6.

Общая площадь почв группы 5 составляет 64.2 га, или 18.7%. Все почвы этой группы имеют сильное вскипание от HCl с дневной поверхности, среднесуглинистый гранулометрический состав с редкой встречаемостью силикатного гравия и камешков как на поверхности, так и в поверхностных горизонтах и литологическую слоистость почвенного профиля. Поверхностный литологический слой имеет мощность от 30 до 55 см и представлен очень слабо каменистыми средними суглинками бурого цвета. Под ним встречаются пески разного цвета (морфоны зеленые, красные, ржаво-оранжевые, палевые) с камнями либо суглинки пестрой окраски (морфоны зеленые, палевые, бурые, красно-бурые, ржаво-оранжевые) с обильными прожилками гипса и ярко выраженными пленками из мелкокристаллического гипса (гипсанами).

В группу 5 входят разные подтипы агроземов аккумулятивно-карбонатных профильно-вскипающих среднесуглинистых:

– сегрегационные солонцеватые агроперуплотненные литохромные – профиль P1sk'–P2ad,sk'–Bsn,sk'–Bca,sn,sk'–BCAnc,sn,sk'–2Dca–2Dca,q–2Dca,q,cs (светло-каштановые пахотные солонцеватые среднесуглинистые на двучленных суглинистых отложениях разного цвета: красных песчаных суглинках, подстилаемых с 50 см карбонатными зелеными суглинками с оранжево-ржавыми пятнами, по K-1977); Luvic Kastanozem (Aric, Loamic, Protosodic, Raptic) по WRB-2015);

– сегрегационно-натечные агроперуплотненные гипсосодежающие – профиль P1ca,sk'–P2ca,ad,sk'–P3ca,pb,sk'–BCAnc,ic,sk'–2Dca,cs,sand (светло-каштановые пахотные карбонатные среднесуглинистые на двучленных отложениях: палево-бурых суглинках с камнями, подстилаемых с 50 см пестрыми песками с карбонатами, по K-1977; Luvic Kastanozem (Aric, Loamic, Protosodic, Raptic) по WRB-2015);

— мицелярно-диффузные солонцеватые агропереуплотненные литохромные — профиль P1ca,sk'—P2ca,ad,sk'—P3ca,pb,sk'—2BCAmc,dc,sn—2Dca,sn,loam—3D3ca,sn—4D4ca,sn (светло-каштановые пахотные солонцеватые карбонатные среднесуглинистые на двучленных отложениях: палево-бурых суглинках с камнями, подстилаемых с 28 см пестрыми суглинками, по K-1977; Luvic Kastanozem (Aric, Loamic, Protosodic, Raptic) по WRB-2015);

— диффузные солонцеватые гипсосодержащие — профиль P1ca,sk'—P2ca,sk'—3ca,pb,sk'—BCAdc,sn,sk'—2BDca,cs—3D2sand—4D3clay (светло-каштановые пахотные солонцеватые карбонатные среднесуглинистые на палево-бурых суглинках, подстилаемых с 55 см пестроцветными суглинками с гипсом, с 120 см зеленым песком с линзами суглинка, с 150 см оливковой глиной с прослоями суглинка, по K-1977; Luvic Gypsic Kastanozem (Aric, Loamic, Protosodic) по WRB-2015).

Площадь почв группы 6 составляет 35.2 га, или 10.3%. Общими свойствами этой группы являются, во-первых, отсутствие вскипания от HCl с дневной поверхности до глубины 28–40 см, во-вторых, наличие очень слабой каменистости на дневной поверхности, в-третьих, малая мощность первого от поверхности литологического слоя, составляющая 50–55 см, в-четвертых, легко- или среднесуглинистый гранулометрический состав, в-пятых, проявление солонцеватости в средней части профиля. Почвообразующий материал поверхностного литологического слоя различается по окраске: встречаются красные, рыжие и бурые песчаные суглинки.

Почвы, входящие в группу 6:

— агрокаштановые солонцеватые квазиглееватые сегрегационные высоковскипающие легкосуглинистые очень слабо каменистые с профилем P1sk'—P2sk'—P3sk'—BMKsn—BCAnc—2BD1ca,nc,sand—3BD2ca,nc,loam—4D3(ca),sand (светло-каштановые пахотные солонцеватые легкосуглинистые на бурых очень слабо каменистых суглинках, подстилаемых с полуметра слоистыми отложениями, по K-1977; Luvic Kastanozem (Aric, Loamic, Protosodic, Bathyarenic) по WRB-2015);

— агроземы аккумулятивно-карбонатные сегрегационные солонцеватые квазиглееватые литохромные высоковскипающие глубокогипсосодержащие среднесуглинистые очень слабо каменистые с профилем P1sk'—P2sk'—Bsn,sk'—Bca,sn,sk'—BCAnc,sn,sk'—2Dca—2Dca,q—2Dca,q,cs—3D2q (светло-каштановые пахотные солонцеватые среднесуглинистые на двучленных суглинистых отложениях: рыжих песчаных суглинках, подстилаемых с 50 см пестроцветными суглинками, по K-1977; Luvic Kastanozem (Aric, Loamic, Protosodic, Raptic) по WRB-2015);

— агроземы солонцеватые литохромные краснокветные высоковскипающие глубокогипсосо-

держащие среднесуглинистые очень слабо каменистые с профилем P1sk'—P2sk'—P3sk'—P4pb,(ca),sk'—Bca,sn,ro,sk'—2Dca,nc—Dcs (светло-каштановые пахотные солонцеватые среднесуглинистые на двучленных суглинистых отложениях разного цвета: красных песчаных суглинках, подстилаемых с 50 см карбонатными зелеными суглинками с оранжево-ржавыми пятнами, по K-1977; Eutric Cambisol (Aric, Loamic, Ochric, Raptic) по WRB-2015).

Группы 7 и 8 характеризуются наиболее мощным (70–150 см) первым от поверхности литологическим слоем палево-бурых суглинков, в пределах которого была возможность формирования всех основных генетических горизонтов почв солонцовых комплексов. Их отличие друг от друга обусловлено преимущественно наличием (группа 7) или отсутствием (группа 8) вскипания от HCl с дневной поверхности.

Общая площадь почв группы 7 составляет 73.5 га, или 21.4%. Группа включает почвы, вскипающие от HCl с дневной поверхности и развитые на палево-бурых суглинках мощностью 70 см и более, подстилаемых пестрыми суглинками или песками с гравием и без него:

— агрокаштановые солонцеватые сегрегационные профильно-вскипающие среднесуглинистые почвы P1ca—P2ca—BMKca,sn—Bca,sn—BCAnc—BCca—2Dca,loam (светло-каштановые пахотные солонцеватые карбонатные среднесуглинистые почвы по K-1977; Luvic Kastanozem (Aric, Loamic, Protosodic, Raptic) по WRB-2015); палево-бурые суглинки в этих почвах имеют мощность 80–100 см, глубже они подстилаются зелеными суглинками с силикатным гравием или красными песчаными суглинками с силикатным гравием;

— агрокаштановые солонцеватые карбонатно-гумусово-стратифицированные сегрегационные сложно-вскипающие среднесуглинистые P1ca,rh—P2—P3—BMKsn—Bca,sn—BCAnc,sn—2BDca,nc,ro (светло-каштановые пахотные солонцеватые с натасленным карбонатным слоем среднесуглинистые почвы по K-1977; Luvic Kastanozem (Aric, Loamic, Novic, Protosodic, Raptic) по WRB-2015); вскипание от HCl наблюдается в намытой части пахотного слоя 0–20 см, нижняя часть пахотного слоя и ксерометаморфический горизонт сохранились выщелоченными от карбонатов, нижележащие горизонты имеют природное распределение карбонатов;

— агроземы аккумулятивно-карбонатные сегрегационные солонцеватые профильно-вскипающие среднесуглинистые P1ca—P2ca—P3ca,pb—Bca,sn—BCAnc—BCca—2Dca,sk',sand (светло-каштановые пахотные солонцеватые карбонатные слабосмытые среднесуглинистые почвы по K-1977; Luvic Kastanozem (Aric, Loamic, Protosodic, Raptic) по WRB-2015); почвы подстилаются со 100–120 см карбонатным песком с редким гравием и камнями;

— агроземы аккумулятивно-карбонатные сегрегационные профильно-вскипающие легкосуглинистые P1ca–P2ca–Bca–BCAnc–BCsa–2D(ca,sk'),sand (светло-каштановые пахотные карбонатные слабосмытые легкосуглинистые почвы по К-1977; Haplic Kastanozem (Aric, Loamic, Raptic) по WRB-2015); почвы подстилаются со 100–120 см бескарбонатным тонкозернистым песком с редким карбонатным гравием;

— агроземы аккумулятивно-карбонатные сегрегационные гипсосодержащие профильно-вскипающие среднесуглинистые очень слабо каменистые P1ca,sk'–P2ca,ad,sk'–P3ca,pb,sk'–Bca,sk'–BCAnc,sk'–2BCAnc,i–3Dca,dc,cs,sand (светло-каштановые пахотные карбонатные слабосмытые среднесуглинистые почвы по К-1977; Haplic Kastanozem (Aric, Loamic, Raptic) по WRB-2015); почвы развиты на бурых очень слабо каменистых суглинках, подстилаемых с 70 см пестроцветными (зелеными, красными, желтыми) карбонатными песками с силикатным гравием и гипсом.

Согласно полевым исследованиям и классификации снимка, фоновой и преобладающей является почва группы 8, характеризующая наименьшей спектральной яркостью. Ее общая площадь составляет 115.7 га, или 33.8%. Она включает почвы, не вскипающие от HCl с дневной поверхности и формирующиеся на палево-бурых суглинках мощностью 70 см и более, подстилаемых пестрыми суглинками или песками:

— агрокаштановые солонцеватые сегрегационные высоковскипающие среднесуглинистые P1–P2–BMKsn–Bca,sn–BCAnc,sn–BCsa–2Dca,sand (светло-каштановые пахотные солонцеватые по К-1977, Luvic Kastanozem (Aric, Loamic, Protosodic, Bathyarenic) по WRB-2015); почвы развиты на бурых суглинках мощностью 100–120 см, глубже они подстилаются зелеными суглинками с гравием или песком;

— агроземы аккумулятивно-карбонатные сегрегационные солонцеватые высоковскипающие легкосуглинистые P1–P2–P3pb,(ca)–Bca,sn–BCAnc,sn–2BDcs,(ca)–2Dsand (светло-каштановые солонцеватые пахотные слабосмытые по К-1977; Haplic Kastanozem (Aric, Pantoloamic, Bathyarenic, Raptic) по WRB-2015); почвы подстилаются с глубины 70–100 см зелеными (глауконитовыми) суглинками с гипсом или карбонатным зеленым песком;

— агросолонцы светлые сегрегационные срединно-вскипающие средне-тяжелосуглинистые P1–P2–P3–SN–BCAnc,sn–BCAnc–2Dloam+ sand–3D2sand (солонцы степные каштановые пахотные среднесуглинистые по К-1977; Haplic Solonetz (Aric, Loamic, Cutanic, Raptic) по WRB-2015); бурые суглинки имеют мощность 70–90 см, глубже залегают слоистые зеленые карбонатные суглинки и пески.

Соотношение площади восьми групп почв представлено на рис. 5.

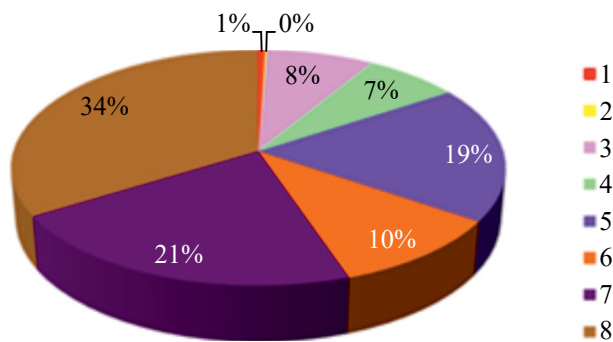


Рис. 5. Долевое участие восьми групп почв на ключевом участке, выделенных по спектральным характеристикам космического снимка. Обозначения групп см. рис. 3.

Таким образом, в результате классификации были выделены ареалы скопления камней и распространения песков на поверхности почв, которые создают помехи при обработке полей и нуждаются в мелиорации (удаление камней, закрепление песков) в первую очередь. Особого внимания требуют супесчаные почвы, почвы с каменистыми, щебнистыми отложениями на глубине около 50 см.

Широкое распространение поверхностно-вскипающих карбонатных почв отражает антропогенное влияние на почвенный покров, когда в результате вспашки и эрозии почв карбонаты оказываются на поверхности. Такие почвы способствуют образованию корки, формирующейся на поверхности поля после ливневых дождей или поливов.

ОБСУЖДЕНИЕ

Андроников писал, что “почва, как природный объект, имеющий определенное строение генетического профиля и различные почвенные горизонты, не изображается на аэроснимках. На них мы видим показатели только поверхностного горизонта. Однако этот основной поверхностный горизонт генетически связан со всем профилем почвы. Поэтому, анализируя изображение поверхностного горизонта по аэро- и космическим снимкам, можно в большинстве случаев не только определять, дешифрировать смену и границы почв, но и (при полевых исследованиях при наличии образцов – эталонов дешифрирования почв или почвенных карт) проводить определение почвенного покрова” [2, с. 39]. Используя этот подход, были разработаны методики картографирования почв с использованием дешифрирования почв по аэро- и космическим снимкам [2, 3, 17, 18, 25].

Исследование разными авторами связи между свойствами поверхностных горизонтов почв и спектральными характеристиками по материалам дистанционного зондирования Земли показало,

что на спектр отражения излучений почв оказывают влияние содержание органического вещества [2, 9, 19, 21, 22, 32–34, 42–44], карбонатов [7, 8, 29, 32], легкорастворимых солей [9, 24, 32, 38, 39], различных соединений железа [2, 32], а также влажность [1, 2, 19, 26, 32, 40, 44], гранулометрический состав почв [2, 30, 44, 46], шероховатость [26], каменистость поверхности [2, 14, 21], наличие корок [9, 22, 31].

Указанные свойства имеют разное проявление в почвах, что создает региональную специфику дистанционной диагностики почв по спектральным характеристикам открытой поверхности.

Китайские ученые [38] использовали оптическую и мультиспектральную съемку со спутника ЕТМ+ для определения засоления почв с разных глубин (0–10, 10–30 и 30–50 см) на территории оазиса Хиньянг (Китай). Полученные данные показали, что существует высокая корреляция между отражательной способностью и засолением почвы и связь наиболее тесно проявляется в слое почвы 0–10 см.

С помощью дистанционных материалов хорошо выделяются поверхностно-карбонатные почвы на территории Светлоярской ОС в Волгоградской области [7, 8, 29].

Картографирование каменистости почв для Саратовского региона было проведено при совместном использовании спутниковых данных и радарной информации, согласно разработанной специальной модели [21].

Авторами [22] получены хорошие регрессионные модели связи ($R^2 = 0.9$) содержания органического вещества в пахотном горизонте черноземов выщелоченных тяжелосуглинистых и спутниковых данных Landsat 8–9 OLI на примере участка 32 га в Серебряно-Прудском районе Московской области. Отмечается, что наличие корки на открытой поверхности почв способствовало более высокой вариабельности и более низкому коэффициенту детерминации.

Формирование спектральных отражательных свойств поверхности пахотных почв происходит под воздействием целого ряда природных и антропогенных факторов, придающих ей своеобразные признаки. К ним относятся агротехнические обработки, увлажнение и др. Так, [9] при определении содержания гумуса и водорастворимых солей в почвах сельскохозяйственных угодий черноземной зоны отмечает, что на спектральные характеристики влияют различные корки, формирующиеся на поверхности почвы. Эти горизонты могут иметь крайне малую мощность, всего лишь несколько миллиметров, но весьма существенно отличаться по своим свойствам, в том числе и оптическим.

В представленной работе показано, что спектральные яркости восьми групп почв на разных

почвообразующих и подстилающих породах хорошо характеризуют свойства собственно поверхности почвы, а также пахотного горизонта. Строение профиля почв отражается значительно хуже.

По поверхностным свойствам на исследуемом участке юга Приволжской возвышенности очень хорошо выделяются ареалы с сильной каменистостью (группа 1) и песчаные почвы (группа 2). Эти ареалы самые светлые.

Достаточно надежно дешифрируются ареалы супесчаных с поверхности почв (группа 4). Однако в пределах этой группы невозможно различить ареалы агроземов ожелезненных супесчано-песчаных, агроземов аккумулятивно-карбонатных высококовскипающих супесчано-легкосуглинистых и агроземов гумусово-стратифицированных (намыто-наташенных со склона) литохромных глубоковскипающих супесчано-легкосуглинистых. Почвы имеют близкий по свойствам супесчаный очень слабо каменистый неовскипающий агрогумусовый горизонт Psk', тогда как средняя и нижняя части почвенных профилей развиты из материалов разных пород: бескарбонатных песков разного цвета (красно-бурых, желтых, зеленых), карбонатных и бескарбонатных зеленых (глауконитовых) суглинков. В результате ареалы четвертой группы почв представляют собой эрозионно-аккумулятивные сочетания-мозаики нескольких почв на склоне с переменным уклоном и слоистыми палеоген-неогеновыми песчано-суглинистыми отложениями.

Фоновая группа почв 8 развита на территориях с наибольшей мощностью первого литологического слоя в виде четвертичных палево-бурых средних суглинков. Мощность этих суглинков 70–150 см обеспечила формирование полного профиля основных компонентов светло-каштановых солонцовых комплексов. В пределах поля 8 (рис. 3а), которое использовалось только в богарном земледелии, все почвы, выделенные в группу почв 8 по спектральным характеристикам (рис. 3б), не имеют карбонатов в пахотном горизонте — отсутствие вскипания от HCl с дневной поверхности и в пределах горизонта Р. Это свойство и определило выделение группы 8 как наиболее темной на снимке. Вместе с тем по спектральным характеристикам в пределах этой группы не удалось различить агрокаштановые солонцеватые почвы с полным набором горизонтов, включая ксерометаморфический ВМК, агроземы аккумулятивно-карбонатные солонцеватые высококовскипающие, в которых горизонт ВМК уничтожен вспашкой, и агросолонцы с сохранившимся солонцовым горизонтом SN. Иными словами, ареалы группы почв 8 (рис. 3б) отражают антропогенно-преобразованный каштановый солонцовый комплекс на пологих приводораздельных склонах с палево-бурыми средними суглинками, имеющими мощность более 70 см.

Обратим внимание, что этот солонцовый комплекс в результате антропогенного преобразования стал более сложным за счет появления карбонатных с поверхности почв, которые удалось выделить по спектральным характеристикам в группу 7. Ареалы этой группы вкраплены в фоновый ареал группы 8. Они приурочены к ровным или слабо-вогнутым позициям пологого приводораздельного склона с плащом четвертичных палео-бурых суглинков мощностью 70–150 см. Однако общее их свойство — сильное вскипание от HCl с дневной поверхности — обусловлено разными причинами: (1) частичной припашкой окарбонатченного ксерометаморфического горизонта ВМКса, (2) полного его удаления в результате частичного смыва пахотного горизонта и припашки верхней части аккумулятивно-карбонатного горизонта BCanc или (3) намыва карбонатно-гумусированного материала на агрокаштановые почвы. В результате ареалы группы почв 7 сами по себе являются эрозийно-аккумулятивным каштановым солонцовым комплексом с карбонатным пахотным горизонтом во всех компонентах.

В пределах исследуемого участка на космическом снимке (рис. 3а) и на карте с результатами классификации космического изображения на 8 классов (рис. 3б) видна дуга кольцевой структуры палеоген-неогеновых отложений. Эта дуга проявляется в рельефе в виде более крутого склона длиной около 100 м между более пологими поверхностями с двух сторон от него, в пределах которых доминируют группы почв 7 и 8 с пахотным солонцовым комплексом. На крутой части склона происходит частая литологическая смена слоев отложений небольшой мощности. Это отразилось на возможности выделения групп почв 5 и 6 на двучленных отложениях с мощностью первого литологического слоя около полуметра. Группы между собой различаются по наличию (группа 5) или отсутствию (группа 6) вскипания от HCl с дневной поверхности. Присутствие карбонатов в пахотном слое увеличивает значения спектральной яркости. Каждая из этих групп представлена несколькими почвами. Поэтому ареалы группы 6 представляют литогенные сочетания-мозаики агрокаштановых солонцеватых почв и разных агроземов солонцеватых с бескарбонатными пахотными горизонтами. Ареалы группы 5 также являются сочетаниями-мозаиками агрокаштановых почв и агроземов, которые имеют карбонатные пахотные горизонты. При этом литогенный фон этих мозаик различается.

Таким образом, наблюдается неполное соответствие свойств поверхности почвы и строения почвенного профиля. В результате выделенные группы почв отражают некоторые структуры почвенного покрова, в пределах которых почвы имеют близкие поверхностные свойства и близкие спектральные характеристики.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Представлены результаты классификации космического изображения высокого разрешения (Pleiades, 25.04.2020) территории ключевого участка (343 га), который расположен в границах ФГБУ “Опытная станция “Орошаемая”, входящей в Волго-Донскую ОС в Волгоградской области. Участок исследования находится на юге Приволжской возвышенности. В процессе классификации снимка было выделено восемь групп почв, сформированных на разных почвообразующих и подстилающих породах, преимущественно палеогенового и неогенового возраста, перекрытых плащом четвертичных бурых суглинков переменной мощности от 1–2 м до полного выклинивания. Породы палеогенового и неогенового возраста представлены пестрыми по цвету суглинками, супесями, песками, каменистыми и щебнистыми отложениями. Яркостные различия пятен на поле позволили разделить каменистые, песчаные, супесчаные и щебнистые почвы от суглинистых почв, имеющих или не имеющих вскипание от HCl с дневной поверхности.

На снимке выделено восемь классов, из которых фоновыми являются не вскипающие (34%, группа 8) и вскипающие (21%, группа 7) с поверхности почвы светло-каштановых солонцовых комплексов на палео-бурых суглинках мощностью более 70 см, подстилаемые пестрыми суглинками или песками. Значительную долю площади занимают не вскипающие (10%, группа 6) и вскипающие (19%, группа 5) с поверхности почвы светло-каштановых солонцовых комплексов на очень слабо каменистых суглинках разного цвета (бурых, красно-бурых, зеленых) мощностью 30–60 см, подстилаемых пестрыми суглинками или песками, агросолонцы и сильносолонцеватые почвы с осветленными корочками на поверхности без вскипания (8%, группа 3) и очень слабо каменистые супесчаные почвы (7%, группа 4). Отдельно выделяются небольшие ареалы почв со скоплением плоского карбонатного щебня на поверхности (0.5%) и выходом песка (0.1%) на поверхность. Полученная информация свидетельствует о том, что более половины площади участка нуждается в проведении мелиоративных работ, таких как сбор камней, закрепление песков, улучшение структуры супесчаных почв. Поверхностно-вскипающие карбонатные почвы нуждаются в постоянном рыхлении корки, образующейся на поверхности поля после ливней или поливов.

Внутри отдельных классов объединены почвы с разным строением профиля (агрокаштановые, агроземы, агросолонцы), которые вместе представляют антропогенно преобразованные светло-каштановые солонцовые комплексы с бескарбонатными (группа 8) и карбонатными (группа 7) пахотными горизонтами и проявлением

эрозионно-аккумулятивных процессов на палево-бурых средних суглинках, либо литогенные сочетания-мозаики агрокаштановых солонцеватых и разных агроземов с бескарбонатными (группа 6) и карбонатными (группа 5) пахотными горизонтами. Почвы одного типа и иногда подтипа попадают в разные классы по спектральным характеристикам. Это обусловлено неполным соответствием свойств поверхности почвы, которые влияют на спектральные характеристики, и внутреннего строения почвенного профиля в целом.

В результате по сочетанию анализа спектральных характеристик космического снимка и наземного почвенного обследования катенами и трансектами удастся распознавать разные почвенные комбинации, которые в совокупности образуют структуру почвенного покрова территории.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена при поддержке государственного задания Министерства науки и высшего образования РФ по проекту № 0439-2022-0009, ЕГИСУ НИОКТР № 122022800220-5.

СОБЛЮДЕНИЕ ЭТИЧЕСКИХ СТАНДАРТОВ

В данной работе отсутствуют исследования человека или животных.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Азизов Б.М., Мамедов Р.Г., Султанова Н.Б., Герайзаде А.П. Микрофотометрический анализ влажности почв по данным дистанционной съемки // *Аэрокосмические методы в почвоведении и их использование в сельском хозяйстве*. М.: Наука, 1990. С. 183–189.
2. Андроников В.Л. Аэрокосмические методы изучения почв. М: Колос, 1979. 280 с.
3. Андроников В.Л., Афанасьева Т.В., Симакова М.С. Дешифрирование по аэро- и космическим снимкам почвенного покрова основных природных зон страны для картографирования // *Аэрокосмические методы в почвоведении и их использование в сельском хозяйстве*. М.: Наука, 1990. С. 22–34.
4. Барановская А.В., Азовцев В.И. Влияние орошения на миграцию карбонатов в почвах Поволжья // *Почвоведение*. 1981. № 10. С. 17–26.
5. Волгоградская область: природные условия, ресурсы, хозяйство, население, геоэкологическое состояние. Волгоград: Перемена, 2011. 528 с.
6. Горохова И.Н., Хитров Н.Б. Распознавание каменистых, песчаных и карбонатных с поверхности почв на юге Приволжской возвышенности (Волгоградская область) по космическим // *Почвоведение*. 2023. № 11. С. 1340–1356.
7. Горохова И.Н., Панкова Е.И. Природа пятнистости орошаемых почв сухостепной зоны (на примере Светлоярской оросительной системы) // *Аридные экосистемы*. 2017. Т. 23. № 3(72). С. 44–54.
8. Горохова И.Н., Хитров Н.Б., Прокопьева К.О., Харланов В.А. Почвенный покров Светлоярской оросительной системы через полвека мелиоративных воздействий // *Почвоведение*. 2018. № 8. С. 1033–1044.
9. Гуров А.Ф., Рачкудик В.И., Буданов В.Е. Возможности дистанционного определения содержания гумуса и водорастворимых солей в почвах сельскохозяйственных угодий // *Мониторинг земель. Опыт, проблемы, перспективы развития*. М., 1991. С. 165–180.
10. Дегтярева Е.Т., Жулидова А.Н. Почвы Волгоградской области. Волгоград: Нижне-Волжское книжное изд-во, 1970. 319 с.
11. Доклад о состоянии и использовании земель сельскохозяйственного назначения РФ в 2020 г. М.: Росинформагротех. 2022. 384 с.
12. Зимовец Б.А. Экология и мелиорация почв сухостепной зоны. М.: Почв. ин-т им. В.В. Докучаева, 1991. 248 с.
13. Зинченко Е.В., Горохова И.Н., Круглякова Н.Г., Хитров Н.Б. Современное состояние орошаемых почв юга Приволжской возвышенности. // *Бюл. Почв. ин-та им. В.В. Докучаева*. 2020. Вып. 104. С. 68–109. <https://doi.org/10.19047/0136-1694-2020-104-68-109>
14. Кирьянова Е.Ю., Савин И.Ю. О возможностях оценки контрастности почвенного покрова Саратовского Поволжья по спутниковым данным Landsat // *Цифровая почвенная картография: теоретические и экспериментальные исследования*. М.: Почв. ин-т им. В.В. Докучаева, 2012. С. 190–209.
15. Классификация и диагностика почв России. Смоленск: Ойкумена, 2004. 342 с.
16. Классификация и диагностика почв СССР. М.: Колос, 1977. 247 с.
17. Методика составления крупномасштабных почвенных карт с применением материалов аэрофотосъемки. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 116 с.
18. Методика составления крупномасштабных почвенно-мелиоративной карты и карты мелиоративной оценки почвенного покрова солонцевой

- территории. М.: Почв. ин-т им. В.В. Докучаева, 1985. 95 с.
19. Орлов Д.С. Спектральная отражательная способность почв и их компонентов. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2001. 175 с.
 20. Полевой определитель почв России. М.: Почв. ин-т им. В.В. Докучаева, 2008. 182 с.
 21. Прудникова Е.Ю. Автоматизированное картографирование почв по спутниковым данным для проектирования АЛСЗ (на примере тестовых полей в Саратовском Поволжье). Дис. ...канд. биол. наук. М., 2013. 20 с.
 22. Прудникова Е.Ю., Савин И.Ю., Грубина П.Г. Спутниковая оценка агрономически важных свойств пахотных почв с учетом состояния их поверхности // Бюл. Почв. ин-та им. В.В. Докучаева. 2023. Вып. 115. С. 129–159. <https://doi.org/10.19047/0136-1694-2023-115-129-159>
 23. Руководство по описанию почв. Рим: Продовольственная и сельскохозяйственная организация объединенных наций, 2012. 101 с.
 24. Рухович Д.И. Многолетняя динамика засоления орошаемых почв центральной части Голодной степи и методы ее выявления. Дис. ... канд. биол. наук. М., 2009. 24 с.
 25. Симакова М.С. Методика картирования почв Прикаспийской низменности по материалам аэрофотосъемки // Почвенно-географические исследования и использование аэрофотосъемки в картировании почв. М.: Изд-во АН СССР, 1959. С. 283–357.
 26. Толчельников Ю.С., Харитонов В.А., Горбачев В.В. Аэрокосмические методы в почвенно-мелиоративных исследованиях // Аэрокосмические методы в почвоведении и их использование в сельском хозяйстве. М.: Наука, 1990. С. 77–81.
 27. Хитров Н.Б., Герасимова М.И. Диагностические горизонты в классификации почв России: версия 2021 // Почвоведение. 2021. № 8. С. 899–910.
 28. Хитров Н.Б., Герасимова М.И. Предлагаемые изменения в классификации почв России: диагностические признаки и почвообразующие породы // Почвоведение. 2022. № 1. С. 3–14.
 29. Хитров Н.Б., Горохова И.Н., Панкова Е.И. Дистанционная диагностика содержания карбонатов в орошаемых почвах сухостепной зоны Волгоградской области // Почвоведение. 2021. № 6. С. 657–674.
 30. Barnes E., Baker M.G. Multispectral data for mapping soil texture: Possibilities and limitations // Appl. Engineer. Agriculture. 2000. V. 16(6). P. 731–741. <https://doi.org/10.13031/2013.5370>
 31. Ben-Dor E., Goldshleger N., Benyamini Y., Agassi M.R., Blumberg D.G. The spectral reflectance properties of soil structural crusts in the 1.2-to 2.5- μm spectral region // Soil Sci. Soc. Am. J. 2003. V. 67. P. 289–299. <https://doi.org/10.2136/sssaj2003.2890>
 32. Bowers S.A., Hanks R.J. Reflectance of radiant energy from soils // Soil Sci. 1965. V. 100. P. 130–138.
 33. Coleman T.L., Agbu P.A., Montgomery O.L. Spectral differentiation on surface soils and soil properties: Is it possible from space platforms? // Soil Sci. 1993. V. 155. P. 283–293.
 34. Fox G.A., Sabbagh G.J. Estimation of soil organic matter from red and near-infrared remotely sensed data using a soil line Euclidian distance technique // Soil Sci. Soc. Am. J. 2002. V. 66. P. 1922–1928.
 35. <https://neerc.ifmo.ru>
 36. IUSS Working Group WRB. World Reference Base for Soil Resources 2014, update 2015. International soil classification system for naming soils and creating legends for soil maps. World Soil Resources Reports 106. 2015. FAO, Rome. 192 p.
 37. Jia-ge Chen, Jun Chen, Qin-jun Wang, Yue Zhang, Haifeng Ding, Zhang Huang. Retrieval of Soil Dispersion Using Hyperspectral Remote Sensing // Indian Society of Remote Sensing. 2016. V. 44. P. 563–572.
 38. Jiang H., Shu H. Optical remote-sensing data based research on detecting soil salinity at different depth in an arid-area oasis, Xinjiang, China // Earth Science Informatics. 2018. P. 1–14. <https://doi.org/10.1007/s12145-018-0358-2>
 39. Metternicht G., Zinck. J.A. Remote Sensing of soil salinization. Impact on land management. N.Y.: CRC Press. 2009. 374 p.
 40. Lesaignoux A., Fabre S., Briotter X., Olioso A. Influence of surface soil moisture on spectral reflectance of bare soil in the 0.4–15 μm domain // Geosciences and Remote Sensing Lett. 2011. V. 8. P. 143–147.
 41. Luiz Guilherme Medeiros Pessoa, Maria Betânia Galvão Dos Santos Freire, Bradford Paul Wilcox, Colleen Heather Machado Green, Rômulo José Tolêdo De Araújo, José Coelho De Araújo Filho. Spectral reflectance characteristics of soils in northeastern Brazil as influenced by salinity levels // Environ. Monitor. Assessment. 2016. V. 188. P. 616.
 42. Rukhovich D.I., Koroleva P.V., Rukhovich D.D., Kalinina N.V. The Use of Deep Machine Learning for the Automated Selection of Remote Sensing Data for the Determination of Areas of Arable Land Degradation Processes Distribution // Remote Sensing, V. 13. P. 155. <https://doi.org/10.3390/rs13010155>
 43. Rukhovich D.I., Koroleva P.V., Rukhovich A.D., Komissarov M. Informativeness of the Long-Term Average Spectral Characteristics of the Bare Soil Surface for the Detection of Soil Cover Degradation with the Neural Network Filtering of Remote Sensing Data // Remote Sensing. 2023. V. 15. P. 124. <https://doi.org/10.3390/rs15010124>

44. *Sinha A.K.* Spectral reflectance characteristics of soil and its correlation with soil properties and surface conditions // *J. Indian Soc. Remote Sensing*. 1986. V. 14. P. 1–9.
45. www.Hyperspectr.ru
46. *Xiao J., Shen, Y., Tateishi R., Bayaer W.* Development of topsoil grain size index for monitoring desertification in arid land using remote sensing // *Int. J. Remote Sensing*. 2006. V. 27. P. 2411–2422. <https://doi.org/10.1080/01431160600554363>

Identification of Surface-Carbonate Soils and Soils with Variegated Underlying Rocks Using Classification of Space Image, the South of Volga Upland

I. N. Gorokhova^{1, *}, N. B. Khitrov¹, and L. A. Tarnopolsky²

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

²*Geoinformation Research Centre of the Russian Academy of Sciences, Moscow, 119019 Russia*

*e-mail: g-irina14@yandex.ru

The aim of the work is to reveal the correlations between the spectral characteristics of the open soil surface in the Pleiades image (04/25/2020) and soils in a key plot with a complex soil cover pattern in the southern part of the Volga upland (Volga-Don irrigation system, Volgograd oblast). The territory is characterized by high lithological heterogeneity: Paleogene and Neogene sands and loams are overlain by a cover of Quaternary brown loams of variable thickness from 1–2 m to complete wedging. The soil cover is represented by light chestnut solonetzic complexes complicated by a mosaic of lithological variants and erosion-accumulative combinations. Basing on digital methods of processing the spectral characteristics of the satellite image and the use of ground-based soil information, eight soil groups were separated and a map of their distribution was created for a key plot of 343 ha. Soil groups differ in general features of the soil surface due to the presence and amount of rubble and stones, the texture of the surface horizon (from sand to medium loam), the presence of brightened crusts on the surface, the presence or absence of HCl effervescence from the surface, depending on the thickness of the first lithological layer. Within individual groups, soils with different profile structures (agro chestnut, agrozems, agrosolonetztes) are combined. Soils of the same type and sometimes subtype fall into different groups according to spectral characteristics. This is due to the incomplete correspondence of the properties of the soil surface, which affect the spectral characteristics, and the internal structure of the soil profile as a whole.

Keywords: spectral brightness, stony soils, sandy soils, surface-effervescent soils, variegated loams, Kastanozems (Aric), Solonetz (Aric)

КРИОГЕННО-ЛАТЕРАЛЬНАЯ ГИПОТЕЗА ОБРАЗОВАНИЯ МАТЕРИНСКОЙ ПОРОДЫ ДЕРНОВО-ПОДЗОЛИСТЫХ ПОЧВ НА ПРИМЕРЕ СТРОЕНИЯ РЫШКОВСКОЙ ПАЛЕОПОЧВЫ В ТАНЕЕВСКОМ КАРЬЕРЕ КУРСКОЙ ОБЛАСТИ

© 2024 г. С. А. Сычева^a, * (<https://orcid.org/0009-0005-8835-0877>),
О. С. Хохлова^b (<https://orcid.org/0000-0002-8989-9395>), Е. Г. Ершова^c,
Т. Н. Мякшина^b (<https://orcid.org/0000-0002-0301-864X>), П. А. Украинский^d

^aИнститут географии РАН, Старомонетный пер., 29, Москва, 119017 Россия

^bИнститут физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН,
ул. Институтская, 2, Пушкино, Московская обл., 142290 Россия

^cБиологический факультет МГУ им. М. В. Ломоносова, Ленинские горы, Москва, 119991 Россия

^dБелгородский государственный национальный исследовательский университет,
Белгород, ул. Победы, 85, 308015 Россия

*e-mail: sychevasa@mail.ru

Поступила в редакцию 15.01.2024 г.

После доработки 18.02.2024 г.

Принята к публикации 07.03.2024 г.

Изучены палеопочва (МИС 5е), позднемосковский лёсс (МИС 6), погребенные малые эрозионные формы в Танеевском карьере Курской области. Определение возраста и условий образования материнской породы и текстурно-дифференцированной почвы сделано на примере изучения рышковской палеопочвы микулинского межледниковья (МИС 5е) в центре Восточно-Европейской равнины. Проведены макро- и микроморфологический анализ выбранного профиля, спорово-пыльцевой анализ, определен возраст методом оптически стимулированной люминесценции (ОСЛ) и основные физико-химические свойства, а также проделан катенно-фациальный анализ, позволяющий детализировать историю развития малых эрозионных форм рельефа, почв и ландшафтов. Результаты позволяют заключить, что дифференциация профиля изученной палеопочвы на горизонты Ah–E–Bt – продукт микулинского межледниковья. Предпосылки для такой дифференциации – формирование неоднородной материнской породы – создавались склоновыми и мерзлотными процессами еще в московское позднеледниковье. Литологическая матрица рышковской палеопочвы не оставалась неизменной вследствие разной истории взаимодействия таких групп процессов, как эоловое, склоновое (солифлюкционное и делювиальное) осадконакопление, инициальное и межледниковое почвообразование.

Ключевые слова: текстурно-дифференцированные палеопочвы, склоновый перенос, московский лёсс, инициальные почвы, криогенез

DOI: 10.31857/S0032180X24080028, **EDN:** KNONOV

ВВЕДЕНИЕ

Дерново-подзолистые и серые лесные почвы обладают ярким текстурно-дифференцированным профилем, состоящим из контрастных по многим своим свойствам горизонтов, а именно гумусово-аккумулятивного: среднесуглинистого, темно-серого; элювиального: легкосуглинистого, осветленного серого и иллювиального:

тяжелосуглинистого, бурого. Для серых лесных почв отмечают несколько переходных горизонтов: AhE, EB. Генезис текстурно-дифференцированных почв до сих пор вызывает горячие дискуссии среди почвоведов. Существует несколько гипотез возникновения профиля с обедненным илом и полутонкими оксидами элювиальным горизонтом и иллювиальным горизонтом, обогащенным этими веществами. Неоднозначно оценивается возраст

образования такого профиля, а также возраст и генезис материнской породы.

Главной из гипотез является классическая монокронная почвенная гипотеза, предполагающая образование профиля из однородной лёссовидной породы на протяжении последнего межледникового — голоцена — под воздействием основных процессов: дернового, подзолистого, элювиально-глеевого, лессиважа [9, 12, 18, 30]. Отмечают избыток физического песка и значительный дефицит ила практически по всему почвенному профилю [29]. При этом общая потеря массы почвы была меньше дефицита ила. Избыток ила в горизонте Bt, по сравнению с его выносом из горизонта E, установил Роде [18] в бурой оподзоленной почве.

С восприятием обширных палеогеографических данных об изменчивости климата в голоцене, применением микроморфологического и радиоуглеродного методов почвенная монокронная гипотеза преобразовалась в эволюционную полихронную, объясняющую образование второго гумусового горизонта, временную последовательность ведущих процессов (стадийность), но по-прежнему полагающая, что текстурная дифференциация лесных почв сформировалась исключительно в голоцене, причем главная фаза текстурной дифференциации, по мнению исследователей, приходится на последнюю треть голоцена [2, 4, 5, 17, 40].

Иную — литогенную — гипотезу предложили Соколов [20–22] и Макеев [14]. Согласно ей, материнская порода — двухслойная, образованная в результате накопления легкосуглинистого эолового наноса (валдайского лёсса) на более тяжелых суглинках поздне- и даже среднеледниковых возрастов. Это и предопределило создание еще в валдайское время текстурно-дифференцированного профиля почв. В голоцене протекала только небольшая его доработка, существенно не меняющая основные физико-химические свойства почв [15].

Данная гипотеза нашла продолжение в циклической литогенной гипотезе, предложенной в работах [5, 6, 10, 11], объясняющей генезис иллювиальных горизонтов, как остаточных погребенных элементарных почвенных образований (ЭПО), сформированных на “свежих” наносах — лёссах, в позднеледниковье. Исходя из представлений этих авторов, материнская порода современных дерново-подзолистых почв многослойная, а текстурная дифференциация профиля в основном обусловлена наложением друг на друга позднеледниковых инициальных почв вследствие смещения тектонических блоков — “клавишной” неотектоники [10]. В голоцене большей частью протекали лишь биохимические процессы, формирующие свойства поверхностных горизонтов: гумусово-аккумулятивного и гумусово-элювиального.

В зарубежной научной литературе, и особенно немецкими геологами, широко обсуждается концепция склоновых покровов — *cover beds* [34, 35, 37]. Установлено, что склоновые отложения покрывают большую часть пологих гор Центральной Европы однородным чехлом. Покровные слои Центральной Европы делятся на три толщи: верхний слой, который распространен повсеместно и имеет относительно постоянную толщину; промежуточный слой, распространение которого в основном ограничено равнинным рельефом, впадинами склонов и подветренными склонами; и нижний или базальный слой. Как верхний, так и промежуточный слои содержат переотложенный лёсс. Все три покровных слоя были в основном сформированы в результате перигляциальной солифлюкции. На основании датирования включений пепла был определен возраст слоев. Верхний слой сформировался в позднеледниковье и, возможно, в течение нескольких коротких эпизодов активности эолового переноса в раннем голоцене. Напротив, нижележащие слои могут быть диахронными, но их строение отражает повторяющиеся вертикальные последовательности. Средний слой сформировался в последний ледниковый максимум (LGM), переотложен в позднеледниковье. Возраст нижнего слоя менее конкретен, колеблется от заальского II позднеледниковья МИС 6 до МИС 4. Два верхних слоя послужили материнской породой будущих элювиальных и иллювиальных горизонтов современных голоценовых почв.

Такие представления о генезисе и возрасте покровных отложений, послуживших материнской породой резко дифференцированных почв, были применены и для других территорий, где распространены почвы подобного строения [35].

Различия групп гипотез генезиса резко дифференцированных почв: почвенной и литогенной, таким образом, заключаются в противоположных взглядах на время и механизм образования почвообразующей породы — покровных или лёссовидных суглинков, а также на роль почвообразования в позднеледниковье и голоцене.

Подобные представления об обсуждаемой проблеме могут быть применены для анализа генезиса материнской породы почв предыдущего микулинского (земского) меледниковья — рышковской палеопочвы и ее временных аналогов. Современные голоценовые почвы, в том числе и дерново-подзолистые, прошли пока не весь цикл своего развития. В то время как палеопочвы микулинского межледниковья позволяют оценить полный временной интервал развития почв в течение всего завершеного межледниковья и существенно дополнить представление об эволюции текстурно-дифференцированных почв [27].

Проводя многолетние исследования межледниковой рышковской палеопочвы в Александровском, Михайловском, Танеевском карьерах и других разрезах, предлагаем новую гипотезу образования текстурно-дифференцированных почв — криогенно-латеральную. В настоящей статье опираемся на результаты изучения рышковской палеопочвы (МИС 5е) в Танеевском карьере, Курская область.

Цель работы — оценить полное время и условия образования материнской породы и профиля текстурно-дифференцированной почвы на примере рышковской палеопочвы микулинского межледниковья (МИС 5е) в центре Восточно-Европейской равнины.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Лёссово-почвенные разрезы с рышковской палеопочвой изучены в стенках Танеевского карьера, расположенного в 25 км к югу от г. Курска (рис. 1), в 15 км южнее опорного разреза Александровский карьер. Танеевский карьер заложен в приводораздельной части склона между крупной балкой, устьем, выходящим на пойму р. Реут, и ее небольшим правым притоком.

В Танеевском карьере по четырем разрезам прослежена палеокатена по склону неглубокой московско-микулинской палеоложбины (верховые палеобалки) — от верхней части склона северной экспозиции до днища (рис. 2). Разрезы 1, 2 и 3 (основной) обнажили днище палеоложбины, маркированной рышковской почвой. Разрез 4 находится выше по палеосклону.

Во всех разрезах были сделаны подробные макроморфологические описания. Из основного разреза 3 произведен отбор образцов по горизонтам и слоям на разные виды аналитического исследования, а также взяты ненарушенные микромонолиты на микроморфологию.

В лаборатории определяли содержание общего углерода ($C_{\text{общ}}$) — методом Тюринга в модификации авторов [7], при этом содержание выделившегося при окислении CO_2 определяли на хроматографе; CO_2 карбонатов — манометрически по разнице давлений в контроле и образце в герметичных сосудах с резиновыми пробками, в которых образцы реагировали с 10%-ной соляной кислотой, результаты пересчитывали на C ($C_{\text{карб}}$); содержание органического углерода ($C_{\text{орг}}$) вычисляли вычитанием $C_{\text{карб}}$ из содержания $C_{\text{общ}}$; гранулометрический состав — методом пипетки с использованием пирофосфата натрия для диспергирования, фракции рассчитаны на абсолютно сухую навеску с учетом определения гигроскопической влаги. Измерения удельной магнитной восприимчивости (**МВ**) проводили в лабораторных условиях для воздушно-сухих образцов

с помощью прибора Kappabridge KLY-2 в Центре коллективного пользования ИФХиБПП РАН, г. Пушкино. Микроморфологический анализ шлифов и фотографирование проведены на микроскопе AxioScope A1 Carl Zeiss (Германия) также в ЦКП ИФХиБПП РАН.

Для споро-пыльцевого анализа было обработано и проанализировано шесть образцов с глубин 0–28 см гумусовых горизонтов рышковской палеопочвы. В лаборатории навески по 60 г обрабатывали 10%-ным раствором HCl , кипятили в 10%-ном растворе КОН и центрифугировали в тяжелой жидкости (поливольфрамат натрия). Подсчет и идентификацию пыльцы и спор проводили на временных препаратах под световым микроскопом.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Морфологический анализ. Водоразделы в районе Танеевского карьера сложены мощной толщей аллювиально-морских песков палеогенового возраста, перекрытых маломощными (1–2 м) плейстоценовыми лёссами и фациально связанными с ними склоновыми отложениями. Мощность лёссов закономерно возрастает по направлению к современным эрозийным формам, достигая в средней части их склонов 5–6 м и более. Локальные увеличения мощности наблюдаются в погребенных малых эрозийных формах (**ПМЭФ**), которые вскрыты в рабочей стенке карьера.

На склоне северной экспозиции одного из таких ПМЭФ — перигляциального оврага I — врезана изучаемая позднемосковско-микулинская форма — неглубокая палеоложбина IIa (рис. 2с). Она заполнена палевым лёссовидным суглинком с постшлировой текстурой с многочисленными мелкими карбонатными стяжениями по порам — позднемосковским лёссом. Данная толща образована за счет эоловых и малоинтенсивных делювиальных процессов, периодически промерзала в условиях холодного перигляциального климата [25].

На склоне (разрез 4) и в днище погребенной ложбины (разрезы 1–3) на глубине 3.5–5.5 м от поверхности сохранилась межледниковая палеопочва, образуя неконтрастную катену (рис. 2с). Тип профиля почвы $A_{\text{руг}}-Ah-E-EB-Bt-C$ не меняется, изменяются только мощности горизонтов. В тальвеге палеоложбины (разрез 2) мощность гумусовых горизонтов наибольшая — 50 см, тогда как в других разрезах — 25–35 см. В разрезах 1 и 3 увеличена мощность элювиальных горизонтов E и EB (30–40 см). Глубина верхней границы горизонта Bt1 от поверхности 390–400 см в трех разрезах (1–3), как и мощность профиля в двух разрезах 1 и 3 значительные (160–185 см) (рис. 2b, 2с). В разрезе 4, расположенном выше по палеосклону,

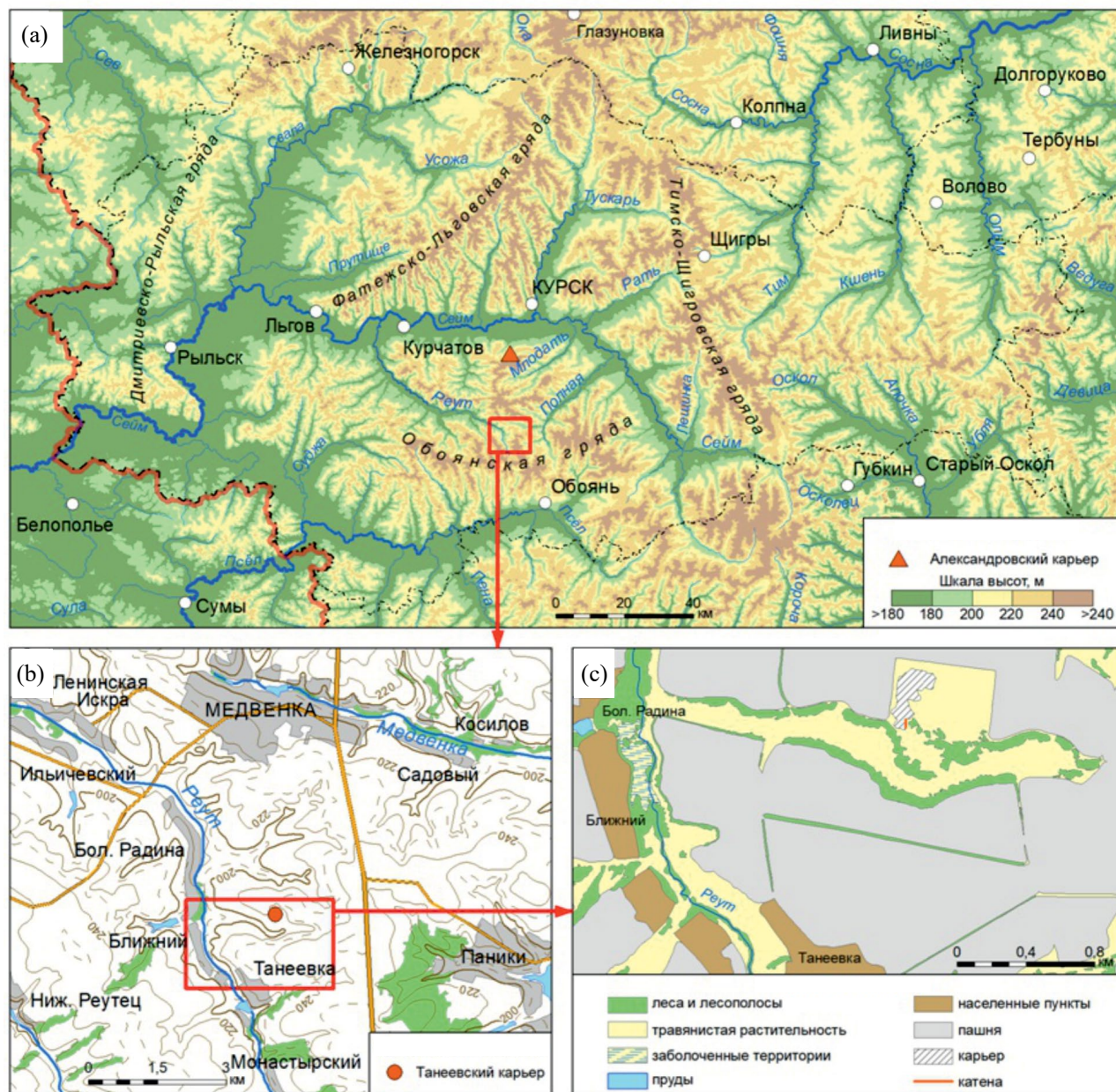


Рис. 1. Расположение Танеевского карьера на карте Курской области (а), рельеф (б), местоположение в ландшафте (с).

рышковская палеопочва залегает ближе к поверхности (305–383 см), мощность ее профиля гораздо меньше – 78 см, что характерно для более крутых участков склонов. Выше по склону от разреза 4 рышковская палеопочва круто поднимается к современной поверхности и выклинивается: сначала исчезает гумусово-аккумулятивный Ah, затем элювиальный E и иллювиально-глинистый Bt горизонты.

Разрез 3 (рис. 2б). Глубины указаны от дневной поверхности, в квадратных скобках – от кровли рышковской палеопочвы (пирогенного слоя).

Слой 7.1. Рышковская почва.

A_{руг} (АО), 355–356/357 [0–1/2] см. Пирогенный слой. Волнистая черная прослойка, насыщенная углистыми остатками разного размера, включающими крупные угли, темно-серый с коричневым оттенком, 10YR 3/3, пылеватый легкий суглинок, мажущийся (вероятно, это сгоревшая подстилка АО), местами поверх этого слоя залегают плотные кремнево-карбонатные конкреции, возможно, остатки спекшейся золы.

Ah, 357–375 [2–20] см. Суглинок серый, 10YR 4/3, легкий, пористый, с включением крупных

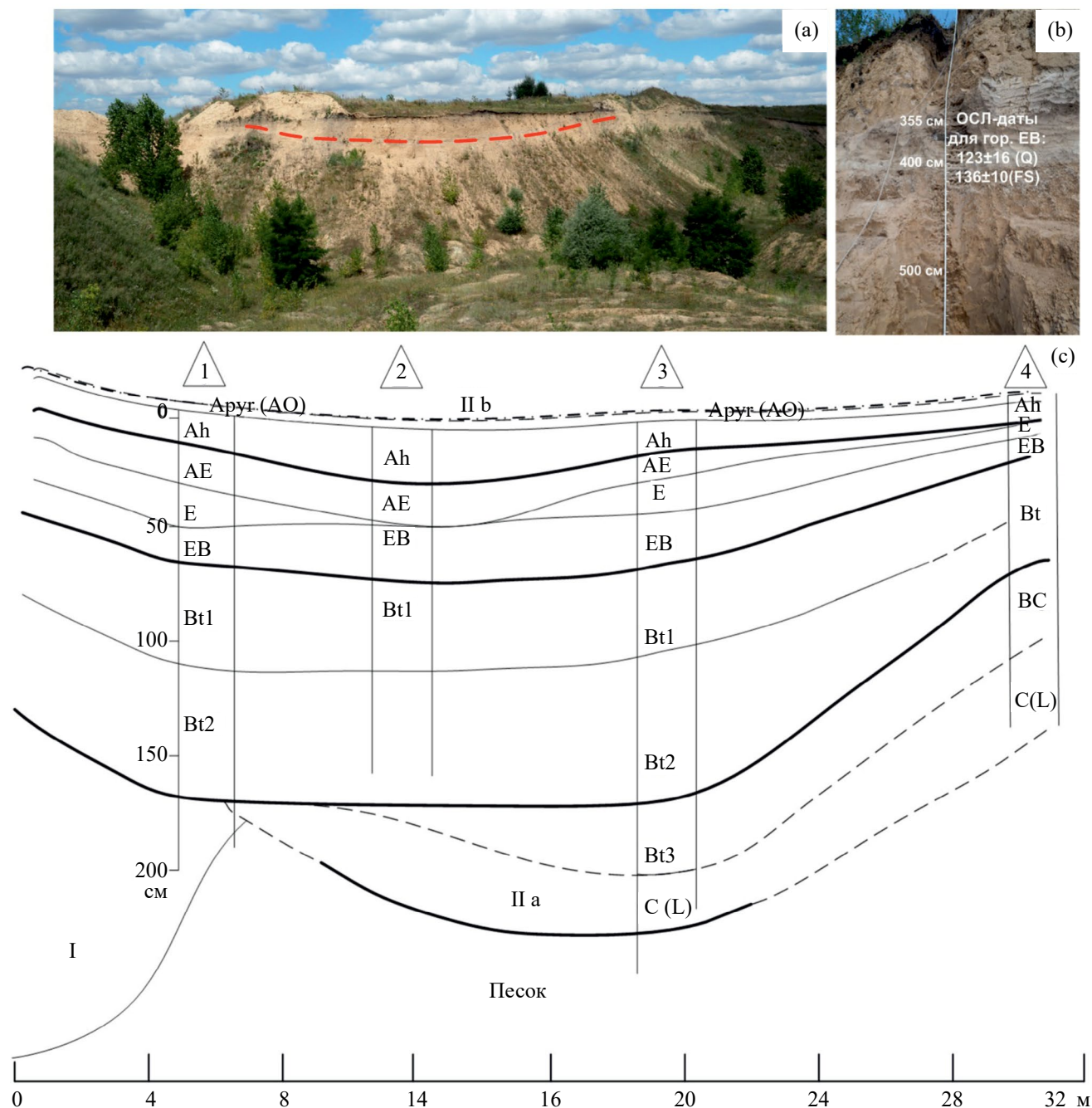


Рис. 2. Погребенные малые эрозионные формы (ПМЭФ) и строение рышковой палеопочвы в Танеевском карьере: а – общий вид стенки карьера с сохранившимся фрагментом московско-микулинской палеоложины, б – разрез 3 – изученный профиль текстурно-дифференцированной почвы МИС 5е с ОСЛ датами по кварцу (Q) и полевым шпатам (FS), с – палеокатена. Римскими цифрами обозначены стадии формирования ПМЭФ: I – поздне-московский перигляциальный овраг, IIa – позднеледниковая палеоложина, IIb – межледниковая рышковая ложбина. Вверху в треугольниках арабскими цифрами обозначены номера разрезов. Линиями обозначены границы: жирными – толщ, тонкими – горизонтов и подгоризонтов, пунктиром – предполагаемые.

углей, скрытозернистой структуры, массивный, однородный, верхняя граница резкая по цвету, нижняя – постепенная, волнистая.

АЕ, 375–380 [20–25] см. Суглинок легкий, светло-серый, 10YR 5/4 по Манселлу, появляется

силтана, мелкопористый, неоднородный за счет чередования слоев и линз более светлого и более гумусированного материала, а также буроватых примазок. Содержит большое количество углей разного размера. Нижняя граница резкая,

переход заметный по цвету и гранулометрическому составу.

Е, 380–397 [25–42] см. Суглинок легкий, белесовато-палевый, цвет неоднородный: обильная силтана 10YR 6/2 и ВПМ 10YR 6/6, зернисто-мелкоореховатая структура, педы погружены в силтану, редкие угли, ортштейны, прослеживается горизонтальная слоистость, особенно справа зачистки, подчеркиваемая чередованием белесых и светло-серых прослоев. Нижняя граница резкая по цвету и гранулометрическому составу.

ЕВ, 397–420 [42–65] см. Суглинок средний, светло-бурый, ВПМ ярко-бурого цвета, рассыпчатый, мелкоореховатый, редкопористый, педы покрыты глинистыми кутанами и погружены в силтану, которая изъела весь иллювиальный горизонт. Переход по цвету и гранулометрическому составу.

Вt1, 420–450 [65–95] см. Наиболее глинистый, темный, кутаны 10YR 3/6, ВПМ 10YR 4/6, силтана 10YR 7/3, суглинок средний, ближе к тяжелому, сложной крупно- и мелкоореховатой структуры, распадающейся на зерна, отмечаются темно-бурые кутаны по граням педов, покрытые силтаной редкие кварцевые зерна, вкрапления марганцевых примазок. Переход постепенный по цвету и гранулометрическому составу.

Вt2, 450–520 [95–165] см. Суглинок средний, свежий, бурый 10YR 4/6, призматической структуры, количество манганов значительно увеличивается, они по граням педов, присутствуют и глинистые кутаны.

Вt3, 520–540 [165–185] см. Бескарбонатный лёсс, в нижней части становится более однородным среднего ближе к легкому грансостава, грани крупных призм и трещины покрыты глинисто-железистыми кутанами. Цвет: кутаны 10YR 8/6, ВПМ 10YR 8/8. Манганы по корням растений. Переход резкий по цвету и появлению карбонатов, граница ровная.

С, 540–600 [185–245] см. Московский лёсс. Неоднородный белесовато-светло-палевый, 10YR 6/4, средний суглинок, ближе к легкому, неоднородность за счет карбонатных трубочек по порам размером 1 мм в поперечнике, конкреций в поперечнике 5 мм и бурых марганцевых примазок — манганов. Конкреции имеют цилиндрическую форму по крупным порам, лёсс мелкопористый. Граница резкая по гранулометрическому составу на глубине 600 см.

Песок палеогеновый, однородный, от белесовато-палевого, 10YR 8/2 до желтого с бурыми редкими ожеженными прослоями, горизонтально и косослоистый.

Изученная палеопочва в Танеевском карьере — резко дифференцированная с хорошо вы-

раженными горизонтами Ah—E—Vt и по диагностическим признакам идентична рышковской, изученной в Александровском карьере, где был определен ее возраст, как микулинский (МИС 5e) [24, 28]. В основании горизонта Vt рышковской палеопочвы в Александровском карьере получена ОСЛ-дата 127.4 ± 7.9 тыс. л.н., в перекрывающем сеймском лёссе — 115.2 ± 6.6 тыс. л.н. [39]. Эти даты показывают продолжительность межледникового почвообразования и совпадают с определениями возраста МИС 5e (130/128–117 тыс. лет) по данным ледового и океанического бурения [36]. Для горизонта ЕВ рышковской палеопочвы в Танеевском карьере (глубина 405 см) получены ОСЛ-даты 123 ± 16 тыс. л.н. (по кварцу) и 136 ± 10 тыс. л.н. (по полевым шпатам), показывающие идеальное совпадение с возрастом микулинского межледниковья.

Палеопочва в днище палеоложбины в Танеевском карьере (разрез 3) представлена профилем Аруг(АО)—Ah—AE—E—EB—Vt1—Vt2—Vt3—С общей мощностью 185 см. Профиль состоит из трех основных горизонтов: гумусового — 25–30 см, элювиального — 15 см и иллювиально-глинистого, а также переходных. В притальвежной части палеоложбины по нижней границе горизонта ЕВ наблюдается прослой темно-бурого суглинка, наклонный вглубь стенки карьера. Он фиксирует проявления переотложения иного материала вследствие эрозионно-аккумулятивных событий на водосборе и бортах палеоложбины.

Все три основных горизонта отличаются друг от друга цветом, структурой и гранулометрическим составом. Структура укрупняется от пластинчатой-мелкоореховатой в горизонте AE до крупноореховатой и призматической в горизонте Vt. Почвенные агрегаты наследуют постшлировую текстуру, характерную для московского склонового лёсса, по которому развит иллювиальный горизонт. Закономерно меняются новообразования и их количество: от обилия силтан в элювиальном и переходном горизонтах до бурых глинистых кутан вверху и темно-серых манган внизу иллювиального горизонта.

Иллювиальный горизонт особенно хорошо развит, имеет мощность до 100–120 см и состоит из двух–трех подгоризонтов, отличающихся по форме почвенных агрегатов и степени оглиненности.

Элювиальный и переходный горизонты огленены. Гумусовый горизонт межледниковой палеопочвы более мощный, чем в Александровском карьере. Он слоистый, испытывавший склоновое переотложение. Рышковская палеопочва уже по макроморфологическим характеристикам может быть классифицирована как поверхностно-оглеенная дерново-подзолистая (Stagnic Albic Retisols (Siltic, Differentic)).

В кровле почвы наблюдается интенсивно обугленный прослой (Аруг) мощностью 1–2 см, насыщенный пирогенными углями, возникший в результате сильного лесного пожара на водосборе балки. Хотя пирогенные угли рассеяны по всей толще гумусового горизонта, но более крупные из них, отдельные обугленные пятна темно-серого (до черного) цвета, тяготеют к кровле почвы, образуя горизонт АО. Ниже, в виде линз толщиной 1–2 см и протяженностью 10–20 см, залегает красновато-оранжевый (обожженный) суглинок, изменивший цвет в результате воздействия огня.

Почвенный профиль в приобвочной части палеоложбины сильно размыт. По мере приближения к бровке ПМЭФ, на расстоянии в 10–15 м, последовательно исчезают гумусовый, элювиальный и переходные горизонты, а иллювиальный горизонт сохраняется лишь фрагментарно, включаясь в профиль голоценовой почвы.

Микроморфологические наблюдения показывают, что прослой Аруг бесструктурен, состоит из бурой органики, утратившей клеточное строение, угольной пыли, включает зерна минерального скелета (ЗМС), в основном — кварц мелкопесчаного или крупнопылеватого размера (рис. 3а, красные стрелки). В местах скопления угольной пыли (рис. 3а, левый верхний угол) видны разрозненные спаритовые зерна, иногда сложенные в карбонатные новообразования. Зерна спарита связаны именно с угольными включениями (рис. 3б). Карбонаты похожи на пирогенный кальцит, образующийся при сгорании больших количеств органической (растительной) массы [1, 13]. Поверх окарбонированной угольно-растительной массы хорошо выделяются Fe–Mn пятна: бесформенные, в виде полос, и дендритоподобные (рис. 3а, зеленая стрелка).

Горизонт АО, 355–356/357 или [0–1/2] см, имеет еще значительное содержание черной углистой пыли, а также бурой массы несторевавшего и сильно разложившегося растительного материала, залегающего в виде прерывистых слоев. Но здесь обнаруживается и глинисто-пылеватый материал палевого цвета (рис. 3с). В горизонте наблюдаются бескарбонатные микрозоны (рис. 3д, середина), карбонаты обособлены в виде микритовых стяжений либо нодулей в тонкодисперсной массе (рис. 3д, левый край и правый нижний угол). Горизонт бесструктурный, в нем имеется сеть ходов корней и червей, и выбросы мелких почвенных животных в порах (рис. 3с).

Горизонт Ah, 357(360) – 375 или [3(5)–20] см, неоднородного сложения, содержит углистые включения в порах, иногда — в виде прерывистых микрослоев. В отдельных микрозонах фиксируется постшлировая текстура (субпараллельные пластинчатые отдельные). Можно отметить

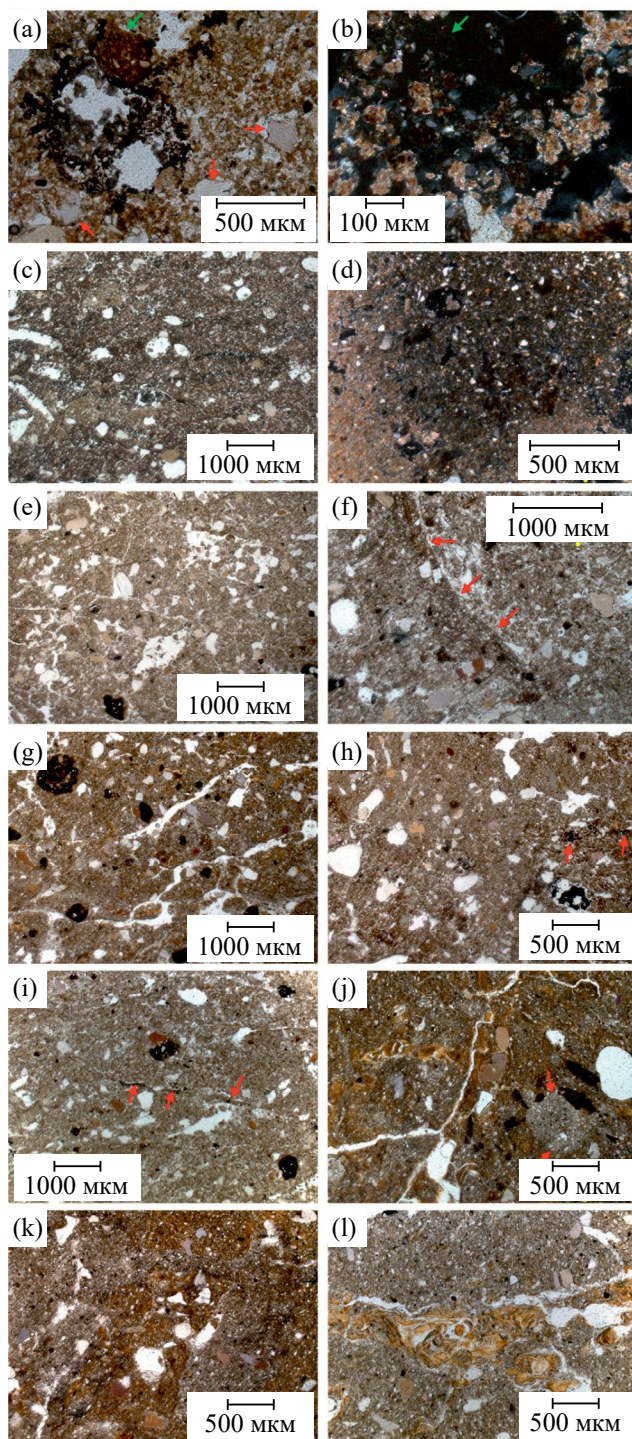


Рис. 3. Микроморфологическое строение горизонтов палеопочвы МИС 5е в Танеевском карьере. Объяснения даны в тексте. Только фото (b), (d) сняты с анализатором.

микрозоны с отчетливой зернистой структурой и наличием выбросов мезофауны в порах (рис. 3е). Карбонаты редки, приурочены к биогенным порам, это специфические крупноигльчатые выделения

либо тончайший слой окарбоначенных корневых клеток. Почвенная масса неоднородна по цвету, встречаются более бурые и более серые микрозоны рядом (рис. 3f, центр, стрелки).

Горизонт АЕ, 375–380, [20–25] см, демонстрирует четкую сеть субпараллельных пор-трещин, делящих почвенную массу на пластинчатые структурные отдельности, в основной массе хорошо видны осветленные микрозоны – силтаны (рис. 3g, серые полосы на рыжем фоне), иногда силтаны и гумусово-Fe-глинистые кутаны залегают рядом. Также много Fe–Mn пятен разбросано в почвенной массе. В биогенных порах еще единично встречаются карбонатные кутаны, а также угли, и их много (рис. 3h). Почвенная масса неоднородна в этом горизонте, незакономерно переплетаются микрозоны разнородных материалов, более и менее окрашенных оксидами железа и по-разному уплотненных (рис. 3h, нижняя и верхняя половины соответственно). По границе внедрения одного материала в другой виден прослой угольной пыли (рис. 3h, стрелки), маркирующий разные делювиальные слои.

Горизонт Е, 380–397 [25–42] см, характеризуется светло-палевой окраской, основная масса обезжелезнена, в ней разбросаны обособленные мелкие (не более 0.5 мм в диаметре) округлые Fe–Mn пятна, а также угольная пыль, иногда образующая тончайшие прослойки (рис. 3i, стрелки). В порах и среди основной массы отмечаются скопления “отмытых” зерен кварца. Единично встречено разрозненное карбонатное стяжение, но в целом почвенная масса бескарбонатна. Материал неоднородный, четко видна микрослоистость, иногда вдоль границы слоев четко читаются скелетаны.

Горизонт ЕВ, 397–420, [42–65] см, оставляет двойное впечатление. С одной стороны, здесь еще хорошо развиты обесцвеченные микрозоны тонкодисперсной массы, но они часто имеют неестественно ровные границы (рис. 3j, стрелки) и четко видны внедрения более глинистого бурого материала. С другой, есть микрозоны с бурой глиной и приуроченными к ней гумусово-Fe-глинистыми кутанами и пятнами Fe–Mn оксидов (рис. 3j, центр и левая часть). Но и здесь видны микрозоны внедрения материала более крупнозернистого и обезжелезненного, эти фрагменты имеют произвольную форму, материал в целом разбит трещинной сетью, которая сечет как бурые, так и светлые фрагменты.

В горизонтах Bt1, 420–450, [65–95] см, Bt2, 450–520, [95–165] см, происходит смешивание высокоглинистого (более глинистого, чем в вышележащих горизонтах) материала с пылеватым, бурого и серого соответственно (рис. 3k), причем последний похож на тот, что мы видели выше в горизонтах Ah–ЕВ, а высокоглинистый – это новый

материал, который в незначительном количестве уже присутствовал в вышележащем горизонте ЕВ. В буром материале множество Fe-глинистых кутан, их число и мощность здесь достигают профильного максимума, кутаны показывают несколько генераций или этапов накопления (рис. 3l). Сверху вниз по иллювиальной части профиля увеличивается выраженность и все более темная окраска пятен Fe–Mn оксидов. Ориентировка тонкодисперсной бурой массы – чешуйчатая, местами – перекрестно-волоконистая. По очертаниям и обособленности такие внедрения непохожи на силтану, а скорее здесь смешение пылеватого материала и более глинистого. Отмечается и криогенная сортировка материала: зерна крупнопесчаного размера в поре, иногда такие зерна покрыты Fe-глинистой кутаной.

В нижнем горизонте Bt3, 520–540, [165–185] см, по микроморфологическим признакам хорошо прослеживается литогенная матрица, что читается по сходству размеров и формы зерен минерального скелета и наличию зерен глауконита, а также постшлировой текстуры основной массы, как наблюдалось в подстилающем позднемосковском лёссе (МИС 6). Но при этом есть значительные отличия: горизонт бескарбонатный, за исключением присутствия редких удлиненных зерен литогенных карбонатов; имеются тонкие, почти неслоистые, часто фрагментарные Fe-глинистые кутаны в мелких порах, реже – вокруг зерен минерального скелета, иногда цвет кутан становится практически черным за счет примеси Fe–Mn оксидов, много пятен Fe–Mn оксидов и в основной массе. Отмечается лишь чешуйчатый тип оптической ориентации тонкодисперсной массы.

Позднемосковский лёсс представлен в основном пылеватым и меньше – глинистым материалом, но с заметной долей мелко- и среднеспесчаных практически неокатанных зерен. Хорошо выражена слоеватая постшлировая текстура в сложении материала, при этом поры-ваги не имеют никаких покровов, а биогенные округлые поры (ходы корней) заняты карбонатными скрытокристаллическими кутанами. Тип оптической ориентации тонкодисперсной массы лёсса недифференцированный, а в местах аккумуляции карбонатов – кристаллитовый. Часто поверх карбонатных кутан либо в основной массе наблюдаются дендритоподобные Fe–Mn пятна, а также имеются перекристаллизованные, представленные спаритом, карбонатные стяжения. Среди зерен минерального скелета присутствует глауконит и множество удлиненных и округлых зерен литогенного кальцита, что указывает на примесь коренных (палеогеновых и карбоновых) пород в лёссе.

Физико-химические характеристики. Данные гранулометрического состава почвы МИС 5е и подстилающего ее позднемосковского лёсса (рис. 4а)

хорошо коррелируют с микроморфологическими наблюдениями и четко показывают неоднородность литогенной матрицы для изучаемого профиля. В верхней части профиля, включая горизонт ЕВ, гранулометрический состав легкосуглинистый с резким преобладанием фракции крупной пыли (53–57%), мелкий песок и мелкая пыль находятся примерно в равных соотношениях, по 11–16%, ил при этом составляет 3–8%, достигая профильного минимума в горизонтах Е, ЕВ (около 3%). Ниже, в горизонте Вt1, резко снижается фракция крупной пыли (42–43%) и увеличивается – илистой фракции (21–22%), гранулометрический состав становится среднесуглинистым, сохраняясь таким до нижней границы горизонта Вt3. Обращает на себя внимание заметное снижение доли песка (как мелкого, так и особенно среднего) в горизонтах Вt2–Вt3. Если обособленно рассмотреть совокупность горизонтов Вt почвы МИС-5е, четко видна слоистость этой толщи по илу и содержанию песчаных фракций, отличающаяся от позднемосковского лёсса. В лёссе гранулометрический состав легкосуглинистый, увеличивается доля песчаных фракций, падает содержание илистой фракции, хотя и не достигает тех значений, как в горизонтах Вt.

По *распределению углерода органического* ($C_{орг}$) значения от 0.5 до 0.2% получены для верхней гумусовой части профиля межледниковой почвы (рис. 4б). В горизонте ЕВ значения нулевые. Необходимо обратить внимание на небольшие увеличения содержания $C_{орг}$, чередующиеся с нулевыми значениями этого показателя в горизонтах Вt почвы МИС 5е и лёссе.

В *распределении углерода карбонатов* ($C_{карб}$) отмечается небольшой пик его содержания в пирогенном слое Аруг, 0.4%, затем снижение в горизонтах

Ah+AE до 0.1% (рис. 4б). $C_{карб}$ остается на уровне 0.1% по всему профилю и резко увеличивается в лёссе, 0.9–1.1%.

Магнитная восприимчивость показывает закономерный пик в пирогенном слое (рис. 4с), величина МВ достигает здесь почти 100×10^{-8} ед. СИ и намного превышает остальные значения в профиле. Еще одно повышенное значение МВ приурочено к горизонту Вt1, 420–435 см, что совпадает с резкой сменой гранулометрического состава в рассматриваемом профиле и сменой внешнего облика материала по микроморфологическим наблюдениям. В московском лёссе значения МВ самые низкие и одинаковые, не превышают 13×10^{-8} ед. СИ.

Спорово-пыльцевой анализ показал, что верхние горизонты погребенной почвы содержат пыльцу и споры, однако их концентрация очень низка (рис. 5). Все образцы содержали также большое количество микроскопического древесного угля и фитоцитов, в том числе обугленных.

В горизонте АО (355–357(360) или [0–3(5)] см) пыльца практически отсутствовала, были встречены только единичные пыльцевые зерна.

В спектрах образцов из горизонта Ah (357(360)–375 или [3(5)–20] см) древесные составляют 53–72% от общего спектра. Доминантами являются сосна и береза, в очень небольшом количестве (менее 5%) встречены ель, дуб, лещина, ольха, вяз. Пыльца травянистых таксонов составляет 21–33% общего спектра, среди них помимо диких злаков заметно участие степных таксонов, таких как полынь (*Artemisia*) – до 12%, сложноцветные (*Asteraceae*) – до 3%, маревые (*Chenopodiaceae*), василистник (*Thalictrum*), камнеломка (*Saxifragatype*) и злаки с крупной пылью (более 40 мкм). Отмечены водные таксоны – рогоз (*Typha latyfolia*),

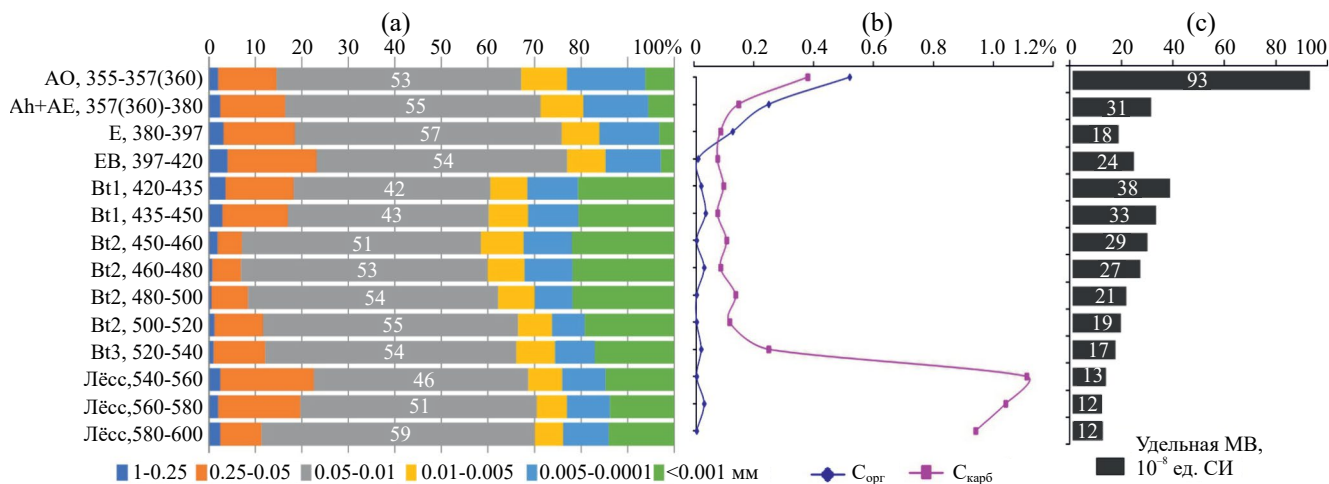


Рис. 4. Гранулометрический состав (а), содержание углерода органического и карбонатного (б), величины удельной магнитной восприимчивости (с) в профиле палеопочвы МИС 5е в Танеевском карьере.

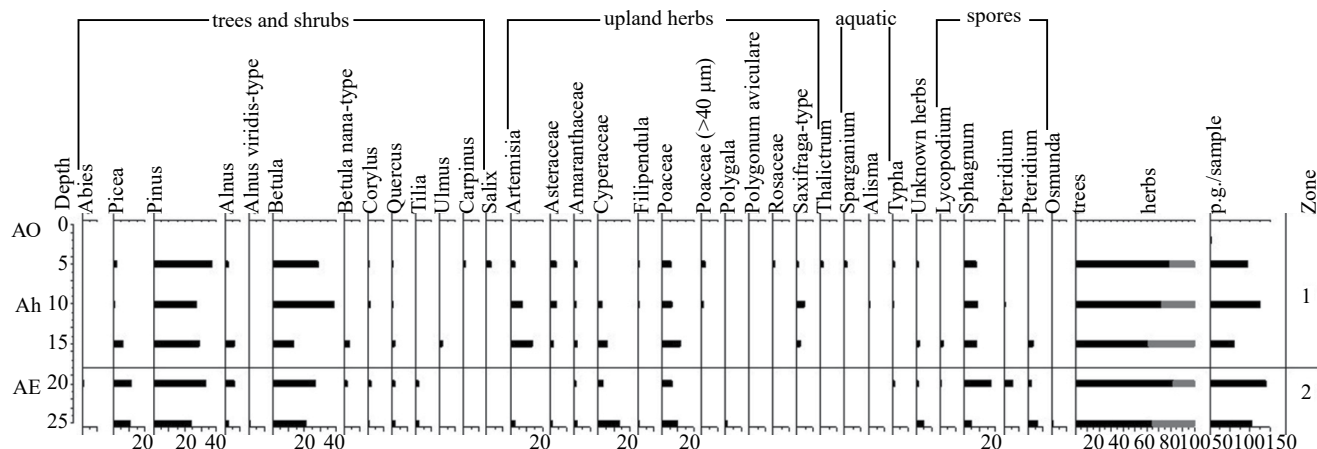


Рис. 5. Спорово-пыльцевая диаграмма образцов из гумусовых горизонтов рышковской палеопочвы в Танеевском карьере. Участие пыльцевых таксонов представлено в процентах от общей суммы пыльцы, участие споровых — в процентах от суммы пыльцы и спор.

ежеголовник (*Sparganium*), частуха (*Alisma*). Споры немногочисленны (7–13%) и представлены в основном сфагновыми мхами.

В горизонте АЕ (375–380 или [20–25] см) древесные составляют 57–65% от общего спектра. Доминирует сосна (*Pinus sylvestris*) и береза (*Betula alba-type*) — примерно по 20%. Кроме того, заметно присутствие ели (*Picea*) — около 9% и ольхи (*Alnus*) — 2–5%. Единично встречаются дуб (*Quercus*), липа (*Tilia*) и лещина (*Corylus*). Травянистые составляют 10–30% от общего спектра, в основном за счет злаков (*Poaceae*) и осоковых (*Cyperaceae*), остальные таксоны встречаются единично. Среди споровых, составляющих 11–25%, преобладают сфагновые мхи (*Sphagnum*), единично встречаются споры плаунов (*Lycopodium*) и папоротников из семейств *Polypodiaceae*, орляка (*Pteridium*) и осмунды (*Osmunda*).

ОБСУЖДЕНИЕ

На основе макроморфологических наблюдений по катене (разрезы 1–4), микроморфологического строения, данных спорово-пыльцевого и физико-химических анализов в разрезе 3 в профиле рышковской палеопочвы можно выделить четыре разнородные и, по-видимому, разновозрастные толщи, отличающиеся по исходной литогенной матрице: 1) Bt3/BC–C; 2) Bt1–Bt2; 3) АЕ–Е–ЕВ; 4) Аруг–АО–Аh.

И хотя рышковская палеопочва образована в целом на позднемосковском лёссе, ее литологическая матрица не оставалась неизменной вследствие разной истории взаимодействия таких групп процессов, как эолового, склонового (солифлюкционного и делювиального) осадконакопления, инициального и межледникового почвообразования.

Горизонт Bt3 в разрезе 3 и горизонт ВС в разрезе 4 сформированы на позднемосковском карбонатном лёссе С. В горизонтах ЕВ–Bt1–Bt2 к пылевато-лёссу добавляется бурая глинистая масса, практически не содержащая Fe-глинистых кутан. Начиная с горизонта Е вверх, идет пылевато-песчаный материал, в нем доля пылевато-песчаных фракций достигает максимума. В горизонтах Аруг–АО–Аh в пылевато-песчаном материале в заметном количестве появляются пирогенные продукты (зола и угли, пирогенные карбонаты). По гранулометрическому составу эти горизонты не отличаются от нижележащей элювиальной толщи. Практически во всех горизонтах профиля почвы видны внедрения разнородного материала, подробно описанные.

По данным гранулометрического состава читается литологический разрыв на уровне кровли горизонта Bt1, фиксируемый не только по резкому (в 7 раз) увеличению доли илистой фракции, но и по снижению доли среднего и мелкого песка, это снижение особенно заметно в горизонте Bt2 (в 3–6 раз) по сравнению с горизонтом ЕВ. Затем такой же разрыв виден и между слоями лёсса и подошвой горизонта Bt3.

По распределению $S_{\text{орг}}$ обнаруживаются максимум его содержания в гумусовом профиле (горизонтах АО–Е) и небольшие повышения показателя в некоторых частях горизонтов Bt и лёссе. Последнее указывает на добавление не только глинистого, но и обогащенного органическим веществом материала к материалу указанных горизонтов.

В распределении $S_{\text{карб}}$ так же, как по микроморфологическим наблюдениям, хорошо фиксируется пирогенный пик его накопления [1], который закономерно не достигает величин содержания $S_{\text{карб}}$ в лёссе. Этот пик подтверждается и по

распределению величин МВ, в горизонте АО величины удельной МВ в 3 раза превышают самые высокие значения этого показателя в целом по профилю. Из литературных данных хорошо известно и описано обогащение магнитной минеральной фракцией почв и культурных слоев в результате пирогенного воздействия [32, 33, 38].

Пыльцевые спектры верхней части гумусового профиля (горизонты АО и Ah) рышковской почвы отражают растительность заключительной фазы межледниковья и перехода к раннеледниковью — сочетание сосновых и березовых лесов с участками тундрово-степных сообществ. В нижней части гумусового профиля (горизонт АЕ) пыльцы степных трав меньше, кроме сосны и березы присутствует пыльца ели и широколиственных деревьев (липа, дуб, вяз, граб), а также споры лесных папоротников и плаунов. Спектры этого горизонта представляют собой смесь разновременной пыли, сформировавшуюся в результате почвенных и слаботекущих делювиальных процессов, поэтому они не отражают определенный тип растительности. Однако они дают основание утверждать, что в предыдущие фазы межледниковья в растительном покрове присутствовали более теплолюбивые еловые и широколиственные леса.

Интерпретация. Сопоставление ОСЛ-дат, полученных для рышковской палеопочвы в карьерах: Александровском (127 ± 8 тыс. л.н. в основании горизонта Vt) и Танеевском (123 ± 16 тыс. л.н. в горизонте ЕВ), указывает на высокие скорости осадконакопления, относящегося к одному седиментационному этапу в московском позднеледниковье. Ему предшествовало не только эоловое накопление лёсса, но и заложение малых эрозионных форм рельефа двух генераций вследствие деградации московской криолитозоны [25].

Нижний литологический разрыв по кровле горизонта Vt3, вероятно, связан с границей вреза палеоложбины (ПМЭФ IIa), смещенной относительно перигляциального оврага (ПМЭФ I) вверх по склону. Верхняя эрозионная граница на уровне кровли горизонта Vt1 — следствие ускорения плоскостной эрозии в самом конце московского позднеледниковья при переходе к межледниковью.

Заполнение палеоложбины и формирование литогенной матрицы для горизонтов Vt1 и Vt2 отражает высоко динамичные палеогеоморфологические условия московского позднеледниковья. Изучаемые разрезы 1–3 расположены в палеоложбине, куда по склонам и тальвегу стекался, отлагался и сохранялся, прежде всего, тонкий иловатый, слегка обогащенный органическим веществом материал, образованный из инициальных почв московского позднеледниковья (с этим связано незначительное обогащение органикой частей горизонтов Vt). Данный процесс можно

назвать криогенно-латеральной или склоновой сепарацией мелкозема по гранулометрическому составу. Предлагается следующее объяснение. В валдайское позднеледниковье в перигляциальной обстановке образовывались слаборазвитые (инициальные) почвы, описанные в лёссах на юге Московской области [11, 16], в Воронежской области [19] и в других районах [8]. В разрезе верхнепалеолитической стоянки Костенки 11 в Воронежской области выделено пять таких почв с профилями, состоящими из двух горизонтов: АВ или В и Вк (по наблюдениям С.А. Сычевой). Наличие профиля и особых трещиноватых границ верхнего бурого горизонта показывает, что это — именно инициальные почвы, а не делювиальные прослои. Верхний горизонт почв более ожелезнен и оглинен, чем разделяющие лёссовидные слойки, и, возможно, был слегка гумусирован. Почвы отражают теплые фазы кратковременных климатических ритмов, имевших место в столь динамичное время, как позднеледниковье. В педогенную фазу ритма инициальные почвы образовывались, а затем в морфолитогенную фазу материал их верхних горизонтов сносился и переоткладывался ниже по склону и/или накапливался в днищах ложбин или балок, периодически промерзая, создавая поясковую текстуру в нижних частях. При вытаивании льдистых прослоев криогенная сепарация приводила к чередованию супесчаного алевролита с более глинистыми прослоями — создавалась постшлировая текстура.

При формировании третьей толщи — материнской породы горизонтов ЕВ—Е—АЕ — принимали участие эоловое осадконакопление и склоновое перемещение частиц в конце московского позднеледниковья. В микулинское межледниковье морфолитогенные процессы продолжались, но уже без участия криогенеза и инициального почвообразования.

Накопившийся новый эоловый нанос, имевший облегченный гранулометрический состав (крупная пыль и мелкий песок переносится ветром легче, чем мелкозем илистой фракции), в завершающий этап позднеледниковья и в начале межледниковья был зафиксирован процессами усиливающегося зонального элювиально-иллювиального почвообразования под лесными биоценозами. Оподзоливание и лессиваж способствовали вертикальной сортировке мелкозема: обеднению илистой фракцией горизонтов Е и ЕВ и обогащению горизонта Vt. Формировался единый профиль АЕ—Е—Vt с серией переходных подгоризонтов, оттеняя литогенную текстурную дифференциацию, охватывая значительную мощность лёссовых пород (от 1 до 2 м), зависящую от энергетики климата межледниковья, положения в микро- и мезорельефе и особенностей материнских пород.

Горизонты АО—Ah и, возможно, самый верх АЕ (четвертая толща), возобновляемые в межледниковье, также вносят свою лепту в усиление текстурной дифференциации профиля. После пожаров, которые являются необходимым механизмом функционирования лесных экосистем, периодически возобновлялся латеральный перенос мелкозема в микулинском межледниковье, протекающий даже на слабонаклонных поверхностях плакоров (с углом больше 2° — 3°). Это подтверждается результатами микроморфологического и спорово-пыльцевого анализов верхней части профиля рышковской палеопочвы, особенно в днищах палеоформ, где отмечаются признаки литогенной (делювиальной) слоистости. Слоистость не успевала “стираться” биогенными и химическими процессами. Такую картину наблюдали и в гумусовом горизонте рышковской палеопочвы в Александровском карьере [28]. Продукты склонового переноса в межледниковье накапливались в нижних частях склонов или во вновь образованных депрессиях (промоинах, донных оврагах), слагая межледниковые почвенно-седиментационные архивы [27].

В четвертой толще обнаруживаются следы быстроекующих процессов, характерных для самого конца межледниковья и даже начала раннеледниковья (тонкая постшлировая текстура, многочисленные доказательства неоднократных лесных пожаров: угли, кремнево-карбонатные конкреции (золы), пятна обожженного суглинка). По данным спорово-пыльцевого спектра отмечено появление тундрово-степных сообществ.

На основе стратиграфического и катенно-латерального подходов установлено, что история формирования литогенной основы будущего профиля межледниковой рышковской палеопочвы начинается в московском позднеледниковье с отложения лёсса (разрезы 3, 4) и образования перигляциальных оврагов (разрез 1).

История формирования литогенной матрицы рышковской палеопочвы (четырёх толщ) включает следующие этапы морфо-лито-крио-педогенеза:

I. Образование материнской породы нижней толщи (С—ВС—Bt3) в московское позднеледниковье:

1. Накопление лёсса (первая толща), промерзание и формирование шлировой текстуры вместе с криогенной сепарацией гранулометрического состава лёссовых пород.

2. Образование инициальных почв (небольшая дифференциация по гранулометрическому составу).

3. Деградация криолитозоны и заложение перигляциальных оврагов — ПМЭФ I (врезание и быстрое заполнение их делювиально-солифлюкционными суглинками со слоистой текстурой);

II. Накопление второй толщи — материнской породы для горизонтов Bt2 и Bt1 во вторую половину московского позднеледниковья:

1. Новый этап накопления лёсса эолово-делювиальным путем.

2. Образование инициальных почв.

3. Новый этап врезания и образование на борту перигляциального оврага позднемосковской палеоложины — ПМЭФ IIa.

4. Постепенное заполнение формы переотложенным материалом инициальных палеопочв, криогенная сепарация материала и формирование поэтому более тяжелого по гранулометрическому составу слоя — литогенной основы верхней части иллювиальных горизонтов.

III. Тектурная дифференциация с периодическим добавлением нового эолового и делювиального мелкозема в самом конце позднеледниковья и формирование литогенной матрицы для третьей толщи для горизонтов EB—E—AE в результате эолового переотложения, послепожарной эрозии почв и с участием биогенной турбации в межледниковье. В начале термохрона тип профиля рышковской палеопочвы с системой горизонтов Ah—AE—EB— возобновлялся и поддерживался даже на более крутых склонах, хотя и значительно сокращался по мощности (разрез 4). Это основной период создания текстурно-дифференцированного профиля и сохранения палеоложины — микулинской ПМЭФ IIb, унаследованной от ПМЭФ IIa. Отличие от материала горизонтов Bt — более легкий гранулометрический состав достигается за счет отсутствия многолетней мерзлоты и криогенной сепарации, а также добавления эолового компонента.

IV. Биогенное накопление с добавлением литогенного материала в результате турбации и участия эрозионно-аккумулятивных процессов в межледниковье — формирование литогенной основы верхней толщи (AE—Ah—AO).

V. Катастрофический пожар — образование пирогенного слоя Аруг в конце межледниковья.

Таким образом, следует различать генезис, время и историю формирования материнских пород для разных горизонтов: Bt, E, Ah — и создание единого профиля межледниковой почвы.

В валдайское (вюрмское, вейхселийское, вислинское) позднеледниковье формировалась материнская порода будущих иллювиальных и отчасти элювиальных горизонтов современной голоценовой почвы [34, 37]. В московское позднеледниковье создавалась аналогичная ситуация — закладывалась новая геоморфологическая основа для межледниковых ландшафтов (ПМЭФ I, затем ПМЭФ II), и накапливалась материнская порода для рышковских текстурно-дифференцированных почв

микулинского межледникового [26]. В ее генезисе принимали участие не только эоловое и делювиальное осадконакопление, но и криогенные, склоновые, почвенные процессы.

Почвенный профиль, как единая система парагенетических горизонтов — зональный тип дерново-подзолистых и серых лесных почв, — исключительно продукт межледникового. До межледникового это была лишь слоистая или скрытослоистая лёссовая порода, и только в межледниковье она превратилась в текстурно-дифференцированную полнопрофильную зональную почву. Дифференциация на горизонты А—Е—Вt протекает и в межледниковье, что подтверждается нахождением дерново-подзолистых, серых лесных почв, развитых на вновь образованных поверхностях (на голоценовых отложениях в поймах рек и днищах балок), а также деградацией раннеголоценовых черноземов и преобразованием их в серые лесные почвы [3, 23, 31, 40].

Рышковская палеопочва, изученная в Танеевском карьере, как и аналогичная в Александровском карьере, запечатлела всю сложную историю почвообразования, а также важные моменты в жизни почв и ландшафтов в самом конце микулинского межледникового и в начале валдайского раннеледникового. Свойства верхней части гумусовых горизонтов рышковской палеопочвы демонстрируют следы сильных лесных пожаров, возникших, вероятно, в результате продолжительных весенне-летних засух, особенно катастрофических в сосново-березовых лесах на склонах в пересеченной местности. Биогеоценозы в конце межледникового не смогли пережить подобные неоднократные катаклизмы не только в результате сильной эрозии, вызвавшей денудацию почв в водосборе и захоронение рышковской палеопочвы в днищах и на склонах палеоформ, но и наступившего в скором времени значительного похолодания. Эти события еще предстоит испытать в будущем современным голоценовым почвам и ландшафтам.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Предложена новая концепция образования литологической матрицы текстурно-дифференцированных почв микулинского межледникового. Определены ОСЛ-возраст и механизм образования материнской породы рышковской палеопочвы предпоследнего межледникового (МИС 5е) — позднемосковского лёсса. В предмикулинское время (московское позднеледниковье) происходило прерывистое эоловое осадконакопление, чередующееся с инициальным почвообразованием и криогенно-склоновым переносом мелкозема, тем самым отражая структуру кратковременных климатических ритмов. В холодные и сухие фазы ритмов накапливались пылеватые наносы. В холодные

и влажные фазы происходило делювиально-солифлюкционное переотложение мелкозема. В теплые фазы формировались инициальные почвы, которые разрушались, а продукты их разрушения переоткладывались ниже по склону. В итоге это привело к образованию трех литогенных толщ к началу межледникового: верхней — облегченной, срединной — наиболее тяжелой по гранулометрическому составу и нижней — среднесуглинистой (лёсса). На трехчленной матрице в межледниковье, благодаря биогенным и почвенным процессам, стала образовываться палеопочва (рышковская) с профилем Ah—AE—E—Bt—BC. В межледниковье система верхних горизонтов постоянно возобновлялась. Процессы плоскостной эрозии хотя и замедлились, но не прекратились полностью и в термохрон, что отразилось в характеристиках горизонтов Ah и AE.

Налаженный механизм устойчивого межледникового почвообразования был безвозвратно нарушен в конце термохрона вследствие катастрофических пожаров. В это время формируется четвертая — биогенная толща: Aруг—АО—Ah. Последующая ускоренная эрозия на водосборе и похолодание привели к тому, что почва была погребена над наносом в депрессиях и геоморфологических узлах-ловушках и частично денудирована на более высоких поверхностях склонов и межбалочных водоразделов.

Предложенная концепция является компромиссом между почвенной и литогенной гипотезами образования текстурно-дифференцированных почв, не противоречит каждой из них, а дополняет предшествующие. Она может быть использована для объяснения генезиса материнской породы (позднеледниковой лёсса) и текстурной дифференциации современных голоценовых почв.

Результаты изучения рышковской палеопочвы в разрезе и в катене (в днище и на склонах палеоложины) впервые показали сложность палеоэкологической обстановки московского позднеледникового, характеризовавшегося не только нарастающей ролью почвообразования, но высокودинамичным характером эоловых и криогенно-склоновых процессов.

БЛАГОДАРНОСТЬ

Приносим свою благодарность О.А. Герасимовой, А.Л. Захарову, П.Г. Панину, К.Е. Пустовойто-ву, Н.В. Сычеву, принимавших участие в подготовке разрезов и отборе образцов.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Полевые и лабораторные исследования выполнены при поддержке РФФИ, проект 19-29-05024 мк. Данная статья написана в рамках выполнения

проекта РНФ, № 23-17-00073 и государственных заданий Института географии РАН ААА-А-А19-119022190169-5 (FMGE-2019-0006) и Института физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН 122040500036-9.

СОБЛЮДЕНИЕ ЭТИЧЕСКИХ СТАНДАРТОВ

В данной работе отсутствуют исследования человека или животных.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Александровский А.Л.* Пирогенное карбонатообразование: результаты почвенно-археологических исследований // Почвоведение. 2007. № 5. С. 517–524.
2. *Александровский А.Л.* Эволюция почвенного покрова Русской равнины в голоцене // Почвоведение. 1995. № 3. С. 290–297.
3. *Александровский А.Л.* Этапы и скорость развития почв в поймах рек центра Русской равнины // Почвоведение. 2004. № 11. С. 1285–1295.
4. *Александровский А.Л., Таргульян В.О., Черкинский А.Е., Чичагова О.А.* Новые данные о возрасте и эволюции дерново-подзолистых почв на покровных суглинках // Доклады АН СССР. 1990. Т. 310. № 2. С. 454–457.
5. *Александровский А.Л., Чендев Ю.Г., Юртаев А.А.* Почвы со вторым гумусовым горизонтом и палеочерноземы как свидетельства эволюции педогенеза в голоцене на периферии лесной зоны и в лесостепи (обзор) // Почвоведение. 2022. № 2. С. 147–167.
<https://doi.org/10.31857/S0032180X22020022>
6. *Алифанов В.М., Гугалинская Л.А., Ковда И.В.* К истории почв центра Русской равнины // Почвоведение. 1988. № 9. С. 76–84.
7. *Антонова З.П., Скалабян Л. Г., Сучилкина Л.Г.* Определение содержания в почвах гумуса // Почвоведение. 1984. № 11. С. 130–133.
8. *Голубцов В.А., Рыжов Ю.В., Кобылкин Д.В.* Почвообразование и осадконакопление в Селенгинском среднегорье в позднеледниковье и голоцене. Иркутск: Изд-во Ин-та географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, 2017. 139 с.
9. *Градусов Б.П.* Процессы дифференциации твердой фазы дерново-подзолистых суглинистых почв. Гл. 2 // Почвообразовательные процессы. М.: Почв. ин-т им В.В. Докучаева. 2006. 510 с.
10. *Гугалинская Л.А., Алифанов В.М.* Морфолитопедогенез и неотектоника // Почвоведение. 1995. № 9. С. 1061–1070.
11. *Гугалинская Л.А., Алифанов В.М., Фоминых Л.А.* Концепция формирования профиля почв гумидной области Русской равнины // Пространственно-временная организация и функционирование почв. Пушино, 1990. С. 83–92.
12. *Зайдельман Ф.Р.* Теория образования светлых кислых элювиальных горизонтов почв и ее прикладные аспекты. М.: КРАСАНД, 2010. 239 с.
13. *Каздым А.А., Корякова Л.Н., Ковригин А.А., Берсенева Н.А.* Петрографическое и минералогическое исследование “зольников” Павлинова городища (V в. до н.э., Курганская область) // Минералогия техногенеза. 2003. Т. 4. С. 198–203.
14. *Макеев А.О.* Гипотеза формирования профиля суглинистых подзолистых почв Русской равнины // Бюл. Почв. ин-та. 1983. Вып. 32. С. 21–25.
15. *Макеев А.О.* Поверхностные палеопочвы лёссовых водоразделов Русской равнины. М.: Молнет, 2012. 260 с.
16. *Овчинников А.Ю., Худяков О.И., Хохлова О.С., Макшанов А.М.* Палеокриогенез и эволюция дерново-подзолистых почв таежной зоны севера Восточно-Европейской равнины // Почвоведение. 2023. № 12. С. 1596–1611.
<https://doi.org/10.31857/S0032180X23600506>
17. *Прокашев А.М.* Генезис и эволюция почв бассейна Вятки и Камы (по палеопочвенным данным). Киров: Изд-во ВятГГУ, 2009. 386 с.
18. *Роде А.А.* Генезис почв и современные процессы почвообразования. М.: Наука, 1984. 256 с.
19. *Седов С.Н., Синицын А.А., Лев С.Ю., Бессуднов А.А., Бессуднов А.Н., Сычёва С.А., Романис Т.В., Шейнман В.С., Коркка М.А.* Отражение вековых и тысячелетних изменений природной среды в палеопочвах верхнепалеолитических стоянок Восточно-европейской равнины в МИС 3 и МИС 2 // Геоморфология. 2022. Т. 53, № 5. С. 69–77.
<https://doi.org/10.31857/S0435428122050157>
20. *Соколов И.А.* О генезисе, диагностике и классификации почв с текстурно-дифференцированным профилем // Почвоведение. 1988 № 11. С. 32–41.
21. *Соколов И.А.* Почвообразование и экзогенез. М.: Почв. ин-т им. В. В. Докучаева, 1997. 244 с.
22. *Соколов И.А., Макеев А.О., Турсина Т.В., Верба М.П., Кулинская Е.В.* К проблеме генезиса почв

- с текстурно-дифференцированным профилем // Почвоведение. 1983. № 5. С. 129–142.
23. Сычева С.А. Малый климатический оптимум и малый ледниковый период в памяти почв и отложенный пойм рек Русской равнины // Изв. РАН. Сер. географ. 2011. № 1. 79–93.
 24. Сычева С.А. Новые данные о строении и эволюции мезинского лёссово-почвенного комплекса // Почвоведение. 1998. № 10. С. 1177–1186.
 25. 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.
 26. Сычева С.А. Погребенный микулинско-валдайский рельеф и развитие междуречий Среднерусской возвышенности в позднем неоплейстоцене // Геоморфология. 2007. № 1. С. 88–105.
 27. Сычева С.А., Пушкина П.Р., Гольева А.А., Хохлова О.С., Горбачева Т.Д., Ковда И.В. Стадийность развития рышковского педолитокомплекса (127–117 тыс. лет) как смена благоприятных и экстремальных условий в завершённом межледниково-ледниковом цикле (Александровский карьер, 2011) // Почвоведение. № 1. 2024. С. В печати.
 28. Сычева С.А., Седов С.Н., Бронникова М.А., Таргульян В.О., Соллейро-Реболledo Э. Генезис, эволюция и катастрофическое захоронение рышковской палеопочвы микулинского межледникового (МИС 5е) // Почвоведение. 2017. № 9. С. 1027–1046.
<https://doi.org/10.7868/S00332180X17090076>
 29. Таргульян В.О., Соколова Т.А., Бирин А.Г. и др. Организация, состав и генезис дерново-палево-подзолистого почвенного покрова на покровных суглинках. М.: ИГАН, 1974. 109 с.
 30. Тонконогов В.Д. Глинисто-дифференцированные почвы Европейской России. М.: Почв. ин-т им. В.В. Докучаева, 1999. 156 с.
 31. Чендев Ю.Г., Александровский А.Л., Хохлова О.С., Дергачева М.И., Петин А.Н., Голотвин А.Н., Сарпулкин В.А., Земцов Г.Л., Уваркин С.В. Эволюция лесного почвообразования на юге лесостепи Среднеоуской возвышенности в позднем голоцене // Почвоведение. 2017. № 1. С. 3–16.
 32. Blake W.H., Wallbrink P.J., Doerr S.H., Shakesby R.A., Humphrey G. S. Magnetic enhancement in wildfire-affected soil and its potential for sediment-source ascription // Earth Surface Processes and Landforms. 2006. V. 31. P. 249–264.
<https://doi.org/10.1002/esp.1247>
 33. Jordanova N., Jordanova D., Mokreva A., Ishlyanski D., Georgieva B.. Temporal changes in magnetic signal of burnt soils – A compelling three years pilot study // Sci. Total Environ. 2019. V. 669. P. 729–738.
<https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2019.03.173>
 34. Kleber A. Cover-beds as soil parent materials in midlatitude regions // Catena. 1997. V. 30. P. 197–213.
[https://doi.org/10.1016/S0341-8162\(97\)00018-0](https://doi.org/10.1016/S0341-8162(97)00018-0)
 35. Kleber A., Terhorst B. Mid-latitude slope deposits (Cover Beds) // Developments in Sedimentology. 2013. V. 66. 302 p.
 36. Lisiecki L.E., Raymo M.E. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic D18O records // Paleoclimatology. 2005. V. 20. P. 1–17.
<https://doi.org/10.1029/2004PA001071>
 37. Semmel A., Terhorst B. The concept of the Pleistocene periglacial cover beds in central Europe: A review // Quat. Int. 2010. V. 222. P. 120–128.
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2010.03.010>
 38. De Sousa D.V., Rodet M.J., Duarte-Talim D., Teixeira W.G., Prous A., Vasconcelos B.N., Pereira E. Linking anthropogenic burning activities to magnetic susceptibility: Studies at Brazilian archaeological sites // Geoarchaeology. 2023. V. 38. P. 89–108.
<https://doi.org/10.1002/gea.21941>
 39. Sycheva S., Frechen M., Terhorst B., Sedov S., Khokhlova O. Pedostratigraphy and chronology of the Late Pleistocene for the extra glacial area in the Central Russian Upland (reference section Aleksandrov quarry) // Catena. 2020. V. 194. P. 104689.
<https://doi.org/10.1016/j.catena.2020.104689>
 40. Terhorst B. The influence of Pleistocene landforms on soil-forming processes and soil distribution in a loess landscape of Baden–Württemberg (south-west Germany) // Catena. 2000. V. 41. P. 165–179.
[https://doi.org/10.1016/S0341-8162\(00\)00098-9](https://doi.org/10.1016/S0341-8162(00)00098-9)

Cryogenic-Lateral Hypothesis for the Formation of Parent Rocks for Soddy-Podzols (a Case-Study of the Structure of Ryshkovo Paleosol (MIS 5e) in the Taneyev Quarry of the Kursk Region)

S.A. Sycheva^{1, *}, O.S. Khokhlova², E.G. Ershova³, T.N. Myakshina², and P.A. Ukrainskiy⁴

¹Institute of Geography of the Russian Academy of Sciences, Moscow, 119017 Russia

²Institute of Physicochemical and Biological Problems of Soil Science of the Russian Academy of Sciences, Pushchino, Moscow region, 142290 Russia

³Faculty of Biology, Lomonosov Moscow State University, Moscow, 119991 Russia

⁴Belgorod State National Research University, Belgorod, 308015 Russia

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

The paleosol (MIS 5e), Late Moscow loess (MIS 6), and buried small erosional landforms in the Taneyev quarry of the Kursk region were studied. Determination of the age and conditions of formation of the parent rock and a texturally differentiated soil was made for the Ryshkovo paleosol of the Mikulino Interglacial (MIS 5e) in the center of the East European Plain. Macro- and micromorphological analysis of the selected profile, spore-pollen analysis were carried out, the OSL age and physico-chemical properties were determined, and a facial analysis for a catena was carried out, making it possible to detail the history of the development of small erosional landforms, soils and landscapes. It can conclude that the differentiation of the profile of the studied paleosol into Ah–E–Bt horizons is a product of the Mikulino interglacial, but the prerequisites for such differentiation – the formation of parent rock, were created by slope and permafrost processes back in the Moscow Late Glacial. The lithological matrix of the Ryshkovo paleosol did not remain unchanged due to the different history of interaction of such groups of processes as aeolian, slope (solifluction and colluvial) sedimentation, initial and interglacial soil formation.

Keywords: texturally differentiated paleosols, slope transport, Moscow loess, initial soils, cryogenesis

УДК 641.4

МИКРОЭЛЕМЕНТЫ В МАРШЕВЫХ ПОЧВАХ ПОМОРСКОГО БЕРЕГА БЕЛОГО МОРЯ

© 2024 г. И. Е. Багдасаров^а, М. В. Конюшкова^а, Ю. А. Крюкова^а,
Д. В. Ладонин^а, М. А. Цейц^а, П. В. Красильников^{а,*}

^аФакультет почвоведения, МГУ им. М.В. Ломоносова, Ленинские горы, 1, Москва, 119991 Россия

*e-mail: krasilnikov@soil.msu.ru

Поступила в редакцию 15.11.2023 г.

После доработки 05.03.2024 г.

Принята к публикации 06.03.2024 г.

Почвы морских побережий функционируют на контакте терригенного стока и воздействия морской воды, что обеспечивает уникальную геохимическую обстановку. Отчасти процессы миграции и аккумуляции элементов могут обеспечиваться процессами формирования и окисления сульфидов железа. Исследовали содержание и пространственное распределение Fe и Mn и микроэлементов в почвах маршей Поморского берега Белого моря. Работы вели вблизи села Колежма, Беломорский район, Республика Карелия. Исследование показало, что для изученных почв характерно повышенное содержание таких микроэлементов, как As и Se, которые обычно ассоциируют с наличием сульфидов металлов в морских отложениях. Отмечено высокое содержание Fe (до 27 300 ppm) и Mn (до 1500 ppm), что типично для таежных ландшафтов. При этом в почвах побережий геохимическая судьба Fe и Mn расходится, вероятно, отчасти за счет участия Fe в минеральных переходах из сульфидов в сульфаты. Такие микроэлементы, как Ni и Cr, присутствуют в почвах в концентрациях, сравнимых с фоновыми в зональных почвах региона. Только As и Se могут представлять потенциальную опасность в случае использования томболо под сенокос.

Ключевые слова: тяжелые металлы и металлоиды, кислые сульфатные почвы, приморские луга, Tidalic Fluvisols, Gleysols, Stagnosols

DOI: 10.31857/S0032180X24080032, EDN: KNNKUF

ВВЕДЕНИЕ

Отложения, почвы и экосистемы побережий морей и океанов являются объектом мультидисциплинарных исследований во всем мире [20, 30, 31]. Известен особый режим накопления осадков, гидрологический и солевой режимы почв побережий; в международной почвенной классификации эти почвы обычно выделяются как Tidalic Fluvisols [26]. В России почвы маршевых лугов и, шире, морских побережий исследовались несколькими специалистами, однако уровень знаний об этих почвах, учитывая длину морских побережий страны, явно недостаточен. По сути, исследования проводились только в Приморье [6, 16] и на берегах Белого и Баренцева морей [8, 10, 13, 14, 15, 34]. Заметим, что в последние годы появились статьи по маршевым почвам восточной части Российской Арктики [4, 5], которые показывают специфику берегов мерзлотных областей. В этих работах преимущественно

рассматриваются вопросы генезиса, географии и классификации маршевых почв. В отдельных публикациях рассматривались проблемы пространственного распределения и состава солей в профиле почв [6], их кислотно-основных свойств и распределения разных форм углерода [15], эволюционные ряды почв от маршевых до зональных [8], а также связи растительности и свойств почвы [11]. Отметим хорошую изученность почв берегов Белого моря; что касается Балтийского моря, то работ по маршевым почвам для его побережий в пределах российской территории почти нет, что связано преимущественно со слабым колебанием уровня воды на балтийском побережье, и, соответственно, с незначительным развитием приливно-отливной зоны [2]. Финские ученые исследования проводили по побережью Ботнического залива, в том числе по распространению растительности маршевых лугов в зависимости от состава и концентрации

солей в почвах [32]. Практически не уделялось внимания формированию кислых сульфатных почв на побережьях российских морей. Единственное подробное исследование кислых сульфатных почв в стране [7] посвящено объектам, формирующимся на внебереговых отложениях, где сульфиды имеют эндогенное происхождение. В мировой литературе береговые кислые сульфатные почвы исследованы подробно. Хотя отрывочные сведения о кислых сульфатных почвах встречались в литературе с XVI в., когда осушение голландских полей привело к активному окислению сульфидов в морских отложениях, реальное научное исследование кислых сульфатных почв началось с 1970-х годов [29]. В эти годы удалось подробно охарактеризовать процессы накопления пирита в береговых отложениях за счет микробиологического восстановления железа и серы сульфатредуцирующими бактериями *Desulfovibrio* и *Desulfotomaculum* и его дальнейшего окисления при контакте почв с кислородом, которое также в значительной степени проходит с участием хемотрофных бактерий, преимущественно *Thiobacillus ferrooxidans* и рядом сходных организмов. Окисление пирита приводит к выбросу в раствор свободной серной кислоты и образованию целого ряда своеобразных минералов из группы сульфидов, прежде всего, ярозита, которые затем разрушаются, оставляя оксиды и гидроксиды железа [19]. Характерной особенностью береговых кислых сульфатных почв является стремительность почвообразовательных процессов в них: переход от темных почв, насыщенных дисперсным пиритом, с восстановительным режимом и щелочной реакцией среды к экстремально кислым почвам с яркими желтыми пятнами ярозита происходит в течение месяцев или даже недель. В литературе принято различать потенциальные кислые сульфатные почвы (Protothionic Tidalic Fluvisols) и актуальные кислые сульфатные почвы (Orthothionic Tidalic Fluvisols), которые коренным образом отличаются друг от друга по свойствам [26]. Быстрое окисление сульфидов с выделением сильной минеральной кислоты приводит к активному гидролизу силикатов, высвобождению и высокой подвижности Al [25]; соответственно, минералогия кислых сульфатных почв определяется соединениями Fe, Al в том числе их сложных сульфатов [18], а также продуктами трансформации слоистых силикатов [23]. Существенно влияние резкого подкисления среды на подвижность макро- и микроэлементов в почвах [28]. При этом надо иметь в виду, что валовое содержание многих микроэлементов в кислых сульфатных почвах выше, чем в фоновых почвах, за счет их аккумуляции при формировании сульфидов, обычно за счет изоморфного замещения железа и серы, в результате поступления большого количества вещества с морскими водами и терригенным стоком [27, 36]. Хотя наиболее ярко

повышенная активность многих микроэлементов выражена, и соответственно лучше изучена, в кислом стоке сульфидсодержащих отвалов шахт [21], для береговых кислых сульфатных почв отмечалось повышение активности многих химических элементов, в том числе до токсичных концентраций [24, 28, 37]. Сменяющие друг друга фазы окисления и восстановления приводят к повышению мобильности очень разных по геохимическому поведению элементов [32]. С точки зрения токсичности особого внимания в кислых сульфатных почвах заслуживает As — элемент, который активно накапливается на маршах в результате изоморфного замещения серы в пирите и затем высвобождается при окислении последнего [22]. При этом изменение содержания и подвижности микроэлементов может наблюдаться и при незначительном влиянии окисления пирита на свойства почвы, при котором не происходит значительного увеличения кислотности почв. Хотя общие закономерности поведения основных макро- и микроэлементов в областях распространения кислых сульфатных почв могут быть выведены из общих соображений, ситуация в конкретных регионах и ландшафтах требует экспериментального исследования. На настоящий момент побережья морей северо-запада России остаются практически неисследованными с точки зрения географии и геохимии кислых сульфатных почв. Также с практической точки зрения приморские маршевые луга являются важным источником кормов для скота, как минимум, в маргинальном животноводстве Поморского берега Белого моря, и знание свойств почв, которые могут влиять на состав и урожайность трав, важно для сохранения биопродуктивности маршей.

Цель работы — исследование содержания нескольких микроэлементов в верхних горизонтах почвы маршей Поморского берега Белого моря. Рабочая гипотеза заключается в том, что почвы маршей, содержащие сульфиды и продукты их окисления, имеют большее валовое содержание микроэлементов, чем зональные почвы.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Объекты исследований. Работы проводили вблизи села Колежма, Беломорский район, Республика Карелия; территория относится к Поморскому берегу Белого моря (рис. 1а), географические координаты 64°14'11" N, 35°52'27" E. Климат — умеренно морского северного типа с прохладным летом и мягкой снежной зимой, в год выпадает в среднем 435 мм осадков, среднегодовая температура 1°C (рис. 1б). Исследуемый участок представляет собой томболо — перемычку между небольшим, размером около 200 × 300 м, островом Лопский и материком. Томболо обычно характеризуются высокой степенью неоднородности отложений, почв

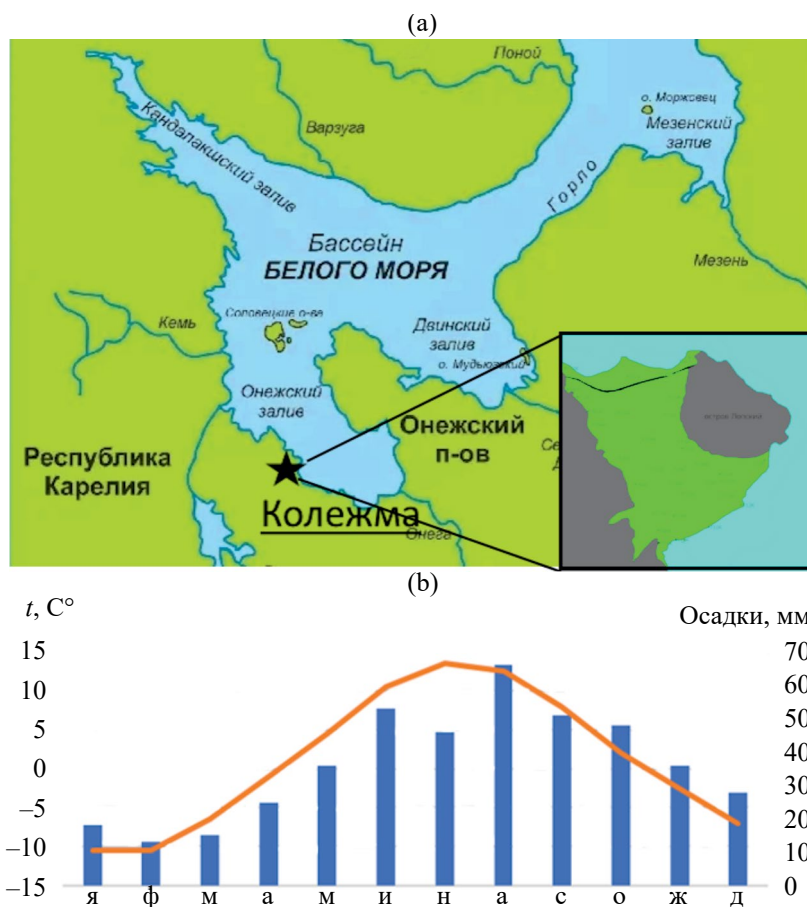


Рис. 1. Географическое положение (a) и климатические характеристики (b) района исследований.

и растительности из-за сложного движения приливных и нагонных волн между островом и сушей. На данном объекте наибольшее распространение имеют почвы, относящиеся к реферативным группам Fluvisols, Gleysols и Stagnosols [26]. Объект исследуется в течение нескольких лет; ранее были охарактеризованы морфология, гранулометрический состав и кислотность почв [2], а также запасы углерода в почве и биомассе [17]. Для почв характерна оглеенность профиля, наличие железистых новообразований, большое количество включений, слоистость с прослоями разного гранулометрического состава. В верхних горизонтах почв гранулометрический состав варьировал в пространстве от опесчаненного легкого суглинка до пылевато-среднего суглинка; только в одной точке почва была песчаной и в одной точке — тяжелосуглинистой [2]. Практически вся площадь ключевого участка затопливается в прилив соленой морской водой, что обуславливает особый амфибиальный водный режим почв. Значения pH верхних почвенных горизонтов находятся в диапазоне от 5.5 до 7.5, что выше, чем в зональных почвах Карелии. Почвы с самыми высокими значениями pH приурочены к

наиболее мористым участкам, а также к центральной части томболо, которая находится в понижении рельефа и где образуются так называемые соленые лужи — зоны с наибольшим содержанием солей в почвенном растворе и максимальными значениями pH. Значения pH снижаются на участках у леса на коренном берегу, что связано с поступлением на данные территории кислого пресного стока с лесных болот.

Растительный покров на территории зарастающего томболо вблизи села Колежда представлен сообществами как галофитных (*Juncus gerardii* L., *Carex salina* Wahlenb), так и влаголюбивых видов, способных выдерживать засоление (*Calamagrostis neglecta* Ehrh., *Sonchus arvensis* L.). Растительный покров на объекте можно разделить на уровни маршевой растительности. Часть томболо, ежедневно затопляемая в прилив, и на которой в составе растительных сообществ доминируют галофитные виды (*Triglochin maritima* L., *Carex salina* Wahlenb, *Salicornia europaea* L., *Plantago maritima* L., *Juncus gerardii* L., *Glaux maritima* L. и др.), относится к маршам низкого уровня. Именно растительностью маршей низкого уровня занята большая часть

ключевого участка. В зоне соленых луж произрастают сообщества *S. europaea* L. — пионерного вида маршей, галофита, способного существовать в условиях наибольшего засоления. Территория, до которой приливная волна доходит только во время сизигийных приливов, и на которой в составе растительных сообществ могут доминировать как галофитные, так и негалофитные виды (*Festuca rubra* L., *Sonchus arvensis* L., *Carex mackensiei* Krecz., *Calamagrostis neglecta* Ehrh., *Leymus arenarius* Hochst., *Vicia cracca* L. и др.), относится к маршам среднего уровня. Марши среднего уровня в большей степени приурочены к участкам у леса, откуда поступает пресная вода с поверхностным стоком, что смягчает воздействие талассогенного фактора. Отдельно стоит выделить сообщества *Phragmites australis* Cav. (communis (Trin)), которые способны развиваться на маршах всех уровней, однако наилучших параметров роста тростник достигает на наиболее удаленных от моря участках.

Методы исследований. Полевые исследования проводили в летние сезоны 2022 и 2023 гг. На территории томболо было заложено 30 почвенных разрезов, каждый из которых соответствовал явно выраженному растительному сообществу. Для всех профилей проводили морфологическое описание и отбирали образцы для проведения анализов физических и химических свойств почвы по горизонтам. Результаты исследований химических и физических свойств почвы и их пространственное распределение опубликованы ранее [2, 17]. Для определения содержания микроэлементов отбирали образцы из верхних 10 см минеральной части профиля.

Разложение почвы царской водкой, т.е. смесью концентрированных азотной HNO_3 (65–68 мас. %) и соляной HCl (32–35 мас. %) кислот, взятых в соотношении 1 : 3 по объему, проводили следующим образом. Помещали 1 г почвы во фторопластовые стаканы, приливали 10 мл свежеприготовленной царской водки, нагревали 3 ч при 95°C на электроплитке при перемешивании. Затем стаканы охлаждали, содержимое количественно переносили в мерные колбы на 100 мл, доводили до метки дистиллированной водой и перемешивали. Отстоявшийся в течение суток раствор осторожно сливали в пробирки автосемплера [8]. При данном виде пробоподготовки из почвы извлекаются почти все тяжелые металлы (до 95%), за исключением прочносвязанных в некоторых устойчивых минералах, поэтому результаты анализа таких вытяжек можно условно считать валовым содержанием. Определение содержания тяжелых металлов и металлоидов в полученных растворах проводили методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой на приборе Plasmaquant MS Elite (Analytik Jena, Германия) в соответствии с ГОСТ

ISO 22036-2014¹. Прибор настроен на работу с высокоатричными растворами по наименьшему уровню оксидов (по церию, <1%) и двухзарядных ионов (по барии, <2%). Для устранения полиатомных интерференций использовали встроенную коллизионную ячейку в режиме с водородом (для определения хрома, мышьяка и селена) и в режиме с гелием (для определения всех остальных элементов). Высокую временную стабильность и устойчивость к влиянию матрицы обеспечивали коррекцией результатов по внутренним стандартам в соответствии с [8].

На основании полученных данных для исследованного участка составляли картограммы распределения микроэлементов в программе MapInfo Pro 15.2. методом обратного взвешивания расстояний. Использование более точных методов пространственной интерполяции было ограничено количеством точек пробоотбора.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Пространственное распределение содержания некоторых микроэлементов в почвах представлено на рис. 2. Из большого набора определений выбрали данные по тем элементам, содержание которых связано с окислением сульфидов (Fe, As и Se), с изменяющимися окислительно-восстановительными условиями (Fe, Mn) и со значениями pH почвенного раствора (Ni, Cr и Se).

При рассмотрении результатов следует учитывать, что северная часть томболо характеризуется меньшим воздействием морских волн, чем южная его часть, отчасти из-за насыпи и дороги, которые проходят вдоль северной части томболо. В южной и центральной части приливные воды застаиваются и формируют соленые озера и лужи [2].

Пространственное распределение As, который является одним из элементов, сопутствующих пириту, показывает преимущественную приуроченность к южной береговой линии, где наблюдались черные иловатые отложения, типичные для литоралей в регионе исследований [14, 15]. В этой зоне содержания As составило до 8.4 ppm против кларка As в почве — 5 ppm [3]. Присутствие сульфидов не было подтверждено тестом на снижение значений pH после обработки перекисью водорода, но стойкий запах сероводорода указывал на присутствие сульфидов в почвах. Аномально высокие значения содержания мышьяка, до 15.3 ppm, были отмечены на

¹ ГОСТ ISO 22036-2014. Межгосударственный стандарт качества почвы. Определение микроэлементов в экстрактах почвы с использованием атомно-эмиссионной спектроскопии индуктивно связанной плазмы (ИСП-АЭС) Soil quality. Determination of trace elements in extracts of soil by inductively coupled plasma — atomic emission spectrometry (ICP-AES) МКС 13.080.10 Дата введения 2015-07-01.

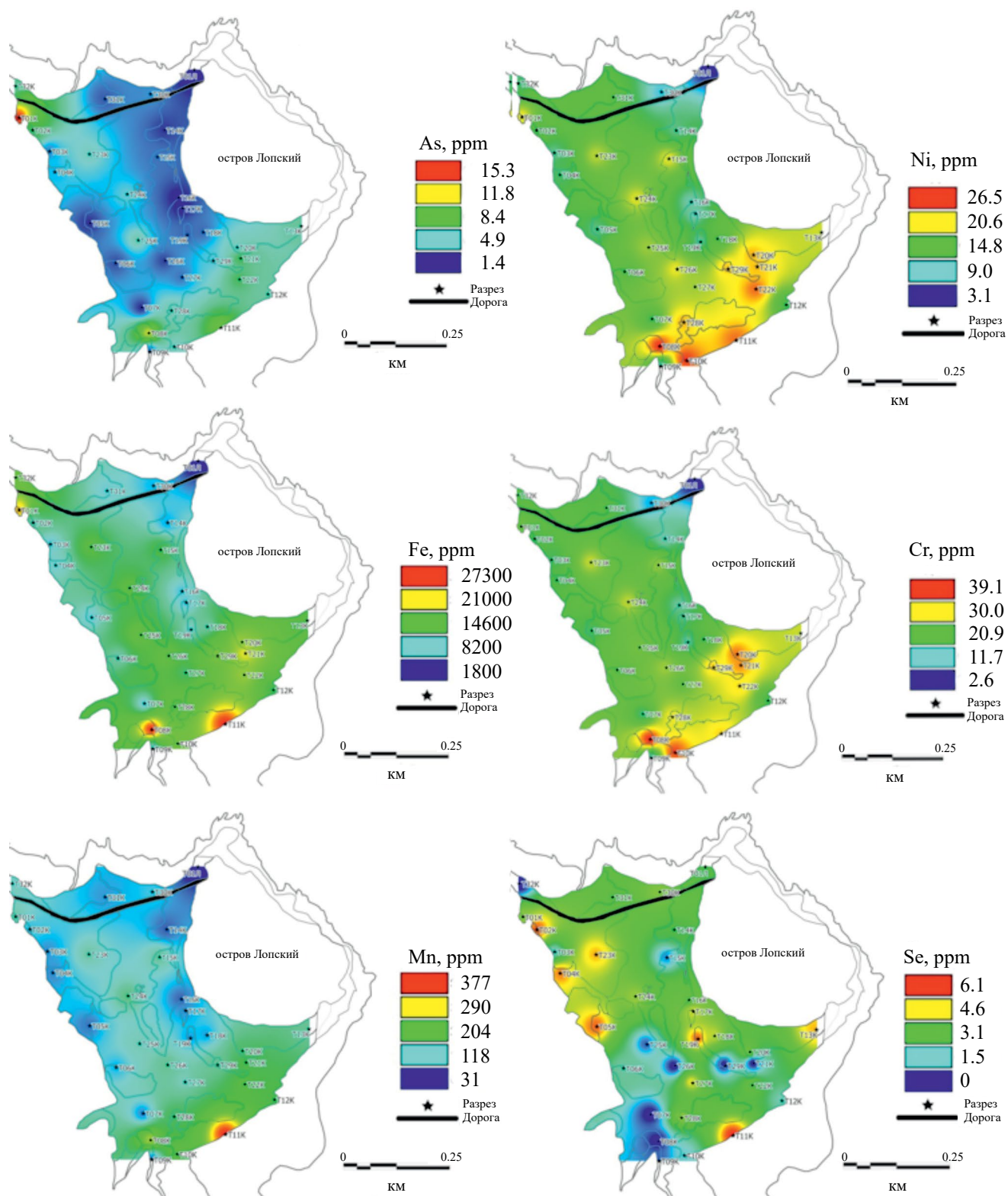


Рис. 2. Пространственное распространение отдельных микроэлементов на томболо в районе поселка Колежма.

границе леса в северной части томболо на границе с лесом, что, очевидно, связано с выносом ручьем As из отложений морских террас. Поскольку по российскому законодательству ориентировочно допустимые концентрации (ОДК)² As составляют 5 ppm, можно отметить, что на части территории содержание As повышено и может представлять потенциальную опасность при использовании почв под сенокосы.

Пространственное распределение Fe и Mn. Содержание Fe в почвах велико по сравнению с другими микроэлементами, достигая местами 27 300 ppm, что соответствует валовому содержанию Fe в автоморфных зональных почвах [1]. Пространственное распределение Fe показывает приуроченность максимальных концентраций к южному побережью и центральной части томболо, которая находится в понижении, т.е. соответствует заливаемым почвам, в том числе соленых луж и озер. Теоретически, должен происходить вынос Fe из переувлажненных позиций за счет его восстановления, в реальности наблюдаем обратную картину. Характерно, что распространение Fe не соответствует распределению его обычного спутника по геохимии в почве — Mn, который концентрируется только на южной береговой линии. При этом содержание Mn составляло от 30 до 377 ppm, что практически укладывается в диапазон концентраций, сообщаемых для автоморфных почв региона — от 36 до 1500 ppm [1]. Мы приписываем разное геохимическое поведение Fe и Mn отчасти различной подвижности этих элементов в разных диапазонах pH и Eh, отчасти — связанности Fe с распространением пирита на томболо. Предельно допустимая концентрация Mn составляет 1500 ppm, т.е. на исследованном участке она нигде не превышена.

Пространственное распределение Ni и Cr. Распределение Ni и Cr сходно с пространственным распределением кислотности. Наиболее щелочные значения pH верхних горизонтов отмечались в верхних горизонтах почв, которые подвергаются воздействию морских соленых вод [2]. Это почвы у уреза воды и в центральной части томболо, где морская вода задерживается. Самые низкие значения pH верхнего горизонта наблюдаются в разрезах у коренного берега и у острова Лопский. Оба элемента, Ni и Cr, показали приуроченность к южной и центральной частям томболо, где почвы имеют самые высокие значения pH, несмотря на то что геохимическое поведение этих элементов различно: подвижность Ni возрастает с уменьшением значений pH, тогда как Cr в наиболее распространенной трехвалентной форме выпадает

в осадок в кислых условиях. Концентрация Ni варьирует от 3 до более 26 ppm, а Cr — от 2.6 до более 39 ppm. Объяснения для подобного распределения может быть два. С одной стороны, эти ионы могут сорбироваться на глинистых минералах, что приводит к тому, что они в меньшей степени мобилизуются и вымываются из почвы. Однако это не объясняет их пространственного распределения: в целом гранулометрический состав участка относительно однороден, и отсутствует градиент по содержанию илистой фракции по направлению к морю. С другой стороны, возможно, что они также находятся в составе сульфидов, которые накапливаются в часто заливаемых частях томболо. Абсолютные содержания Ni в почвах уступают кларку в почвах (40 ppm) [3], но близки к значениям, сообщаемым для суглинистых почв России в целом (27.6 ppm) и Карелии в частности (4.5–14.4 ppm) [12]. ОДК Ni для суглинистых почв составляет 40 ppm, т.е. на исследованном участке нигде концентрация этого элемента не достигает опасных концентраций. Содержание Cr оказалось существенно ниже кларка для почв в целом (70 ppm) [3], но неплохо согласуется с данными для суглинистых и глинистых почв Карелии — в среднем 27.9–44.0 ppm [1]. Для Cr в Российской Федерации не предусмотрены ПДК и ОДК, но низкие относительно кларка концентрации указывают на то, что содержание этого элемента на исследованном участке не представляет опасности. Таким образом, в целом для почв томболо накопление Ni и Cr не характерно.

Пространственное распределение Se. Se является одним из наиболее рассеянных элементов с кларком в почвах 0.4 ppm. В настоящем случае его концентрации колебались от 0 до более 6.1 ppm: последнее значение является крайне высоким для почв. Ранее сообщалось, что концентрации Se в почвах таежной зоны увеличивались при приближении к морю, в связи с чем делался вывод о том, что Se имеет морское происхождение [27]. Но ситуация более сложная: на фоне высоких концентраций этого элемента в почвах томболо в области соленых луж его содержание резко уменьшается, что, очевидно, связано с высокой подвижностью Se в щелочных условиях. Значения ПДК и ОДК для Se в России не разработаны.

ОБСУЖДЕНИЕ

Источники микроэлементов в маршевых почвах. Почвы маршей таежной зоны являются уникальными, поскольку именно в этих почвах сталкиваются потоки кислых терригенных вод со щелочными, сильноминерализованными морскими водами [20]. Именно в маршевых почвах образуется геохимический барьер, который обеспечивает аккумуляцию различных элементов, растворимость

² ГН 2.1.7.2041-06 ГН 2.1.7.2042-06 Предельно-допустимые концентрации (ПДК) и ориентировочно-допустимые концентрации (ОДК) химических веществ в почве. М.: Федеральный центр гигиены и эпидемиологии, 2006.

которых регулируется кислотностью и ионной силой раствора. В связи с этим ожидалось, что целый ряд ионов металлов, которые хорошо растворимы в кислой среде, будет выпадать в осадок и накапливаться в приливно-отливной зоне северных маршей. Однако подобной закономерности не было выявлено. Очевидно, это связано с низкой концентрацией таких металлов, как Ni и Cr, в терригенном стоке. Поморский берег Белого моря характеризуется большой растянутостью, т.е. береговая линия оторвана на много десятков километров от коренных пород, богатых микроэлементами. Поверхностный сток с морских глин и песков, и особенно с олиготрофных болот, занимающих обширные пространства на Поморском берегу, беден микроэлементами. Исключением являются Fe, As и Se, которые показывают максимальные концентрации в зоне выклинивания родника на точке T01K. Однако высокие концентрации этих элементов связаны, скорее, с окислением сульфидов в морских отложениях.

Роль образования и окисления сульфидов. Кислые сульфатные почвы являются одним из самых необычных почвенных объектов с точки зрения их геохимии, минералогии, микробиологии, химических свойств и экологических функций. Их эволюция определяется процессами формирования сульфидов железа в почвообразующей породе и последующем окислением сульфидов с выделением свободной серной кислоты. Большинство кислых сульфатных почв в мире находится на морских берегах: именно на литорали в ходе осадконакопления активно идет процесс формирования сульфидов железа, преимущественно пирита, за счет восстановления серы из морской воды и Fe, поступающего с терригенным стоком. В приливно-отливной зоне и на обширных побережьях в стадии регрессии морей происходит окисление сульфидов, что приводит к резкому подкислению почвенной среды и к формированию ряда минералов группы сульфатов, прежде всего, ярозита. Хотя максимальное распространение береговые кислые сульфатные почвы имеют в тропических областях, на севере Европы также обнаружены сульфидсодержащие береговые отложения, на которых при их экспозиции на поверхность формируются кислые сульфатные почвы. Значительная их часть связана с отложениями Литориновой трансгрессии, однако имеются указания и на то, что процессы современного накопления сульфидов также достаточно активны.

Исследованные почвы вряд ли можно отнести к категории кислых сульфатных почв, поскольку они не показывают ни экстремально низких значений pH, ни существенного изменения pH при обработке перекисью водорода. Однако ряд признаков, например, устойчивый запах сероводорода, присутствие черных илистых осадков и, местами, снижение значений pH в почвах указывают на

наличие дисперсных сульфидов железа в осадках и почвах. Наличие продуктов сульфатредукции не меняет общей геохимической картины в ландшафте, однако даже при малых концентрациях сульфидом может существенно корректировать распределение микроэлементов в почвах. Например, существенно возрастает в маршевых почвах концентрация элементов, замещающих серу в сульфидах, таких как As и Se. Вместе с ними растет и концентрация Fe — элемента, обычного в почвах автоморфных таежных ландшафтах, однако обычно дефицитного в гидроморфных почвах. Таким образом, можно говорить о заметной роли сульфидов железа в аккумуляции As, Fe и Se в маршевых почвах.

Особенности пространственного распределения микроэлементов на томболо. Обычно исследования на берегах проводятся на относительно простых геоморфологических элементах берегов [11, 15]; в некоторых работах показано, как различаются маршевые почвы открытых участков и заливов [8, 36], в том числе с точки зрения формирования сульфидов в береговых отложениях [34]. Простые томболо с этой точки зрения также не вызывают большого интереса, поскольку представляют собой всего лишь песчано-гравийные косы, сформировавшиеся из-за дифракции волн между островом и материковой частью. Однако в ряде случаев образуются сложные, двойные и тройные томболо, где между грубыми наносами формируются озера, лужи, в которых накапливается тонкодисперсный материал, и тогда томболо превращается в мозаику отложений со специфическими почвами и растительностью. Собственно, объект исследований представлял собой именно сложное томболо [2]. В пределах изученного томболо между материком и островом Лопский выделяются разные зоны, отличающиеся по геохимической обстановке. Условно можно выделить узкую северную приливно-отливную полосу, зону контакта с терригенным стоком, южную приливно-отливную зону и область застоя морской воды (соленые озера и лужи) в центральной части томболо. Северная приливно-отливная зона характеризуется пониженным содержанием всех исследованных элементов, кроме Se. Зона контакта с терригенным стоком показывает некоторое повышение концентраций Se, местами Fe и As. Южная приливно-отливная зона характеризуется повышенным содержанием практически всех элементов. Наконец, центральная область содержит повышенные концентрации Ni, Cr и, отчасти, Fe. Таким образом, особенности амфибиального водного режима и варьирование в гранулометрическом составе отложений определяют перераспределение микроэлементов в почвах томболо.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Исследование показало, что для изученных почв маршей Поморского берега Белого моря характерно повышенное содержание таких микроэлементов, как As и Se, которые обычно ассоциируют с наличием сульфидов металлов в морских отложениях. Отмечено высокое содержание Fe и Mn, что в целом типично для таежных ландшафтов. При этом в почвах побережий геохимическая судьба Fe и Mn расходится, вероятно, отчасти за счет участия Fe в последовательном окислении сульфидов в сульфаты. Такие микроэлементы, как Ni и Cr присутствуют в почвах в концентрациях, сравнимых с фоновыми в почвах региона.

Из всех изученных элементов потенциальную опасность с точки зрения поступления в трофические цепи при использовании почв в сельском хозяйстве, например, под сенокосы, могут представлять As и Se, аккумуляция которых связана с формированием и окислением сульфидов. На части исследованной территории содержание As превышает установленные ОДК, а содержание Se, при отсутствии официальных нормативов, многократно превышает фоновые концентрации, что может оказывать негативное воздействие на качество продукции.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа проведена при финансовой поддержке гранта Российского научного фонда “Накопление и окисление сульфидов в маршевых почвах побережий Белого и Балтийского морей”, № 22-27-00420.

СОБЛЮДЕНИЕ ЭТИЧЕСКИХ СТАНДАРТОВ

В данной работе отсутствуют исследования человека или животных.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют об отсутствии у них конфликта интересов.

ДОПОЛНИТЕЛЬНАЯ ИНФОРМАЦИЯ

Онлайн-версия содержит дополнительные материалы, доступные по адресу <https://doi.org/10.31857/S0032180X24080032>

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Ахметова Г.В.* Географические особенности распределения микроэлементов в почвах среднетаежной подзоны Республики Карелия // Международный журнал прикладных и фундаментальных исследований. 2016. № 10-4. С. 572–576.
2. *Багдасаров И.Е., Цейц М.А., Крюкова Ю.А., Тапкина К.Б., Конюшкова М.В.* Сравнительная характеристика почвенного и растительного покрова томболо побережий Белого и Балтийского морей // Вестник Моск. ун-та. Сер. 17, почвоведение. 2023. № 1. С. 3–15. <https://doi.org/10.55959/MSU0137-0944-17-2023-78-1-3-15>
3. *Виноградов Б.В., Орлов В.П., Снакин В.В.* Биотические критерии выделения зон экологического бедствия России // Изв. РАН. Сер. географическая. 1993. № 5. С. 13–27.
4. *Губин С.В., Луначев А.В.* Подходы к классификации почв аккумулятивных берегов морей восточного сектора Российской Арктики // Почвоведение. 2022. № 1. С. 25–32. <https://doi.org/10.31857/S0032180X22010051>
5. *Губин С.В., Луначев А.В., Ходжаева А.К.* Почвы аккумулятивных берегов Восточно-Сибирского моря // Почвоведение. 2022. № 9. С. 1073–1085. <https://doi.org/10.31857/S0032180X22090076>
6. *Костенкова А.Ф.* Маршевые почвы юга Приморья и особенности их солевого состава // Почвоведение. 1979. № 2. С. 22–29.
7. *Красильников П.В., Шоба С.А.* Сульфатнокислые почвы Восточной Финляндии. Петрозаводск: Карельский НЦ РАН, 1997. 160 с.
8. *Кузнецова А.М.* Эволюция морских отложений в маршевые почвы на различных типах берегов // Вестник Моск. ун-та. Сер. 17, почвоведение. 1999. № 2. С. 20–27.
9. *Ладонин Д.В., Пляскина О.В., Кучкин А.В., Коваль Е.В.* Методика выполнения измерений массовой доли элементов в твердых минеральных объектах методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой на масс-спектрометре Agilent ICP-MS 7500. М., 2009. 56 с.
10. *Орешникова Н.В., Красильников П.В., Шоба С.А.* Маршевые почвы Карельского берега Белого моря // Вестник Моск. ун-та. Сер. 17, почвоведение. 2012. № 4. С. 13–20.
11. *Сидорова В.А., Святова Е.Н., Цейц М.А.* Пространственное варьирование свойств маршевых почв и их влияние на растительность (Кандалакшский залив) // Почвоведение. 2015. № 3. С. 259–267. <https://doi.org/10.7868/S0032180X15030119>
12. *Федорец Н.Г., Бахмет О.Н., Медведева М.В., Ахметова Г.В., Новиков С.Г., Ткаченко Ю.Н., Солодовников А.Н.* Тяжелые металлы в почвах Карелии. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2015. 222 с.
13. *Цейц М.А., Добрынин Д.В.* Морфогенетическая диагностика и систематика маршевых почв

- Карельского Беломорья // Почвоведение. 1997. № 4. С. 411–416.
14. Цейц М.А., Добрынин Д.В., Белозерова Е.А. Структурная организация почвенного и растительного покрова маршей Поморского берега Белого моря // Экологические функции почв Восточной Финноскандии. Петрозаводск: Карельский НЦ РАН, 2000. С. 95–107.
15. Шамрикова Е.В., Денева С.В., Панюков А.Н., Кубик О.С. Свойства почв и характер растительности побережья Хайпудырской губы Баренцева моря // Почвоведение. 2018. № 4. С. 402–412. <https://doi.org/10.7868/S0032180X18040020>
16. Шляхов С.А., Костенков Н.М. Почвы Тихоокеанского побережья России, их классификация, оценка и использование. Владивосток: Дальнаука, 2000. 177 с.
17. Bagdasarov I., Tseits M., Kryukova I., Taskina K., Bobrik A., Ilichev I., Cheng J., Xu L., Krasilnikov P. Carbon stock in coastal ecosystems of tomboles of the white and baltic seas // Land. 2024. V. 13. № 1. P. 49.
18. Bouza P.J., Ríos I., Idaszkin Y.L., Bortolus A. Patagonian salt marsh soils and oxidizable pedogenic pyrite: solid phases controlling aluminum and iron contents in acidic soil solutions // Environmental Earth Sci. 2019. V. 78. № 1. P. 1–14. <https://doi.org/10.1007/s12665-018-7991-4>
19. van Breemen N. Soil forming processes in acid sulphate soils // Acid sulphate soils. 1973. V. 1. P. 66–130.
20. Demas G.P., Rabenhorst M.C. Factors of subaqueous soil formation: a system of quantitative pedology for submerged environments // Geoderma. 2001. V. 102. № 2. P. 189–204. [https://doi.org/10.1016/S0016-7061\(00\)00111-7](https://doi.org/10.1016/S0016-7061(00)00111-7)
21. Douglas G., Adeney J., Johnston K., Wendling L., Coleman S. Major element, trace element, nutrient, and radionuclide mobility in a mining by-product-amended soil // J. Environ. Quality. 2012. V. 41. № 6. P. 1818–1834. <https://doi.org/10.2134/jeq2012.0139>
22. Dudas M.J., Warren C.J., Spiers G.A. Chemistry of arsenic in acid sulphate soils of northern Alberta // Comm. Soil Sci. Plant Analysis. 1988. V. 19. № 7–12. P. 887–895. <https://doi.org/10.1080/00103628809367982>
23. Fanning D.S., Rabenhorst M.C., Balduff D.M., Wagner D.P., Orr R.S., Zurheide P.K. An acid sulfate perspective on landscape/seascape soil mineralogy in the U.S. Mid-Atlantic region // Geoderma. 2010. V. 154. № 3–4. P. 457–464. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2009.04.015>
24. Ghosh S., Bakshi M., Mitra S., Mahanty S., Ram S.S., Banerjee S., Chakraborty A., Sudarshan M., Bhattacharyya S., Chaudhuri P. Elemental geochemistry in acid sulphate soils – A case study from reclaimed islands of Indian Sundarban // Marine Poll. Bull. 2019. V. 138. P. 501–510. <https://doi.org/10.1016/j.marpolbul.2018.11.057>
25. Houben G.J., Kaufhold S., Dietel J., Röhm H., Gröger-Trampe J., Sander J. Investigation of the source of acidification in an aquifer in Northern Germany // Envir. Earth Sci. 2019. V. 78. № 3. P. 73. <https://doi.org/10.1007/s12665-019-8096-4>
26. IUSS Working Group WRB. World reference base for soil resources 2014, update 2015: International soil classification system for naming soils and creating legends for soil maps. FAO, Rome, 2015.
27. Låg J., Steinnes E. Regional distribution of selenium and arsenic in humus layers of Norwegian forest soils // Geoderma. 1978. V. 20. № 1. P. 3–14. [https://doi.org/10.1016/0016-7061\(78\)90045-9](https://doi.org/10.1016/0016-7061(78)90045-9)
28. Morgan B., Rate A.W., Burton E.D. Trace element reactivity in FeS-rich estuarine sediments: Influence of formation environment and acid sulfate soil drainage // Sci. Total Envir. 2012. V. 438. P. 463–476. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2012.08.088>
29. Pan Y., Bonten L.T.C., Koopmans G.F., Song J., Luo Y., Temminghoff E.J.M., Comans R.N.J. Solubility of trace metals in two contaminated paddy soils exposed to alternating flooding and drainage // Geoderma, 2016. V. 261. P. 59–69. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2015.07.011>
30. Pons L.J. Outline of genesis, characteristics, classification and improvement of acid sulphate soils // Acid sulphate soils. 1973. Vol. 1. P. 3–65.
31. Ranwell D.S. Ecology of salt marshes and sand dunes. London: Chapman & Hall, 1972. 258 p.
32. Ríos I., Bouza P.J., Bortolus A., Alvarez M.D.P. Soil-geomorphology relationships and landscape evolution in a southwestern Atlantic tidal salt marsh in Patagonia, Argentina // J. South Amer. Earth Sci. 2018. V. 84. P. 385–398. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2018.04.015>
33. Shaheen S.M., Rinklebe J., Frohne T., White J.R., DeLaune R.D. Redox effects on release kinetics of arsenic, cadmium, cobalt, and vanadium in Wax Lake Deltaic freshwater marsh soils // Chemosphere. 2016. V. 150. P. 740–748. <https://doi.org/10.1016/j.chemosphere.2015.12.043>
34. Siira J. Studies in the ecology of the sea-shore meadows of the Bothnian Bay with special reference to the Liminka area // Aquilo. Ser. Botanica. 1970. V. 9. P. 1–100.

35. *Tseits M.A., Dobrynin D.V.* Classification of marsh soils in Russia // *Eurasian Soil Sci.* 2005. V. 38. P. 44–48.
36. *Tseits M.A., Marechek M.S.* The formation of soil cover patterns on tidal marshes of the Arctic of Russia // *Moscow University Soil Sci. Bull.* 2021. V. 76. № 5. P. 273–282.
37. *Virtasalo J.J., Österholm P., Kotilainen A.T., Åström M.E.* Enrichment of trace metals from acid sulfate soils in sediments of the Kvarken Archipelago, eastern Gulf of Bothnia, Baltic Sea // *Biogeosciences.* 2020. V. 17. № 23. P. 6097–6113.
<https://doi.org/10.5194/bg-17-6097-2020>
38. *Vithana C.L., Ulapane P.A.K., Chandrajith R., Sullivan L.A., Bundschuh J., Toppler N., Ward N.J., Senaratne A.* Acid sulfate soils on the west coast of Sri Lanka: A review // *Geoderma Regional.* 2021. V. 25. P. e00382.
<https://doi.org/10.1016/j.geodrs.2021.e00382>

Trace Elements in Marsh Soils of the Pomor Coast of the White Sea

**I. E. Bagdasarov¹, M. V. Konyushkova¹, Yu. A. Kryukova¹,
D. V. Ladonin¹, M. A. Tseits¹, and P. V. Krasilnikov^{1, *}**

¹*Faculty of Soil Science, Lomonosov Moscow State University, Moscow, 119991 Russia*

**e-mail: krasilnikov@soil.msu.ru*

The soils of the sea coasts function on the contact of terrigenous runoff and the effects of seawater, which provides a unique geochemical environment. In part, the processes of migration and accumulation of elements can be provided by the processes of formation and oxidation of iron sulfides. The content and spatial distribution of trace elements in the soils of the marshes of the Pomor coast of the White Sea were studied. The work was carried out near the village of Kolezhma, Belomorsky district, Republic of Karelia. The study showed that the studied soils are characterized by an increased content of trace elements such as As and Se, which are usually associated with the presence of metal sulfides in marine sediments. The content of Fe was up to 27 300 ppm and Mn – up to 1500 ppm, which is generally typical for taiga landscapes. At the same time, the geochemical fate of Fe and Mn in coastal soils diverges, probably partly due to the participation of Fe in mineral transitions from sulfides to sulfates. Ni and Cr were present in soils in concentrations comparable to the zonal soils of the region. Only As and Se might be potentially toxic in the case of the use of the tombolo as hayfield.

Keywords: heavy metals and metalloids, acid sulfate soils, coastal meadows, Tidalic Fluvisols, Gleysols, Stagnosols

УДК 551.89+631.4(571.5)

ОЦЕНКА ДИНАМИКИ ОРГАНИЧЕСКОГО УГЛЕРОДА В ПОЧВАХ ЮГА ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ ПО ДАННЫМ АНАЛИЗА СОСТАВА СТАБИЛЬНЫХ ИЗОТОПОВ УГЛЕРОДА

© 2024 г. В.А. Голубцов^{а, *}, А.А. Черкашина^а, Ю.В. Вантеева^а, С.М. Турчинская^б^аИнститут географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, ул. Улан-Баторская, 1, Иркутск, 664033 Россия^бИнститут географии РАН, Старомонетный пер., 29, Москва, 119017 Россия

*e-mail: tea_88@inbox.ru

Поступила в редакцию 21.11.2023 г.

После доработки 29.02.2024 г.

Принята к публикации 06.03.2024 г.

Оценена пространственная и внутривертикальная вариативность значений $\delta^{13}\text{C}$ почв, выявлены основные контролирующие ее факторы в Байкальском регионе — обширной территории на юге Восточной Сибири, отличающейся значительным разнообразием физико-географических условий. Анализ значений $\delta^{13}\text{C}$ выполнен для 95 почвенных разрезов, репрезентативных для основных ландшафтных поясов региона и расположенных в высотном градиенте 403–2315 м. Органическое вещество почв демонстрирует значительное варьирование по изотопным соотношениям $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$, охватывающим значительную часть диапазона значений $\delta^{13}\text{C}$, характерных для C_3 -фотосинтеза. Органическое вещество гумусовых горизонтов почв имеет значения $\delta^{13}\text{C}$ от -29.50 до -22.98‰ . Изменения величины $\delta^{13}\text{C}$ в высотном профиле хорошо соотносятся со сменами ландшафтов. Наибольшими значениями $\delta^{13}\text{C}$ характеризуются почвы гольцовых и степных ландшафтов. В таежных почвах наблюдается уменьшение доли тяжелых изотопов. Выявлена сниженная интенсивность оборота углерода в почвах степей и гольцового пояса в силу их лимитированности по условиям влаго- и теплообеспеченности, соответственно. Более интенсивный оборот углерода (β) отмечен для почв, формирующихся в таежных ландшафтах при более благоприятном соотношении температур и осадков. В таких условиях значения β коррелируют с изменениями pH, содержанием C и N, а также вариациями отношения C/N в почвах. Это может свидетельствовать о значительном влиянии характера поступающего опада и микробиологической активности на оборот углерода в почвах региона, формирующихся в более благоприятных климатических условиях.

Ключевые слова: горные области, круговорот углерода, $\delta^{13}\text{C}$, гольцы, степи, тайга

DOI: 10.31857/S0032180X24080042, **EDN:** KNDKXM

ВВЕДЕНИЕ

Горные области, занимающие значительные площади земной поверхности, в частности, в умеренной климатической зоне [50], наиболее чувствительны к климатическим изменениям [57]. Важную роль в изменениях климата играет органическое вещество почв [58]. Количество углерода, сосредоточенного в органическом веществе почв, оценивается в 2500 Пг, что почти в 4 раза больше биотического и в 3 раза больше атмосферного пула [26, 37]. Таким образом, даже небольшие изменения в динамике почвенного углерода могут существенно повлиять не только на климат, но и

на устойчивость ландшафтов, из-за его решающей роли в обмене углерода в системе атмосфера—почва—растения [37, 40]. Оценка таких изменений в почвах и их движущих факторов имеет решающее значение для понимания обратной связи между наземным циклом углерода и климатом [26].

Эффект отдельных экологических факторов на динамику органического углерода в почвах хорошо известен. В то же время высокая неоднородность биоклиматических условий, характерная для горных территорий, создает известные сложности в оценке баланса углерода в почвах [41, 53]. Не является исключением в этом ряду и Байкальский

регион, где относительно слабая изученность поведения органического углерода в почвах выводит на первый план необходимость анализа основных факторов, определяющих его динамику в различных биоклиматических условиях. Актуальность задачи возрастает в связи с тем, что территория является одним из наиболее подверженных глобальному потеплению регионов планеты [36, 54], что сказывается на изменении баланса углерода в ландшафтах [54].

Одним из подходов к оценке динамики органического углерода в почвах и ее движущих факторов является анализ состава стабильных изотопов углерода ($\delta^{13}\text{C}$) [46]. Несмотря на значительный потенциал изотопных исследований, на данный момент примеры изучения $\delta^{13}\text{C}$ органического вещества (ОВ) почв Байкальского региона и сопредельных территорий юга Восточной Сибири немногочисленны. Подобными исследованиями охвачены отдельные типы почв [10, 13, 19, 31, 32], а также высотные профили в ряде котловин Байкальской рифтовой зоны [2, 12, 14, 39]. На большей части территории почвы остаются неизученными с позиции геохимии стабильных изотопов углерода.

Широко известно явление обогащения органического вещества почв ^{13}C с глубиной, совпадающее со снижением содержания углерода в автоморфных почвах разных климатических зон [38, 60, 62]. При этом выраженность изменений $\delta^{13}\text{C}$ обычно связывается с интенсивностью фракционирования изотопов в ходе микробного метаболизма [38, 43]. Установлена линейная зависимость значений $\delta^{13}\text{C}$ с изменением содержания органического углерода (в логарифмическом масштабе) с глубиной, а наклон линейной регрессии (β) предложен в качестве индикатора интенсивности оборота углерода в почвах [38, 60, 62].

Выраженность β в значительной степени зависит от климатических условий и ряда физико-химических свойств почв [43, 60, 62]. Тем не менее, данные о факторах, контролирующих данный показатель в почвах Байкальского региона, амплитуде его изменений в контрастных резко континентальных условиях единичны [12–14].

Цель работы — оценка пространственной вариабельности содержания органического углерода автоморфных почв, его изотопного состава ($\delta^{13}\text{C}$), интенсивности оборота (β) и выявление основных факторов окружающей среды в Байкальском регионе, контролирующих указанные параметры.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Географическое положение и орография исследуемого региона. Байкальский регион (рис. 1) представляет собой обширную область на юге Восточной Сибири, характеризующуюся значительным

разнообразием физико-географических условий [20]. Западная часть территории (Предбайкалье) приурочена к Сибирской платформе и ее крайним частям. В орографическом отношении данная территория представлена предгорными равнинами Восточных Саян, межгорными котловинами с преобладанием холмисто-увалистого рельефа и абсолютными высотами 200–500 м [24]. Территория расчленена глубокооврезанными речными долинами. Центральная часть территории (Саяно-Байкальское становое нагорье) характеризуется обширными высокогорными плато и горными хребтами с абсолютными высотами до 2300–3000 м и более, разделенными глубокими впадинами [21]. Восточная часть (Забайкалье) относится к области древней складчатости, ныне характеризующейся среднегорным, плоскогорным, а на юго-востоке — равнинным рельефом. Абсолютные высоты колеблются от 500–700 до 800–1200 м. Преобладают межгорные котловины северо-восточного простирания с увалисто-полого-равнинным рельефом. Горные хребты вытянуты с северо-востока на юго-запад, имеют плоские вершины с абсолютными высотами 1000–1500 м [21].

Климат, растительность и основные особенности педогенеза. Рельеф исследуемой территории обуславливает неоднородность климатических условий, а также большое разнообразие ландшафтов и почв, характеризующихся высотно-поясным распределением [4, 16, 17, 25]. Отмечается широкий спектр растительных ассоциаций и формаций, представляющих генетически различные типы растительности — высокогорный (горно-тундровый и альпинотипно-луговой) и бореальный (таежно-лесной и степной) [4]. Горно-таежные ландшафты составляют основной фон исследуемой территории. Гольцовые и степные ландшафты представлены в той или иной мере изолированными участками, приуроченными к наиболее высоко поднятым поверхностям (в случае с гольцами); высоким террасам и нижним частям коренных склонов речных долин, днищам котловин (в случае со степным поясом) [20].

Климат территории резко континентальный, характеризуется большими суточными и годовыми (до 30–45°C) колебаниями температур, амплитуда которых возрастает с запада (Предбайкалье) на восток (Забайкалье) [15]. Средняя годовая температура воздуха колеблется от –0.3 до –3.7°C. Температура наиболее холодного месяца (январь) от –18 до –35°C, наиболее теплого (июль) — 10–15°C на высотах 1000–2000 м и 15–20°C в пониженных местоположениях [22, 23]. Невысокие показатели годового радиационного баланса обуславливают недостаточную теплообеспеченность ландшафтов региона [15, 34]. При этом пространственное распределение термических параметров неоднородно.

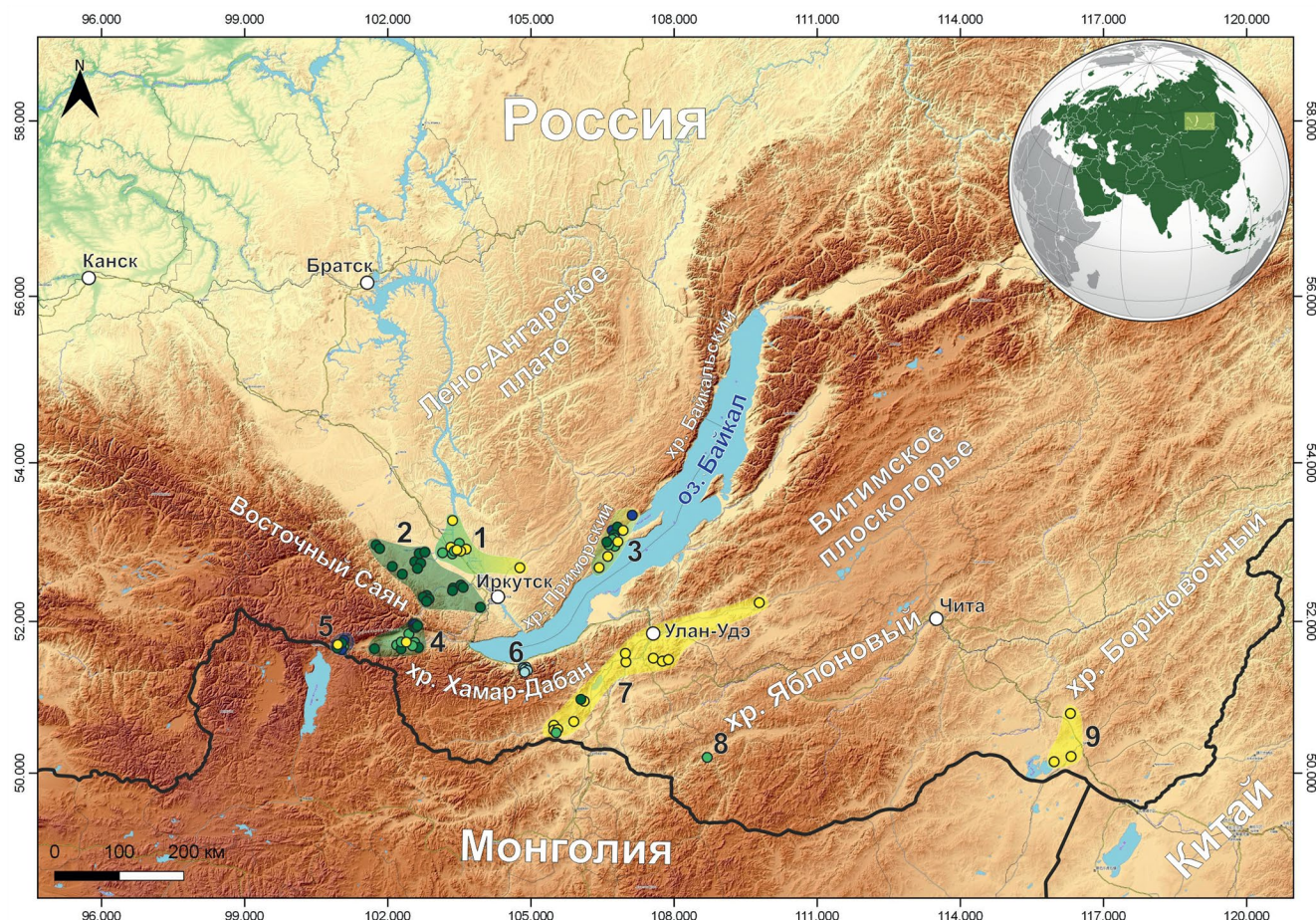


Рис. 1. Положение исследуемых площадок в пределах Байкальского региона. Кругами различного цвета обозначены типы ландшафтов (желтый — степи; светло-зеленый — подтайга; темно-зеленый — горная тайга; синий — голыцы; голубой — субальпийские ландшафты).

Так, сумма активных температур изменяется от 600°C в гольцовом поясе гор до 1500–2000°C на равнинах и в котловинах, в зоне распространения степей и лесостепей [15, 22, 23]. Отмечается существенное перераспределение солнечной радиации в связи с экспозицией склонов. На склонах южной и юго-западной экспозиций возникают условия радиационного режима, резко отличающиеся от собственно зонально-широтных [17].

Важным следствием влияния рельефа на формирование климата исследуемой территории является значительная неоднородность по атмосферному увлажнению [30]. Преимущественно северо-восточное простираение хребтов и межгорных котловин при господствующем северо-западном переносе воздушных масс способствует процессам конденсации и осадкообразования на наветренных склонах. Подветренные склоны и межгорные котловины в связи с проявлением барьерного и котловинного эффектов оказываются значительно менее увлажненными [15].

Продолжительность периодов с отрицательными температурами значительно превышает периоды с положительными [30], что сказывается на термическом режиме почв. Характерно сильное охлаждение и глубокое промерзание почв в зимний период, длительное сохранение в профиле отрицательных температур [1, 16].

Отмечается неоднородное внутригодовое распределение осадков. Первая половина вегетационного периода (май–июнь) отличается засушливостью, для июля–августа увлажнение оптимально. При этом основная масса осадков (75%) выпадает летом [22, 23]. В течение вегетационного периода наблюдаются значительные колебания влажности почв и их сильное иссушение в первой половине [16].

Таким образом, наблюдается выраженная контрастность между сухим и влажным сезонами теплого периода, которая сказывается на непродолжительности периодов оптимального сочетания тепла и влаги для микробиологических процессов.

Это ограничивает глубокое разложение растительных остатков [1, 9, 34] и в целом создает неблагоприятные условия для их гумификации [17, 34].

Наиболее суровые варианты описанной региональной специфики гидротермических режимов характерны для почв гольцового пояса. В несколько более мягкой форме такой гидротермический режим присущ почвам степей. Важным следствием подобного функционирования почв является концентрация микроорганизмов в верхнем слое и резкий спад населенности ими по профилю почв, что определяет ограниченность микробиологических и биохимических процессов поверхностным слоем незначительной мощности [1, 17, 34].

Более благоприятны условия формирования таежных почв. Если для степных ландшафтов индекс сухости (отношение годового радиационного баланса земной поверхности к сумме теплоты, необходимой для испарения годовой суммы осадков анализируемой территории) равен 1.5–1.8, что говорит о большом дефиците влаги [15], то для таежных и горно-таежных он составляет 0.45–1.0. Это указывает на их достаточную и даже местами избыточную увлажненность [6], которая способствует поддержанию оптимального водного баланса растений, формирующих органическое вещество почв, и микробиологической активности. При этом часто снижение температур с высотой нивелируется температурными инверсиями, которые являются одной из важных особенностей регионального климата [7, 30]. За счет этого продолжительность периода с положительными температурами на ряде участков в пределах гор может превышать таковую даже на равнинах и в днищах котловин. Мощный снежный покров обеспечивает существенно меньшее промерзание таежных почв. Их профиль в целом охвачен биологическим круговоротом на заметно большую мощность, благодаря глубокому проникновению корневой системы растений, большей влагообеспеченности.

Объекты исследования. $\delta^{13}\text{C}$ ОБ и его внутри-профильные вариации были оценены для почв, формирующихся в широком спектре ландшафтно-климатических условий, характерных для региона (рис. 1, табл. S1): степных и подтаежных ландшафтах Иркутско-Черемховской равнины и Предбайкальской впадины (1); горно-таежных ландшафтах предгорий Восточного Саяна (2); гольцовых, горно-таежных, подтаежных и степных ландшафтах Приольхонья и юго-восточного макросклона Приморского хребта (3); Тункинской (4) и Мондинской (5) котловин Байкальской рифтовой зоны; подгольцовых ландшафтах хребта Хамар-Дабан на южном замыкании Байкальской котловины (6); степях и подтайге межгорных котловин Селенгинского среднегорья (7) и долины р. Чикой (8); степях Юго-Восточного Забайкалья (9). За рамками данного исследования

остались гидроморфные почвы, а также мерзлотные почвы, имеющие широкое распространение в регионе [8].

В основу исследования положены данные изучения ОБ 95 почв, классификационное положение которых определено с учетом принципов, предложенных в WRB [52]. Характеристика почв и условия их формирования приводятся в табл. S1. Описание ряда разрезов опубликовано ранее [11–14]. Почвенные разрезы закладывались на участках с минимальным нарушением естественного растительного покрова, где почвы имели ненарушенное строение профиля. Выборка по почвам горной тайги включает данные по 39 разрезам, подтайги – 17, степям – 27, горной тундры – 8, субальпийских лугов – 4.

Методы исследования. Растительный опад на поверхности почв отобран на каждой из площадок в пяти местах (четыре угла и центральная точка). Образцы опада и подстилок были высушены и гомогенизированы до состояния тонкой пыли. Образцы почв высушены до воздушно-сухого состояния. Пробы, отобранные из минеральных горизонтов почв, просеяны через сито диаметром 0.25 мм, обработаны 1 М раствором HCl, промыты до нейтральной реакции среды, высушены и гомогенизированы.

Общее содержание органического углерода и азота (%) ОБ почв и опада определено методом пиролиза проб на элементном анализаторе CHNS Vario Isotope Select (Isoprime, Германия). $\delta^{13}\text{C}$ измерен на комплексе оборудования CHNS-анализатор Vario Isotope Select – масс-спектрометр Isoprime precision IRMS (Elementar, Великобритания), соединенных в режиме непрерывного потока. Измерения проводили в ЦКП “Лаборатория радиоуглеродного датирования и электронной микроскопии” Института географии РАН. $\delta^{13}\text{C}$ выражен в промилле (‰) относительно международного стандарта белемнита Vienna Pee Dee (VPDB, США):

$$\delta^{13}\text{C} = ((R_{\text{образец}} - R_{\text{стандарт}}) / R_{\text{стандарт}}) \times 1000,$$

где R – это молярное соотношение тяжелого и легкого изотопов углерода в анализируемом образце и стандарте. Измерения проведены относительно международных стандартов IAEA600 – Caffeine, B2155 – Casein, B2159 – Sorghum Flour, B2174 – Urea (Elemental Microanalysis Ltd). Стандартные отклонения для измерения соотношений $\delta^{13}\text{C}$ в образцах стандартов составили $<0.05\text{‰}$. Значения pH почвенных суспензий определяли потенциометрически при соотношении почва : вода 1 : 5 для минеральных горизонтов и 1 : 25 для органических.

Для оценки влияния климата на $\delta^{13}\text{C}$ ОБ почв рассмотрены климатические характеристики за вегетационный период (май–сентябрь) и год в целом.

В качестве исходной информации использованы данные (температура воздуха, сумма атмосферных осадков) WorldClim 2.0 с пространственным разрешением 30'' [48], данные реанализа Era5-Land (за период 1981–2021 гг.) [55] с пространственным разрешением 0.1°.

Для точек, заложенных на высотных профилях в пределах горно-котловинных территорий (рис. 1, районы 3–5), а также на ряде площадок в горных условиях, где климат заметно изменяется на довольно близких расстояниях, не учитываемых при реанализе, проанализированы данные микроклиматических наблюдений, полученные с помощью автоматических регистраторов Elitech RC-51H и RC-4HC [12, 14]. Оценены температура и относительная влажность воздуха на высоте 2 м от поверхности и температура поверхности почвы. Точность измерения температуры 0.1°C, относительной влажности – 3%. Измерения проводили с периодичностью 1 ч. В ряде случаев производили корректировку данных по сумме годовых осадков с учетом данных ближайших метеостанций [22, 23].

Для оценки динамики органического углерода в исследуемых почвах использовали величину угла наклона парной линейной регрессии (β), отражающей зависимость значений $\delta^{13}\text{C}$ POV от изменений содержания органического углерода (в логарифмическом масштабе) с глубиной. Величина β рассматривается в качестве индикатора интенсивности оборота углерода в почвах [38, 60, 62]. Для выявления факторов, оказывающих влияние на фракционирование стабильных изотопов углерода органического вещества почв, также применяли парный регрессионный анализ. Несколько точек были исключены из итогового анализа по причине формирования почв под влиянием специфических локальных факторов почвообразования (засоление, полигенетичность органопрфиля из-за недавних сукцессионных смен растительности, локальные климатические условия). Статистические расчеты выполнялись в программах Microsoft Excel и PAST 4.03 [50].

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Климатические различия исследуемых районов.

Отмечается выраженное снижение среднегодовых температур и температур вегетационного периода в направлении от степей к гольцовому и подгольцовому поясам (рис. 2). Однако в большой группе точек, охватывающих степные, подтаежные и таежные ландшафты, различия довольно незначительны. Наименее однородна по температуре группа горно-таежных площадок. Самые низкие температуры здесь фиксируются в таежных ландшафтах, формирующихся в горно-котловинных условиях Байкальской рифтовой зоны (Приморский

хребет (3), горного обрамления Тункинской (4) и Мондинской (5) котловин) и занимающих одни из наиболее высоких гипсометрических отметок. Подобная дифференциация характерна и для степей, где пониженные температуры также отмечаются в наиболее высоко расположенных степях Приольхонья (3), Мондинской котловины (5) и Селенгинского среднегорья (7).

Исследуемые площадки неоднородны и по уровню атмосферного увлажнения. Наибольшим количеством осадков как за год, так и за вегетационный период характеризуются гольцовые, субальпинотипные и таежные ландшафты, в особенности на хребте Хамар-Дабан на южном замыкании Байкальской впадины (6), наветренные склоны Восточного Саяна и его предгорья (2). Подветренные склоны и межгорные котловины в связи с проявлением барьерного и котловинного эффектов оказываются значительно менее увлажненными, что хорошо прослеживается по горно-таежным ландшафтам юго-восточного склона Приморского хребта (3) и Тункинских гольцов (4). Наименьшими суммами осадков в пределах исследуемой территории характеризуются степные ландшафты межгорных котловин южной части Селенгинского среднегорья (7), Мондинской котловины (5) и западного побережья оз. Байкал у подножья Приморского хребта (3). Здесь годовая сумма осадков незначительно превышает уровень 200–250 мм.

Микроклиматические наблюдения в пределах отдельных высотных профилей на Приморском хребте (3) [12] и в Тункинских гольцах (4) [14] свидетельствуют о линейном росте температур, длительности вегетационного периода, снижении уровня увлажнения от верхних к нижним гипсометрическим уровням. При этом отмечаются локальные вариации, связанные с характером растительного покрова, свойствами подстилающей поверхности и локальными особенностями атмосферной циркуляции [12].

Физико-химические свойства почв. Водородный показатель почв варьирует в широких пределах (от 4 до 8). Прослеживается определенная связь pH с типом ландшафта, под которым формируются исследуемые почвы. Близкая к нейтральной и щелочная реакция среды характерна для степных почв, почвы подтайги характеризуются близкими к нейтральным и слабокислым значениям pH, в то время как горно-таежные почвы имеют преимущественно кислые и сильнокислые значения. Почвы гольцов и подгольцовых ландшафтов не образуют четкого ареала по значениям pH (рис. 3, табл. S2).

Гольцовые, субальпинотипные, горно-таежные и таежные почвы, формирующиеся, как правило, на более высоких гипсометрических отметках,

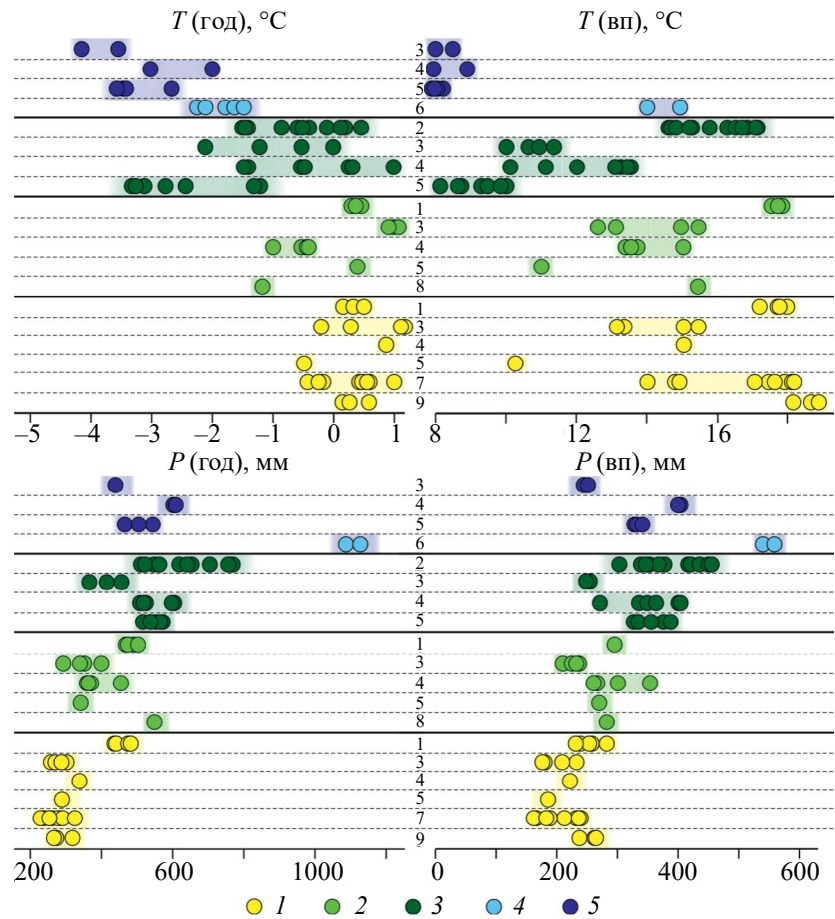


Рис. 2. Дифференциация исследуемых площадок по температуре и осадкам за год и вегетационный период: 1 – степь; 2 – подтайга; 3 – горная тайга; 4 – субальпийские луга; 5 – гольцы. Цифры в центре соответствуют районам, выделенным на рис. 1.

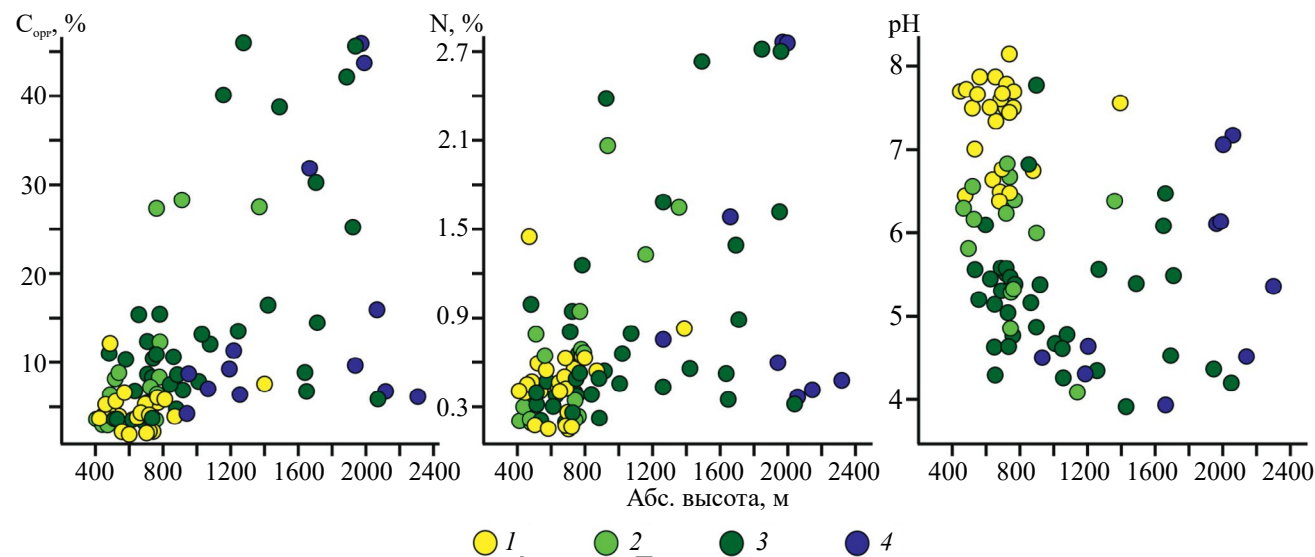


Рис. 3. Вариации содержания органического углерода, общего азота и pH в зависимости от изменения абсолютных высот в верхних гумусовых горизонтах исследуемых почв: 1 – степь; 2 – подтайга; 3 – горная тайга; 4 – гольцы и подгольцовые ландшафты.

характеризуются повышенным содержанием органического углерода в поверхностных органогенных и гумусовых горизонтах по сравнению с почвами степей. В меньшей степени это характерно для содержания общего азота, хотя некоторая тенденция к росту его количества в поверхностных горизонтах почв с высотой сохраняется.

Важной особенностью является значительная широта варьирования анализируемых показателей ($C_{\text{орг}}$ варьирует от 2 до 48%, среднее значение 12.7%, стандартное отклонение $\pm 11.4\%$; N от 0.1 до 2.9%, среднее $0.7 \pm 0.6\%$; pH от 3.9 до 7.9, среднее 5.6 ± 0.9) в горно-таежных и подтаежных почвах, связанная с обширностью ареала таежных ландшафтов в Байкальском регионе как по площади, так и по диапазону варьирования экологических факторов (температура, осадки, растительность и др.). Обратная картина характерна для степных почв, содержание углерода, азота и pH в которых локализованы в довольно узких интервалах ($C_{\text{орг}}$ варьирует от 0.5 до 12%, среднее $4 \pm 2.5\%$; N от 0.1 до 1.48%, среднее $0.5 \pm 0.3\%$; pH от 6.2 до 8.2, среднее 7.3 ± 0.5). Сходство степных почв, вероятно, связано с ограничением их распространения в регионе преимущественно отрицательными морфоструктурами и лимитированностью их ареалов по увлажнению. Гольцовые и подгольцовые ландшафты весьма разнообразны по анализируемым показателям, что во многом связано с мозаичностью распределения гидротермических показателей в горах.

$\delta^{13}\text{C}$ ОВ почв. Органическое вещество почв региона демонстрирует значительное варьирование по изотопным соотношениям $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$, охватывающее значительную часть диапазона значений $\delta^{13}\text{C}$,

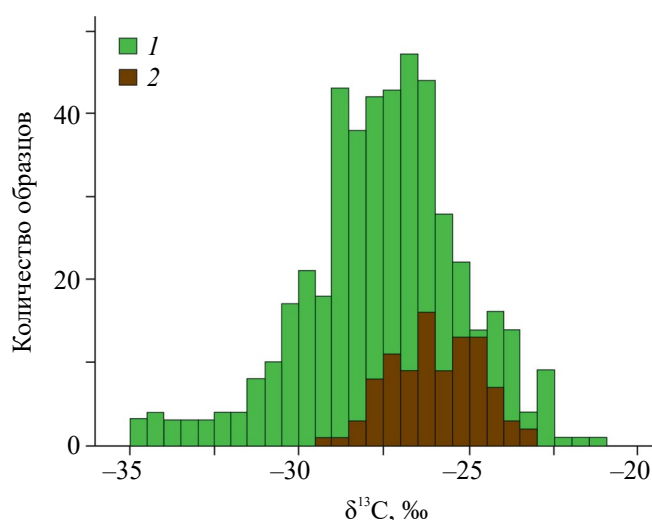


Рис. 4. Гистограмма значений $\delta^{13}\text{C}$ современных почв Байкальского региона (1) в сравнении с диапазоном значений $\delta^{13}\text{C}$ СЗ-растений (2) [56].

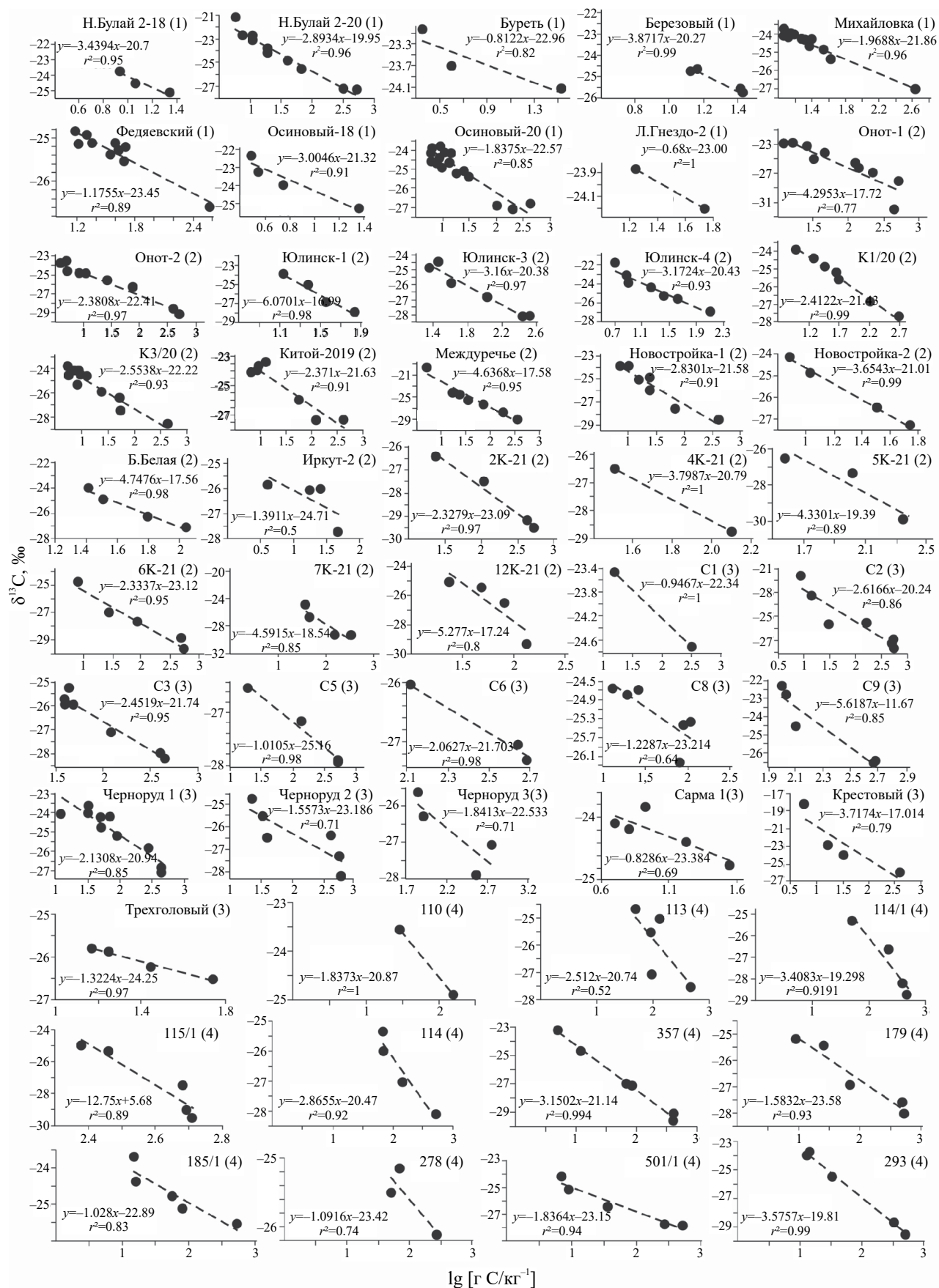
характерных для СЗ-растений [56]. Органическое вещество поверхностных горизонтов почв имеет значения $\delta^{13}\text{C}$ от -29.5 до -22.98‰ . При этом значения $\delta^{13}\text{C}$ большинства проанализированных образцов укладывались в диапазон от -27.5 до -24.5‰ (рис. 4).

Наблюдается нелинейное распределение значений $\delta^{13}\text{C}$ в высотном профиле, которое четко сопоставимо с типом ландшафта. Одномерный дисперсионный анализ (с использованием теста Тьюки) продемонстрировал достоверные различия ($p \leq 0.0001$) в соотношениях $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ в гумусовых горизонтах почв степей (среднее значение $-24.7 \pm$ стандартное отклонение 0.82‰) от почв горной тайги ($-26.8 \pm 0.98\text{‰}$), подтайги ($-25.96 \pm 0.84\text{‰}$) и субальпийских лугов ($-27.8 \pm 0.32\text{‰}$). Достоверных различий по значениям $\delta^{13}\text{C}$ между почвами горной тундры ($-25.39 \pm 0.82\text{‰}$), подтайги и степей не выявлено.

Несмотря на то, что почвы субальпийских лугов также как горно-тундровые формируются в довольно суровых климатических условиях, по соотношению $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ они значительно легче (уровень значимости различий по тесту Тьюки высокий — 0.001) и выделяются в самостоятельную группу. Это связано с тем, что выборка по субальпийским лугам представлена почвами северного макросклона хребта Хамар-Дабан, отличающегося максимальными показателями увлажнения в Байкальском регионе (годовое количество осадков на северо-западных наветренных склонах хребта может достигать 1500–1800 мм у верхней границы леса).

Самые большие вариации значений $\delta^{13}\text{C}$ наблюдаются среди горно-таежных почв (от -27.06 до -24.72‰), что связано с широким охватом горно-таежных ландшафтов, формирующихся в разных климатических условиях: от более влажных темнохвойных лесов до более сухих сосновых. При этом в отдельную от горно-таежных почв группу с высокой достоверностью (уровень значимости различий по тесту Тьюки 0.007) выделились почвы подтайги.

Вне зависимости от условий и характера почвообразования для исследуемых почв характерен рост значений $\delta^{13}\text{C}$ с глубиной, как правило, совпадающий с внутрипрофильным снижением содержания органического углерода (рис. 5). Несмотря на общность такого тренда для всех ландшафтных поясов, его выраженность подчинена ландшафтно-климатическим условиям формирования почв. Так, значения β в почвах степей изменяются от -2.1 до -0.4 (с единичными отклонениями до -5.7). Наибольшей выраженностью наклона линейной регрессии β (от -6.1 до -1) характеризуются горно-таежные почвы (рис. 6).



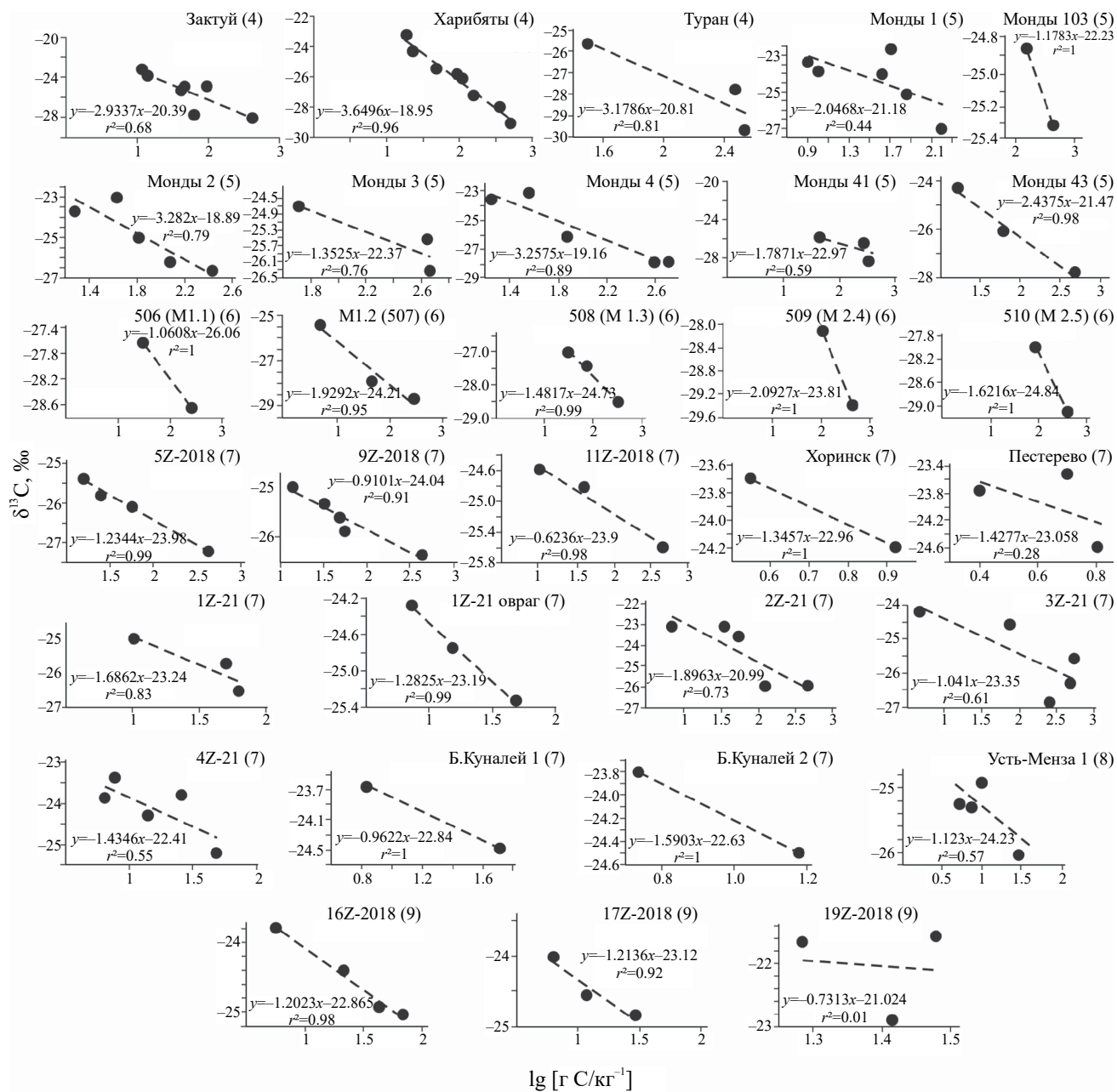


Рис. 5. Зависимость изменения содержания органического углерода с глубиной ($\lg [\text{г C/kg}^{-1}]$; ось X) от значений $\delta^{13}\text{C}$ (‰ VPDB; ось Y) в исследуемых почвах. Цифры в скобках указывают на районы, обозначенные на рис. 1.

ОБСУЖДЕНИЕ

Влияние экологических факторов на вариации значений β . Климатическая неоднородность исследуемой территории сказывается на неоднородности растительного покрова, что в совокупности приводит к существенным различиям в биогеохимических циклах углерода в почвах.

Разложение и минерализация органического вещества в почвах зависит, среди прочего, от характера поступающего опада [27] и температуры [42, 45, 62].

Наибольшей интенсивностью этих процессов теоретически должны характеризоваться почвы степей, где относительно высокие температуры и поступление легкоразлагаемого опада [3, 29] могут способствовать высокой интенсивности оборота углерода.

Фактически наблюдается обратная ситуация, когда больший наклон линейной регрессии β (по модулю) между $\lg C_{\text{орг}}$ и $\delta^{13}\text{C}$ свидетельствует о более интенсивном обороте углерода в почвах таежного пояса. Почвы здесь формируются при

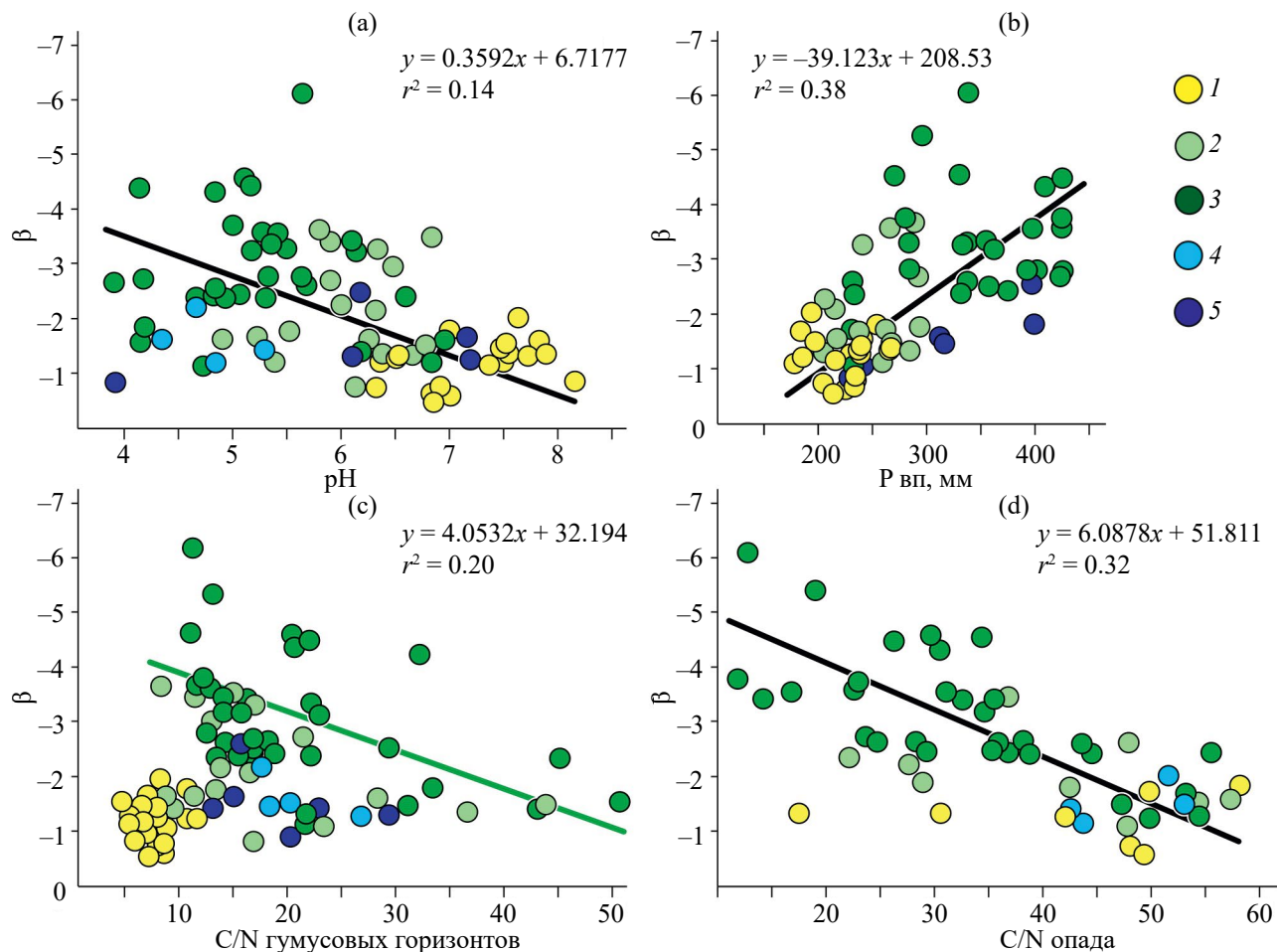


Рис. 6. Зависимости коэффициентов линейной регрессии β ($\delta^{13}\text{C}/\lg$ (г С/кг)) от вариаций pH (а), суммы осадков за вегетационный период (б) и отношения C/N в поверхностных гумусовых горизонтах (с) и опаде (д). 1 – степь; 2 – подтайга; 3 – горная тайга; 4 – субальпийские луга; 5 – голыцы.

поступлении более грубого растительного опада [3, 29], разложение которого требует высокой энергии активации [45]. При этом относительно низкие температуры, характерные для данного пояса также не способствуют интенсивному обороту органического вещества в почвах [47].

Тем не менее, обозначенное противоречие объяснимо, если рассматривать его в контексте физико-географических особенностей исследуемой территории. Резкая континентальность климата, выраженная контрастность между сухим и влажным сезонами теплого периода, непродолжительность периодов оптимального сочетания тепла и влаги для микробиологических процессов существенно ограничивают во времени период интенсивной трансформации почвенного органического вещества. В наибольшей степени это относится к степным ландшафтам и почвам, отличающимся максимальным влагодефицитом [1, 6, 9, 34]. Это приводит к формированию недоразложенного

и недоконденсированного ОВ с большим количеством грубого детрита [5, 9].

Кроме этого активная трансформация органических остатков затрагивает лишь слой малой мощности, в то время как срединные и нижние части профиля практически не охвачены такими процессами в связи с неглубоким промачиванием почвы [1, 9] и концентрацией корней и микроорганизмов в слое незначительной мощности [1, 9, 34]. С учетом слабой выраженности процессов физического перемешивания почвенной массы в степных почвах [49, 63] данное обстоятельство должно оказывать влияние на выраженность β , так как он основан на соотношении внутрипочвенного градиента значений $\delta^{13}\text{C}$ с изменением содержания $\text{C}_{\text{орг}}$ с глубиной [38, 43, 60, 62].

При этом важно учитывать, что относительно высокие температуры в условиях влагодефицита, характерного для степных почв, существенно ограничивают продуктивность растений, а с ней и

поступление свежих органических остатков и аккумуляцию органического углерода в степных почвах региона [9, 35], что также сказывается на интенсивности оборота углерода и вносит вклад в наблюдаемую малую выраженность β в почвах степей.

Приведенные соображения согласуются с ранее выполненными обобщениями [35, 49, 61–63], свидетельствующими о замедленной интенсивности трансформации органических остатков в условиях засушливых травянистых ландшафтов. Дополнительно микробная биомасса и микробиологическая активность почв значительно меньше в аридных/семиаридных ландшафтах в отличие от гумидных [49, 62], что приводит к снижению интенсивности разложения ОВ почв.

Среди степных почв исследуемой территории наибольшая выраженность наклона линейной регрессии β наблюдается в почвах, подверженных существенно меньшему иссушению профиля за счет охлаждающего воздействия водных масс Байкала в летний период [12]. Данное обстоятельство дополнительно подчеркивает определяющее влияние влагодефицита на оборот углерода.

Связь выраженности β со степенью увлажнения подтверждается и при парном регрессионном анализе (рис. 6б): выявлена корреляция β с суммой осадков за вегетационный период, которая при исключении специфического для региона ареала субальпийских лугов хребта Хамар-Дабан с избыточным увлажнением (район 6) становится отчетливо выраженной ($r^2 = 0.38$).

Таким образом, можно сделать вывод, что более благоприятны условия формирования таежных почв [6, 17]. Для них характерна повышенная увлажненность, которая способствует поддержанию оптимального водного баланса растений, формирующих органическое вещество почв, и микробиологической активности. Мощный снежный покров обеспечивает существенно меньшее промерзание таежных почв. Их профиль в целом охвачен биологическим круговоротом на заметно большую мощность, благодаря глубокому проникновению корневой системы растений. Указанное сочетание факторов способствует более длительному и полному преобразованию растительных остатков и значительно более выраженным β -коэффициентам.

Влияние содержания C_{org} , N, pH и C/N на вариации значений β . В степных почвах, ареал которых в регионе ограничен преимущественно отрицательными морфоструктурами и в значительной степени лимитирован по увлажнению, варьирование β наблюдается в узком диапазоне при слабоизменяющихся показателях C/N и pH (рис. 6а, 6с). Однако при корреляционном анализе выявлена высокая положительная связь (коэффициент корреляции Пирсона $r = 0.73$, уровень значимости $p = 0.02$) β с pH подстилки степных почв (т.е. чем больше

щелочность, тем выше значение коэффициента β и соответственно меньше выраженность оборота углерода) и средняя отрицательная ($r = 0.6$, $p = 0.004$) с содержанием азота в гумусовом горизонте почвы (чем больше содержание азота, тем ниже β и выше выраженность оборота углерода).

Наибольшая широта варьирования β , отмечаемая в горно-таежных почвах, совпадает в них со значительной изменчивостью pH, C_{org} , N и связана с обширностью ареала таежных ландшафтов в Байкальском регионе как по площади, так и по диапазону варьирования экологических факторов. В наибольшей степени колебания β в почвах горной тайги коррелируют с отношением C/N в опаде ($r = 0.7$, $p < 0.0001$) и гумусовых горизонтах ($r = 0.5$, $p < 0.003$). Сопоставление вариаций значений β с отношением C/N опада и гумусовых горизонтов таежных почв показало, что при расширении отношения C/N выраженность коэффициента β уменьшается, при сужении C/N происходит рост наклона линейной регрессии.

Отношение C/N является одним из показателей интенсивности разложения органических материалов в зависимости от их биохимического состава [28, 59, 63]. Во многих экспериментах показано снижение интенсивности минерализации органических остатков с ростом C/N [18, 44]. Низкие значения этого показателя, как правило, коррелируют с высокой активностью минерализации органического вещества почв, поскольку увеличивается доступность азота для гетеротрофных микроорганизмов [18, 44]. Поэтому, принимая β в качестве индикатора интенсивности оборота углерода в почве, можно предполагать замедление такового в почвах, органическое вещество которых обеднено азотом (высокие значения C/N).

Таким образом, есть основания предполагать, что оборот углерода в таежных и подтаежных почвах исследуемой территории контролируется в основном качественным составом опада и внутрипочвенными факторами, влияющими на интенсивность его разложения. Основные ограничения для микробиологической активности при этом, вероятно, связаны с доступностью азота. Данная трактовка хорошо согласуется с тем, что леса умеренного пояса характеризуются закрытым азотным циклом [59], когда потери азота низки вследствие высокой конкуренции за этот важный для питания растений и микробиоты ресурс, что типично и для лесных почв Сибири [18].

При анализе всей выборки обнаружено, что выраженность наклона линейной регрессии в целом снижается по мере роста pH, но такая зависимость слабая ($r^2 = 0.14$). Высокие значения коэффициента β характерны и для сильнонокислых почв. В то же время известно, что pH является одним из параметров, контролирующих использование углерода и

азота микроорганизмами [33, 65], что в итоге может сказываться и на интенсивности минерализации органического вещества почв. Поэтому мы склонны предполагать, что его влияние на варьирование β может проявляться в исследуемых почвах. Однако оценивать степень такого влияния будет корректнее в рамках анализа системы факторов.

Таким образом, как климатические, так и внутрипочвенные факторы оказывают сложное совокупное воздействие на динамику углерода в почвах Байкальского региона. При этом изменчивость интенсивности оборота углерода в степных и гольцовых почвах в большей степени подчинена климатическим факторам. Для горно-таежных и подтаежных почв первостепенное значение приобретают факторы, контролирующие доступность азота и микробиологическую активность почв. Данное наблюдение подтверждает точку зрения о том, что в условиях меньшей лимитированности по климатическим параметрам динамика органического углерода и скорость разложения опада определяется преимущественно качеством поступающего органического материала, значительное влияние приобретают внутрипочвенные факторы [42, 44].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Полученные результаты позволяют в наиболее общем виде рассматривать почвы Байкальского региона в рамках двух групп, принципиально отличных по условиям педогенеза. К первой группе могут быть отнесены почвы гольцового и степного ландшафтных поясов, формирующиеся преимущественно в экстремальных условиях. Такие условия в степях складываются из сочетания относительно высоких температур вегетационного периода, сопровождающегося влагодефицитом. В гольцовых ландшафтах они определяются длительностью сезона с низкими температурами. Объединяет указанные пояса непродолжительность периодов оптимального сочетания тепла и влаги. Такие условия негативно сказываются на микробиологической активности почв, ограничивают разложение растительных остатков и их гумификацию. Таким образом, именно климатические факторы являются определяющими для формирования органического вещества почв и оборота углерода. Согласно изотопным данным, интенсивность оборота углерода, оцененная косвенно через угол наклона линейной регрессии β , в почвах степей и гольцов ожидаемо низкая.

Ко второй группе относятся почвы, формирующиеся под лесными ландшафтами (горная тайга, подтайга), в условиях достаточной увлажненности, которая способствует поддержанию оптимального водного баланса растений, формирующих органическое вещество почв, и микробиологической активности. Продолжительность вегетационного периода на многих площадках зачастую выше, а

контрастность гидротермических условий вегетационного периода как правило ниже, чем в почвах первой группы. Как результат, лесные почвы исследуемого региона характеризуются заметно более низкими значениями β , указывающими на более интенсивный оборот углерода. При этом вариации β в основном коррелируют с изменениями pH, содержания C и N, а также вариациями отношения C/N в почвах. Это может свидетельствовать о значительном влиянии характера поступающего опада и микробиологической активности на оборот углерода в почвах, формирующихся в более благоприятных климатических условиях.

БЛАГОДАРНОСТЬ

Выражаем искреннюю признательность к.г.н. М.Ю. Опекуновой, к.г.н. М.А. Бронниковой, к.г.н. Н.Н. Воропай и к.ф.-м.н. Е.А. Дюкареву за помощь в проведении полевых работ.

ФИНАНСИРОВАНИЕ

Работа выполнена в рамках государственного задания АААА-А21-121012190055-7 (FWEM-2021-0002).

СОБЛЮДЕНИЕ ЭТИЧЕСКИХ СТАНДАРТОВ

В данной работе отсутствуют исследования человека или животных.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют об отсутствии у них конфликта интересов.

ДОПОЛНИТЕЛЬНАЯ ИНФОРМАЦИЯ

Онлайн-версия содержит дополнительные материалы, доступные по адресу
<https://doi.org/10.31857/S0032180X24080042>

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Абашеева Н.Е.* Агрохимия почв Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1992. 214 с.
2. *Андреева Д.Б., Балсанова Л.Д., Лаврентьева И.Н., Гончиков Б.М.Н., Цыбикдоржиев Ц.Ц., Глазер Б., Цех В.* Изменение изотопного состава углерода и азота в почвах Баргузинского хребта Восточного Прибайкалья // Вестник Моск. ун-та. Сер. 17, почвоведение. 2022. № 4. С. 76–83.
3. *Аристовская Т.В.* Микробиология процессов почвообразования. М.: Наука, 1980. 187 с.
4. *Белов А.В., Безрукова Е.В., Соколова Л.П.* Эволюционно-генетическая основа структурно-ценотического разнообразия современной растительности Предбайкалья // География и природные ресурсы. 2018. № 1. С. 92–102.
[https://doi.org/10.21782/GIPR0206-1619-2018-1\(92-102\)](https://doi.org/10.21782/GIPR0206-1619-2018-1(92-102))

5. Бронникова М.А., Герасимова М.И., Конопляникова Ю.В., Гуркова Е.А., Черноусенко Г.И., Голубцов В.А., Ефимов О.Е. Крαιοаридные почвы как генетический тип в классификации почв России // Почвоведение. 2022. № 3. С. 263–280. <https://doi.org/10.31857/S0032180X22030030>
6. Будыко М.И. Климат и жизнь. Л.: Гидрометеиздат, 1971. 472 с.
7. Василенко О.В., Вороний Н.Н. Особенности формирования климата котловин юго-западного Прибайкалья // Известия РАН. Серия географическая. 2015. № 2. С. 104–111.
8. Васильчук А.К., Васильчук Ю.К. Возможность использования величины отношения углерода к азоту как критерий разделения палыза и литальзы // Арктика и Антарктика. 2023. № 3. С. 52–72. <https://doi.org/10.7256/2453-8922.2023.3.44176>
9. Волковинцер В.И. Степные крαιοаридные почвы. Новосибирск: Наука, 1978. 208 с.
10. Голубцов В.А. Состав стабильных изотопов углерода органического вещества позднелейстоценовых и голоценовых почв Байкальского региона // Почвоведение. 2020. № 6. С. 673–690. <https://doi.org/10.31857/S0032180X20060040>
11. Голубцов В.А., Вантеева Ю.В., Вороний Н.Н. Влияние влагообеспеченности на состав стабильных изотопов углерода органического вещества почв Байкальского региона // Почвоведение. 2021. № 10. С. 1182–1194. <https://doi.org/10.31857/S0032180X21100063>
12. Голубцов В.А., Вантеева Ю.В., Вороний Н.Н., Василенко О.В., Черкашина А.А., Зазовская Э.П. Состав стабильных изотопов ($\delta^{13}\text{C}$) как показатель динамики органического углерода в почвах западного побережья озера Байкал // Почвоведение. 2022. № 12. С. 1489–1504. <https://doi.org/10.31857/S0032180X22600597>
13. Голубцов В.А., Вантеева Ю.В., Бронникова М.А., Черкашина А.А., Знаменская Т.И. Состав стабильных изотопов углерода органического вещества буроземов предгорий хребта Восточный Саян // Почвоведение. 2023. № 2. С. 184–202. <https://doi.org/10.31857/S0032180X22600937>
14. Голубцов В.А., Черкашина А.А., Вантеева Ю.В., Вороний Н.Н., Турчинская С.М. Вариации состава стабильных изотопов углерода органического вещества почв в горно-котловинных условиях Прибайкалья // Сибирский экологический журнал. 2023. № 6. С. 854–871. <https://doi.org/10.15372/SEJ20230611>
15. Жуков В.М. Климат // Предбайкалье и Забайкалье. М.: Наука, 1965. С. 91–127.
16. Копосов Г.Ф. Генезис почв гор Прибайкалья. Новосибирск: Наука, 1983. 255 с.
17. Кузьмин В.А. Почвы Предбайкалья и Северного Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1988. 175 с.
18. Меньяло О.В., Матвиенко А.И., Макаров М.И., Ченг Ш.-К. Роль азота в регуляции цикла углерода в лесных экосистемах // Лесоведение. 2018. № 2. С. 143–159. <https://doi.org/10.7868/S0024114818020067>
19. Меньяло О.В., Хангейт Б.А. Стабильные изотопы углерода и азота в лесных почвах Сибири // Доклады АН. 2006. Т. 408. № 5. С. 671–674.
20. Михеев В.С., Ряшин В.А. Ландшафты юга Восточной Сибири. Карта м-ба 1:1 500 000. М.: ГУГК, 1977. 4 л.
21. Нагорья Прибайкалья и Забайкалья. М.: Наука, 1974. 359 с.
22. Научно-прикладной справочник по климату СССР. Сер. 3. Многолетние данные. Ч. 1–6. Вып. 23. Бурятская АССР, Читинская область. Л.: Гидрометеиздат, 1989. 549 с.
23. Научно-прикладной справочник по климату СССР. Сер. 3. Многолетние данные. Ч. 1–6. Вып. 22. Иркутская область и западная часть Бурятской АССР. Л.: Гидрометеиздат, 1991. 604 с.
24. Плоскогорья и низменность Восточной Сибири. М.: Наука, 1971. 320 с.
25. Плюсин В.М., Биличенко И.Н., Седых С.А. Пространственно-временная организация горных геосистем Байкальской природной территории // География и природные ресурсы. 2018. № 2. С. 52–62. [https://doi.org/10.21782/GIPR0206-1619-2018-2\(52-62\)](https://doi.org/10.21782/GIPR0206-1619-2018-2(52-62))
26. Пулы и потоки углерода в наземных экосистемах России. М.: Наука, 2007. 324 с.
27. Семенов В.М., Лебедева Т.Н., Зинякова Н.Б., Хромычкина Д.П., Соколов Д.А., Лопес де Гереню В.О., Кравченко И.К., Ли Х., Семенов М.В. Зависимость разложения органического вещества почвы и растительных остатков от температуры и влажности в длительных инкубационных экспериментах // Почвоведение. 2022. № 7. С. 860–875. <https://doi.org/10.31857/S0032180X22070085>
28. Семенов В.М., Паутова Н.Б., Лебедева Т.Н., Хромычкина Д.П., Семенова Н.А., Лопес де Гереню В.О. Разложение растительных остатков и формирование активного органического вещества в почве инкубационных экспериментов // Почвоведение. 2019. № 10. С. 1172–1184. <https://doi.org/10.1134/S0032180X19100113>
29. Титлянова А.А., Шибарева С.В. Подстилки в лесных и травяных экосистемах. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2012. 137 с.
30. Трофимова И.Е., Осипова О.П., Балыбина А.С. Подходы к оценке климатоэкологических ресурсов территории Сибири // Сибирский экологический журнал. 2019. № 5. С. 538–549. <https://doi.org/10.15372/SEJ20190504>
31. Цыбенков Ю.Б., Чимитдоржиева Г.Д., Егорова Р.А., Гонгалский К.Б. Запасы органического углерода и его изотопный состав в криоморфных квазиглее-

- вых черноземах Забайкалья // Почвоведение. 2016. № 1. С. 11–18.
<https://doi.org/10.7868/S0032180X15070126>
32. Цыбенков Ю.Б., Чимитдоржиева Г.Д., Егорова Р.А., Мильхеев Е.Ю. Изотопный состав углерода растений и органического вещества буроземов юга Витимского плоскогорья // Вестник Моск. ун-та. Сер. 17, Почвоведение. 2022. № 4. С. 63–68.
 33. Чернов Т.И., Семенов М.В. Управление почвенными микробными сообществами: возможности и перспективы (обзор) // Почвоведение. 2021. № 12. С. 1506–1522.
<https://doi.org/10.31857/S0032180X2112002>
 34. Чимитдоржиева Г.Д. Органическое вещество холодных почв. Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 2016. 388 с.
 35. Чимитдоржиева Э.О., Чимитдоржиева Г.Д. Накопление и динамика С-биомассы в криоаридных почвах Забайкалья // Аридные экосистемы. 2014. Т. 20. № 2(59). С. 30–36.
 36. Шимараев М.Н., Куимова Л.Н., Синюкович В.Н., Цехановский В.В. О проявлении на Байкале глобальных изменений климата в XX столетии // Доклады АН. 2002. Т. 383. № 3. С. 397–400.
 37. Щепашенко Д.Г., Мухортова Л.В., Швиденко А.З., Ведрова Э.Ф. Запасы органического углерода в почвах России // Почвоведение. 2013. № 2. С. 123–132.
<https://doi.org/10.7868/S0032180X13020123>
 38. Acton P., Fox J., Campbell E., Rowe H., Wilkinson M. Carbon isotopes for estimating soil decomposition and physical mixing in well-drained forest soils // J. Geophys. Res. Biogeosci. 2013. V. 118(4). P. 1532–1545.
<https://doi.org/10.1002/2013JG002400>
 39. Andreeva D., Zech M., Glaser B., Erbaeva M., Chimitdorgieva G., Ermakova O., Zech W. Stable isotope ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{15}\text{N}$, $\delta^{18}\text{O}$) record of soils in Buryatia, southern Siberia: Implications for biogeochemical and paleoclimatic interpretations // Quat. Int. 2013. V. 290–291. P. 82–94.
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2012.10.054>
 40. Balesdent J., Basile-Doelsch I., Chadoeuf J., Cornu S., Derrien D., Fekiacova Z., Hatté C. Atmosphere-soil carbon transfer as a function of soil depth // Nature. 2018. V. 559(7715). P. 599–602.
<https://doi.org/10.1038/s41586-018-0328-3>
 41. Bojko O., Kabala C. Organic carbon pools in mountain soils – sources of variability and predicted changes in relation to climate and land use changes // Catena. 2017. V. 149. P. 209–220.
<https://doi.org/10.1016/j.catena.2016.09.022>
 42. Bradford M., Berg B., Maynard D., Wieder W., Wood S. Understanding the dominant controls on litter decomposition // J. Ecology. 2016. V. 104. P. 229–238.
<https://doi.org/10.1111/1365-2745.12507>
 43. Brunn M., Spielvogel S., Sauer T., Oelmann Y. Temperature and precipitation effects on $\delta^{13}\text{C}$ depth profiles in SOM under temperate beech forests // Geoderma. 2014. V. 235–236. P. 146–153.
<https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2014.07.007>
 44. Cotrufo M.F., Del Galdo I., Piermatteo D. Litter decomposition: concepts, methods and future perspectives / Soil carbon dynamics: An integrated methodology. Cambridge University Press, 2009. P. 76–90.
<https://doi.org/10.1017/CBO9780511711794.006>
 45. Craine J.M., Fierer N., McLauchlan K.K. Widespread coupling between the rate and temperature sensitivity of organic matter decay // Nature Geoscience. 2010. V. 3. P. 854–857.
<https://doi.org/10.1038/NGEO1009>
 46. Dawson T.E., Mambelli S., Plamboeck A.H., Templer P.H., Tu K.P. Stable isotopes in plant ecology // Annual Reviews of Ecology and Systematics. 2002. V. 33. P. 507–559.
<https://doi.org/10.1146/annurev.ecolsys.33.020602.095451>
 47. DeLuca T., Boisvenue C. Boreal forest soil carbon: distribution, function and modelling // Forestry. 2012. V. 85. P. 161–184.
<https://doi.org/10.1093/forestry/cps003>
 48. Fick S.E., Hijmans R.J. WorldClim 2: New 1-km spatial resolution climate surfaces for global land areas // Int. J. Climatology. 2017. V. 37(2).
<https://doi.org/10.1002/joc.5086>
 49. Fierer N., Strickland M.S., Liptzin D., Bradford M.A., Cleveland C.C. Global patterns in belowground communities // Ecology Lett. 2009. V. 12. P. 1238–1249.
<https://doi.org/10.1111/j.1461-0248.2009.01360.x>
 50. Hagedorn F., Mulder J., Jandl R. Mountain soils under a changing climate and land use // Biogeochemistry. 2010. V. 97. P. 1–5.
<https://doi.org/10.1007/s10533-009-9386-9>
 51. Hammer O., Harper D.A.T., Ryan P.D. Past: Paleontological Statistics Software Package for Education and Data Analysis // Palaeontologia Electronica. 2001. V. 4(1). http://palaeo-electronica.org/2001_1/past/issue1_01.htm.
 52. IUSS Working Group WRB. World Reference Base for Soil Resources, 2015. International soil classification system for naming soils and creating legends for soil maps. World Soil Resources Reports. № 106. Rome.
 53. Ma H.P., Yang X.L., Guo Q.Q., Zhang X.J., Zhou C.N. Soil organic carbon pool along different altitudinal level in the Sygera Mountains, Tibetan Plateau // J. Mountain Sci. 2016. V. 13(3). P. 476–483.
<https://doi.org/10.1007/s11629-014-3421-6>
 54. Mackay A.W., Seddon A.W.R., Leng M.J., Heumann G., Morley D.W., Piotrowska N., Rioual P., Roberts S., Swann G.E.A. Holocene carbon dynamics at the forest–steppe ecotone of southern Siberia // Global Change Biol. 2016. V. 23. P. 1942.
<https://doi.org/10.1111/gcb.13583>

55. Muñoz Sabater J. ERA5-Land hourly data from 1981 to present // Copernicus Climate Change Service (C3S) Climate Data Store (CDS), 2019. <https://doi.org/10.24381/cds.e2161bac>
56. O'Leary M.H. Carbon isotope in photosynthesis // Bioscience. 1988. V. 38. P. 328–336.
57. Pepin N.C., Lundquist J.D. Temperature trends at high elevations: patterns across the globe // Geophys. Res. Lett. 2008. V. 35. P. L14701. <https://doi.org/10.1029/2008GL034026>
58. Pries C., Castanha C., Porras R., Torn M. The whole-soil carbon flux in response to warming // Science. 2017. V. 355. P. 1420–1423. <https://doi.org/10.1126/science.aal1319>
59. Rennenberg H., Dannenmann M., Gessler A., Kreuzwieser J., Simon J., Papen H. Nitrogen balance in forest soils nutritional limitation of plants under climate change stresses // Plant Biol. 2009. V. 11. P. 24–33. <https://doi.org/10.1111/j.1438-8677.2009.00241.x>
60. Soldatova E., Krasilnikov S., Kuzyakov Y. Soil organic matter turnover: global implications from $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{15}\text{N}$ signatures // Sci. Total Environ. 2024. P. 169243. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2023.169423>
61. Wang D., He N., Wang Q., Leu Y., Wang Q., Xu Z., Zhu J. Effects of temperature and moisture on soil organic matter decomposition along elevation gradients on the Changbai mountains, Northeast China // Pedosphere. 2016. V. 26(3). P. 399–407. [https://doi.org/10.1016/S1002-0160\(15\)60052-2](https://doi.org/10.1016/S1002-0160(15)60052-2)
62. Wang C., Houlton B., Liu D., Hou J., Cheng W., Bai E. Stable isotopic constraints on global soil organic carbon turnover // Biogeosciences. 2018. V. 15(4). P. 987–995. <https://doi.org/10.5194/bg-15-987-2018>
63. Zhang D., Hui D., Luo Y., Zhou G. Rates of litter decomposition in terrestrial ecosystems: global patterns and controlling factors // J. Plant Ecology. 2008. V. 1(2). P. 85–93. <https://doi.org/10.1093/jpe/rtn002>
64. Zhao Y.F., Wang X., Li J., Xiao J., Hao Z., Wang K., Jiang S., Zhou X., Liu H. Variation of $\delta^{13}\text{C}$ and soil organic carbon under different precipitation gradients in alpine grassland on the Qinghai–Tibetan Plateau // J. Soils Sediments. 2022. V. 22. P. 2219–2228. <https://doi.org/10.1007/s11368-022-03223-x>
65. Zhou W., Han G., Liu M., Zeng J., Liang B., Liu J., Qu R. Determining the distribution and interaction of soil organic carbon, nitrogen, pH and texture in soil profiles: A case study in the Lancangjiang river basin, Southwest China // Forests. 2020. V. 11. P. 532. <https://doi.org/10.3390/f11050532>

Regional-Scale Soil Organic Carbon Dynamics Evaluation in Southeastern Siberia Inferred from Stable Carbon Isotopic Values ($\delta^{13}\text{C}$)

V.A. Golubtsov^{1,*}, A.A. Cherkashina¹, Yu. V. Vanteeva¹, and S. M. Turchinskaya²

¹Sochava Institute of Geography, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Irkutsk, 664033 Russia

²Institute of Geography of the Russian Academy of Sciences, Moscow, 119017 Russia

*e-mail: tea_88@inbox.ru

The spatial and intra-profile variability of soil $\delta^{13}\text{C}$ values is assessed along with corresponding environmental and edaphic variables in Baikal region, a vast region in the south of Eastern Siberia that is highly heterogenous in terms of bioclimatic conditions. Studied sites distributed in elevation range of 403–2315 m a.s.l., which define a strong landscape and climatic gradient encompassing mountain tundra, subalpine grasslands, mountain taiga, subtaiga and steppe landscapes. We found that $\delta^{13}\text{C}$ values of soil organic matter vary significantly, corresponding with $\delta^{13}\text{C}$ values of plants with C3 photosynthesis. The topsoil organic matter has $\delta^{13}\text{C}$ values from -29.50 to -22.98‰ . Changes in $\delta^{13}\text{C}$ values in the altitudinal profile correlate well with changes in landscapes. The highest $\delta^{13}\text{C}$ values are characteristic of soils in mountain tundra and steppe landscapes. In taiga soils, a depletion of organic matter by ^{13}C is observed. These large regional differences in topsoil carbon isotopic composition are also revealed when differences in soil carbon turnover rates are analyzed across the landscapes. The soils exhibit a SOC decrease and $\delta^{13}\text{C}$ increase with depth. The regress gradient, termed β , of $\delta^{13}\text{C}$ and the logarithm of SOC with depth in the soil column ranged from -2.1 to -0.4 for the mountain tundra and steppe soils. Slow carbon turnover in such soils were largely controlled by low temperatures and insignificant precipitation, respectively. Most pronounced slope of the linear regression β (from -6.1 to -1) is observed in mountain taiga soils. Edaphic rather than climatic factors are the dominant controlling factor of C turnover in taiga soils of study region.

Keywords: climate, mountain areas, carbon turnover, $\delta^{13}\text{C}$, mountain tundra, steppe, taiga

ЭКОЛОГО-ТРОФИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА СООБЩЕСТВ ПОЧВЕННЫХ НЕМАТОД ЮЖНОЙ ЧУКОТКИ

© 2024 г. В.Д. Мигунова^{а,*}, С.Б. Таболин^а, Л.Б. Рыбалов^а

^аИнститут проблем экологии и эволюции им. А.Н. Северцова РАН, Ленинский пр-т 33, Москва, 119071 Россия

*e-mail: barbarusha@rambler.ru

Поступила в редакцию 15.12.2023 г.

После доработки 20.02.2024 г.

Принята к публикации 06.03.2024 г.

Проведен анализ почвенных нематодных сообществ типичных тундр Южной Чукотки. Исследовали пять типов кустарничковых и травяно-кустарничковых биотопов, сформированных на криоземах, аллювиальных, торфяных и дерново-криометаморфических почвах. Животных экстрагировали из почвы методом Бермана с последующим определением таксономического разнообразия, общей и относительной численности и принадлежности к эколого-трофическим группам. Наибольшая численность (7044 особей/100 г почвы) и биомасса (12.15 мг) нематод зарегистрированы в торфяной почве, а минимальные (1000 особей/100 г почвы; 1.96 мг) — в верхних горизонтах криозема. Для всех исследованных почв отмечено преобладание бактериоядных нематод. Максимальная доля бактериоядных нематод (94%) зафиксирована в подстилке дерново-криометаморфической почвы. Доля грибоядных нематод в исследованных почвах находилась в пределах от 1 до 42%. Хищные и нематоды со смешанным типом питания присутствовали практически во всех почвах, за исключением подстилочного горизонта дерново-криометаморфической почвы, их доля в исследуемых сообществах изменялась в диапазоне 2–32%. Фитонематоды были немногочисленны и достигали максимума в верхних органических горизонтах торфяно-глебезема (18%). Фаунистический состав нематодных сообществ исследованных почв сильно отличался. Наибольшее разнообразие нематод отмечено для торфяного горизонта аллювиальной почвы, наименьшее — для подстилки дерново-элювиально-метаморфической. Индекс зрелости сообществ изменялся от 2 до 3. Индекс обогащения принимал в основном низкие и средние значения (1.40–41.02), а структурный индекс — высокие (59.51–84.07). Во всех типах почв отмечены *Eudorylaimus* и *Plectus*, как роды эудоминанты. Почвенные пищевые сети, формирующиеся в исследованных биоценозах, за исключением ольховника мертвопокровного, можно охарактеризовать как стабильные и структурированные.

Ключевые слова: почвенные животные, численность, биологическое разнообразие, Nematoda, Cryosol, Fluvisol, Histosol, Gleysol, Cambisol

DOI: 10.31857/S0032180X24080056, **EDN:** KMYBPE

ВВЕДЕНИЕ

Нематоды — многочисленная группа почвенных животных, представляющая один из основных биологических компонентов наземных экосистем. Они определяют многие почвенные процессы и влияют на биогеохимические циклы [22, 40]. Структуры нематодных сообществ уже давно и успешно используются в качестве индикаторов изменения окружающей среды [23, 27]. Индексы, полученные на основании фаунистического состава нематод, являются в настоящее время базой для характеристики состояния пищевых сетей [26].

По сравнению с умеренными и тропическими регионами численность и биомасса нематод выше в Субарктике [38]. Информации о свободноживущих нематодах Арктики и Субарктики немного [24, 33, 36]. Для России это исследования в основном водных нематод таких регионов, как архипелаг Новая Земля, Западный Таймыр, Северо-Восточная Якутия, побережье Баренцева моря [5]. По причине удаленности и труднодоступности почвенные нематоды субарктических почв России изучены недостаточно. Основные работы по изучению нематод тундровых почв в нашей стране были проведены на полуострове Таймыр [13, 14, 20]. В последнее время

также появились работы, в которых представлены исследования нематод подзоны южных тундр Республики Коми [10].

Необходимость анализа экосистем Арктики и Субарктики постоянно возрастает в связи с расширением исследований в области сохранения почвенного биоразнообразия в условиях изменения климата и увеличения антропогенного влияния на природные биоценозы.

Полуостров Чукотка расположен в арктическом и субарктическом поясах. Главными факторами, определяющими характер биоты этой территории, являются высокоширотное расположение, преобладание низкогогорного рельефа и окружение с трех сторон холодными морями. Одной из уникальных особенностей природы Чукотки является анклав типичных или средних гипоарктических тундр в пределах подзоны южных гипоарктических тундр на северо-восточном побережье Карякского нагорья – в окрестностях озера Пекульнейского, чуть севернее 62°N. Это кустарничковые, луговые, ивковые и болотные тундры [21].

Почвы этой области формируются на почвообразующих породах, представленных элювием и делювием коренных пород, различными моренами и морскими наносами. Наиболее существенными факторами, определяющими большинство процессов почвообразования, являются длительное сезонное промерзание почвенных горизонтов и распространение многолетней мерзлоты [1].

Исследования нематод Чукотки редки, они представлены списком нематод ягодников [16] и описанием нескольких новых видов [6, 28]. Для этого уникального региона не проведены систематические исследования состава и численности почвенных нематод [5, 29]. Отсутствуют оценки биомассы почвенных нематод для типичных растительных сообществ и компонентов почвенного покрова Чукотки. Нераскрытыми остаются и не менее интересные вопросы связи нематодных комплексов с тундровыми сообществами растений, распределение этих животных по почвенному профилю и возможность оценки цикла углерода в тундровых почвах Чукотки на основе нематологических показателей.

В 2022 г. в рамках работы экспедиции Русского общества сохранения и изучения птиц на Чукотке стало возможным отобрать почвенные образцы разных элементов ландшафтного профиля, формирующегося на юге Чукотки. Эти образцы почв явились материалом для настоящего исследования, целью которого было охарактеризовать состав и структуру сообществ нематод в тундровых почвах Южной Чукотки.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Характеристика района исследования. Исследования проводили в двух местах Анадырского района Чукотского автономного округа Российской Федерации. Основная часть материала отобрана в Мейныпильгинской озерно-речной системе. Район исследования представляет обширную приморскую низменность с озерами лагунного типа, ограниченными от моря галечниковыми косами. К низменности прилегают моренные холмы и низкогорья. Моренные холмы возвышаются на 100–200 м над ур. м., вдоль берега наблюдается полоса более низких холмов (с превышениями 10–20 м) конечной морены. Речная сеть относительно густая, берущая начало с Мейныпильгинского горного узла [3]. Вторая точка исследования – в районе поселка Угольные копи на склоне горы Гудым, где исследовали ольховник (*Alnus fruticosa*). Оба района находятся на побережье Берингова моря. Характер землепользования традиционный (охота, сбор ягод и грибов). Климат морской, муссонный, относящийся к субарктическому поясу [4].

Почвы и растительность. Растительность обоих исследованных районов относится к Южно-Чукотской флористической подпровинции и представлена кустарничковыми и травяно-кустарничковыми тундрами [21]. В июле 2022 г. были заложены почвенные разрезы, расположенные по градиентам влажности почв и общей фитомассы, характеризующие типичные компоненты биогеоценотического покрова изучаемых территорий (табл. 1). Основной ключевой участок, охарактеризованный четырьмя почвенными разрезами, был расположен между озерами Вамъечгын и Пекульнейское и включал сообщества рододендрово-шикшевой, морошково-багульниково-голубично-сфагновой, шикшево-лаузилерово-багульниково-лаузилеро-голубично-сфагновой тундры, а также лугово-ивковый биоценоз в понижении между грядами. Одним из характерных типов растительности приокеанических (гумидных) районов Чукотки являются мощные заросли кустарниковой ольхи на речных террасах и конусах выноса [9, 21]. В 2022 г. наиболее доступные места локализации ольшаников на Чукотке были в районе поселка Угольные копи. На делювии склонов предгорий в нижней части горы Гудым в сходных с Мейныпильгинской озерно-речной системой ландшафтных условиях был заложен разрез и отобраны пробы. Площади пробных участков составляли 0.7–1.0 га. Для исследования отбирали образцы верхних органогенных горизонтов А₀ (подстилка 0–3 см) и Ат (торфяной горизонт 3–10 см). Идентификацию почв осуществляли на основании диагностических признаков [1, 8, 30].

Нематоды. Почву для анализа нематодных сообществ отбирали с 8 по 16 июля в полиэтиленовые пакеты, после транспортировки на самолете пробы хранили в холодильнике в течение трех

Таблица 1. Характеристика мест отбора почвенных проб в Южной Чукотке

Тип почвы	Биоценоз	Географические координаты
К — Криозем типичный (криотурбозем). Тундровая мерзлотная криотурбированная (Cryosol)	Рододендрово-шикшевая тундра (<i>Rhododendron aureum</i> , <i>Empetrum nigrum</i> , <i>Cassiope tetragona</i>) на юго-западном склоне морены (край морены)	62°33'4.10" N, 177° 1'10.30" E
А-Л — Аллювиальная серогумусовая глеевая типичная. Тундровая, аллювиально-луговая (Fluvisol)	Лугово-ивковый (<i>Salix pulchra</i> , <i>Pentaphylloides fruticosa</i> , <i>Pyrola minor</i> , <i>Spiraea stevenii</i>) биоценоз в понижении между грядами, слабозаболоченный, дважды в июне 2022 г. залитый паводковыми водами	62°32'49" N, 177°1'23" E
Т — Торфяная олиготрофная типичная. Плоскобугристые полигональные маломощные торфяники (Cryic Hemic Histosol)	Морошково-багульниково-голубичная сфагновая заболоченная тундра (<i>Rubus chamaemorus</i> , <i>Ledum decumbens</i> , <i>Vaccinium uliginosum</i> , <i>Sphagnum</i> sp.) на плоской вершине морены	62°34'12" N, 177°3'49" E
Т-Г — Торфяно-глеезем криотурбированный (мощный) на преимущественно суглинистых, сильнокаменистых, завалуненных отложениях моренной равнины (Gleysol)	Шикшево-лаузилеро-багульникова тундра (<i>Empetrum nigrum</i> , <i>Loiseleuria procumbens</i> , <i>Ledum decumbens</i>) на преимущественно суглинистых, сильнокаменистых, завалуненных отложениях моренной равнины	62°33'33.50" N, 176°58'7.70" E
Д-К — Дерново-элювиально-метаморфическая. Дерново-крио-метаморфическая на делювии склонов предгорий (Cambisol)	Ольховник (<i>Alnus fruticosa</i>) мертвопокровный на делювии склонов предгорий в нижней части горы Гудым	64°47'22" N, 177°49'58" E

недель с периодическим проветриванием почвы. Нематод выделяли из образцов (массой 5 г) методом Бермана с экспозицией 42 ч с последующим пересчетом на 100 г влажной почвы. Использовали двойные бумажные фильтры (tolli classic) на металлических ситах (ячея 4 мм²). Выделенных из почвы нематод фиксировали подогретым (50–60°C) раствором формалина (4%), сохраняя в этикетированных пробирках Флоринского [7]. Нематод идентифицировали до рода под микроскопом Zeiss Primostar. Анализ фауны нематод дает возможность проанализировать сложность и состояние почвенных пищевых сетей. Используя трофические группы нематод и *c-p* шкалу (где *c-p* = 1 занимают быстро размножающиеся колонизаторы, устойчивые к неблагоприятным условиям существования, а к *c-p* = 5 относятся медленно размножающиеся персисторы с повышенной чувствительностью к изменению факторов окружающей среды), можно выделить функциональные гильдии нематод и рассчитать индексы, характеризующие трофическую сеть [26]. Эколого-трофические группы (бактериоядные, грибоядные, хищные, нематоды со смешанным типом питания и фитонематоды), а также принадлежность к *c-p* шкале определяли на основании классификации Йейтса с соавт. [39] и Nemaplex [41]. Для оценки разнообразия нематодных сообществ использовали общее количество родов, а также индексы, предложенные Феррисом

и Бонгерсом [34]: сигма индекс зрелости сообществ (Sigma maturity index, SMI), базальный индекс (Basal index, BI), индекс обогащения (Enrichment index, EI) и структурный индекс (Structure index, SI), с последующим определением метаболических отпечатков [27]. SMI отражает нарушение окружающей среды, он принимает значения от 1 до 5, где 1 — начальные стадии сукцессии (или высокий уровень нарушения), а 5 — высокая структурированность и комплексность пищевых сетей, связанных потоками энергии между трофическими уровнями. BI — структура пищевых сетей и комплексность, индекс принимает значения от 0 до 100, где низкие значения (0–30%) и высокие (60–100%) характеризуют степень нарушения почвенной системы. EI — доступность пищевых ресурсов и их наличие, низкие значения (0–30%) и высокие (60–100%) показывают уровень доступности пищи (например лабильного углерода) и обогащения окружающей среды питательными веществами. SI — дает понятие о структуре и комплексности почвенных пищевых сетей, а также нарушениях окружающей среды (такие как засуха, засоление, химическое загрязнение). Низкие показатели (0–30%) отражают нарушенные, а высокие (60–100%) — структурированные почвенные сети [25]. Расчет этих индексов дан в работе [26]. Дальнейшее использование нематодных индексов привело к разработке концепции метаболических

отпечатков. Метаболические отпечатки рассчитывают удельную биомассу нематод и использование углерода для определения экосистемных функций нематодных сообществ. Метаболические отпечатки можно подразделить на отпечатки обогащения и структуры, которые при пересечении на сетке координат дают площадь, отражающую метаболическую активность и величину потоков углерода и энергии на низких и высоких трофических уровнях [27]. Значения нематодных индексов, а также площадь и расположение метаболических отпечатков рассчитывали при помощи программы для биологического мониторинга NINJA [37]. При построении диаграммы метаболических отпечатков площадь делится на четыре квадрата, каждый из которых характеризует условия трофической цепи, включая такие параметры, как степень нарушения окружающей среды, обогащение органикой пищевой сети, тип микробиологического разложения и соотношение углерода к азоту [27].

Биомассу нематод на 100 г почвы рассчитывали исходя из общей численности и процентного соотношения родов нематод с использованием усредненных данных о биомассе каждого рода из информационного портала Nemaplex [41]. При определении доли участия рода нематод относительно общей численности выделяли следующие градации: субрециденты (ниже 1.1%), рециденты (1.1–2.0%), субдоминанты (2.1–5.0%), доминанты

(5.1–10.0%) и эудоминанты (10% от всех обнаруженных особей) [18].

Статистическая обработка. Для проведения сравнения вариантов использовали тест Манна-Уитни. Различия между вариантами считали достоверными при $p < 0.05$. Повторность образцов почв в анализах пятикратная. Данные представляли как $M \pm SD$ (среднее значение $\pm$ стандартное отклонение). Статистический анализ проводили, используя компьютерные программы Excel 6.0, Past 4.04 и Ninja [37].

РЕЗУЛЬТАТЫ

Общая численность и биомасса нематод. Общая численность нематод варьировала от 1000 особей/100 г почвы (криозем типичный) до 7044 особей/100 г почвы (торфяная почва). Во всех типах почв, за исключением криозема, численность нематод в подстилке и торфяном горизонте достоверно отличалась. Этот показатель был выше в 1.7 раза в подстилке для аллювиальной серогумусовой глеевой почвы и дерново-элювиальной метаморфической и в 6 раз — в торфяной почве. Только в торфяно-глееземе криотурбированном общая численность нематод в подстилке была меньше в 1.8 раз, чем в торфяном горизонте (рис. 1). Минимальные значения биомассы зарегистрированы в подстилочном горизонте криозема (1.96 мг),

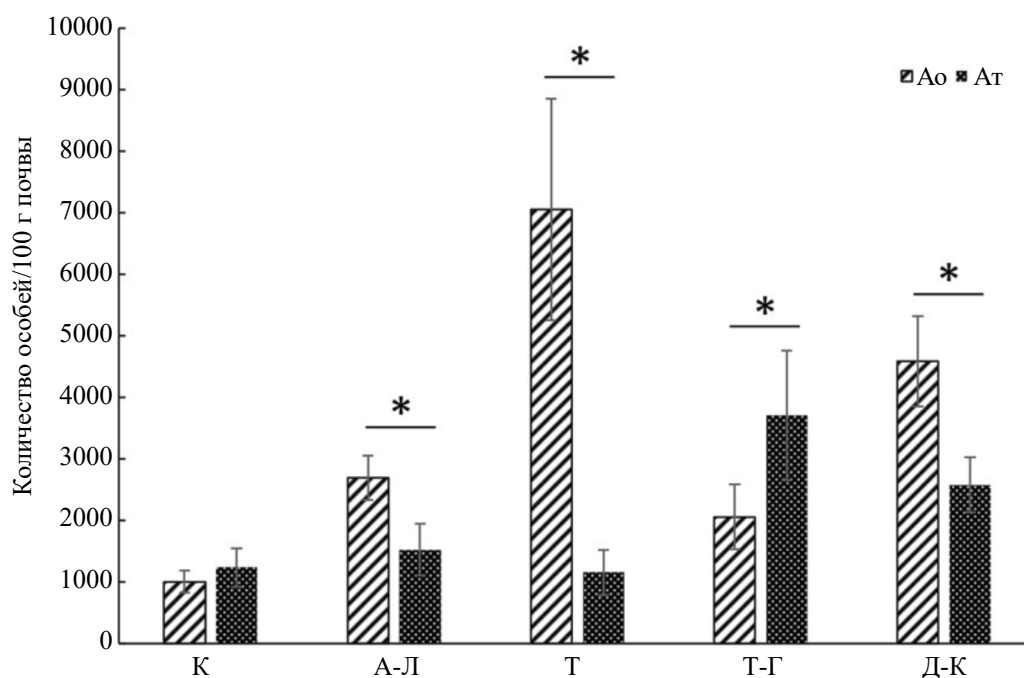


Рис. 1. Общая численность нематод в почвах Южной Чукотки (экз./100 г почвы). Данные представляют среднее значение $\pm$ стандартное отклонение. Повторность пятикратная. Символ * показывает значимое отличие параметра между подстилочным и торфяным горизонтами ($p < 0.05$). Расшифровка названия почв дана в табл. 1. Ао — подстилка (0–3 см) и Ат — торфяной горизонт (3–10 см).

Таблица 2. Эколого-популяционные индексы и общая биомасса сообществ почвенных нематод в Южной Чукотке

Индекс	Почва, горизонт*									
	К Ао	К Ат	А-Л Ао	А-Л Ат	Т Ао	Т Ат	Т-Г Ао	Т-Г Ат	Д-К Ао	Д-К Ат
<i>N</i>	14	13	13	20	9	11	18	14	5	14
SMI	2.46 ± 0.05	3.03 ± 0.15	2.64 ± 0.32	2.92 ± 0.16	2.7 ± 0.19	2.99 ± 0.03	2.47 ± 0.04	2.78 ± 0.20	2.00 ± 0	2.15 ± 0.06
BI	37.36 ± 2.67	15.15 ± 4.57	25.07 ± 8.89	20.79 ± 5.98	25.77 ± 7.62	15.89 ± 0.96	31.52 ± 0	26.94 ± 8.37	95.38 ± 0.41	66.38 ± 9.31
EI	17.22 ± 0.04	31.81 ± 4.61	38.86 ± 2.2	2.88 ± 0.86	17.28 ± 0.7	1.4 ± 1.98	41.02 ± 4.37	17.8 ± 0.59	4.62 ± 0.41	11.93 ± 2.0
SI	59.49 ± 3.13	83.71 ± 5.02	69.51 ± 3.21	79.06 ± 6.1	72.67 ± 8.59	84.07 ± 1.02	59.51 ± 2.06	71.32 ± 9.36	0	27.16 ± 9.86
ОБ, мг/100 г почвы	1.96 ± 0.66	6.43 ± 1.22	9.12 ± 4.55	6.47 ± 2.17	12.15 ± 0.75	3.48 ± 0.39	3.9 ± 1.94	6.58 ± 2.37	3.87 ± 0.66	6.86 ± 2.11

Примечание. *N* – количество родов, SMI – сигма индекс зрелости сообществ, BI – базальный индекс, EI – индекс обогащения и SI – структурный индекс, ОБ – общая биомасса.

* Расшифровка названия почв см. табл. 1. Ао – подстилка (0–3 см) и Ат – торфяной горизонт (3–10 см). Данные представлены в форме $M \pm SD$ (среднее значение ± стандартное отклонение).

а максимальные в подстилке торфяной почвы – 12.15 мг (табл. 2).

Таксономическое разнообразие нематод. В исследуемых почвах Южной Чукотки обнаружено 15 родов бактериоядных нематод, 8 родов грибоядных нематод, 8 родов хищных нематод, 4 рода – со смешанным типом питания и 10 родов фитонематод. Суммарно фауна нематод была представлена 45 родами (табл. 3). Распределение нематод в исследуемых биотопах было неравномерным. Так, в подстилке мертвопокровного ольховника было обнаружено всего пять родов нематод, а в серогумусовом горизонте аллювиальной почвы – 20. Сигма индекс зрелости принимал значения близкие к 2 для сообществ нематод, формирующихся под ольховником. В основном значения SMI для большинства проанализированных сообществ лежали в диапазоне от 2.5 до 3. Только в торфяном горизонте криозема его значение было 3.03. Базальный индекс принимал низкие значения практически для всех типов почв с тенденцией увеличения в верхнем горизонте криозема (37.36). Лишь в дерново-элювиально-метаморфической почве BI достигал значительных значений (95.38 и 66.38). Индекс обогащения принимал в основном низкие значения. Средние значения этого показателя были в сообществах нематод, формирующихся в аллювиальной серогумусовой глеевой почве и в подстилке торфяно-глеезема. За исключением нематод дерново-элювиально-метаморфической почвы, структурный индекс исследуемых сообществ принимал высокие значения.

Для всех типов почв можно отметить доминирование двух родов: *Plectus* и *Eudorylaimus*. При этом в одной пробе можно было выделить до трех и более видов этих нематод. Род *Plectus*

являлся эудоминантом во всех образцах, за исключением подстилки торфяно-глеезема. Род *Eudorylaimus* отсутствовал в подстилке, был субдоминантом в торфяном горизонте дерново-элювиально-метаморфической почвы, доминантом – в верхнем горизонте криозема и эудоминантом во всех остальных почвах. Можно отметить доминирование рода *Aphelenchoides* в большинстве почв, за исключением дерново-элювиально-метаморфической почвы. В подстилке доля этого рода была в 2–2.5 раза выше, чем в ниже лежащих горизонтах криозема и торфяно-глеезема. Бактериоядная нематода *Teratocephalus* доминировала в торфяной почве и криоземе. Из хищных нематод можно отметить доминирование рода *Prionchulus* в криоземе и аллювиальной почве. В этих же типах почв, а также торфяной отмечено доминирование рода *Tripyla*. Среди фитонематод можно отметить роды *Filenchus* и *Helicotylenchus*, которые доминировали в торфяно-глееземе и криоземе. Остальные роды этой экологической группы в основном относились к ресцедентам.

Относительное обилие трофических групп нематод. Для всех исследованных типов почв характерно преобладание бактериоядных нематод. Доля этой группы варьировала от 25% (подстилка торфяно-глеезема) до 94% (подстилка дерново-элювиально-метаморфической почвы). В подстилке относительно обилие бактериоядных нематод было достоверно больше по сравнению с торфяным горизонтом в дерново-элювиально-метаморфической почве и криоземе. Для первого типа разность составила 8.4%, а для второго – 38.2%.

Грибоядные нематоды занимали в общей структуре сообществ нематод от единичных значений

Таблица 3. Таксономическое разнообразие, эколого-трофические группы и доля нематод в почвах Южной Чукотки, %

Род нематод	Значение по с-р шкале	Относительное обилие, %									
		почва									
		К* Ао	К Ат	А-Л Ао	А-Л Ат	Т Ао	Т Ат	Т-Г Ао	Т-Г Ат	Д-К Ао	Д-К Ат
Бактериоядные											
<i>Acrobelooides</i>	2				1.3			8.9	12.3		
<i>Alaimus</i>	4	1.1			1.9			1.4	4.4		
<i>Amphidelus</i>	4						1.9	1.4			
<i>Anaplectus</i>	2							1.4			
<i>Cephalobus</i>	2	2.9					3.8				
<i>Chromadorina</i>	3	1.1									
<i>Eucephalobus</i>	2				9.4			2.8	7.8		0.3
<i>Monhystera</i>	2				1.9	0.9	7.5		1.1		3.4
<i>Monhystrella</i>	2	3.4									
<i>Plectus</i>	2	45.8	21.8	33.0	29.3	40.9	26.0	6.8	15.6	94.1	78.6
<i>Rhabditis</i>	1			3.3							1.6
<i>Rhabdolaimus</i>	3	1.7									
<i>Teratocephalus</i>	3	12.4	8.6	1.1	1.9	15.6	9.4	1.1	5.0		0.4
<i>Theristus</i>	2				1.3						
<i>Wilsonema</i>	2								1.6		
Грибоядные											
<i>Aphelenchoides</i>	2	12.0	5.7	8.7		6.1	0.6	21.2	8.4	2.3	1.1
<i>Aphelenchus</i>	2							1.1			
<i>Ditylenchus</i>	2									0.3	0.8
<i>Hexatyulus</i>	2									2.2	
<i>Paraphelenchus</i>	2	1.7	1.5	12.5		3.4		19.8			
<i>Pseudhalenchus</i>	2										0.4
<i>Tylencholaimellus</i>	4		1.5								
<i>Tylencholaimus</i>	4				0.6						
Хищные											
<i>Achromadora</i>	3		1.5	6.6	0.6						2.4
<i>Aporcelaimellus</i>	5	0.4									1.6
<i>Clarkus</i>	4		1.5		20.4						
<i>Mylonchulus</i>	4			1.2							
<i>Prionchulus</i>	4	5.2	24.5	5.0	2.7		0.6	1.1	1.1		0.7
<i>Seinura</i>	2							5.6			
<i>Tobrilus</i>	3							1.4			
<i>Tripyla</i>	3	3.7	6.3	6.6	3.9	8.3	6.3	1.4	2.2		

Окончание табл. 3

Род нематод	Значение по <i>c-p</i> шкале	Относительное обилие, %									
		почва									
		К* Ao	К At	А-Л Ao	А-Л At	Т Ao	Т At	Т-Г Ao	Т-Г At	Д-К Ao	Д-К At
Смешанное питание											
<i>Dorylaimus</i>	4		1.5	2.5	4.0			1.1			
<i>Eudorylaimus</i>	4	6.7	13.6	13.8	10.2	22.7	38.5	16.3	13.3		2.9
<i>Dorylaimidae</i>	4		0.7						8.3		1.6
<i>Mesodorylaimus</i>	4			3.5							
Фитонематоды											
<i>Basiria</i>	2							1.4			
<i>Filenchus</i>	2		11.3	1.1	1.3	1.6		5.8	2.2		3.4
<i>Helicotylenchus</i>	3			1.1	2.1				16.7		
<i>Longidorella</i>	4				1.3						
<i>Malenchus</i>	2						3.5				
<i>Nagelus</i>	3					0.5					
<i>Paratylenchus</i>	2				0.6						
<i>Tylenchorhynchus</i>	3						1.9				
<i>Tylenchus</i>	2	1.9			4.0					1.1	0.8
<i>Tylenchidae</i>	2				1.3						

* Расшифровка названия почв дана в табл. 1, с-р шкала ранжирования пресноводных и почвенных нематод в соответствии с их жизненной стратегией, где 1 – колонизаторы (г-стратегии), а 5 – персисторы (К-стратегии) [26]. Жирным шрифтом выделено относительное обилие доминантов и эудоминантов, курсивом – эудоминантов.

(меньше 1% для аллювиально-серогумусовой глеевой и торфяной почв) до 42% – в подстилке торфяно-глеезема. Достоверность отличия между подстилкой и торфяным горизонтом была отмечена только для торфяной почвы и аллювиально-серогумусовой глеевой. Так, в подстилке торфяной почвы относительное обилие грибоядных нематод было в 15 раз выше, чем в торфяном горизонте, а для аллювиально-серогумусовой глеевой почвы этот параметр отличался в 35 раз.

Хищные нематоды не были обнаружены в подстилке мертвопокровного ольховника. Наибольшее число этих животных было зарегистрировано в торфяном горизонте криозема (32%). Для аллювиальной серогумусовой глеевой почвы и криозема отмечено достоверное увеличение процента хищников в торфяном горизонте по сравнению с подстилкой. Таким образом, в лугово-ивковом биоценозе в понижении между грядами число хищников в нижнем торфяном горизонте было в два раза выше, чем в подстилке, тогда как для рододендрово-шикшевой тундры эта же величина отличалась в 3.5 раза.

Нематоды со смешанным типом питания отсутствовали в подстилке дерново-элювиально-метаморфической почвы. Максимальные значения (27 и 39%) зарегистрированы в подстилке аллювиальной и торфяном горизонте торфяной почвы. Достоверных статистических отличий между подстилочным и торфяным горизонтом не было обнаружено.

Нематоды, питающиеся на корнях растений, а также ассоциированные с растениями, занимали незначительную часть в структуре нематодных сообществ. Их доля составляла от 1% (подстилочный горизонт ольховника) до 19% (торфяной горизонт торфяно-глеезема). Во всех типах почв наибольшая численность фитонематод наблюдалась в торфяном горизонте. Так, численность фитонематод в серогумусовом горизонте аллювиальной серогумусовой глеевой почвы превышала тот же показатель в подстилке больше, чем в 4 раза (рис. 2).

Метаболические отпечатки сообществ нематод. При построении диаграммы метаболических отпечатков произошло разделение на три группы по типам почвенных горизонтов для образцов,

отобранных в Мейныпильгинской озерно-речной системе: подстилка торфяно-глеезема и аллювиальной почвы, подстилка криозема и торфяно-глеезема, а также торфяной горизонт аллювиальной и торфяной почв. Все эти почвы попали в нижний

правый квадрат диаграммы. Метаболические отпечатки дерново-элювиально-метаморфической почвы значительно отличались от вышеперечисленных почв и попали в левый нижний квадрат диаграммы (рис. 3).

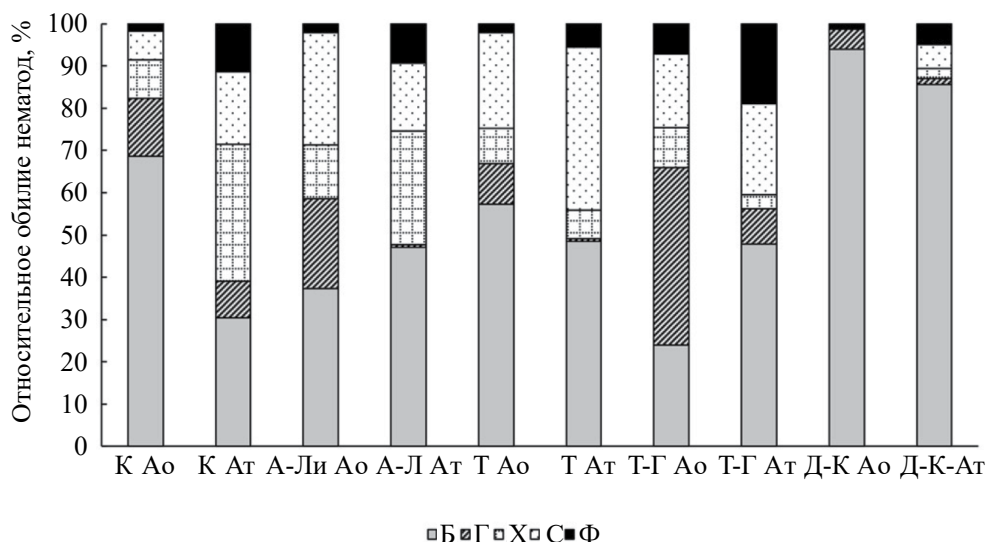


Рис. 2. Распределение эколого-трофических групп нематод в почвах Южной Чукотки. Повторность пятикратная. Расшифровка названия почв дана в табл. 1. Ao — подстилка (0–3 см) и At — торфяной горизонт (3–10 см). Б — бактериоядные, Г — грибоядные, Х — хищные, С — нематоды со смешанным типом питания, Ф — фитонематоды.

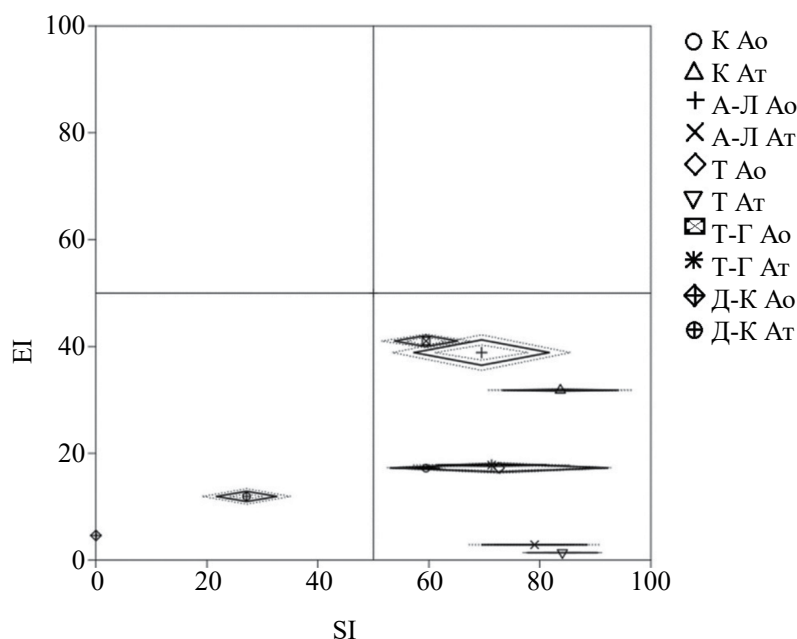


Рис. 3. Метаболические отпечатки нематодных сообществ почв Южной Чукотки. EI — индекс обогащения, SI — структурный индекс. Расшифровка названия почв дана в табл. 1. Ao — подстилка (0–3 см) и At — торфяной горизонт (3–10 см). Точка в середине ромба представляет пересечение значений индекса обогащения и структурного индекса. Длина вертикальной и горизонтальной осей ромба соответствует метаболическим отпечаткам компонентов обогащения и структурности [27].

ОБСУЖДЕНИЕ

Полученные данные по составу и численности почвенных нематод тундровых почв Южной Чукотки являются первой попыткой охарактеризовать сообщества этих животных в уникальных условиях субарктических почв. Эти данные могут быть использованы в целях охраны, рационального использования природных ресурсов, а также оценки антропогенной нагрузки на природные экосистемы.

Общая численность и биомасса нематод исследованных биоценозов имели сходные значения с численностью нематод в аналогичных биотопах типичных тундр Западного Таймыра [11–13].

Гидротермический режим является одним из важнейших факторов, к которому нематоды очень чувствительны [17, 34]. При увеличении фактора влажности, одновременно со сменой минеральных почв органомогенными, наблюдается увеличение общей численности нематод в ряду: криозем, аллювиальная, торфяно-глеизем и торфяная олиготрофная почва. Нематод всегда больше в хорошо прогреваемых, богатых гумусом и органическими веществами почвах [7]. Максимальная численность нематод по профилю наблюдается в поверхностных горизонтах тундровых почв [14], что было подтверждено для большинства почв, исследованных в данной работе. Однако для криозема не обнаружена разница общей численности нематод между подстилкой и нижележащим торфяным горизонтом, а также отмечено снижение численности нематод в подстилке торфяно-глеизема по сравнению с торфяным горизонтом. Наличие мерзлоты и криотурбационных процессов в почвах Южной Чукотки [1] может вызывать перемещение нематод и являться причиной их неравномерного распределения по профилю почв.

Эколого-трофическая структура исследованных сообществ почвенных нематод Южной Чукотки сопоставима с сообществами нематод типичных тундр [13, 31]. Бактериоядные нематоды представляют наиболее многочисленную группу, что связано, по-видимому, с обилием бактерий в подстилках и органических горизонтах тундровых почв. Известно, что содержание бактерий в тундровых почвах в летние периоды может достигать $(0.9–39) \times 10^9$ кл./г почвы [15, 19]. Грибоядные нематоды были малочисленны. Всплеск их численности был зарегистрирован в торфяно-глеиземе. Возможно, это связано с высокой численностью и биомассой грибов в данном типе почв [19]. Хищные и нематоды со смешанным типом питания в основном относятся к *c-p-4* и *c-p-5* классам по шкале Бонгера. Это крупные нематоды с продолжительным жизненным циклом, низкой продуктивностью и высокой чувствительностью к нарушениям окружающей среды [26]. Отсутствие и низкие значения

относительной численности этих групп в почве ольховника указывают на некоторые деструктивные процессы, происходящие в этом биоценозе. В остальных почвах исследованных биоценозов эти группы присутствовали и достигали значительных величин, что свидетельствует о стабильности экосистем. Особенно обильны эти группы были в аллювиальной и торфяной почвах, где содержание влаги достаточно высокое, позволяющее достигать значительных численностей таким водным организмам, как водоросли, энхитреиды, простейшие и коловратки, представляющим пищу для нематод со смешанным типом питания и хищников [32]. Невысокие показатели обилия фитонематод, возможно, связаны с коротким вегетационным периодом растений. Также очевидна их приуроченность к торфяному горизонту почв, где в основном концентрируются корни растений.

Показано, что видовое разнообразие и численность нематод тем больше, чем богаче флора и выше обилие цветковых растений, а характер растительного покрова влияет на соотношение экологических групп нематод [13, 34]. Среди исследованных биоценозов лугово-ивковая ассоциация обладала наибольшим растительным разнообразием и биомассой [2]. В этом биоценозе было зарегистрировано максимальное разнообразие нематод в аллювиальной почве. Несмотря на то, что растительная биомасса мертвopoкpовного ольховника была достаточно высока, отсутствие легкодоступной органики в подстилочном горизонте могло быть причиной низкого уровня разнообразия нематод в дерново-элювиально-метаморфической почве. Дальнейший анализ нематодных индексов [25] показал, что лугово-ивковый биоценоз представляет высокий уровень зрелости, низкий уровень нарушения трофических связей и высокую степень структурированности и комплексности, тогда как нематодные сообщества ольховника демонстрируют высокий уровень истощения, нарушения, низкую структурированность и разрозненность трофических связей. В дерново-элювиально-метаморфической почве практически отсутствуют легкодоступные питательные вещества, а также виден уровень нарушения, связанный либо с условиями окружающей среды, либо с антропогенным влиянием.

Доминирование родов *Plectus* и *Eudorylaimus* в тундровых почвах также отмечается другими авторами. Эти два рода могут включать 1/5 всех отмеченных видов, а их разнообразие может достигать 23 видов для рода *Eudorylaimus* и 11 видов — для рода *Plectus* [12].

В настоящее время нематоды — основной и еще не распознанный игрок в глобальном цикле углерода, при анализе которого используются так называемые метаболические отпечатки [35, 38]. Так как высокоширотные регионы содержат наиболее

высокие численности нематод, то для понимания цикла углерода и его отражения на климатические условия необходимо изучать именно высокоширотные регионы, к которым относится Чукотка. Полученные данные могут быть в дальнейшем использованы для построения биогеохимических моделей изменения климата.

Все исследованные тундровые почвы можно охарактеризовать как ненарушенные, структурированные, с умеренным соотношением азота и углерода, с участием грибов в разложении органического вещества. Исключение составила дерново-элювиально-метаморфическая почва, которую на основании данных метаболических отпечатков можно отнести к истощенной, деградированной, с высоким соотношением углерода к азоту, находящейся в состоянии стресса [26]. Вероятно, биоценозы Мейныпильгынской озерно-речной системы не испытывали значительное стрессовое влияние факторов окружающей среды, тогда как ольховник, расположенный вблизи пос. Угольные копи, мог подвергаться антропогенному воздействию, что отразилось на фаунистическом составе нематод и соотношении их эколого-трофических групп.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенный анализ нематодных сообществ позволил впервые установить состав, численность, биомассу и соотношение эколого-трофических групп нематод, обитающих в тундровых почвах Южной Чукотки. Данные показатели значительно отличались в разных биоценозах и почвенных горизонтах. Вопреки ожиданиям, наибольшая численность нематод наблюдалась в верхнем подстилочном горизонте не во всех исследованных почвах.

В почвах исследованных биоценозов встречались все типы эколого-трофических групп нематод. Преобладающей группой были бактериоядные нематоды. Грибоядные нематоды, за редким исключением, были малочисленны. Для хищных нематод определена значительная численность в торфяных горизонтах криозема и аллювиальной серогумусовой почвы. Основная локализация и максимальная численность нематод со смешанным типом питания обнаружена в аллювиальной почве и торфянике. Нематоды паразиты и нематоды, ассоциированные с растениями, обнаружены во всех почвах и преобладали в корнеобитаемых горизонтах, находящихся под подстилкой.

Максимальное и минимальное разнообразие нематодных сообществ совпало с разнообразием и обилием растений, а также легкодоступностью субстратов для питания нематод. *Plectus* и *Eudorylaimus* оказались основными родами-эудоминантами исследованных тундровых почв. На основании таксономического состава и соотношения трофических

групп нематод было выдвинуто предположение о сильном деструктивном воздействии на почвенный покров ольховника мертвopoкpoвнoгo. Для остальных типов почв установлены стабильные и структурированные типы почвенных пищевых сетей.

Дальнейшие исследования нематодных сообществ полуострова Чукотка предполагают установление видовой принадлежности выделенных родов нематод, а также их значение для функционирования арктических и субарктических экосистем.

БЛАГОДАРНОСТЬ

Авторы выражают благодарность Д.В. Добрынину за помощь в идентификации почв.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа финансировалась за счет средств государственной темы (FFER-2021-007) и Русского общества сохранения и изучения птиц.

СОБЛЮДЕНИЕ ЭТИЧЕСКИХ СТАНДАРТОВ

Настоящая статья не содержит каких-либо исследований с использованием теплокровных животных в качестве объектов экспериментов.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Афанасьева Т.В., Василенко В.И., Терешина Т.В., Шеремет Б.В. Почвы СССР. М.: Мысль, 1979. 380 с.
2. Базилевич Н.И. Биологическая продуктивность экосистем Северной Евразии. М.: Наука, 1993. 293 с.
3. Беликович А.В. Растительный покров северной части Корякского нагорья. Владивосток: Дальнаука, 2001. 420 с.
4. Беликович А.В., Галанин А.В., Галанин А.А., Трегубов О.Д. и др. Природа и ресурсы Чукотки. Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 2006. 323 с.
5. Гагарин В.Г. Обзор фауны свободноживущих нематод водоемов Арктики и Субарктики России // Биология внутренних вод. 2001. № 2. С. 32–37.
6. Гусаков В.А., Гагарин В.Г., Шкиль Ф.Н., Зленко Д.В. *Eudorylaimus chukotkanus* sp. n. и *E. mylnikovi* sp. n. (Nematoda: Dorylaimida) из оз. Эльгыгытгын на Чукотке (Россия) // Биология внутренних вод. 2022. № 2. С. 108–117.

7. Кирьянова Е.С., Краль Э.Л. Паразитические нематоды растений и меры борьбы с ними. Л.: Наука, 1969. Т. 1. 447 с.
8. Классификация и диагностика почв России. Смоленск: Ойкумена, 2004. 342 с.
9. Кожевников Ю.П. Геосистемные аспекты растительного покрова Чукотки. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. 308 с.
10. Кудрин А., Конакова Т., Таскаева А. Сообщества почвенных нематод различных тундровых фитоценозов, отличающихся степенью развития кустарникового яруса // Экология. 2019. № 6. С. 419–428.
11. Кузьмин Л.Л. О фауне и экологии свободноживущих нематод Западного Таймыра // Зоологический журнал. 1972. Т. 11. Вып. 9. С. 1399–1402.
12. Кузьмин Л.Л. Фауна свободноживущих нематод Западного Таймыра // Биогеоценозы таймырской тундры и их продуктивность. Л.: Наука, 1973. С. 139–148.
13. Кузьмин Л.Л. Экология свободноживущих нематод подзон типичных тундр Западного Таймыра // Структура и Функции биогеоценозов Таймырской тундры. Л.: Наука, 1978. С. 228–244.
14. Кузьмин Л.Л. Свободноживущие нематоды в подзоне южных тундр западного Таймыра // Южные тундры Таймыра. Л.: Наука, 1986. С. 118–122.
15. Паринкина О.М. Биологическая продуктивность бактериальных сообществ тундровых почв // Биогеоценозы таймырской тундры и их продуктивность. Л.: Наука, 1973. С. 58–77.
16. Скарбилович Т.С. Нематоды ягодников Чукотки // Проблемы паразитологии. Тр. VII науч. конф. паразитологов УССР. М., 1972. С. 259–261.
17. Соловьева Г. И., Васильева А. П., Груздева Л. И. Свободноживущие и фитопаразитические нематоды северо-запада СССР. Л.: Наука, Ленингр. отд., 1976. 107 с.
18. Соловьева Г.И. Экология почвенных нематод. Л.: Наука, 1986. С. 5–14.
19. Фокина Н.В., Корнейкова М.В., Редькина В.В., Мязин В.А., Сухарева Т.А. Биологическая активность и химические свойства тундровых почв Чукотского автономного округа в условиях промышленного загрязнения // Почвоведение. 2022. № 1. С. 55–67. <https://doi.org/10.31857/S0032180X2201004X>
20. Чернов Ю.И., Ананьева С.И., Хаюрова Е.П. Комплекс почвообитающих беспозвоночных в пятнистых тундрах Западного Таймыра // Биогеоценозы таймырской тундры и их продуктивность. Л.: Наука, 1971. С. 198–212.
21. Юрцев Б.А., Королева Т.М., Петровский В.В., Полозова Т.Г., Жукова П.Г., Катенин А.Е. Конспект флоры Чукотской тундры. СПб.: ВВМ, 2010. 628 с.
22. Bardgett R.D., van der Putten W.H. Belowground biodiversity and ecosystem functioning // Nature. 2014. V. 515(7528). P. 505–511. <https://doi.org/10.1038/nature13855>
23. Bongers T., Ferris H. Nematode community structure as a bioindicator in environmental monitoring // Trends in Ecology and Evolution. 1999. V. 14. P. 224–228. [http://dx.doi.org/10.1016/S0169-5347\(98\)01583-3](http://dx.doi.org/10.1016/S0169-5347(98)01583-3)
24. Byzova J.B., Uvarov A.V., Petrova A.D. Seasonal changes in communities of soil invertebrates in tundra ecosystems of Hornsund, Spitsbergen. Polish Polar Res. 1995. V. 16. P. 245–266.
25. Du Preez G., Daneel M., De Goede R., Du Toit M.J., Ferris H., Fourie H., Geisen S., Kakouli-Duarte T., Korthals G., Sánchez-Moreno S., Schmidt J.H. Nematode-based indices in soil ecology: application, utility, and future directions // Soil. Biol. Biochem. 2022. V. 169. P. 108640.
26. Ferris H., Bongers T., Goede R.G. A framework for soil food web diagnostics: extension of the nematode faunal analysis concept // Appl. Soil Ecology. 2001. V. 18. P. 13–29.
27. Ferris H. Form and function: Metabolic footprints of nematodes in the soil food web // Eur. J. Soil Biol. 2010. V. 46. P. 97–104.
28. Gagarin V.G., Gusakov V. A. *Miconchus prokini* sp. nov. (Nematoda: Mononchida) from lake El'gygytyn, Chukotka, Russia // Nature Conservation Research. 2022. V. 7. P. 88–94.
29. Holovachov O. Nematodes from terrestrial and freshwater habitats in the Arctic // Biodiversity Data J. 2014. V. 2. P. e1165. <https://doi.org/10.3897/BDJ.2.e1165>
30. 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.
31. Kuzmin L.L. Free-Living Nematodes in the Tundra of Western Taimyr // Oikos. 1976. V. 27. P. 501–505.
32. McSorley R. Ecology of the dorylaimid omnivore genera *Aporcelaimellus*, *Eudorylaimus* and *Mesodorylaimus* // Nematology. 2012. V. 14. P. 645–663.
33. Mulvey R.H. Some soil-inhabiting, freshwater, and plant-parasitic nematodes from the Canadian Arctic and Alaska // Arctic. 1963. V 16. P. 202–204.
34. Nematodes as environmental indicators / Ed. Michael J. et al. N.Y.: CAB International. 2009. 326 p.
35. Nielsen U.N., Ayres E., Wall D.H., Li G., Bardgett R.D., Wu T., Garey J.R. Global-Scale Patterns of Assemblage Structure of Soil Nematodes in Relation to Climate and Ecosystem Properties // Glob. Ecol. Biogeogr. 2014. № 23. P 968–978.
36. Peneva V., Lazarova S., Elshishka M., Makarova O., Penev L. Nematode assemblages of hair-grass (*Deschampsia* spp.) microhabitats from polar and alpine deserts in the Arctic and Antarctic // Species and

- Communities in Extreme Environment. Pensoft—KMK, 2009. P. 419–438.
37. *Sieriebriennikov B.*, Ferris H., de Goede, R.G. NINJA: An automated calculation system for nematode-based biological monitoring // *Eur. J. Soil Biol.* 2014. V. 61. P. 90–93.
38. *van den Hoogen J.*, Geisen S., Routh D. et al. Soil nematode abundance and functional group composition at a global scale // *Nature*. 2019. V. 572. P. 194–198.
39. *Yeates G.W.*, Bongers T., De Goede R.J.M., Freckmann D.V., Georgieva S.S. Feeding habits in soil nematode fauna and genera: an online for soil ecologist // *J. Nematology*. 1993. V. 25. P. 315–331.
40. *Yeates G.W.* Nematodes as soil indicators: functional and biodiversity aspects // *Biol. Fertil. of Soils*. 2003. V. 37. P. 199–210.
41. <http://nemaplex.ucdavis.edu/Uppermnus/topmnu.htm>

Ecological Structure of Soil Nematode Communities of Southern Chukotka

V. D. Migunova^{1, *}, S. B. Tabolin¹, and L. B. Rybalov¹

¹*Severtsov Institute of Ecology and Evolution of the Russian Academy of Sciences, Moscow, 119071 Russia*

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

The paper analyses the soil nematode communities of typical tundra of southern Chukotka. We have examined five types of shrub and grass-shrub biotopes formed on the Cryosol, Fluvisol, Histosol, Gleysol and Cambisol. The animals were extracted from the soil by the Baermann technique with subsequent determination of taxonomic diversity, total and relative numbers, and trophic groups. The highest number (7044 individuals/100 g of soil) and biomass (12.15 mg) of nematodes were found in the histosol, and the minimum number (1000 individuals/100 g of soil; 1.96 mg) of nematodes in the Cryosol. Bacterivorous nematodes dominated in all soil types. The maximum percentage of bacterivorous nematodes (94%) were found in the Cambisol. Their percentages of fungivorous nematodes in the studied soils ranged from 1 to 42%. Predatory and omnivorous nematodes were present in all soils except for the litter of the Cambisol. Their percentage ranged from 2 to 32%. Phytonematodes were few, their highest number was found in the Gleisol (18%). The nematode fauna of the soils under analysis differed significantly. The greatest diversity of nematodes was found in the turf horizon of the Fluvisol, and the smallest diversity of nematodes was in the litter of the Cambisol. The values of Sigma Maturity Index ranged between 2 and 3. The Enrichment Index had low and middle (1.40–41.02) values, and the Structure Index had high values (59.51–84.07). The genera of *Eudorylaimus* and *Plectus* were eudominants in all soil types. The soil food webs formed in the biocenoses under consideration can be characterized as stable and structured except for the alder biocenose.

Keywords: soil animals, number, biological diversity, soil profile, Cryosol, Fluvisol, Histosol, Gleysol, Cambisol

УДК 631.46

**БАКТЕРИАЛЬНЫЕ СООБЩЕСТВА ПОЧВ В ЗОНЕ ВОЗДЕЙСТВИЯ
СОЛЕОТВАЛА ГОРОДА СОЛИКАМСКА, ПЕРМСКИЙ КРАЙ**

© 2024 г. А. В. Назаров^а, Ю. И. Нечаева^а, Е. С. Корсакова^а,
А. А. Пьянкова^а, Е. Г. Плотникова^а

^аИнститут экологии и генетики микроорганизмов Уральского отделения РАН – филиал ПФИЦ УрО РАН,
Голева, 13, Пермь, 614081 Россия

*e-mail: nazarov@iegm.ru

Поступила в редакцию 08.12.2023 г.

После доработки 13.03.2024 г.

Принята к публикации 14.03.2024 г.

С использованием метода высокопроизводительного секвенирования гена 16S рРНК проанализирован таксономический состав бактериальных сообществ почвы (Technosol и Retisol) вблизи солеотвала калийного предприятия, г. Соликамск, Пермский край. Исследованы образцы почвы без растений и ризосферы растений вида *вейник наземный* (*Calamagrostis epigeios* (L.) Roth) с участков, расположенных в 1–1.5, 8 м, 780 м и 11 км от солеотвала. Обнаружено, что во всех почвенных образцах преобладали бактерии филумов *Pseudomonadota*, *Bacteroidota*, *Actinomycetota*, *Acidobacteriota*, *Verrucomicrobiota*, *Gemmatimonadota*. Наибольшее влияние на таксономический состав бактериальных сообществ галитовые отходы оказывали на почвы участков в зоне засоления, расположенных на расстоянии 1–1.5 м. В образцах почвы без растений, отобранных на данных участках, относительно почв без засоления (на расстоянии 8, 780 м, 11 км от солеотвала), преобладали бактерии порядка “*Candidatus Actinomarinales*”, снижалась доля в бактериальных сообществах представителей филумов *Acidobacteriota*, *Verrucomicrobiota*, класса *Actinobacteria* и семейства *Chitinophagaceae*, увеличивалась доля бактерий семейства *Xanthomonadaceae*. В бактериальных сообществах ризосферы растений, произрастающих в зоне засоления, уменьшалась доля представителей филума *Acidobacteriota* и семейств *Chitinophagaceae*, *Enterobacteriaceae*, повышалась доля семейств *Xanthomonadaceae* и *Flavobacteriaceae*. Выявлено влияние солеотвала на бактериальные почвенные сообщества участков, находящихся на расстоянии 8 и 730 м от солеотвала, включали представителей порядка “*Candidatus Actinomarinales*” (1.4–1.6%), семейств *Nitrosomonadaceae* (3.0–6.1%), *Saprospiraceae* (1.0–1.9%), рода *Ilumatobacter* (1.6–2.8%) и некультивируемых бактерий семейства *Rhodanobacteraceae* (1.3–1.5%).

Ключевые слова: техногенное засоление, ризосфера, секвенирование ампликонных библиотек гена 16S рРНК, калийные предприятия

DOI: 10.31857/S0032180X24080066, **EDN:** KMWCQU

ВВЕДЕНИЕ

Засоление – один из наиболее распространенных почвенно-деградационных процессов, в настоящее время не менее 10% поверхности континентов покрыто засоленными почвами, при этом из-за климатических изменений и антропогенного воздействия на окружающую среду отмечается тенденция к увеличению площади почв с повышенной минерализацией [10]. Известно, что засоление почв оказывает сильное воздействие на таксономический состав обитающих в них бактерий [22, 38]. Поэтому в настоящее время

актуальны исследования микробиомов засоленных почв с целью оценки их биоресурсного потенциала, изучения влияния засоления на таксономическую структуру почвенных микроорганизмов, а также для исследования механизмов функционирования микробных сообществ и микробно-растительных ассоциаций в условиях засоления. Однако имеющиеся метагеномные исследования ограничены изучением прокариотных сообществ почв и ризосферы растений аридных и семиаридных областей, где распространен процесс засоления [8, 9, 15, 23, 28, 34, 38–40].

Территория Соликамского района Пермского края относится к зоне умеренных широт, входит в состав Атлантико-континентальной области. Среднегодовые температуры воздуха в г. Соликамске колеблются в пределах 0.5–1.3°C, средняя температура июля 17.0–17.4°C, средняя температура января от –16.0 до –15.8°C, в году выпадает 470–550 мм осадков [16]. Соликамский район входит в почвенный подрайон Чердынско-Соликамских песчаных и супесчаных дерново-сильно- и среднеподзолистых почв, материнскими породами почв служат водно-ледниковые пески, подстилаемые покровными суглинками, ниже которых залегают пермские мергелистые глины, мергели и известняки [6]. Добыча и переработка калийной руды на Верхнекамском месторождении в Соликамском районе Пермского края приводит к образованию галитовых отходов, складированных в солеотвалы. На объектах ПАО “Уралкалий” накопленный объем данных отходов составляет 585.1 млн т, которые занимают более 12.3 тыс. га [5].

В результате растворения и выноса солей с солеотвалов вокруг них в радиусе 1–5 м возникают зоны засоления [1]. Таким образом, на территории солеразработок в условиях гумидного климата в среднетаежной зоне формируются почвы, имеющие повышенную щелочность (до pH 8.8) и солонцеватость (сумма солей в корнеобитаемых слоях местами достигает 3.7%) [3], являющиеся местообитанием для галофильных и галотолерантных растений и микроорганизмов [2, 7]. При этом таксономическая структура микробных сообществ этих почв, а также ризосферы произрастающих на них растений изучена недостаточно. В частности, ранее не проводилось изучение данных сообществ с помощью высокопроизводительного секвенирования, позволяющего получить детальные данные о таксономическом составе бактериальных сообществ, кроме того, не исследовано влияние солеотвала на почвы, находящиеся вне зоны засоления.

Цель работы – оценка таксономического состава бактериальных сообществ почв, находящихся вблизи складированных галитовых отходов и подвергающихся воздействию солей, с использованием высокопроизводительного секвенирования гена 16S рРНК. Исследованы образцы почвы без растений и ризосферы растений вида *вейник наземный* (*Calamagrostis epigeios* (L.) Roth), обнаруженного на всех изученных участках.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Исследования проводили на территории района промышленных разработок Верхнекамского месторождения солей у солеотвала калийного предприятия ПАО “Уралкалий” (г. Соликамск, Пермский край). Площадь солеотвала – 112 га, год ввода в эксплуатацию – 1970 [3]. Почвенные образцы

отбирали в июне 2023 г с пяти площадок: 1 и 2 (участки расположены в 1–1.5 м от солеотвала), 3, 4 и 5, находящиеся в 8, 730 м и 11 км от солеотвала соответственно. Отбор проб образцов почвы без растений и почвы с растениями проводили согласно методическим рекомендациям [11]. Образцы почвы без растений отбирали в 10 повторностях массой 100–200 г, на расстоянии 5–10 см от корней растений. Для анализа образцов ризосферы растения в количестве не менее 10 экземпляров выкапывали из почвы и стряхивали непрочно удерживающуюся на корнях землю, оставляя почвенный материал, прочно связанный с корнями. Все почвенные образцы изымали из верхнего горизонта глубиной 0–15 см, помещали в стерильные пакеты в емкости с хладагентами и доставляли в лабораторию, где хранили при температуре –80°C до выделения ДНК.

Почва участков 1 и 2, расположенных в 1–1.5 м от солеотвала, представляет собой техногенный грунт (Technosol), образовавшийся в результате съема верхнего гумусового горизонта с подзолистой почвы и поступления в грунт с солеотвала солей и глинистой породы. Почва остальных изученных участков (3–5) супесчаная подзолистая (Eutric Retisol). Характеристики почвы приведены в табл. 1.

Анализ физико-химических параметров почвы проводили по общепринятым руководствам: pH водной вытяжки потенциометрическим методом [ГОСТ 26423-85], концентрацию HCO_3^{3-} – титрованием раствором серной кислоты [ГОСТ 26424-85], SO_4^{2-} – гравиметрическим методом [ГОСТ 26425-85], Cl^- – аргентометрическим методом по Мору [ГОСТ 26426-85], содержание Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ и K^+ – атомно-абсорбционной спектроскопией водных вытяжек из почвы на приборе AA-6300 (Shimadzu, Япония) [14].

Тотальную ДНК из образцов выделяли с применением набора реактивов Fast DNA spin kit for soil (MP Biomedicals, Франция) согласно инструкции производителя. Средняя концентрация ДНК в образцах почвы составляла 3 мкг/мл (засоленная почва) и 79 мкг/мл (незасоленная почва). В образцах ризосферы растений *вейника наземного*, произрастающих на засоленной и незасоленной почве, концентрация ДНК составляла около 10 мкг/мл.

Методом ПЦР-РВ анализировали количества копий генов 16S рРНК бактерий в образцах почвы без растений и ризосферы растений *вейника наземного* (*Calamagrostis epigeios* (L.) Roth). При амплификации бактериальных генов 16S рРНК использовали праймеры Eub338 (5'-ACTCCTACGGGAGGAGCAG-3') и Eub518 (5'-ATTACCGCGGCTGCTGG-3') [24]. ПЦР-РВ проводили в присутствии красителя Sybr Green I в наборе реактивов 2X Maxima SYBR Green/ROX qPCR Master Mix (Thermo Scientific, США) на

Таблица 1. Географическое положение, агрохимические характеристики отобранной почвы и характеристика растительности участков

Показатель	Номер участка				
	1	2	3	4	5
Место отбора пробы	1–1.5 м от солеотвала	1–1.5 м от солеотвала	8 м от солеотвала	730 м от солеотвала	11 км от солеотвала
Географические координаты	59°38'01" N 56°45'30" E	59°38'1" N 56°45'35" E	59°38'01" N 56°45'37" E	59°37'56" N 56°44'12" E	59°43'43" N 56°42'46" E
Na ⁺ , смоль(экв)/кг	0.16	0.77	0.07	0.04	0.01
K ⁺ , смоль(экв)/кг	0.12	0.19	0.07	0.05	0.01
Ca ²⁺ , смоль(экв)/кг	9.52	9.22	0.44	0.24	0.08
Mg ²⁺ , смоль(экв)/кг	6.37	5.03	0.04	0.05	0.05
Cl ⁻ , смоль(экв)/кг	0.68	0.58	0.19	0.12	0.03
HCO ₃ ⁻ , смоль(экв)/кг	0.23	0.27	0.17	0.12	0.03
SO ₄ ²⁻ , смоль(экв)/кг	18.63	16.77	0.28	0.20	0.11
pH	6.2	6.3	6.0	6.0	6.1
Сумма токсичных солей, %	0.636	0.543	0.012	0.013	0.006
Характеристика растительности участка	Растительная группировка с преобладанием <i>Rusciniella</i> sp. Проктивное покрытие растений на участке 5–10%	Растительная группировка с преобладанием <i>Rusciniella</i> sp. Проктивное покрытие растений на участке 5–10%	Луг с доминированием <i>Calamagrostis epigeios</i> . Проктивное покрытие растений на участке 50%.	Луг с доминированием <i>Bromopsis inermis</i> . Проктивное покрытие растений на участке 50%	Луг с доминированием <i>Calamagrostis epigeios</i> и <i>Bromopsis inermis</i> . Проктивное покрытие растений на участке 40%

приборе CFX96 Touch™ Real-Time PCR Detection Systems (Bio-Rad Laboratories, США). Определение для каждого образца делали в трех повторностях. Результаты количественной ПЦР обрабатывали с использованием программного обеспечения, прилагающегося к прибору CFX96 Touch™.

Для наиболее полного покрытия филогенетического разнообразия бактерий при амплификации V3-V4 вариабельных участков гена 16S рРНК использовали набор из 8 праймеров: GPro341F (5'-CCTACGGGNNBGCASCAG-3'), GPro806R (5'-GGACTACNVGGGTWTCTAATCC-3'), NR_16_341F1 (5'-TCGTCCGGCAGCGTGAGATGTGTATAAGAGACAGTGCCTACGGGNNBGCASCAG-3'), NR_16_341F2 (5'-TCGTCCGGCAGCGTCAGATGTGTATAAGAGACAGCTGCCTACGGGNNBGCASCAG-3'), NR_16_341F3 (5'-TCGTCCGGCAGCGTCAGATGTGTATAAGAGACAGTCTGCCTACGGGNNBGCASCAG-3'), NR_16_806R1 (5'-GTCTCGTGGGCTCGGAGATGTGTATAAGAGACAGCCGGAATACNVCGTWTCTAATCC-3'), NR_16_806R2 (5'-GTCTCGTGGGCTCGGAGATGTGTATAAGAGACAGCCGGAATACNVCGTWTCTAATCC-3'), NR_16_806R3 (5'-GTCTCGTGGGCTCGGAGATGTGTATAAGAGACAGAACCGGAATACNVCGTWTCTAATCC-3').

Анализ библиотек проводили на секвенаторе Illumina MiSeq (Illumina, США) методом парно-концевого чтения с использованием MiSeq v3 Reagent Kit (500 Cycles PE). Для демультиплексирования парных считываний использовали программное обеспечение Illumina. Проверку качества данных секвенирования производили с помощью программы FastQC версия 0.11.7 [17]. Фильтрацию некачественных последовательностей, генерация ASV, а также назначение таксономии проводили в программе QIIME2 2021.11 [20]. Удаление некачественных прочтений с усредненным качеством ниже 25, тримминг последовательностей, шумоподавление, удаление химерных прочтений, а также выявление вариантов последовательностей ампликонов (amplicon sequence variant, ASV) осуществляли с использованием программного пакета DADA2 [21], интегрированного в QIIME 2 версии 2021.11 [20]. Уникальные варианты последовательностей ампликонов (ASV) классифицировали методом q2-feature-classifier classify-sklearn [19] с помощью наивного байесовского классификатора таксономии, обученного на базе данных SILVA версии 138 [33]. В дальнейшем полученный набор данных применяли для определения альфа-разнообразия, а именно разнообразия (индексы Шеннона и Симпсона) и равномерности сообщества (равномерность Пиелоу) с помощью QIIME 2 версии 2021.11. Значимость различий оценивали с помощью критерия Краскела–Уоллиса. Рисунки были сделаны с помощью пакета ggplot2 [37].

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Агрохимические свойства почвы. В почвах участков 1 и 2, расположенных возле солеотвала, отмечено наличие сульфатного магниевое засоления с гипсом. В составе катионов преобладали Ca^{2+} и Mg^{2+} , в почве на участке 1 доля Na^{+} и K^{+} составляла 1.0 и 1.3%, на участке 2 – 5.4 и 2.2% соответственно. Основными компонентами солеотвалов являются NaCl (90.6–94.5%) и KCl (3.2–7.3%) [2]. Однако в почвах возле солеотвалов не редко наблюдается накопление SO_4^{2-} , а также Ca^{2+} и Mg^{2+} , что обусловлено их меньшей растворимостью и подвижностью по сравнению с Na^{+} , K^{+} и Cl^{-} [3]. Почвы участков 3, 4, 5 не засолены, но почвы участков 3 и 4 отличались повышенным содержанием хлоридов, сульфатов, бикарбонатов, Na^{+} , K^{+} и Ca^{2+} , по сравнению с почвой площадки 5, наиболее удаленной от солеотвала.

Погодной особенностью лета 2023 г. являлась аномальная засуха. В результате вымывания солей из почв при таянии снега, а также недостатка осадков, смывающих соли с солеотвала, в почвах участков 1 и 2 отмечено меньшее содержание солей натрия и калия и отсутствие защелачивания по сравнению с данными, полученными в предыдущие годы [2, 3].

Численность генов 16S рРНК бактерий. На участках вблизи солеотвала содержание копий бактериальных генов 16S рРНК в образцах ризосферы (обозначенных SR) составляло 7.3×10^{10} (образец 1SR) и 6.0×10^{10} (образец 2SR) копий/г почвы, в то время как в образцах почвы без растений 1S и 2S обнаружено 1.6×10^8 и 5.7×10^8 копий/г почвы, соответственно. Разница в количестве копий гена 16S рРНК бактерий между ризосферными и почвенными образцами с площадок без засоления (3, 4, 5) была менее значительной: $(4.1–6.3) \times 10^{10}$ копий/г почвы в образцах ризосферы растений вейника наземного и $(7.6–8.0) \times 10^9$ копий/г почвы в почве без растений.

Анализ альфа-разнообразия. Полученные в ходе расчетов показатели альфа-разнообразия не сильно варьировали в зависимости от образцов. Для почвенных образцов без растений индекс разнообразия Шеннона составлял 3.73–4.15, индекс Симпсона 0.97–0.98, индекс выравненности Пиелоу варьировал от 0.91 до 0.94. В образцах ризосферы показатели разнообразия значимо не отличались от таковых в образцах почвы: индекс Шеннона находился в диапазоне от 3.65 до 4.4, индекс Симпсона 0.97–0.99, а индекс выравненности Пиелоу 0.90–0.93. Показано, что образцы ризосферы (1SR и 2SR), отобранные в 1.5 м от солеотвала, характеризовались наибольшими показателями микробного разнообразия.

Анализ состава бактериальных сообществ почвы и ризосферы. На основании таксономического анализа были выявлены филумы бактерий, доля которых в

почвенных бактериальных сообществах превышала 1%. Во всех изученных образцах, как с засолением, так и без засоления, преобладали филумы *Pseudomonadota*, *Bacteroidota*, *Actinomycetota*, *Acidobacteriota*, *Verrucomicrobiota*, *Gemmatimonadota*, общее содержание которых составляло 84–97% (рис. 1). Образцы почвы без растений и без засоления (3S, 4S, 5S) содержали большую долю в бактериальном сообществе представителей филумов *Acidobacteriota* (8.6–16.8%) и *Verrucomicrobiota* (2.0–6.5%) по сравнению с почвой с засолением (1S, 2S), в которой доля данных филумов составляла 2.8–3.3 и 0.8–1.4%, соответственно. Известно, что представители филума *Acidobacteriota* доминируют преимущественно в кислых почвах [4, 12]. Поступающие в почву с солей карбонаты и бикарбонаты создают щелочную реакцию почвенного раствора [3], угнетающую данные бактерии. Так как в исследованных почвах не отмечалась зависимость pH от засоления, отмеченное уменьшение содержания в микробных сообществах бактерий филума *Acidobacteriota* очевидно является эффектом последствия (инерционного воздействия) повышенной щелочности

почвы, которая была до вымывания солей в весенний период. Уменьшение доли *Verrucomicrobiota* в бактериальных сообществах при засолении почвы может быть связано с негативным влиянием засоления на растения, приводящем к снижению плотности корней в почве [15], так как предполагается, что представители данного филума тесно ассоциированы с корневой системой растений [18]. Бактериальные сообщества ризосферы отличались меньшей долей представителей филума *Actinomycetota* (2.8–6.3%), по сравнению с образцами почвы без растений, где доля *Actinomycetota* была 8.5–23.0%. В ризосфере засоление, так же как в почве без растений, оказывало отрицательное воздействие на содержание бактерий филума *Acidobacteriota*. В условиях засоления в ризосфере доля *Acidobacteriota* составила 1.8–2.9%, а без засоления – 12.3–13.3%. В отличие от почвы без растений, в ризосферных бактериальных сообществах засоление не снижало долю бактерий филума *Verrucomicrobiota*, что подтверждает предположение о симбиотической связи бактерий данного таксона с растениями [15, 18]. Различие в таксономическом составе ризосферных

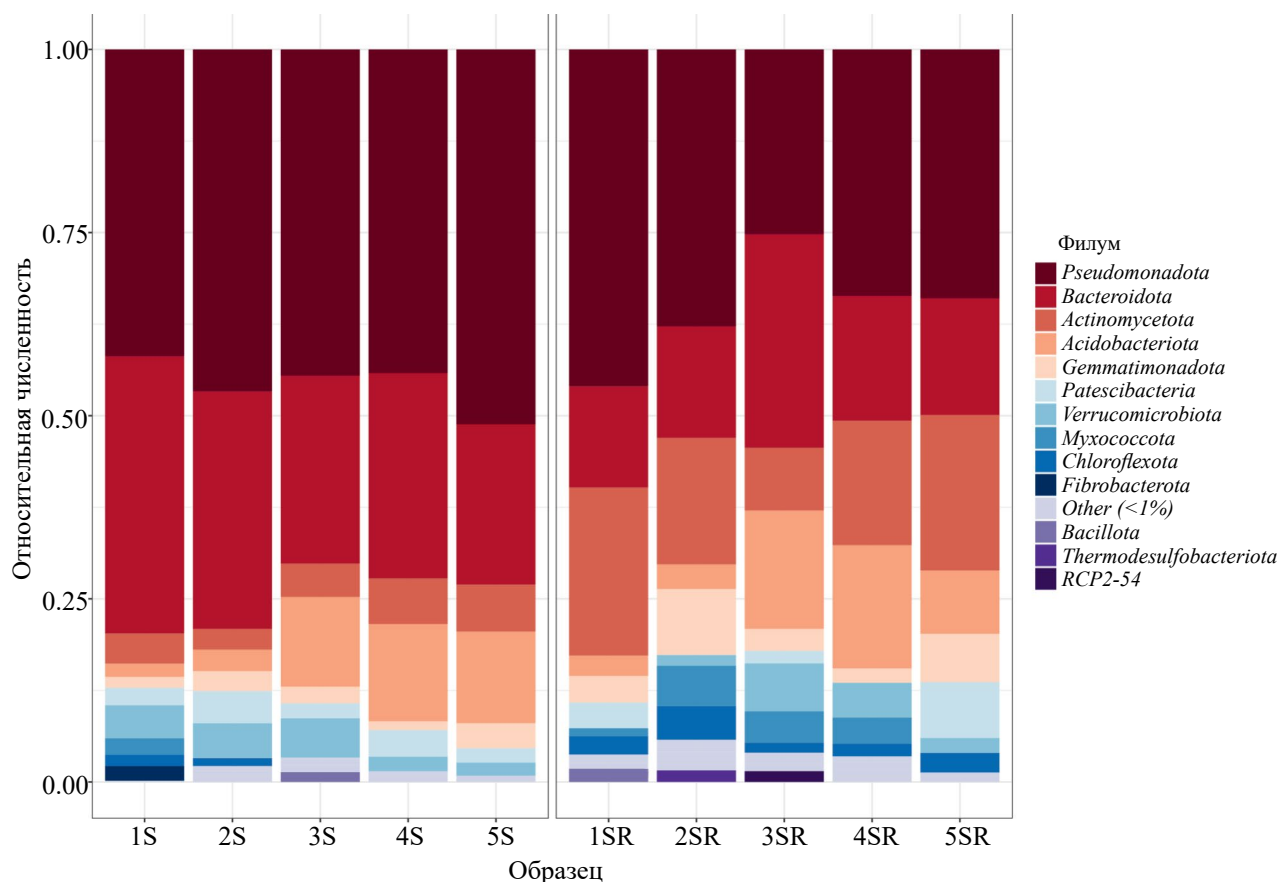


Рис. 1. Структура бактериальных сообществ изучаемых почв и ризосферы растений вейника наземного на уровне филумов. Таксоны, численность которых не превышает 1%, отмечены как Other. Образцы почвы без растений: 1S, 2S, 3S, 4S, 5S; образцы ризосферы: 1SR, 2SR, 3SR, 4SR, 5SR.

и неризосферных бактериальных сообществ почвы обусловлено поступлением от растений с корневыми выделениями в ризосферу органических веществ, которые являются источником питания для ризосферных бактерий [31].

По сравнению с образцами участков без засоления, на участках с техногенным засолением в почве без растений была снижена доля в бактериальных сообществах представителей класса *Actinomycetes*, без засоления она составляла 3.9–9.5%, при засолении – 0–0.6%. В то же время сообщества ризосферы растений, произрастающих на засоленных и незасоленных почвах, не отличались между собой по содержанию бактерий данного таксона (2.1–3.0% – на засоленных почвах, 2.3–4.5% – на почвах без засоления). Негативное воздействие засоления, снижающее долю в бактериальных сообществах представителей класса *Actinomycetes*, обнаружено ранее для аридных почв на примере прибрежных почв реки Хары, впадающей в гиперсолёное озеро Эльтон (Россия), и прибрежных почв озера Акколь (Казахстан) [8, 13]. Согласно некоторым данным, большинство почвенных бактерий класса *Actinomycetes* является гидролитами, активно разлагающими поступающую в почву органику [12]. Техногенное засоление уменьшает продуктивность растительных сообществ и, соответственно, количество растительного опада на участках 1 и 2, что негативно влияет на содержание бактерий класса *Actinomycetes* в почве без растений.

В почве без растений в большинстве изученных участков с засолением и без засоления преобладали бактерии семейств *Sphingomonadaceae* и *Microscillaceae* (рис. 2), а в ризосфере – бактерии семейств *Sphingomonadaceae*, *Microscillaceae*, *Pseudomonadaceae* (род *Pseudomonas*) и *Sphingobacteriaceae* (рис. 3). Почвы без растений участков с засолением отличались от незасоленных отсутствием представителей семейства *Chitinophagaceae*, доля которых в почвенных бактериальных сообществах на участках 3, 4 и 5 составляла 6.1–10.6%, а также преобладанием в сообществе представителей порядка “*Candidatus Actinomarinales*” и семейства *Xanthomonadaceae* (роды *Stenotrophomonas*, *Arenimonas*). Уменьшение доли в почвенном микробном сообществе бактерий семейства *Chitinophagaceae* под влиянием засоления и доминирование представителей семейства *Xanthomonadaceae* в засоленных почвах было отмечено ранее в работах [8, 15]. Ризосфера растений засоленных участков отличалась от ризосферы растений, произрастающих на незасоленной почве, пониженным содержанием представителей семейства *Chitinophagaceae* (1.3–2.4%), отсутствием бактерий семейства *Enterobacteriaceae*, доля которых в ризосфере на участках без засоления составляла 5.1–7.1%, а также увеличением доли в бактериальных сообществах бактерий семейств *Xanthomonadaceae* (роды *Thermomonas*, *Pseudoxanthomonas*) и

Flavobacteriaceae (роды *Arenibacter*, *Confluentibacter*, *Flavobacterium*).

Характерными таксонами для техногенно-засоленной почвы (образцы почвы без растений, 1S и 2S) являлись также класс *Anaerolineae*, порядок *Oceanospirillales* (роды *Halomonas*, *Marinobacterium*), семейства *Acidithiobacillaceae*, *Bradymonadaceae*, BD2–11_terrestrial_group, *Cyclobacteriaceae*, *Diplorickettsiaceae* (род *Aquicella*), *Nitrosococcaceae*, *PAUC26f*, *Solimonadaceae* (род *Polycyclovorans*), *Woeseiaceae*, *Rhodobacteraceae*. Для образцов ризосферы растений, собранных с участков с техногенно засоленной почвой (1SR и 2SR), были характерны бактерии класса *Anaerolineae*, порядка *Oceanospirillales* (роды *Marinomonas*, Blyi10), семейств *PAUC26f*, *Alteromonadaceae* (роды *Rheinheimera*, *Paraglaciecola*), *Cyclobacteriaceae*, *Nitrosococcaceae*, *Rhodobacteraceae*, *Woeseiaceae* (табл. S1).

В почве без растений (участок 2), где отмечена наибольшая концентрация Na^+ , выявлены бактерии родов *Halomonas* и *Marinobacterium*. Известно, что бактерии данных родов – галотолерантные микроорганизмы, часто встречающиеся в местообитаниях с высокой солёностью, также обнаруженные и в почвах с повышенным содержанием хлорида натрия [15, 29].

Некоторые специфичные таксоны бактерий, развитие которых обусловлено поступлением солей с солеотвала, обнаружены также в подзолистых почвах участков, находящихся за зоной засоления в 8 и 730 м от солеотвала. В почве без растений выявлены представители порядка “*Candidatus Actinomarinales*”, доля которых в бактериальном сообществе почв участка 3 (8 м от солеотвала) составляла 1.6%, почв участка 4 (730 м от солеотвала) – 1.4%, для сравнения в бактериальных сообществах засоленных почв содержание “*Candidatus Actinomarinales*” было 8.5–18.4%. Представители порядка “*Candidatus Actinomarinales*” являются некультивируемыми бактериями с мало изученной физиологией, широко распространёнными в морях и океанах [27], в последнее время обнаружены также в засоленных почвах [36, 41]. Выявлена положительная корреляция между численностью бактерий порядка “*Candidatus Actinomarinales*” и содержанием солей калия в почве [36]. В образцах почвы без растений и ризосферы с участков 3 и 4 обнаружено наличие представителей семейств: *Nitrosomonadaceae* (3.0–6.1%), *Saprospiraceae* (1.0–1.9%) и рода *Ilumatobacter* (1.6–2.8%). Также в этих образцах отмечено присутствие некультивируемых бактерий семейства *Rhodanobacteraceae* (1.3–1.5%), в то время как в ризосферном бактериальном сообществе участка 5 (11 км от солеотвала), данное семейство представлено родом *Luteibacter* (5.9%). Бактерии семейства *Nitrosomonadaceae* являются автотрофными нитрификаторами окисляющими аммоний до нитрита, развитие которых лимитирует низкая кислотность

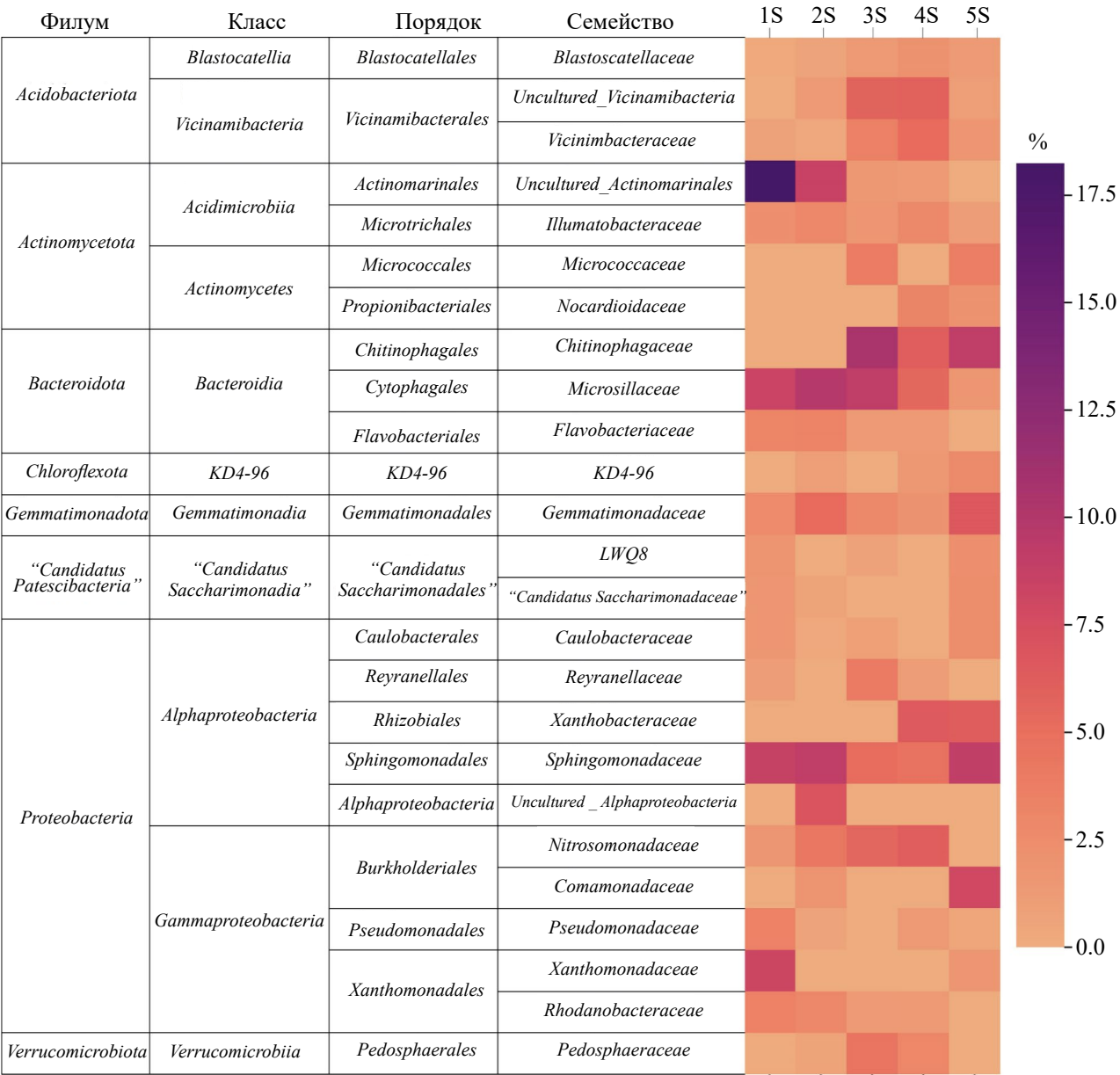


Рис. 2. Преобладающие семейства бактерий в почве без растений (показаны 25 семейств, характеризующихся наибольшим процентным содержанием). Тепловая карта отражает процентное содержание семейств в исследуемых образцах.

почвы. Повышение рН почвы при поступлении в нее карбонатов кальция и магния приводит к увеличению доли данных бактерий в почвенных микробных сообществах [32]. Внесение в почву карбоната кальция также приводило к увеличению численности в ней некультивируемых бактерий семейства *Rhodanobacteraceae* [26]. В ряде работ отмечено преобладание в микробоценозах засоленных почв и ризосферы растений, произрастающих в условиях засоления, представителей семейства *Saprospiraceae* и рода *Ilumatobacter* [13, 25, 30, 35].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Впервые с использованием профилирования по гену 16S рРНК проведено исследование таксономической структуры бактериальных сообществ почв (в образцах почв без растений и ризосферы растений вейника наземного (*Calamagrostis epigeios* (L.)), находящихся под влиянием солетола на территории района промышленных разработок Верхнекамского месторождения солей (г. Соликамск, Пермский край). В результате поступления солей в почвах возле солетола

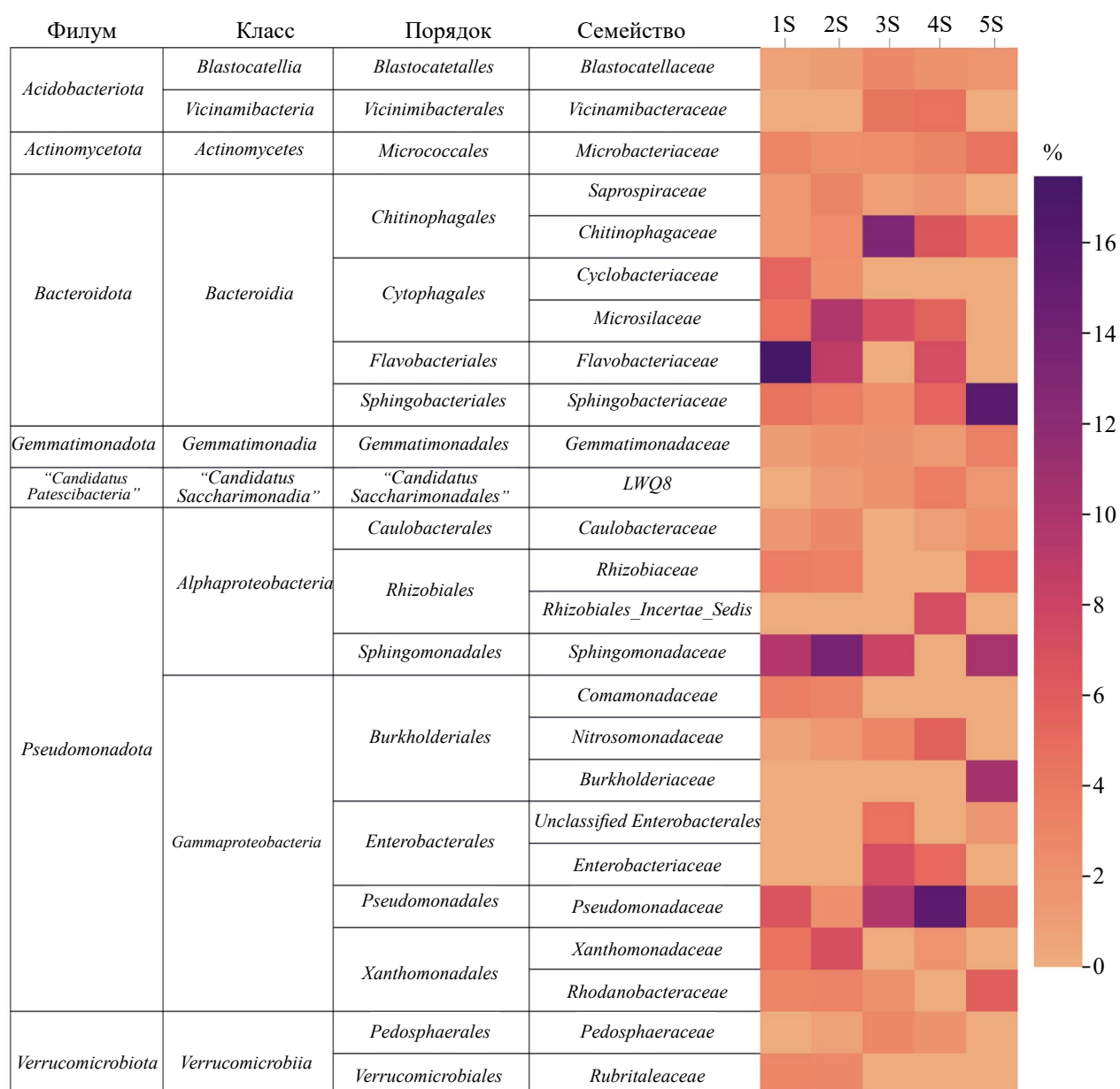


Рис. 3. Преобладающие семейства бактерий в ризосфере вейника наземного (показаны 25 семейств, характеризующихся наибольшим процентным содержанием). Тепловая карта отражает процентное содержание семейств в исследуемых образцах.

наблюдаются изменения таксономического состава почвенных бактерий. Наибольшее воздействие на биоразнообразие бактерий галитовые отходы оказывают в почвах участков, расположенных в непосредственной близости от солеотвала (1–1.5 м), где отмечено наличие засоления. В образцах почвы без растений, отобранных на данных участках, относительно почв без засоления, отмечено преобладание бактерий порядка *"Candidatus Actinomarinales"*, снижение доли в бактериальных сообществах представителей филумов *Acidobacteriota*, *Verrucomicrobiota*, бактерий

класса *Actinobacteria* и семейства *Chitinophagaceae*, увеличение доли бактерий семейства *Xanthomonadaceae*. В бактериальных сообществах ризосферы растений, произрастающих на засоленных почвах, в сравнении с почвой без засоления, уменьшается доля представителей филума *Acidobacteriota*, семейств *Chitinophagaceae* и *Enterobacteriaceae*, повышается доля бактерий семейств *Xanthomonadaceae* и *Flavobacteriaceae*. В бактериальных сообществах подзолистых почв, находящихся от солеотвала в 8 и 730 м, обнаружено присутствие представителей семейств *Nitrosomonadaceae*, *Saprospiraceae*

и *Rhodanobacteraceae* (некультивируемые бактерии), бактерий рода *Ilumatobacter*, а также порядка “*Candidatus Actinomarinales*”, что указывает на влияние галитовых отходов на бактериоценозы данных почв.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена в рамках гранта Российского научного фонда (проект № 23-24-00308).

СОБЛЮДЕНИЕ ЭТИЧЕСКИХ СТАНДАРТОВ

В данной работе отсутствуют исследования человека или животных.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

ДОПОЛНИТЕЛЬНАЯ ИНФОРМАЦИЯ

Онлайн-версия содержит дополнительные материалы, доступные по адресу
<https://doi.org/10.31857/S0032180X24080066>

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бабошко А.Ю., Бачурин Б.А. Тяжелые металлы в отходах калийной промышленности // Горный информационно-аналитический бюллетень (научнотехнический журнал). 2009. № 5. С. 369–376.
2. Ерёмченко О.З., Лымарь О.А. Почвенно-экологические условия зоны солеотвалов и адаптация к ним растений // Экология. 2007. № 1. С. 18–23.
3. Ерёмченко О.З., Четина О.А., Кусакина М.Г., Шестаков И.Е. Техногенные поверхностные образования зоны солеотвалов и адаптация к ним растений. Пермь: Перм. гос. нац. исслед. ун-т, 2013. 148 с.
4. Иванова Е.А., Першина Е.В., Кутовая О.В., Сергалиев Н.Х., Нагиева А.Г., Жиенгалиев А.Т., Андронов Е.Е. Сравнительный анализ микробных сообществ контрастных почвенных типов в условиях различных фитоценозов // Экология. 2018. № 1. С. 34–44.
5. Копылов И.С. Геоэкология, гидрогеология и инженерная геология Пермского края. Пермь: Перм. гос. нац. исслед. ун-т, 2021. 501 с.
6. Коротаев Н.Я. Почвы Пермской области. Пермь: Пермское книжное изд-во, 1962. 277 с.
7. Корсакова Е.С., Ананьина Л.Н., Назаров А.В., Бачурин В.А., Плотникова Е.Г. Разнообразие бактерий семейства *Halomonadaceae* района разработок Верхнекамского месторождения солей // Микробиология. 2013. Т. 82. № 2. С. 247–250.
8. Кузнецова А.И., Иванова Е.А., Самылина О.С., Курбанова Ф.Г., Груздев Д.С., Канапацкий Т.А., Пименов Н.В. Прокариотные сообщества засоленных почв Приэльтона в почвенной катене вдоль реки Хары // Микробиология. 2020. № 6. С. 658–674.
9. Кутовая О.В., Лебедева М.П., Тхакахова А.К., Иванова Е.А., Андронов Е.Е. Метагеномная характеристика биологического разнообразия крайнеаридных пустынных почв Казахстана // Почвоведение. 2015. № 5. С. 554–554.
10. Лопатовская О.Г., Сугаченко А.А. Мелиорация почв. Засоленные почвы. Иркутск: Иркутский гос. ун-т, 2010. 101 с.
11. Методы почвенной микробиологии и биохимии / Под ред. Звягинцева Д.Г. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1991. 303 с.
12. Налиухин А.Н., Хамитова С.М., Глинушкин А.П., Авдеев Ю.М., Снетилова В.С., Лактионов Ю.В., Белозеров Д.А. Изменение метагенома прокариотного сообщества как показатель плодородия пахотных дерново-подзолистых почв при применении удобрений // Почвоведение. 2018. № 3. С. 331–337.
13. Першина Е.В., Тамазян Г.С., Дольник А.С., Пинаев А.Г., Сергалиев Н.Х., Андронов Е.Е. Изучение структуры микробного сообщества засоленных почв с использованием высокопроизводительного секвенирования // Экологическая генетика. 2012. № 2. С. 32–40.
14. Практикум по агрохимии / Под ред. Минеева В.Г. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2001. 689 с.
15. Чернов Т.И., Тхакахова А.К., Лебедева М.П., Железова А.Д., Бгажба Н.А., Кутовая О.В. Микробиомы контрастных по засолению почв солонцового комплекса волго-уральского междуречья // Почвоведение. 2018. № 9. С. 1115–1124.
16. Шкляев А.С., Балков В.А. Климат Пермской области. Пермь: Пермское книжное изд-во, 1963. 163 с.
17. Andrews S. FastQC: A Quality control tool for high throughput sequence data. UK: Babraham Bioinformatics, Babraham Institute, 2010. 22 p.
18. Bergmann G.T., Bates S.T., Eilers K.G., Lauber C.L., Caporaso J.G., Walters W.A., Knight R., Fierer N. The under-recognized dominance of *Verrucomicrobia* in soil bacterial communities // Soil Biol. Biochem. 2011. V. 43. P. 1450–1455.
<https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2011.03.012>
19. Bokulich N.A., Kaehler B.D., Rideout J.R., Dillon M., Bolyen E., Knight R., Gregory Caporaso J. Optimizing taxonomic classification of marker-gene amplicon sequences with QIIME 2's q2-feature-classifier plugin // Microbiome. 2018. V. 6. P. 1–17.
<https://doi.org/10.1186/s40168-018-0470-z>
20. Bolyen E., Rideout J.R., Dillon M.R., Bokulich N.A., Abnet C.C., Al-Ghalith G.A., Caporaso J.G. Reproducible, interactive, scalable and extensible

- microbiome data science using QIIME 2 // Nat. Biotechnol. 2019. V. 37. P. 852–857.
<https://doi.org/10.1038/s41587-019-0209-9>
21. Callahan B.J. DADA2: High-resolution sample inference from Illumina amplicon data // Nature methods. 2016. V. 13. P. 581–583.
<https://doi.org/10.1038/nmeth.3869>
 22. Canfora L., Bacci G., Pinzari F., Lo Papa G., Dazzi C., Benedetti A. Salinity and bacterial diversity: to what extent does the concentration of salt affect the bacterial community in a saline soil // PLoS ONE. 2014. V. 9. P. e106662.
<https://doi.org/10.1371/journal.pone.0106662>
 23. Dhondge H.V., Barvkar V.T., Paul D., Dastager S.G., Pable A.A., Nadaf A.B. Exploring the core microbiota in scented rice (*Oryza sativa* L.) rhizosphere through metagenomics approach // Microbiol. Res. 2022. V. 263. P. 127157.
<https://doi.org/10.1016/j.micres.2022.127157>
 24. Fierer N., Jackson J.A., Vilgalys R., Jackson R.B. Assessment of soil microbial community structure by use of taxon-specific quantitative PCR assays // Appl. Environ. Microbiol. 2005. V. 71. P. 4117–4120.
 25. Hernandez E.G., Baraza E., Smit C., Berg M.P., Salles J.F. Salt Marsh Elevation Drives root microbial composition of the native invasive grass *Elytrigia atherica* // Microorganisms. 2020. V. 8. P. 1619.
<https://doi.org/10.3390/microorganisms8101619>
 26. Högfors-Rönholm E., Christel S., Lillhonga T., Engblom S., Österholm P., Dopson M. Biodegraded peat and ultrafine calcium carbonate result in retained metals and higher microbial diversities in boreal acid sulfate soil // Soil Ecol. Lett. 2020. V. 2. P. 120–130.
<https://doi.org/10.1007/s42832-020-0039-1>
 27. Iranzo J., Rodriguez-Valera F. Genomes of the “*Candidatus Actinomarinales*” order: highly streamlined marine epipelagic *Actinobacteria* // Msystems. 2020. V. 6. P. 1110–1128.
<https://doi.org/10.1128/mSystems.01041-20>
 28. Kearl J., McNary C., Lowman J. S., Mei C., Aanderud Z.T., Smith S.T., Nielsen B.L. Salt-tolerant halophyte rhizosphere bacteria stimulate growth of alfalfa in salty soil // Front. Microbiol. 2019. V. 10. P. 1849.
<https://doi.org/10.3389/fmicb.2019.01849>
 29. Luo Y.J., Xie B.S., Lv X.L., Cai M., Wang Y.N., Cui H.L., Cai H., Wu X.L. *Marinobacter shengliensis* sp. nov., a moderately halophilic bacterium isolated from oil-contaminated saline soil // Antonie Van Leeuwenhoek. 2015. V. 107. P. 1085–1094.
<https://doi.org/10.1007/s10482-015-0401-y>
 30. Luo J., Zhang Z., Hou Y., Diao F., Hao B., Bao Z., Wang L., Guo W. Exploring Microbial resource of different rhizocompartments of dominant plants along the salinity gradient around the hypersaline Lake Ejnir // Front. Microbiol. 2021. V. 12. P. 698479.
<https://doi.org/10.3389/fmicb.2021.698479>
 31. Lynch J.M. The Rhizosphere. Chichester / UK: John Wiley & Sons, 1992. 238 p.
 32. Nadeem S., Bakken L.R., Frostegard A., Gaby J.C., Dörsch P. Contingent effects of liming on N₂O-emissions driven by autotrophic nitrification // Front. Environ. Sci. 2020. V. 8. P. 598513.
<https://doi.org/10.3389/fenvs.2020.598513>
 33. Quast C., Pruesse E., Yilmaz P., Gerken J., Schweer T., Yarza P., Peplies J., Glöckner F.O. The SILVA ribosomal RNA gene database project: improved data processing and web-based tools // Nucleic Acids Res. 2013. V. 41. P. D590–D596.
<https://doi.org/10.1093/nar/gks1219>
 34. Rokins D.P., Gopal N.O., Anandham R., Saraswathi R. The impact of different planting systems on the bacterial diversity of rice cultivated in saline soil based on 16s rRNA gene-based metagenomic insights // Agriculture. 2022. V. 12. P. 1624.
<https://doi.org/10.3390/agriculture12101624>
 35. Song T., Liang Q., Du Z., Wang X., Chen G., Du Z., Mu D. Salinity gradient controls microbial community structure and assembly in coastal solar salterns // Genes. 2022. V. 13. P. 385.
<https://doi.org/10.3390/genes13020385>
 36. Sootar M.K., Hamani M., Sardar M.F., Sootar M.K., Fu Y., Rahim R., Sootar J.K., Bhatti S.M., Abubakar S.A., Gao Y., Sun J. Seedlings rhizosphere microbial community as responded to acidic biochar amendment under saline conditions // Front. Microbiol. V. 12. P. 789235.
<https://doi.org/10.3389/fmicb.2021.789235>
 37. Wickham H. ggplot2: Elegant graphics for data analysis. New York: Springer-Verlag, 2016. 124 p.
 38. Xie K.H., Deng Y., Zhang S.C., Zhang W.H., Liu J.R., Xie Y.L. Prokaryotic community distribution along an ecological gradient of salinity in surface and subsurface saline soils // Sci Rep. 2017. V. 7. P. 13332.
<https://doi.org/10.1038/s41598-017-13608-5>
 39. Yang J., Li W., Teng D., Yang X., Zhang Y., Li Y. Metagenomic insights into microbial community structure, function, and salt adaptation in saline soils of arid land, China // Microorganisms. 2022. V. 10. P. 2183.
<https://doi.org/10.3390/microorganisms>
 40. Zeng F., Zhu Y., Zhang D., Zhao Z., Li Q., Ma P., Zhang G., Wang Y., Wu S., Guo S., Sun G. Metagenomic analysis of the soil microbial composition and salt tolerance mechanism in Yuncheng Salt Lake, Shanxi Province // Front. Microbiol. 2022. V. 13 P. 1004556.
<https://doi.org/10.3389/fmicb.2022.1004556>
 41. Zhang Y., Sun X., Qian C., Li L., Shang X., Xiao X., Gao Y. Impact of petroleum contamination on the structure of saline soil bacterial communities // Current Microbiology. 2022. V. 79. P. 351.
<https://doi.org/10.1007/s00284-022-03057-3>

Soil Bacterial Communities in the Zone of Influence of Salt Dump (Solikamsk, Perm Krai)

A. V. Nazarov¹, Yu. I. Nechaeva¹, E. S. Korsakova¹, A. A. Pyankova¹, and E. G. Plotnikova¹

¹*Institute of Ecology and Genetics of Microorganisms UB RAS, Perm, 614081 Russia*

**e-mail: nazarov@iegm.ru*

Using the method of high-throughput sequencing of the 16S rRNA gene, the taxonomic composition of soil bacterial communities (Technosol and Retisol) near the salt dump of a potassium enterprise (Solikamsk, Perm region) was analyzed. Soil samples without plants and the rhizosphere of plants of the species *Calamagrostis epigeios* (L.) Roth) from areas located 1–1.5, 8, 780 m and 11 km from the salt dump were studied. It was found that bacteria from the phyla *Pseudomonadota*, *Bacteroidota*, *Actinomycetota*, *Acidobacteriota*, *Verrucomicrobiota* and *Gemmatimonadota* predominated in all soil samples. Halite waste had the greatest impact on the taxonomic composition of bacterial communities on the soils of areas (in the salinity zone) located in the immediate vicinity of the salt dump (1–1.5 m). In soil samples without plants collected in these areas, relative to soils samples without salinity (at a distance of 8, 780 m, 11 km from the salt dump), bacteria of the order “*Candidatus Actinomarinales*” predominated; the proportion in the bacterial communities of representatives of the phyla *Acidobacteriota*, *Verrucomicrobiota*, class *Actinobacteria* and the *Chitinophagaceae* family, the proportion of bacteria of the family *Xanthomonadaceae* increased. In rhizosphere bacterial communities of the plants growing in the salinity zone, the proportion of representatives of the phylum *Acidobacteriota* and the families *Chitinophagaceae*, *Enterobacteriaceae* decreased, and the proportion of the families *Xanthomonadaceae* and *Flavobacteriaceae* increased. The influence of the salt dump on the soil bacterial communities from areas located 8 m and 730 m from the salt dump was revealed, manifested in the presence of representatives of the order “*Candidatus Actinomarinales*” (1.4–1.6%), families *Nitrosomonadaceae* (3.0–6.1%), *Saprospiraceae* (1.0–1.9%), the genus *Ilumatobacter* (1.6–2.8%) and unculturable bacteria of the family *Rhodanobacteraceae* (1.3–1.5%).

Keywords: technogenic salinization, rhizosphere, 16S rRNA gene amplicon sequencing

ВЛИЯНИЕ ДЛИТЕЛЬНОГО ПРИМЕНЕНИЯ АЗОТНЫХ, ФОСФОРНЫХ И КАЛИЙНЫХ УДОБРЕНИЙ НА СОДЕРЖАНИЕ ФОРМ СОЕДИНЕНИЙ ФОСФОРА В ДЕРНОВО-ПОДЗОЛИСТОЙ ПОЧВЕ ПРЕДУРАЛЬЯ

© 2024 г. М. Т. Васбиева^{a,*} (<http://orcid.org/0000-0003-4048-6319>),

Н. Е. Завьялова^a, Д. Г. Шишков^a

^aПермский федеральный исследовательский центр УрО РАН,
ул. Культуры, 12, Пермский край, с. Лобаново, 614532 Россия

*e-mail: vasbievamt15@gmail.com

Поступила в редакцию 25.01.2024 г.

После исправления 26.02.2024 г.

Принята к публикации 06.03.2024

Изучено влияние длительного применения минеральных удобрений на изменение содержания в дерново-подзолистой тяжелосуглинистой почве (Albic Retisol (Abruptic, Agric, Loamic)) общего фосфора, его органических, минеральных и подвижных соединений. Исследования проведены в многолетнем стационарном опыте, заложенном в Пермском крае в 1978 г. Варианты – 0 (без удобрений), N90, P90, K90, N90P90, N90K90, P90K90, N90P90K90, N30P30K30, N60P60K60, N120P120K120, N150P150K150. В опыте применяли аммиачную селитру или мочевины, двойной или простой суперфосфат и калий хлористый. Установлено, что длительное применение суперфосфата в течение пяти ротаций полевого восьмипольного севооборота (P90, P90K90, N90P90, N90P90K90) привело к достоверному увеличению в пахотном слое почвы (0–20 см) общего содержания фосфора, его минеральной части в 1.3–1.8 раза, содержания подвижных соединений в 1.9–2.7 раза. Применение азотных удобрений (N90, N90K90, N90P90, N90P90K90) влияло на накопление в почве органических соединений фосфора. Достоверное увеличение в почве содержания и запасов, как минеральных соединений фосфора, так и органических, наблюдали только при применении полного минерального удобрения N90P90K90. Различное сочетание суперфосфата с азотными удобрениями и калием хлористым, а также доза удобрений влияли на интенсивность накопления подвижных соединений фосфора в почве по ротациям и изменению его количества по профилю. Внесение невысоких доз (NPK)30–60 привело к увеличению подвижных соединений фосфора в основном в пахотном слое почвы, при использовании более высоких доз (NPK)90–150 изменения отмечены в слое 0–80 см. Длительное применение азотных и калийных удобрений с течением времени приводит к увеличению в пахотном слое почвы подвижных соединений фосфора.

Ключевые слова: длительный опыт, минеральные удобрения, баланс фосфора, подвижный фосфор, органический и минеральный фосфор

DOI: 10.31857/S0032180X24080079, **EDN:** KMNRTU

ВВЕДЕНИЕ

Природных источников пополнения запаса фосфора в почве не существует. Нерациональное сельскохозяйственное использование может в значительной степени изменить фосфатный режим почвы. В ней нарушается сложившийся круговорот биогенных элементов, формируется отрицательный баланс [7, 12, 26], наблюдается уменьшение содержания доступных форм фосфора для

растений [10, 16, 17, 29]. Основной путь поддержания оптимального питания растений фосфором – внесение удобрений. При длительном систематическом применении агрохимикатов происходит трансформация структуры фосфатного фонда почвы. Это связано с изменением процессов сорбции и десорбции фосфат-ионов почвы, минерализацией органических соединений, мобилизацией фосфора из труднорастворимых соединений и воздействием других факторов [15, 21, 22, 24, 35, 36].

Цель работы — оценить влияние видов, соотношений и доз минеральных удобрений на содержание в дерново-подзолистой тяжелосуглинистой почве общего фосфора, его органических, минеральных и подвижных соединений.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Полевой стационарный опыт был заложен в 1978 г. на опытном поле Пермского НИИСХ (филиал ПФИЦ УрО РАН) на дерново-слабоподзолистой тяжелосуглинистой почве (Albic Retisol (Abruptic, Aric, Loamic)). Постановка полевого опыта была проведена по неполной факториальной схеме 1/9 ($6 \times 6 \times 6$), повторений 2. Для исследований были выбраны варианты: 1 — без удобрений (контроль), 2 — N90, 3 — P90, 4 — K90, 5 — N90P90, 6 — N90K90, 7 — P90K90, 8 — N90P90K90, 9 — N30P30K30, 10 — N60P60K60, 11 — N120P120K120, 12 — N150P150K150. Общая площадь делянки — 120 м². Закладок опыта во времени — 2 (1978, 1980 гг.). Исследования проводили в полевом восьмипольном парозернопропашном севообороте с чередованием культур: чистый пар, озимая рожь, картофель, яровая пшеница с подсевом клевера, клевер 1 года пользования, клевер 2 года пользования, ячмень, овес. Формы удобрений — аммонийная селитра или мочевины, двойной или простой суперфосфат, калий хлористый. Минеральные удобрения вносили под зерновые культуры и картофель, на клевере изучали последствие. Перед закладкой опыта проводили известкование по 1.0 Нг. Органические удобрения в опыте не использовали. Солома в опыте после уборки до 2013 г. отчуждалась. Агрохимическая характеристика опытного участка до закладки опыта (усредненные данные): содержание $C_{\text{орг}}$ — 1.24%, pH_{HCl} — 5.6, Нг — 2.0 смоль(экв)/кг, S — 21.0 смоль(экв)/кг, содержание подвижного калия по Кирсанову — 203 мг/кг.

Отбор образцов почвы в опыте проводили осенью, после уборки сельскохозяйственной культуры в 3–5 точках на каждой делянке, образцы смешивали. Общее содержание фосфора в почве, как и содержание его минеральных и органических соединений определяли методом прокаливания Сэндерса и Вильямса, подвижные формы фосфора по Кирсанову. Запасы фосфора рассчитывали через плотность почвы. Продуктивность севооборота в зависимости от вариантов опыта представлена в работе [11].

Исследования проводили в IV агроклиматическом районе Пермского края. В физико-географическом отношении район находится в подзоне южной тайги и хвойно-широколиственных лесов. Климат умеренно-континентальный с холодной, продолжительной, снежной зимой и теплым коротким летом. Сумма средних суточных температур выше 10°C составляет 1700–1900°C. Переход

среднесуточных температур воздуха через 10°C весной приходится на вторую декаду мая, осенью на конец первой — начало второй декады сентября. Длительность периода активной вегетации в среднем составляет 115 сут. С температурой выше 15°C — 60 сут. Район относится к зоне достаточного увлажнения: средний ГТК 1.4; осадков за год выпадает 470–500 мм, большая часть которых приходится на теплое полугодие — с апреля по октябрь (66–77%). Число дней со снежным покровом в среднем составляет 176 [1].

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Длительное внесение суперфосфата (P90, P90K90, N90P90, N90P90K90) способствовало увеличению общего содержания фосфора и его минеральной части (относительно контрольного варианта) в пахотном слое почвы (табл. 1). В вариантах P90 и N90P90 количество минеральных соединений возросло в 1.8 раза, общее содержание фосфора — в 1.5–1.6 раза. Накопление содержания общего фосфора и его минеральной части было менее существенным при использовании фосфорно-калийных удобрений P90K90 — в 1.3–1.4 раза. Баланс фосфора во всех трех вариантах был примерно одинаков и составил 32–34 кг/га в год (табл. 2). Возможно, калий хлористый способствовал миграции соединений фосфора по профилю.

Увеличение содержания органических соединений фосфора в почве наблюдали при длительном использовании азотных удобрений N90, N90P90, N90K90, N90P90K90. Максимальное накопление органических соединений фосфора отмечено при внесении азотно-калийных удобрений N90K90 — 720 мг/кг, на 70% больше, чем в варианте без удобрений. При наличии в почве хлорид-ионов возможно их взаимодействие с органическим веществом почвы с образованием хлорорганических соединений [6]. Под воздействием азотных удобрений трансформация фосфорных соединений в почве в течение вегетационного периода могла сместиться в сторону образования органофосфатов.

Доля органофосфатов в почве при внесении N90 и N90K90 составила 49 и 54% соответственно. Соотношение минеральных и органических соединений фосфора в данных вариантах стало близким к целинным аналогам региона [5].

Достоверное накопление в почве (слой 0–20 см) содержания и запасов, как минеральных соединений фосфора, так и органических, относительно контрольного варианта наблюдали только при применении полного минерального удобрения N90P90K90. Общие запасы фосфора возросли от 2.9 (контроль) до 4.5, минерального — от 1.8 до 2.9 и органического от 1.1 до 1.6 т/га.

Таблица 1. Изменение показателей фосфатного режима дерново-подзолистой почвы при длительном применении минеральных удобрений, 0–20 см (V ротация, среднее по двум закладкам, 2016–2018 гг.)

Вариант	Содержание, мг/кг / % от общего количества			Запасы, т/га		
	общий фосфор	минеральные соединения фосфора	органические соединения фосфора	общий фосфор	минеральные соединения фосфора	органические соединения фосфора
Без удобрений	1120	700 / 63	420 / 37	2.9	1.8	1.1
N90	1200	615 / 51	585 / 49	3.1	1.6	1.5
P90	1720	1240 / 72	480 / 28	4.5	3.2	1.2
K90	1305	880 / 67	425 / 33	3.4	2.3	1.1
N90P90	1810	1245 / 69	565 / 31	4.7	3.2	1.5
N90K90	1330	610 / 46	720 / 54	3.5	1.6	1.9
P90K90	1430	960 / 67	470 / 33	3.7	2.5	1.2
N90P90K90	1745	1120 / 64	625 / 36	4.5	2.9	1.6
HCP ₀₅	305	210	200	0.8	0.5	0.5

Таблица 2. Содержание подвижных соединений фосфора в метровом слое почвы и хозяйственный баланс фосфора при длительном применении минеральных удобрений

Вариант	Содержание, мг/кг						Поступление фосфора* в сумме за 5 ротаций, кг/га	Хозяйственный вынос фосфора в сумме за 5 ротаций, кг/га	Баланс фосфора, кг/га в год, ± (среднее за 5 ротаций, 1978–2019 гг.)
	перед закладкой, 0–20	VI ротация (2021 г.)							
		0–20	20–40	40–60	60–80	80–100			
Без удобрений	239	192	167	139	236	376	60	970	–23
N90	198	188	110	175	283	337	60	1050	–25
P90	169	461	225	243	300	419	2310	945	+34
K90	152	235	194	166	207	361	60	978	–23
N90P90	203	397	153	140	250	330	2310	1030	+32
N90K90	138	185	122	119	246	410	60	1015	–24
P90K90	177	397	172	188	408	526	2310	1040	+32
N90P90K90	194	371	225	188	328	428	2310	1140	+29
N30P30K30	160	329	150	214	273	456	810	1025	–5
N60P60K60	206	339	200	174	368	454	1560	1140	+11
N120P120K120	231	446	210	199	346	461	3060	1070	+50
N150P150K150	173	530	242	252	356	423	3810	1150	+67
НСП ₀₅	—	123	41	48	91	100	—	—	—

* С удобрениями и семенами.

В вариантах N90, K90, N90K90 не наблюдали уменьшения общего содержания фосфора в почве (слой 0–20 см) относительно контроля, отмечены лишь незначительные тенденции снижения его минеральной части. Хотя в исследованиях [8], проведенных на дерново-подзолистой почве изучаемого региона, отмечается уменьшение содержания общего фосфора в пахотном слое почвы при внесении азотно-калийных удобрений. Полученные результаты можно объяснить балансом фосфора. В данных вариантах, как и в контрольном варианте, баланс изучаемого элемента был примерно одинаковым (–23...–25 кг/га в год). Кроме того, по данным [13] почвы, сформированные на материнских породах богатых подвижными фосфатами, обладают высокой буферной способностью поддерживать определенный фосфатный уровень. В почве постоянно происходит процесс переноса фосфора корнями растений из нижних в верхние горизонты [28].

На рис. 1 представлена динамика подвижных соединений фосфора ($P_{\text{подв}}$) с I по V ротации севооборота в пахотном слое почвы, в табл. 2 — изменение в метровом слое. За время проведения длительного опыта в контрольном варианте не выявлено четкой закономерности уменьшения соединений подвижного фосфора от ротации к ротации. Здесь при сложившемся высоким отрицательным балансе данного элемента за пять ротаций севооборота (–970 кг/га) запасы $P_{\text{подв}}$ в почве уменьшились всего на 80–120 кг. Исследуемая почва способна поддерживать определенный уровень подвижных соединений за счет других форм, ниже лежащих горизонтов и материнской породы.

Длительное применение азотных и калийных удобрений (N90, K90, N90K90) с течением времени привело к увеличению в пахотном слое почвы количества подвижных соединений фосфора. В вариантах N90 и N90K90 в первые две ротации севооборота наблюдали тенденции к уменьшению $P_{\text{подв}}$ в почве на 10–35% (относительно исходного уровня). В IV–VI ротациях отмечено увеличение содержания $P_{\text{подв}}$ в почве до исходного уровня или его превышение на 23–44%. В варианте K90 наблюдали в I и II ротациях сохранение содержания $P_{\text{подв}}$ на исходном уровне, в IV–VI ротациях отмечены тенденции к увеличению в 1.5–1.7 раза. При использовании азотных удобрений это может быть связано с подкислением почвы, применении калийных удобрений — влиянием высокой концентрации ионов калия и/или хлора на трансформацию минералов почвы. В работе [31] показано, что длительное применение на черноземе обыкновенном азотного, калийного и полного минерального удобрений в высокой дозе (N90–150, K150, N120P150K120) вызвало механическую дезинтеграцию почвенных частиц и трансформацию минералов. Некоторые

исследователи отмечают, что ионы хлора замещают адсорбированные фосфат-ионы в почве [9].

Также возможен перенос фосфора растениями и его потребление из ниже лежащих слоев. В вариантах N90 и N90K90 отмечено достоверное уменьшение количества $P_{\text{подв}}$ в подпахотном слое (20–40 см) на 27–34 %.

Длительное применение суперфосфата (P90, P90K90, N90P90, N90P90K90) привело к повышению содержания $P_{\text{подв}}$ на начало VI ротации севооборота в слое 0–20 см относительно исходного уровня в 1.9–2.7 раза. Различное сочетание P с N и K оказало влияние на динамику подвижного фосфора по ротациям. При внесении суперфосфата в чистом виде отмечено увеличение количества $P_{\text{подв}}$ с первой ротации севооборота, и далее наблюдали закономерный рост от ротации к ротации. Именно в варианте P90 отмечено максимальное накопление подвижных соединений фосфора в пахотном слое почвы, его запасы от исходного уровня на начало VI ротации увеличились в 3 раза (от 0.4 до 1.2 т/га). При внесении P90K90 и N90P90 в первых двух ротациях наблюдали сохранение содержания $P_{\text{подв}}$, близкое к исходному уровню, увеличение отмечено с IV ротации. При внесении полного минерального удобрения N90P90K90 рост количества $P_{\text{подв}}$ в пахотном слое почвы наблюдали со II ротации севооборота.

Различное сочетание P с N и K влияло на изменение количества $P_{\text{подв}}$ по профилю. Содержание $P_{\text{подв}}$ в почве было достоверно выше контрольного варианта при длительном применении N90P90 только в слое 0–20 см, P90 — в слое 0–60 см, N90P90K90 — в слое 0–80 см и P90K90 — в слое 0–100 см. Полученные результаты свидетельствуют о том, что калий хлористый в сочетании с суперфосфатом способствует миграции фосфора из удобрений по профилю и/или замещению фосфора из его труднодоступных соединений. Максимальное закрепление фосфора из удобрений происходило в пахотном слое почвы.

Изучение влияния возрастающих доз полного минерального удобрения (NPK)30–150 на содержание подвижных соединений фосфора показало, что в первую ротацию севооборота даже при внесении высоких доз NPK в почве не наблюдали достоверного их увеличения. При внесении фосфорных удобрений в почве происходит их быстрое закрепление. Химическая фиксация фосфатов, поступивших из внесенных удобрений, поддерживает эффективность применяемых фосфорных удобрений на относительно низком уровне и увеличивает издержки сельскохозяйственного производства. Эффективность использования фосфора из удобрений растениями в первый год применения оценивается в пределах 5–25% от внесенного количества [2, 27].

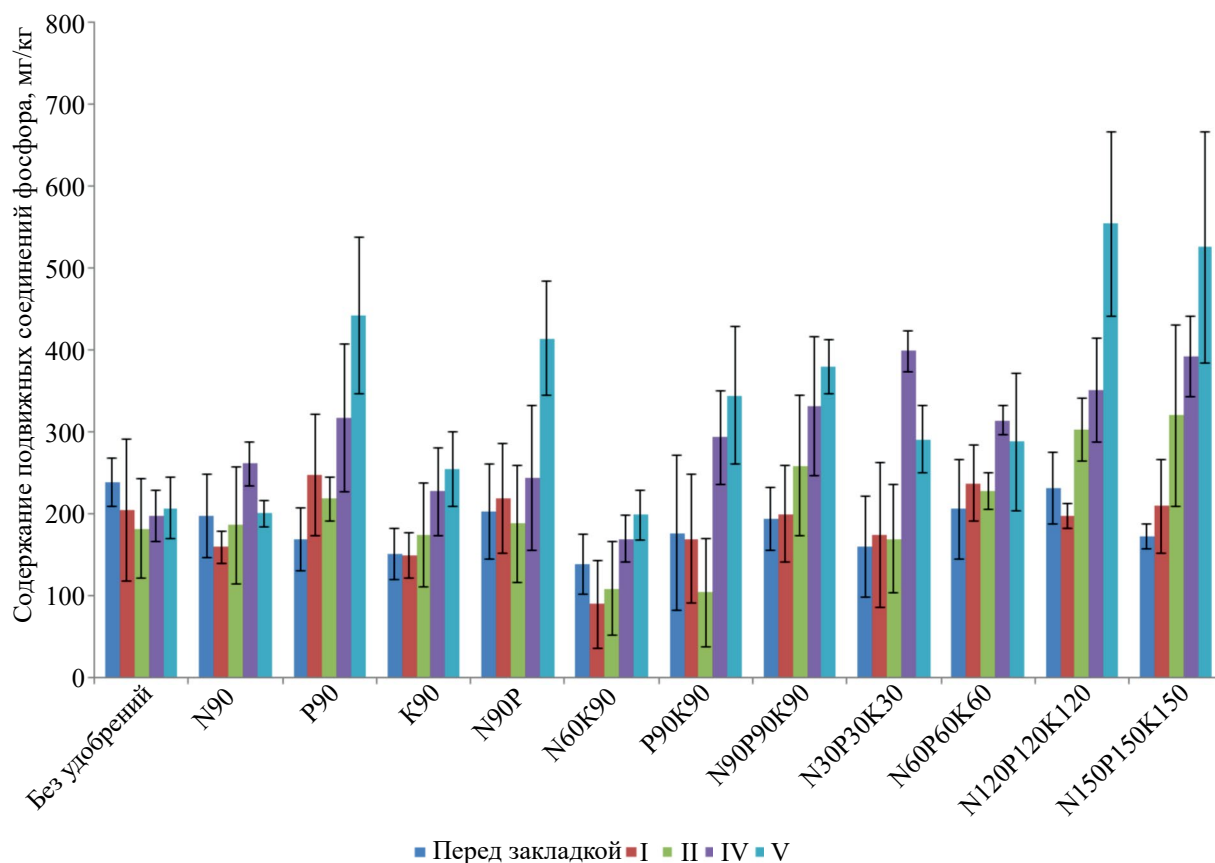


Рис. 1. Изменение содержания подвижных соединений фосфора в дерново-подзолистой почве (0–20 см) при длительном применении различных видов, доз и соотношений минеральных удобрений (I–V ротации, 1978–2019 гг.), мг/кг (“усы” на графике – доверительный интервал, $p < 0.05$).

В вариантах (NPK)90–150 достоверное увеличение количества $P_{\text{подв}}$ в почве наблюдали только со II ротации. При внесении NPK в невысоких дозах 30 и 60 кг д.в. каждого элемента/га в первые две ротации наблюдали поддержание исходного уровня подвижных соединений фосфора в почве. Содержание $P_{\text{подв}}$ стало выше относительно исходного уровня в 2–3 раза во всех вариантах (NPK)30–150 на начало VI ротации.

Содержание $P_{\text{подв}}$ в почве было выше контрольного варианта в слое 0–80 см при применении (NPK)90–150. Запасы в метровом слое почвы повысились от 3.3 до 4.5–5.2 т/га. При длительном применении фосфорных удобрений в опыте могло произойти постепенное максимально возможное насыщение данным элементом верхнего слоя почвы, что способствовало его миграции по профилю. В соответствии со сложившимся представлением, фосфор обладает низкой способностью к миграции [3, 33] вследствие его быстрой абiotической фиксации в труднорастворимых минеральных соединениях [2, 25]. Однако есть исследования, которые показывают, что фосфор способен к

перемещению вниз по профилю и в первую очередь это связывают с интенсивным и систематическим применением удобрений [4, 14, 20, 32, 34]. Миграция фосфора может быть как пассивной (в составе частиц ила, физической глины), так и активной с раствором почвенной влаги [25]. Перемещение фосфора вниз по профилю, вероятно, связано с миграцией органических соединений, с механическим воздействием (обработка почвы, рост корневой системы) [23, 32]. В работах [18, 19] отмечено, что в кислых почвах при повышенной фосфатной нагрузке образуются соединения фосфора, связанные с железом и алюминием, обладающие повышенной миграционной способностью. По данным авторов [30] анионы фосфорных удобрений (суперфосфата) оказывают разрушающее воздействие на находящиеся с ним в контакте глинистые минералы, происходит деструктирование слоистых силикатов и образование более мобильных металлоорганических соединений фосфора.

Другой причиной повышения количества $P_{\text{подв}}$ по профилю может быть увеличение кислотности почвы в результате длительного применения

азотных удобрений. В вариантах с меньшими дозами (НРК)30–60 содержание подвижного фосфора выше контроля отмечено в отдельных слоях почвы (40–60, 60–80 см), что может быть связано как с применением удобрений, так и существующей неоднородностью почвенного профиля.

Длительное применение суперфосфата привело к увеличению доли подвижного фосфора в почве (слой 0–20 см) на начало VI ротации – с 17 (контроль) до 22–32%, внесение азотно-калийных удобрений – к уменьшению до 14%.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Различное сочетание азотных, фосфорных и калийных удобрений оказало влияние на изменение показателей фосфатного режима дерново-подзолистой почвы. Длительное применение суперфосфата (P90, P90K90, N90P90, N90P90K90) привело к достоверному увеличению в пахотном слое почвы общего содержания фосфора (относительно контрольного варианта/исходного уровня), его минеральной части в 1.3–1.8 раза, подвижной части в 1.9–2.7 раза. Влияние на обогащение почвы органическими соединениями фосфора оказывало применение азотных удобрений (N90, N90K90, N90P90, N90P90K90), отмечено увеличение оргофосфатов относительно контрольного варианта в 1.3–1.7 раза.

Выявлено, что в I ротацию севооборота даже при внесении высоких доз НРК в почве (0–20 см) не наблюдали достоверного повышения $P_{\text{подв}}$, так как в почве происходило его быстрое закрепление. Увеличение содержания $P_{\text{подв}}$ фиксировали со II–IV ротаций севооборота, скорость и интенсивность накопления зависели от сочетания суперфосфата с азотными и калийными удобрениями, а также дозы удобрений. Рост количества $P_{\text{подв}}$ с I ротации севооборота, наблюдали только при внесении суперфосфата в чистом виде.

Отмечено, что калий хлористый влиял на миграцию фосфора из удобрений по профилю и/или трансформацию соединений фосфора в почве. Содержание $P_{\text{подв}}$ в почве было достоверно выше контрольного варианта при длительном применении N90P90 только в слое 0–20 см, P90 – в слое 0–60 см, N90P90K90 – в слое 0–80 см и P90K90 – в слое 0–100 см. При рассмотрении возрастающих доз полного минерального удобрения установлено, что достоверное увеличение содержания $P_{\text{подв}}$ по профилю почвы (слой 0–80 см) наблюдали при внесении (НРК)90–150. При применении невысоких доз (НРК)30–60 основные изменения отмечены в пахотном слое почвы.

Длительное применение азотных и калийных удобрений (N90, K90, N90K90) с течением времени привело к увеличению в пахотном слое почвы

содержания подвижных соединений фосфора. Возможно, долговременное использование данных видов удобрений влияет на трансформацию минералов почвы, что приводит к росту подвижных соединений фосфора. Также возможен перенос фосфора растениями и его потребление из нижележащих слоев. Применение азотных удобрений и их сочетание с калием хлористым привело к обеднению подвижными соединениями фосфора пахотного слоя.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Исследование выполнено в рамках государственного задания № FUUS-2024-0047.

СОБЛЮДЕНИЕ ЭТИЧЕСКИХ СТАНДАРТОВ

В данной работе отсутствуют исследования человека или животных.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют об отсутствии у них конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Агроклиматические ресурсы Пермской области: справочник. М.: Гидрометеиздат, 1979. 156 с.
2. Андрианов С.Н. Формирование фосфатного режима дерново-подзолистой почвы в разных системах удобрений. М.: ВНИИА, 2004. 296 с.
3. Афанасьев Р.А., Мерзлая Г.Е. Динамика подвижных форм фосфора и калия в почвах длительных опытов // Доклады Российской академии сельскохозяйственных наук. 2013. № 3. С. 30–33.
4. Бойко В.С., Гавар С.П., Морозова Е.Н., Тимохин А.Ю. Фосфатный режим длительно орошаемой лугово-черноземной почвы в лесостепи Западной Сибири // Агрохимия. 2015. № 3. С. 10–16.
5. Васбиева М.Т., Завьялова Н.Е. Фосфатный режим дерново-подзолистой почвы естественных и агрофитоценозов // Бюл. Почв. ин-та им. В.В. Докучаева. 2021. № 107. С. 92–115. <https://doi.org/10.19047/0136-1694-2021-107-92-115>
6. Водяницкий Ю.Н., Макаров М.И. Хлорорганические соединения и биогеохимический цикл хлора в почвах (обзор) // Почвоведение. 2017. № 9. С. 1065–1073. <https://doi.org/10.7868/S0032180X17090118>
7. Волынкина О.В. Баланс питательных веществ на посевах сельскохозяйственных культур // Плодородие. 2020. № 4(115). С. 13–16. <https://doi.org/10.25680/S19948603.2020.115.04>
8. Дербенева Л.В. Фосфатный и калийный режим дерново-подзолистой тяжелосуглинистой почвы

- при длительном применении удобрений в Предуралье. Автореф. дис. ... канд. с./х. наук. М., 1994. 19 с.
9. Дзюин А.Г. Фосфатный режим дерново-подзолистых почв Северо-Восточной зоны Нечерноземья. Ижевск: ИжГСХА, 2020. 207 с.
 10. Жарикова Е.А., Бурдуковский М.Л., Голодная О.М. Агрохимические параметры плодородия пахотных луговых дифференцированных почв Приморского края в условиях длительного сельскохозяйственного использования // Агрохимия. 2023. № 2. С. 3–9. <https://doi.org/10.31857/S0002188123020138>
 11. Завьялова Н.Е., Васбиева М.Т., Шишков Д.Г., Иванова О.В. Содержание различных форм калия в почвенном профиле дерново-подзолистой почвы Предуралья // Почвоведение. 2023. № 8. С. 943–952. <https://doi.org/10.31857/S0032180X23600154>
 12. Кайгородов А.Т., Пискунова Н.И. Современное состояние почвенного плодородия пахотных земель Пермского края // Достижения науки и техники АПК. 2017. № 4. С. 22–26.
 13. Калинин А.И. Агроэкологические свойства дерново-подзолистых почв и продуктивность растений. Киров, 2004. 220 с.
 14. Кириллова Г.Б., Жуков Ю.П. Изменение фосфатного режима дерново-подзолистой суглинистой почвы при сельскохозяйственном использовании // Агрохимия. 2004. № 9. С. 26–31.
 15. Козлова Н.В., Керимзаде В.В. Фосфатный статус почв при длительном применении и после отмены минеральных удобрений в чайных агроценозах влажных субтропиков России // Агрохимический вестник. 2023. № 5. С. 60–67. <https://doi.org/10.24412/1029-2551-2023-5-011>
 16. Косолапова А.И., Завьялова Н.Е., Митрофанова Е.М., Васбиева М.Т., Ямалтдинова В.Р., Фомин Д.С., Тетерлев И.С. Эффективность длительного применения удобрений на дерново-подзолистых почвах Предуралья // Агрохимия. 2018. № 2. С. 42–55. <https://doi.org/10.7868/S0002188118020047>
 17. Красницкий В.М., Шмидт А.Г., Матвейчик О.А., Бобренко И.А. Динамика подвижного фосфора в почвах лесостепи Западной Сибири // Плодородие. 2020. № 2. С. 57–60. <https://doi.org/10.25680/S19948603.2020.113.17>
 18. Кудярова А.Ю. Изменения в системе химических связей гиббсита под воздействием растворов $\text{NH}_4\text{H}_2\text{PO}_4$ разной концентрации // Почвоведение. 2016. № 5. С. 564–573. <https://doi.org/10.7868/S0032180X16050105>
 19. Кудярова А.Ю., Алексеева Т.В. Трансформация соединений Al и Fe при зафосфачивании кислых почв как фактор, определяющий миграцию фосфора // Агрохимия. 2012. № 2. С. 25–36.
 20. Минеев В.Г., Гомонова Н.Ф. Значение фосфора в улучшении свойств дерново-подзолистой почвы при действии и последствии длительного применения минеральных удобрений // Проблемы агрохимии и экологии. 2009. № 2. С. 3–9.
 21. Наумченко Е.Т., Разумова К.Ю. Степень агрогенного воздействия на фосфатный режим луговой черноземовидной почвы // Плодородие. 2022. № 2(125). С. 40–43. <https://doi.org/10.25680/S19948603.2022.125.10>
 22. Нефедьева В.В., Варламова Л.Д. Фосфатный режим светло-серой лесной легкосуглинистой почвы в условиях длительного применения удобрений // Проблемы агрохимии и экологии. 2014. № 2. С. 29–33.
 23. Носко Б.С., Христенко А.А. Влияние состава и свойств почв на результаты определения содержания подвижного фосфора химическими методами // Агрохимия. 1996. № 4. С. 86–94.
 24. Рогова О.Б., Колобова Н.А., Иванов А.Л. Сорбционная способность серой лесной почвы в отношении фосфора в зависимости от системы удобрения // Почвоведение. 2018. № 5. С. 573–579. <https://doi.org/10.7868/S0032180X18050064>
 25. Сычев В.Г., Кирпичников Н.А. Приемы оптимизации фосфатного режима почв в агротехнологиях. М.: ВНИИА, 2009. 176 с.
 26. Сычев В.Г., Шафран С.А., Виноградова С.Б. Плодородие почв России и пути его регулирования // Агрохимия. 2020. № 6. С. 3–13. <https://doi.org/10.31857/S0002188120060125>
 27. Титова В.И. Фосфор в земледелие Нижегородской области. Нижний Новгород: Волго-Вятская академия государственной службы, 2005. 219 с.
 28. Трофимов С.Н., Коваленко А.А. Фосфатное состояние и изменение плодородия дерново-подзолистой почвы в длительных полевых опытах // Агрохимия. 2017. № 8. С. 3–15. <https://doi.org/10.7868/S0002188117080014>
 29. Цветнов Е.В., Цветнова О.Б., Макаров О.А., Марасова Н.А. Проблемы оценки нейтрального баланса деградации земель на уровне региона Российской Федерации // Земледелие. 2020. № 2. С. 3–6. <https://doi.org/10.24411/0044-3913-2020-10201>
 30. Чижикова Н.П., Годунова Е.И., Кубашев С.К. Изменение глинистых минералов в черноземах слитых глинистых под влиянием веществ различной природы в условиях модельного // Почвоведение. 2008. № 10. С. 1268–1278.
 31. Шаповалова Н.Н., Чижикова Н.П., Годунова Е.И., Сторчак И.Г. Минералогический состав тонкодисперсных фракций и резервы калия в черноземе при внесении минеральных удобрений // Плодородие. 2018. № 3(102). С. 25–31. <https://doi.org/10.25680/s19948603.2018.102.08>

32. Шустикова Е.П., Шаповалова Н.Н. Азотный режим чернозема обыкновенного и продуктивность сельскохозяйственных культур в последствии различных доз азотных удобрений // *Агрохимия*. 2014. № 2. С. 20–25.
33. Brogowski Z., Chojnicki J. Distribution of phosphorus in granulometric fractions of cambisol developed from morainic loam // *J. Elementology*. 2020. V. 25. P. 181–191.
<https://doi.org/10.5601/jelem.2019.24.3.1902>
34. Ciapparelli I.C., de Iorio A.F., Garcia A.R. Phosphorus downward movement in soil highly charged with cattle manure // *Environ. Earth Sci.* 2016. V. 75. P. 568.
<https://doi.org/10.1007/s12665-016-5284-3>
35. Fresne M., Jordan P., Fenton O., Mellander P.E., Daly K. Soil chemical and fertilizer influences on soluble and medium-sized colloidal phosphorus in agricultural soils // *Sci. Total Environ.* 2021. V. 754. P. 142112.
<https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2020.142112>
36. Szara E., Sosulski T., Szymanska M. Soil phosphorus sorption properties in different fertilization systems // *Plant Soil Environ.* 2019. V. 65. P. 78–82.
<https://doi.org/10.17221/696/2018-PSE>

The Effect of Long-Term Use of Nitrogen, Phosphorus and Potash Fertilizers on the Content of Forms of Phosphorus Compounds in the Sod-Podzolic Soil of the Urals

M. T. Vashieva¹*, N. E. Zavyalova¹, and D. G. Shishkov¹

¹Perm Federal Research Center Ural Branch of the Russian Academy of Sciences, Perm region, Lobanovo, 614532 Russia

*e-mail: vashievamt15@gmail.com

The effect of long-term use of mineral fertilizers on changes in the content of total phosphorus, its organic, mineral and mobile compounds in soddy-podzolic heavy loamy soil (Albic Retisol (Abruptic, Aric, Loamic)) was studied. The studies were carried out in a long-term stationary experiment established in the Perm region in 1978. Options – 0 (without fertilizers), N90, P90, K90, N90P90, N90K90, P90K90, N90P90K90, N30P30K30, N60P60K60, N120P120K120, N150P150K150. Ammonium nitrate or urea, double or simple superphosphate and potassium chloride were used in the experiment. It was established that long-term use of superphosphate during five rotations of a field eight-field crop rotation (P90, P90K90, N90P90, N90P90K90) led to a significant increase in the total content of phosphorus in the arable soil layer (0–20 cm), its mineral part by 1.3–1.8 times, mobile connections by 1.9–2.7 times. The use of nitrogen fertilizers (N90, N90K90, N90P90, N90P90K90) influenced the accumulation of organic phosphorus compounds in the soil. A significant increase in the soil content and reserves of both mineral and organic phosphorus compounds was observed only when using complete mineral fertilizer N90P90K90. Different combinations of superphosphate with nitrogen fertilizers and potassium chloride, as well as the dose of fertilizers, influenced the intensity of accumulation of mobile phosphorus compounds in the soil by rotation and changes in its amount along the profile. The application of low doses (NPK) 30–60 led to an increase in mobile phosphorus compounds mainly in the arable soil layer; when higher doses (NPK) 90–150 were used, changes were noted in the 0–80 cm layer. Long-term use of nitrogen and potassium fertilizers over time led to an increase in mobile phosphorus compounds in the arable soil layer.

Keywords: long-term experience, mineral fertilizers, phosphorus balance, mobile phosphorus, organic and mineral phosphorus

ТВЕРДЫЕ АТМОСФЕРНЫЕ ВЫПАДЕНИЯ КАК ИСТОЧНИК ГИДРОФОБНОСТИ ГОРОДСКИХ ПОЧВ И МАТЕРИАЛ ДЛЯ ИХ ОБРАЗОВАНИЯ

© 2024 г. Н. В. Гончаров^а, * (<https://orcid.org/0000-0002-7305-1605>),
Т. В. Прокофьева^а, Д. И. Потапов^а, Г. Н. Федотов^а

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

*e-mail: nvny.goncharov@gmail.com

Поступила в редакцию 06.10.2023 г.

После доработки 05.02.2024 г.

Принята к публикации 07.03.2024 г.

В городских условиях почва подвергается влиянию ряда неблагоприятных воздействий, оказывающих большое влияние на ее гидрофобно-гидрофильные свойства. Определены водоотталкивающие свойства образцов городской пыли и почв методом WDPT-теста, смоделирован процесс гидрофобизации дерново-подзолистых почв в условиях мегаполиса и оценена его скорость. В исследовании использовали три образца пыли с различными показателями WDPT-теста от 420 до 850 с. По результатам модельного опыта показано, что с увеличением количества твердых атмосферных выпадений в материале дерново-подзолистой почвы увеличивается и уровень ее гидрофобности. Скорость увеличения зависит от водоотталкивающих свойств образца пылевых выпадений. При загрязнении наиболее гидрофобной пылью максимальная гидрофобизация образца достигается при 70-летней нагрузке. Для других образцов пыли наблюдалось увеличение времени впитывания капли вплоть до максимального срока аэрального загрязнения почвы в рамках модельного опыта (200 лет). Показатели WDPT-теста для исследованных горизонтов почв составили от 2.4 с для фоновой почвы до 1493.5 с для городской почвы, формировавшейся около крупной автомагистрали в течение 90 лет. В почве жилой застройки 40-летнего возраста показатель составил 237.1 с. Соответствие уровней гидрофобности, степени антропогенной нагрузки и времени пребывания участков в городской среде в модельном опыте и в образцах реальных городских почв на участках исследования свидетельствует о том, что твердые атмосферные выпадения являются составляющей гумусово-аккумулятивных горизонтов городских почв и оказывают существенное влияние на их водоотталкивающие свойства.

Ключевые слова: урбостратозем (Urbic Technosols), дерново-подзолистые почвы (Albic Retisols), водоотталкивающая способность почв, антропогенное воздействие на почвы, городская пыль, WDPT-тест

DOI: 10.31857/S0032180X24080085, **EDN:** KMKFQM

ВВЕДЕНИЕ

Оптимальное содержание воды в почве является одним из важнейших физических свойств, определяющих рост и развитие растений. Водоотталкивающая способность почв может зависеть от множества факторов, таких как гранулометрический состав, плотность, содержание и состав почвенного органического вещества и многих других [34]. В городских условиях почва подвергается влиянию ряда неблагоприятных экологических процессов: увеличению запечатанности территорий, снижению озелененности, захламлению поверхности,

переуплотнению корнеобитаемого слоя, нарушению теплового режима, поступлению загрязняющих веществ из атмосферы и многих других [6]. Часть из этих процессов оказывает большое влияние на гидрофобно-гидрофильные свойства почв. Как результат, затрудняется выполнение почвами главных экологических функций, в том числе плодородия, т.е. пригодности для произрастания зеленых насаждений [4]. Из-за увеличения гидрофобности почвенных агрегатов почва имеет низкую водопроницаемость и практически не увлажняется, в результате растения не получают необходимого количества влаги [1]. Считается, что главным

образом гидрофобность твердой фазы почв зависит от содержания в ней органического вещества [1, 20, 52]. В то же время показано, что органическое вещество, обладая амфифильными свойствами, не всегда приводит к увеличению гидрофобности [7, 36, 44, 45]. Зафиксирована зависимость водоотталкивающей способности от величины pH [44, 45]. Исследования влияния гранулометрического состава показали, что увеличение содержания глинистых частиц может приводить как к уменьшению [40, 43], так и росту [41] гидрофобности. Подобные различия объясняются тем, что глинистые частицы при наличии высоких концентраций органического вещества и его гидрофобной природы могут быть покрыты гидрофобными пленками, вследствие чего степень гидрофобности увеличивается. В случае, когда имеется ограниченное количество почвенных гидрофобных соединений, покрывающих частицы почвы, увеличение содержания глинистых частиц приводит к уменьшению гидрофобности из-за роста площади поверхности частиц. Также площадь поверхности глинистой почвы может уменьшаться при агрегировании, что может объяснить наблюдаемую сильную водоотталкивающую способность почвы с высоким содержанием глины [51]. Обнаружено увеличение гидрофобности почв при загрязнении углеводородами [27].

В городе основным агентом привноса антропогенных частиц в почву являются твердые атмосферные выпадения (ТАВ). В настоящее время изучению влияния ТАВ посвящено множество работ [12, 13, 24, 26, 32]. В составе городской пыли, в зависимости от местных особенностей, может встречаться большое количество частиц, оказывающих то или иное негативное воздействие на городские почвы. К таковым можно отнести частицы, содержащие тяжелые металлы, которые являются производными от эксплуатации автотранспорта [3, 13, 19, 47], первичные биологические аэрозольные частицы, в том числе патогенные [24, 42], выбросы промышленных предприятий строительной отрасли, обогащенные Pb, Ca, Fe [28], угледобывающей отрасли, имеющие повышенные концентрации редкоземельных элементов [29, 30], полиароматические углеводороды [46, 48, 54]. При сопряженном изучении городской пыли и почв, в них обнаружено сходство в содержании углеводородов [12, 21], концентрации тяжелых металлов [13], составе микроорганизмов [24] и других компонентов [25], что может говорить об участии ТАВ в формировании поверхностных горизонтов почв [53].

Для исследования гидрофобности почв используются различные методы: краевой угол смачивания (КУС) [27], метод просачивания водной капли (WDPT-тест) [37, 50], метод цветной капли [23]. В отечественной науке метод КУС приобрел

широкое распространение [14, 27, 31, 33], однако результаты применения данного метода могут сильно варьировать в зависимости от геометрии поверхности образца, размера частиц, температуры и времени высушивания, минералогии образца, влажности и других факторов [31]. Преимуществами метода просачивания водной капли являются отсутствие больших трудозатрат в процессе пробоподготовки, высокая скорость анализа, а также возможность повторно произвести опыт на использованном образце. Минусом данного метода можно назвать большую погрешность измерений, что реально отчасти компенсировать увеличением количества повторностей.

В качестве экспресс-теста оценки комплексного антропогенного воздействия в городских условиях широко используется анализ пространственного распределения объемной магнитной восприимчивости (ОМВ) почв. В этом аспекте можно отметить диссертационную работу [5], в которой были определены фоновые значения ОМВ почв (0.15–0.3 ед. СИ $\times 10^{-3}$), а также средние значения ОМВ почв г. Москвы (1.14 ед. СИ $\times 10^{-3}$). При этом следует упомянуть, что территория г. Москвы отличается сильной техногенной неоднородностью, например, для парков и лесопарков характерны значения ОМВ, близкие к фоновым (< 0.3 ед. СИ $\times 10^{-3}$), для промышленных зон, напротив, характерны повышенные значения (> 1.0 ед. СИ $\times 10^{-3}$). Таким образом, было обосновано, что увеличение техногенной нагрузки приводит к увеличению ОМВ почв. Автор [18] при оценке техногенного загрязнения почв методом каппаметрии показал, что изменение магнитных свойств почв позволяет дать экспрессную оценку содержания тяжелых металлов.

Цели работы – смоделировать процесс гидрофобизации почв в условиях мегаполиса, оценить его скорость и подтвердить гипотезу о том, что материал пылевых выпадений оказывает влияние на свойства поверхностных горизонтов городских почв.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

В качестве объектов исследования выбраны почвы семи участков на территории Москвы и Московской области, имеющие разную степень техногенной нагрузки. Территория отбора проб находится в подзоне южной тайги хвойно-широколиственных лесов, в области умеренно-континентального климата с теплым летом и умеренно-холодной, достаточно снежной зимой. Среднегодовая температура $+5...+6^{\circ}\text{C}$, количество осадков достигает 600–650 мм [10]. Участки, расположенные в городской черте, немного отличаются по климатическим условиям. В отличие от температуры в области, среднегодовая температура в Москве составляет $+6.3^{\circ}\text{C}$. Среднегодовая сумма осадков в

Москве превышает количество осадков в Московской области и составляет 712 мм [9].

Участки исследования отличаются по времени нахождения в городской черте и, следовательно, по длительности антропогенного воздействия. С другой стороны, они характеризуются разным типом функционального использования, что также может отражаться на итоговых результатах.

Участок 1. В качестве фоновых почв за пределами города выступают дерново-подзолистые почвы средне-тяжелосуглинистые (Dystric Albic Retisol (Loamic)) на покровных суглинках, подстилаемых мореной. Поверхностный горизонт почв был отобран недалеко от УОПЭЦ “Чашниково” (координаты места отбора проб 56.0434° N, 37.1728° E). Данный участок находится вдали от источников антропогенной нагрузки. От ближайшей автомагистрали 800 м, до ближайшего крупного населенного пункта, Зеленограда, около 3.5 км, до Москвы около 20 км. Почвы именно этого участка были использованы в опыте по моделированию аэрального загрязнения.

Участок 2. Внутригородской фон представлен почвами Алешкинского леса (наиболее лесистая часть природно-исторического парка Тушинский), располагающегося в районе “Северное Тушино” на северо-западе Москвы. Последние рубки зафиксированы во время Великой отечественной войны. После 1945 г. лесной массив без изменений находился в состоянии городского леса. Район вошел в состав Москвы в 1960 г. Почвы — дерново-подзолистые средне-тяжелосуглинистые (Dystric Albic Retisol (Loamic)) на покровных суглинках, подстилаемых мореной.

Участок 3 также расположен на территории Алешкинского леса, однако не в центральной, а в восточной его части. Во время Великой отечественной войны данная территория подвергалась распахке, зафиксированы постагрогенные дерново-подзолистые почвы (Dystric Albic Retisol (Aric, Loamic)) [21]. В непосредственной близости от участка с 1975 г. существует депо “Планерное”. Данную территорию можно рассматривать как переходную между более естественной экосистемой Алешкинского леса и селитебными территориями города.

Участок 4 расположен в Ботаническом саду на Воробьевых горах на участке культурных растений. В данном месте почва неоднократно удобрялась компостами, определена как рекреазем на техногенных отложениях (Endostagnic Phaeozem (Loamic, Relocatic, Organotransportic, Technic)), подстилаемых агродерново-подзолистой почвой на покровных суглинках.

Участок 5 расположен на перекрестке ул. Менделеевской и ул. Академика Хохлова, в непосредственной близости от Ботанического сада МГУ.

Почвы участка представлены урбостратоземом (Urbic Technosol (Arenic Mulminovic Transportic)), стратифицированным слоем рекультиванта. Стоит отметить, что свойства почвогрунтов, добавляемых при работах по благоустройству, такие как кислотность, содержание органического вещества и нефтепродуктов, гранулометрический состав, варьируют в широких пределах [13, 22], что может влиять и на гидрофильно-гидрофобные свойства почв.

Участок 6 располагается на территории ИМГРЭ РАН вдоль ул. Вересаева. Газон сформировался после строительства здания института в 1985 г. Почвенный покров представлен маломощным урбостратоземом (Urbic Technosol (Loamic Transportic)), на техногенных отложениях, сформированных из турбированных и загрязненных строительно-бытовым мусором дерново-подзолистых почв с микрофрагментами морены. В парке на той же улице обнаружены дерново-подзолистые почвы на покровном суглинке.

Участок 7 приурочен к территории ИПЭЭ РАН, расположенной вдоль Ленинского проспекта, крупной транспортной артерии города. Само здание ИПЭЭ РАН было построено в 1934 г. Почва — урбостратозем (Urbic Technosol (Calcaric Siltic Transportic)), на техногенном грунте. В течение длительного времени почва развивалась без значительных турбаций в условиях постоянной интенсивной аэральной нагрузки от Ленинского проспекта.

Таким образом был сформирован ряд ключевых участков (от участка 1 до участка 7) на суглинистых отложениях, различающихся по ряду показателей (табл. 1).

В качестве дополнительной характеристики антропогенного воздействия использовался показатель объемной магнитной восприимчивости почв. ОМВ определялась при помощи каппаметра КТ-5 в соответствии с методикой Гладышевой и Иванова с некоторыми изменениями в размере площади обследования для получения более репрезентативных результатов. Полученные значения ОМВ помогли выстроить участки в ряд по возрастанию антропогенной нагрузки (табл. 2).

В практике метод КУС стал эффективным методом определения изменения физико-химических свойств почв, оценки их деградационных изменений в условиях повышенной антропогенной нагрузки [8, 14, 31, 39]. Тем не менее, из-за своей простоты и скорости анализа для исследования использовали метод просачивания водной капли, так как полагали, что он также является эффективным способом отслеживания изменения гидрофильно-гидрофобных свойств почв. Этим методом была определена гидрофобность образцов, полученных в результате модельного опыта, а также образцов

Таблица 1. Сравнительная характеристика ключевых участков

Параметр	Номер участка						
	1	2	3	4	5	6	7
Срок с момента последней турбации почвы	—	80	80	10	5	40	90
Тип землепользования	Земли лесного фонда	ООПТ	ООПТ	ООПТ	Земли населенных пунктов	Земли населенных пунктов	Земли населенных пунктов
Тип функционального использования	—	Рекреационный	Рекреационный	Рекреационный	Рекреационный	Жилой	Транспортный
Количество лет в черте города	—	60	60	60	70	40	300
Фактическое землепользование	Лес	Лес, рекреация	Лес, рекреация	Участок культурных растений	Придорожный газон	Общественная — жилая территория	Общественная — транспортная территория

Таблица 2. Значения объемной магнитной восприимчивости поверхностных горизонтов почв ключевых участков

Номер участка	Местоположение	ОМВ, ед. СИ × 10 ⁻³			Коэффициент вариации, %
		среднее	медиана	стандартное отклонение	
1	Чашниково	0.19	0.18	0.04	21
2	Алешкинский лес (центр)	0.19	0.22	0.07	30
3	Алешкинский лес (восток)	0.17	0.16	0.07	42
6	ИМГРЭ РАН	0.43	0.41	0.38	22
4	Ботанический сад МГУ (рекреазем)	0.49	0.43	0.13	27
5	Ботанический сад МГУ (урбостратозем)	0.85	0.62	0.61	72
7	ИПЭЭ РАН	1.75	1.76	0.12	28

поверхностных горизонтов почв с участков исследования и образцов пыли, задействованной в эксперименте. В зависимости от времени проникновения водной капли почвы разделяют на следующие классы по степени гидрофобности [38]: смачиваемая (гидрофильная) – <5 с, слабогидрофобная – 5–60 с, умеренно-гидрофобная – 60–600 с, сильногидрофобная – 600–3600 с; чрезвычайно гидрофобная – > 3600 с.

Для исследования взаимосвязи между объемом пылевых выпадений и изменением гидрофобности

был поставлен модельный опыт. Образец почвы для опыта был отобран из гумусово-аккумулятивного горизонта дерново-подзолистой почвы на участке 1 в исходной влажности методом конверта. Было смоделировано загрязнение пылевыми выпадениями слоя почв в 10 см, так как именно в поверхностном слое почвы происходит наиболее активная зоотурбация [8]. После определения влажности образцов и плотности [34], исходя из среднегодовой аэральной нагрузки в г. Москве в 32.85 г/м² в год [2], рассчитывали объемы пыли,

которые нужно добавить в фоновую почву для моделирования аэрального загрязнения. Были взяты объемы пыли, эквивалентные 10, 20, 30, 40, 50, 70, 80, 90, 100, 150, 200-летнему загрязнению. Навески почвы, просеянной через 2 мм сито, массой 30 г вручную перемешали с загрязнителем и довели до воздушно-сухого состояния. Для уплотнения и равномерного распределения пыли внутри образца использовали вибрацию. Для предотвращения процесса самосортировки почвенных частиц и агрегатов при вибровоздействии на поверхность образца перед включением вибростолы помещали груз цилиндрической формы массой 900 г, имеющий диаметр, равный внутреннему диаметру (70 мм) чашки Петри. Использовали вибростол Renfert Vibrah. Уплотнение производили в течение 10 с, при частоте вибрации 50 Гц с использованием длинноволнового диапазона прибора на втором уровне интенсивности. Одну каплю дистиллированной воды (объем 0.046 мл) помещали на поверхность почвы с помощью бюретки на высоте около 10 мм. Время, затраченное на полное проникновение капли, измеряли с помощью секундомера. Измерения проводили в десятикратной повторности.

Было поставлено 3 варианта опыта с 3 разными образцами городской пыли:

Пыль 1. Смет с дорожных конструкций Третьего транспортного кольца (ТТК) в районе Кутузовского тоннеля (зимний образец 2021 г.);

Пыль 2. Смет с дорожных конструкций Третьего транспортного кольца в районе площади Гагарина (летний образец 2022 г.);

Пыль 3. Смет с элементов зданий прилегающих территорий вдоль Ленинского проспекта в районе парка “Нескучный сад” (зимний образец 2022 г.).

Использование сметов вблизи автомагистралей обусловлено тем, что именно вблизи крупных транспортных артерий пыль имеет наибольшую интенсивность накопления [2, 54], а также обладает наибольшей степенью загрязнения [3, 47, 48, 54, 49].

Лабораторное определение концентрации нефтепродуктов проводили согласно ПНД Ф 16.1:2.21-98 [11], массовой доли органического вещества — согласно ГОСТ 26213-91 (по Тюрину) [16], рН водной вытяжки — согласно ГОСТ 26423-85 [17], массовой доли кремния — по методике М-2 2016 [15]. Гранулометрический состав определяли с помощью метода лазерной дифракции. Пробоподготовку осуществляли путем диспергации водной суспензии образца (соотношение дистиллированной воды в миллилитрах к массе образца в граммах — 1 : 1) на ультразвуковом диспергаторе зондового типа Digital Sonifier S-250D (Branson Ultrasonics, США) со стандартным наконечником (standard horn tip). Энергия диспергации достигала

450 Дж/мл. Для каждого типа пыли измерения проводили в трехкратной повторности с последующим вычислением среднего арифметического. Модель лазерного анализатора размеров частиц — Microtrac Bluewave. Вышеприведенные анализы проводились в испытательном лабораторном центре ФГБНУ ФИЦ “Почвенный институт им. В.В. Докучаева”.

Статистическую обработку проводили с помощью программного пакета Statistica. Хотя большинство групп из модельного опыта (9 из 13) в выборках подчинялись закону нормального распределения по критерию Шапиро–Уилка, результаты расчета критерия Бартлетта во всех выборках не позволили принять гипотезу об однородности дисперсий ($p < 0.05$), поэтому анализ различий и апостериорные сравнения осуществляли с помощью непараметрического анализа Краскела–Уоллиса. Уровень взаимосвязи значений ОМВ, WDPT-теста, $C_{орг}$ и уровня рН ключевых участков определяли с помощью непараметрического коэффициента корреляции Спирмена, так как распределения не подчинялись закону нормального распределения.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Состав образцов пыли и их гидрофобность. Образец пыли 1 может быть охарактеризован как сильногидрофобный, образцы пыли 2 и 3 — как умеренно гидрофобные. Химический анализ пылевых выпадений (табл. 3) показал, что пыль с наибольшей степенью гидрофобности имеет наибольшую массовую долю органического вещества. Однако для других образцов подобной тенденции не выявлена. Для образца 2, имеющего самую слабую степень гидрофобности, зафиксированы наименьшая среди других кислотность, а также наибольшая массовая доля кремния, однако полученная погрешность метода не позволяет сделать каких-либо значимых выводов о степени зависимости гидрофобности от содержания кремния. Количество нефтепродуктов, напротив, не продемонстрировало никакой взаимосвязи с водоотталкивающей способностью.

Анализируя гранулометрический состав образцов пылевых выпадений (рис. 1), можно сказать, что преобладающими в них являются фракции ила (< 1 мкм) и мелкой пыли (1–5 мкм). Содержание фракций больше 5 мкм составляет менее 5%. Подобный гранулометрический состав можно объяснить местом отбора проб, все 3 образца отбирали с высоты 0.5 м и более в условиях сильных ветровых потоков от активного трафика, что исключало наличие крупных гранулометрических фракций. Пыль 1 имеет более тонкий гранулометрический состав, чем пыль 2 и 3, которые, в свою очередь, имеют схожее между собой соотношение гранулометрических фракций.

Таблица 3. Химические показатели образцов городской пыли

Номер пыли	Просачивание водной капли, с	C _{орг} , %	pH H ₂ O	Содержание нефтепродуктов, мг/г	Массовая доля Si, г/кг
1	851 ± 126	9.5 ± 0.8	7.7 ± 0.1	2.66 ± 0.66	275 ± 82
2	420 ± 31	7.4 ± 0.6	8.2 ± 0.1	4.03 ± 1.01	297 ± 89
3	556 ± 60	6.2 ± 0.5	7.4 ± 0.1	1.79 ± 0.45	236 ± 71

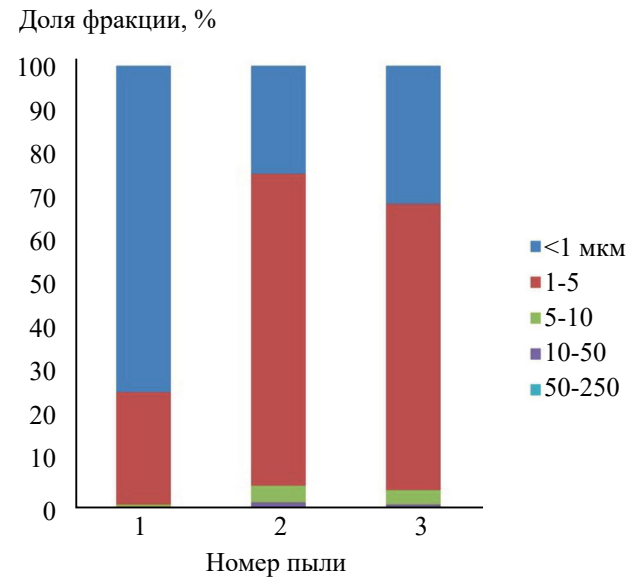


Рис. 1. Гранулометрический состав образцов пыли, участвующих в модельном опыте.

Анализ образцов городской пыли подтверждает тезис о том, что не всегда высокое содержание органического вещества приводит к увеличению гидрофобности [7, 36, 45, 51]. Исследования степени водоотталкивающей способности по отношению к отдельным характеристикам, таким как реакция среды, содержание нефтепродуктов, не показали наличие какой-либо взаимосвязи, что может говорить о сложном совместном действии данных факторов. В образце с преобладанием физической глины степень гидрофобности заметно выше, в отличие от других образцов. Тем не менее, образцы пыли с одинаковым гранулометрическим составом все же демонстрировали разную степень водоотталкивающих свойств, что снова говорит о сложном взаимодействии физико-химических свойств, определяющих гидрофильно-гидрофобные свойства почвы [51].

Моделирование загрязнения почв. Моделирование загрязнения почв пылью 1 (ТТК—Кутузовский тоннель) показало, что начальные дозы пыли, моделирующие загрязнение первых десятилетий, не

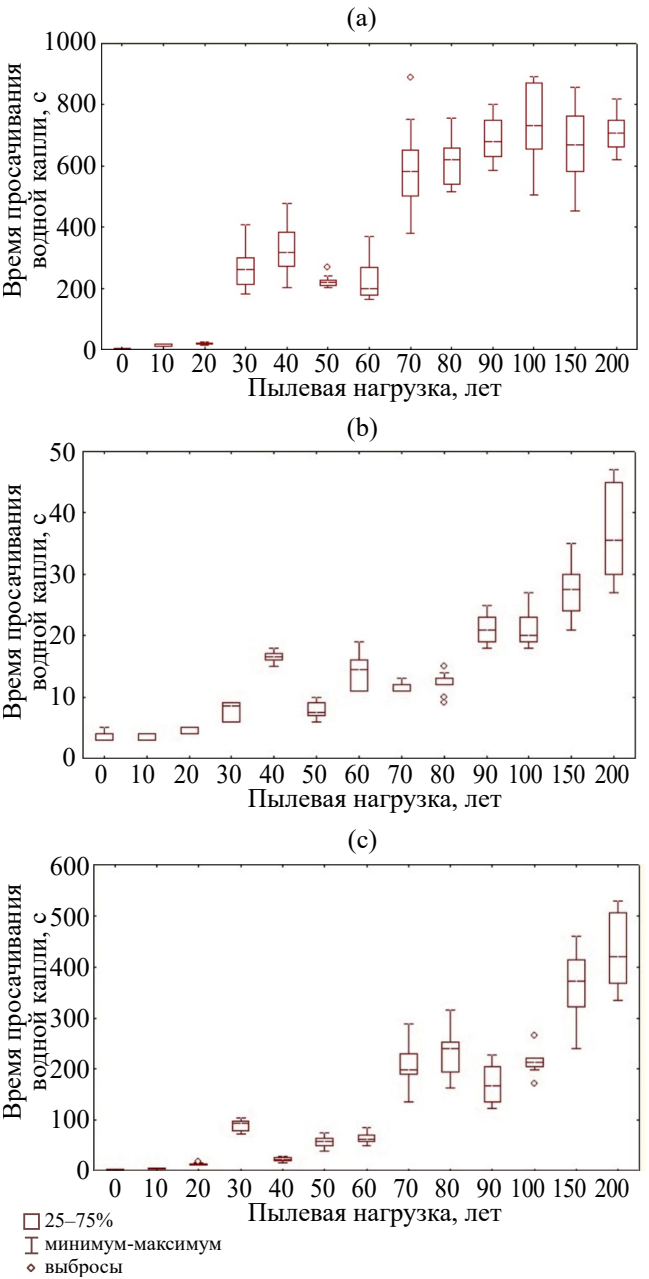


Рис. 2. Скорость просачивания водной капли в зависимости от концентрации пыли 1 (a), 2 (b), или 3 (c) в фоновом образце дерново-подзолистой почвы.

оказывают значимого ($p > 0.05$) влияния на степень гидрофобности почвы (рис. 2а). По-видимому, это связано с чувствительностью метода. Далее наблюдается резкий рост времени просачивания водной капли на участке 30–60 лет. При добавлении доз, аналогичных аэральному загрязнению почв в течение 70 лет, наблюдается резкое увеличение с дальнейшим выходом “на плато” с приближением времени просачивания к времени просачивания водной капли на образце самой пыли, медианное значение которого составляет 867 с. Данный факт может говорить о том, что почвенный образец достиг практически максимальной степени гидрофобности.

При использовании в качестве аэрального агента пыли 2 (ТТК—площадь Гагарина) гидрофобность опытных образцов почвы имеет на порядок более низкие значения (рис. 2б). Начальные дозы также не оказывают значимого влияния на время просачивания водной капли ($p > 0.05$), однако далее наблюдается устойчивый рост гидрофобности, который не прекращается даже после добавления количества пыли, аналогичного 200-летнему загрязнению. Время просачивания водной капли на исходной пыли показало медианное значение 411 с. Данный факт, вместе с результатами моделирования, может говорить о меньшем влиянии данного образца пыли на гидрофобно-гидрофильные свойства почв.

Внесение городской пыли 3 (территории вдоль Ленинского проспекта) не приносит значимых ($p > 0.05$) различий вплоть до предполагаемого загрязнения в 60 лет (рис. 2с). Добавление больших концентраций приводит к более или менее равномерному увеличению степени гидрофобности фоновой почвы. Медианное значения WDPT-теста на исходном образце пыли составляет 534 с, что

говорит о том, что, в отличие от пыли 1, где выход на плато лежит в районе 700 с, для пыли 3 характерны меньшие значения для достижения максимальной степени гидрофобности, и они почти достигнуты в процессе эксперимента.

Результаты WDPT-теста для поверхностных горизонтов почв участков исследования и их связь с другими почвенными характеристиками и условиями землепользования. Анализируя результаты применения WDPT-теста, помимо сравнения с химическими показателями, при работе с натурными образцами не менее важной становится информация об истории землепользования участка, его местоположении относительно источников аэрального загрязнения, типе его функционального использования. Исследованные почвы различались по степени водоотталкивающей способности. Данные из табл. 4 не позволяют сделать выводов о наличии каких-либо однозначно трактуемых корреляций. Однако с уверенностью можно сказать, что почвы участков, находящиеся в селитебных и транспортных зонах, имеющие большую историю в черте города, ожидаемо имеют наибольшую степень гидрофобности (участки 6 и 7). Наибольшие значения WDPT-теста, составляющие 119, 237 и 1494 с (участки 4, 6, 7 соответственно), наблюдаются в почвах с нейтральными и слабощелочными значениями pH. Причина низких значений WDPT-теста на участке 5 (3 с) может быть связана с неоднократными подсыпками разного материала при ремонте коммуникаций, придорожных конструкций и реставрации газонов. Для лесных почв первых трех участков ожидалось малые значения гидрофобности. Явной разницы между лесными почвами Москвы и Московской области не обнаружено. Увеличение гидрофобности целинной дерново-подзолистой почвы в Алешкинском лесу (смешанный лес), по-видимому, связано с

Таблица 4. Характеристики образцов поверхностных горизонтов городских почв

Номер участка	Местоположение	Время просачивания водной капли, с	ОМВ, ед. СИ $\times 10^{-3}$	$C_{орг}$, %	pH H ₂ O	Нефтепродукты, мг/г
1	Чашниково	2 ± 1	0.19	5.51	5.5	0.01
2	Алешкинский лес (центр)	97 ± 25	0.19	2.82	4.2	—
3	Алешкинский лес (восток)	3 ± 1	0.17	1.22	4.3	—
6	ИМГРЭ РАН	237 ± 22	0.43	1.8	7.8	0.36
4	Ботанический сад МГУ (рекреазем)	119 ± 31	0.49	4.89	7.1	—
5	МГУ (урбанозем)	3 ± 1	0.85	5.55	—	—
7	ИПЭЭ РАН	1494 ± 289	1.75	6.3	8.1	1.35

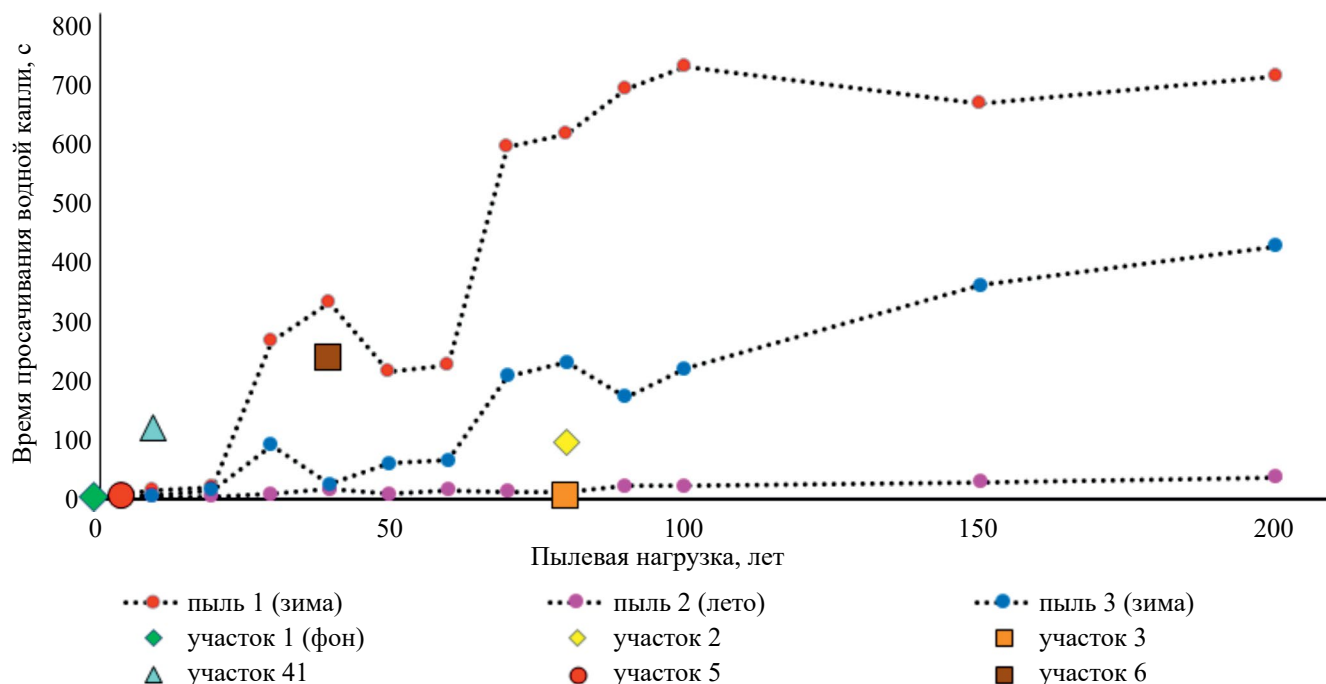


Рис. 3. Скорость просачивания водной капли в зависимости от концентрации пыли 1, 2, или 3 в фоновом образце дерново-подзолистой почвы по сравнению с гидрофобностью почв на участках исследования.

большим количеством органических остатков в гумусово-аккумулятивном горизонте под подстилкой. Таким образом, почвы на участках 1, 3, 5 можно охарактеризовать как смачиваемые (гидрофильные), почвы участка 7 относятся к сильногидрофобным. Почвы остальных участков умеренно гидрофобные.

Если наложить значения гидрофобности почв на участках на кривые, полученные в результате модельного опыта, то можно увидеть, что значение на участке 6, учитывая погрешность, лежит в районе 30–60-летней аэральной нагрузки пылью 1 (рис. 3), что примерно соответствует возрасту комплекса зданий микрорайона (примерно 40 лет). Гидрофобность почв на участках 2 и 3 в целом совпадают с результатами моделирования 80-летнего загрязнения образцами пыли 2 и 3, что соответствует времени воздействия городской среды. Разница в значениях на участках 2 и 3, по-видимому, связана с различиями в составе лесной подстилки. На участке культурных растений Ботанического сада МГУ (участок 4) периодические внесения компоста и турбации верхнего горизонта почвы сочетаются с постоянной аэральной нагрузкой от автотранспорта на ул. Менделеева. Самой гидрофобной является почва участка 7 (Ленинский проспект). Ее гидрофобность превысила значения гидрофобности всех образцов пыли и почв. Это можно объяснить гидрофобным характером органического вещества из-за длительного накопления нефтепродуктов,

продолжительного времени без активных турбаций (минеральная часть верхних почвенных горизонтов состоит преимущественно из оседающей пыли) и затормаживанием микробиологической активности в условиях поступления загрязнителей вблизи крупной автомагистрали.

Расчет взаимосвязи между значениями ОМВ, WDPT-теста, $C_{орг}$ и уровня pH ключевых участков показал отсутствие значимых корреляций. Требуется больший объем ключевых участков для исследований данных зависимостей.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Привнос пыли в почву увеличивает ее гидрофобность, хотя, как показали разные варианты опыта, характер этой зависимости может быть разным при использовании разных образцов загрязняющего агента. Увеличение происходит постепенно, в течение ряда десятилетий. Степень увеличения гидрофобности почвы зависит от количества и состава пыли, а также модифицируется другими факторами.

Установлено, что образцы твердых атмосферных выпадений, собранные в разные сезоны, в разных метеорологических условиях, в разных локациях, имеют разные свойства. Образец пыли 1 может быть охарактеризован как сильногидрофобный, образцы пыли 2 и 3 — как умеренно гидрофобные.

Результаты модельного опыта показали, что с увеличением количества твердых атмосферных выпадений в материале дерново-подзолистой почвы возрастает и уровень ее гидрофобности.

Варианты опыта по загрязнению дерново-подзолистых почв разными образцами пыли демонстрируют различную скорость увеличения степени водоотталкивающей способности. Чем менее гидрофобна пыль, тем более плавно происходит увеличение значений WDPT-теста на графике. Выход на плато был достигнут только для сильно-гидрофобной пыли 1 на отметке 70 лет модельного загрязнения. Почва также стала сильногидрофобной. Для других образцов пыли наблюдался рост значений WDPT-теста вплоть до максимального срока аэрального загрязнения почвы в рамках модельного опыта (200 лет). При загрязнении образцом пыли 2 почва достигла уровня слабой гидрофобности, при загрязнении образцом 3 – умеренной гидрофобности.

Соответствие уровней гидрофобности, степени антропогенной нагрузки и времени пребывания участков в городской среде в модельном опыте и в образцах реальных городских почв на участках исследования свидетельствует о том, что твердые атмосферные выпадения являются составляющей гумусово-аккумулятивных горизонтов городских почв и оказывают существенное влияние на их водоотталкивающие свойства.

СОБЛЮДЕНИЕ ЭТИЧЕСКИХ СТАНДАРТОВ

В данной работе отсутствуют исследования человека или животных.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют об отсутствии у них конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Архипова Л.В., Кормилицына О.В., Бондаренко В.В., Коолен Д.* Проблемы с гидрофобностью почвы и пути их решения // Вестник МГУЛ – Лесной вестник. 2007. № 7. С. 102–106.
2. *Ачкасов А.И., Башаркевич И.Л., Варава К.В., Самеев С.Б.* Загрязнение снежного покрова под влиянием противогололедных реагентов // Разведка и охрана недр. 2006. № 9–10. С. 132–137.
3. *Безбердая Л.А., Касимов Н.С., Черницова О.В., Лычагин М.Ю., Ткаченко А.Н.* Тяжелые металлы и металлоиды в почвах, дорожной пыли и их фракции РМ10 в Севастополе: уровни, источники и опасность загрязнения // Почвоведение. 2022. № 12. С. 1571–1591.

4. *Герасимова М.И., Строганова М.Н., Можарова Н.В., Прокофьева Т.В.* Антропогенные почвы (генезис, география, рекультивация) М.: Ойкумена, 2003. 226 с.
5. *Гладышева М.А.* Магнитная восприимчивость урбанизированных почв. Дис. ... канд. биол. наук. М., 2007. 200 с.
6. *Добровольский Г.В., Строганова М.Н., Прокофьева Т.В., Стриганова Б.Р., Яковлев А.С.* Почва, город, экология. М.: Фонд “За экономическую грамотность”, 1997. 320 с.
7. *Дымов А.А., Милановский Е.Ю., Холодов В.А.* Состав и гидрофобные свойства органического вещества денсиметрических фракций почв Приполярья Урала // Почвоведение. 2015. № 11. С. 1335–1345.
8. *Захаров А.А., Бызова Ю.Б., Уваров А.В., Залеская Н.Т., Ланина В.В., Мазанцева Г.П., Орлова Т.А., Сергеева Т.К., Суворов А.А., Янушев В.В.* Почвенные беспозвоночные рекреационных ельников Подмосквья. М.: Наука, 1989. 233 с.
9. Климат Москвы: [Электронный ресурс]. <https://cugms.ru/pogoda-i-klimat/klimat-moskvu/> (дата обращения: 10.07.2023).
10. Климат региона: [Электронный ресурс]. URL: <https://cugms.ru/pogoda-i-klimat/klimat-regiona/> (дата обращения: 10.07.2023).
11. Количественный химический анализ почв. Методика выполнения измерений массовой доли нефтепродуктов в пробах почв и грунтов флуориметрическим методом с использованием анализатора жидкости “Флюорат-02”. М.: ООО “Люмэкс”, 1998. 26 с.
12. *Кошелева Н.Е., Власов Д.В., Шопина О.В.* Индикация загрязнения полиароматическими углеводородами дорожной пыли г. Москвы // Инженерно-экологические изыскания – нормативно-правовая база, современные методы и оборудование: матер. Общерос. науч.-пр. конф. М.: Геомаркетинг, 2020. С. 39–44.
13. *Ладонин Д.В., Михайлова А.П.* Тяжелые металлы и мышьяк в почвах и уличной пыли Юго-Восточного административного округа г. Москвы: результаты многолетних исследований // Почвоведение. 2020. № 11. С. 1401–1411.
14. *Матвеева Н.В., Милановский Е.Ю., Хайдапова Д.Д., Рогова О.Б.* Краевой угол смачивания как интегральный показатель физико-химических свойств черноземов Каменной степи // Бюл. Почв. ин-та им. В.В. Докучаева. 2020. № 101. С. 76–123.
15. Методика измерений массовой доли кремния в пробах отходов производства и потребления, почв, грунтов и донных отложений методом

- атомно-эмиссионной спектроскопии с индуктивно-связанной плазмой. М.: ФГБУ “ЦЛАТИ”, 2016.
16. Методы определения органического вещества. М.: Издательство стандартов, 1992. 6 с.
 17. Методы определения удельной электрической проводимости, рН и плотного остатка водной вытяжки. М.: Стандартинформ, 2011. 4 с.
 18. Миков О.А. Оценка техногенного загрязнения почв методом каппаметрии при эколого-геохимическом мониторинге. Дис. ... канд. геол.-минер. наук. Томск, 1999. 148 с.
 19. Московченко Д.В., Пожитков Р.Ю., Сорочин А.В. Геохимическая характеристика снежного покрова г. Тобольск // Известия ТПУ. 2021. № 5. С. 156–159.
 20. Панина Л.В. Локальные сухие пятна на газонах гольф-полей как следствие дефицита воды и гидрофобности почвы // Вестник МГУЛ – Лесной вестник. 2010. № 7. С. 99–104.
 21. Попутников В.О. Тенденции антропогенной трансформации автоморфных почв территорий городских парков и прилегающих жилых кварталов. Дис. ... канд. биол. наук. М., 2011. 232 с.
 22. Постановление Правительства Москвы от 27 июля 2004 г. № 514-ПП “О повышении качества почвогрунтов в городе Москве”. <https://docs.cntd.ru/document/3654347> (дата обращения: 10.07.2023).
 23. Потапов Д.И. Влияние влажности на гидрофильно-гидрофобные свойства почв различных типов // Экологический вестник Северного Кавказа. 2022. Т. 18. № 1. С. 17–22.
 24. Прокофьева Т.В., Шоба С.А., Лысак Л.В., Иванова А.Е., Глушакова А.М., Шишков В.А., Лапыгина Е.В., Шилайка П.Д., Глебова А.А. Органические компоненты и биота в составе городского атмосферного пылеаэрозоля: потенциальное влияние на городские почвы // Почвоведение. 2021. № 10. С. 1247–1261. <https://doi.org/10.31857/S0032180X21100099>
 25. Прокофьева Т.В., Шишков В.А., Кирюшин А.В., Калущин И.Ю. Свойства твердых (пылеаэрозольных) атмосферных выпадений придорожных территорий г. Москвы // Известия РАН. Сер. Географическая. 2015. № 3. С. 107–120.
 26. Самаев С.Б., Морозова И.А., Якубов Х.Г. Влияние магистралей на состояние прилегающих территорий // Экология большого города. Альманах. 2001. № 5. С. 49–54.
 27. Софинская О.А., Костерин А.В., Костерина Е.А. Краевые углы смачивания на границе вода-воздух препаратов загрязненных углеводородами почв и глинистых минералов // Почвоведение. 2016. № 12. С. 1456–1463. <https://doi.org/10.7868/S0032180X16120121>
 28. Таловская А.В., Володина Д.А., Язиков Е.Г. Макро-элементный и минерально-фазовый состав пыли в зоне воздействия цементного завода по данным изучения снегового покрова (Кемеровская обл.) // Химия в интересах устойчивого развития. 2019. Т. 27. № 2. С. 201–210.
 29. Таловская А.В., Осипова Н.А., Язиков Е.Г., Осипов К.Ю., Сапрунова И.А. Редкоземельные элементы в уличной пыли моногорода с наличием угледобывающих предприятий (на примере г. Междуреченска, Кемеровская обл.) // Инженерная экология: Докл. междунар. симп. М.: РНТОРЭС им. А.С. Попова. 2021. С. 181–185
 30. Таловская А.В., Язиков Е.Г., Беспалова А.И. Пространственно-временные тренды пылевого загрязнения снежного покрова в многопрофильном промышленном городе (на примере г. Томск, юг Западной Сибири) // Инженерная экология: Докл. междунар. симп. РНТОРЭС им. А.С. Попова. 2021. С. 186–190.
 31. Тюгай З., Быкова Г.С., Милановский Е.Ю., Дембовецкий А.В., Мешалкина Ю.Л. Поверхностные свойства почв: краевой угол смачивания // Фундаментальные концепции физики почв: развитие, современные приложения и перспективы. Сб. науч. тр. Междун. науч. конф., посвященной 90-летию со дня рождения Анатолия Даниловича Воронина. М., 2019. С. 208–212.
 32. Федоров Ю.А., Кузнецов А.Н., Дмитрик Л.Ю., Кузнецова Е.В., Бэллинджер О.Ю. Особенности распределения содержания нефтепродуктов в почвах, дорожной пыли и снеге по мегапрофилю в Ростовской области // Антропогенная трансформация природной среды. 2022. Т. 8. № 2. С. 61–66.
 33. Холодов В.А., Ярославцева Н.В., Яшин М.А., Фрид А.С., Лазарев В.И., Тюгай З.Н., Милановский Е.Ю. Контактные углы смачивания и водоустойчивость почвенной структуры // Почвоведение. 2015. № 6. С. 693–701. <https://doi.org/10.7868/S0032180X15060064>
 34. Шеин Е.В., Карначевский Л.О. Теории и методы физики почв. М.: Гриф и К, 2007. 616 с.
 35. Шеин Е.В. Курс физики почв. М.: Изд-во МГУ, 2005. 432 с.
 36. Шеин Е.В., Милановский Е.Ю. Органическое вещество и структура почвы: учение В. Р. Вильямса и современность // Известия ТСХА. 2014. № 1. С. 42–51.
 37. Bachmann J., Horton R., van der Ploeg R. R., Woche S. Modified sessile drop method for assessing initial

- soil–water contact angle of sandy soil // *Soil Sci. Soc. Am. J.* 2000. T. 64. № 2. P. 564–567.
38. *Bisdorn E.B.A., Dekker L.W., Schoute J.F.Th.*, Water repellency of sieve fractions from sandy soils and relationships with organic material and soil structure // *Geoderma*. 1993. V. 56. P. 105–118
 39. *Bykova G.S., Umarova A.B., Guo P., Klepikova E.A., Zavgorodnyaya Ju.A.* Urban Road dust properties and its effect on the model soil's wettability // *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science*. IOP Publishing, 2021. T. 862. № 1. P. 12–40.
 40. *Daniel N.R.R., Uddin S.M.M., Harper R.J., Henry D.J.* Soil water repellency: A molecular-level perspective of a global environmental phenomenon // *Geoderma*. 2019. V. 338. P. 56–66.
 41. *Doerr S.H., Shakesby, R.A., Walsh, R.P.D.* Soil hydrophobicity variations with depth and particle size fraction in burned and unburned Eucalyptus globulus and Pinus pinaster forest terrain in the Águeda Basin, Portugal // *Catena*. 1996. V. 27. P. 25–47.
 42. *Glushakova A.M., Prokof'eva T.V., Lysak L.V., Goncharov N.V., Belov A.A.* Antibiotic-resistant strains of *Escherichia coli* in urban atmospheric dust aerosols of Moscow city—the potential human health risks // *ProScience*. 2021. V. № 8. P. 11–20.
 43. *Harper R.J., McKissock I., Gilkes R.J., Carter D.J., Blackwell P.S.* A multivariate framework for interpreting the effects of soil properties, soil management and landuse on water repellency // *J. Hydrology*. 2000. V. 231–232. P. 371–383.
 44. *Huang J., Hartemink A.E.* Soil and environmental issues in sandy soils // *Earth-Science Reviews*. 2020. V. 208. P. 103295.
 45. *Hurraß J., Schaumann G.E.* Properties of soil organic matter and aqueous extracts of actually water repellent and wettable soil samples // *Geoderma*. 2006. T. 132. № 1–2. P. 222–239.
 46. *Karpuhin M.M., Padalka S.A., Streletskiy R.A., Buzin I.S.* Determination of total petroleum hydrocarbons, 3,4-benzo[a]pyrene and various factions of heavy metals concentrations in urban soils and city dust on the South-Eastern administrative district, Moscow // 9th International Congress on Soils of Urban Industrial Traffic Mining and Military Areas (SUITMA). RUDN University, 2017. P. 66–68.
 47. *Kasimov N.S., Vlasov D.V., Kosheleva N.E.* Enrichment of road dust particles and adjacent environments with metals and metalloids in eastern Moscow // *Urban Climate*. 2020. V. 32. P. 100638.
 48. *Kosheleva N.E., Vlasov D.V., Timofeev I.V., Samsonov T.E., Kasimov N.S.* Benzo[a]pyrene in Moscow Road dust: pollution levels and health risks // *Environ. Geochem. Health*. 2023. V. 45. P. 1669–1694.
 49. *Kasimov N.S., Kosheleva N.E., Vlasov D.V., Nabelkina K.S.* Physicochemical properties of road dust in Moscow // *Geography, Environment, Sustainability*. 2019. V. 12. P. 96–113.
 50. *Leelamanie D.A.L., Karube J., Yoshida A.* Characterizing water repellency indices: Contact angle and water drop penetration time of hydrophobized sand // *Soil Sci. Plant Nutrition*. 2008. T. 54. № 2. P. 179–187.
 51. *Mao, J., Nierop, K.G., Dekker, S.C., Dekker, L.W., Chen B.* Understanding the mechanisms of soil water repellency from nanoscale to ecosystem scale: a review // *J. Soils Sediments*. 2019. V. 19. P. 171–185.
 52. *Milanovskiy E.Yu., Protsenko E.P., Tyugai Z.N., Bykova G.S., Kosolapova N.I., Protsenko A.* Aggregate composition and the contact angle of the soil solid phase after incubation with peat gel // *Proceeding of the International Congress on “Soil Science in International Year of Soil”*. 2015. P. 274–278.
 53. *Prokof'eva T.V., Kiryushin A.V., Shishkov V.A., Ivannikov F.A.* The importance of dust material in urban soil formation: the experience on study of two young Technosols on dust depositions // *J. Soils Sediments*. 2017. T. 17. P. 515–524.
 54. *Zavgorodnyaya Y.A., Chikidova A.L., Biryukov M.V., Demin V.V.* Polycyclic aromatic hydrocarbons in atmospheric particulate depositions and urban soils of Moscow, Russia // *J. Soils Sediments*. 2019. V. 19. P. 3155–3165.

Atmospheric Solid Fallouts as a Source of Hydrophobicity of Urban Soils and Material for Their Formation

N. V. Goncharov^{1,*}, T. V. Prokof'eva¹, D. I. Potapov¹, and G. N. Fedotov¹

¹Lomonosov Moscow State University, Moscow, 119991 Russia

**e-mail: nvnv.goncharov@gmail.com*

In urban conditions, the soil is exposed to a number of adverse effects that have a great impact on its hydrophobic and hydrophilic properties. The water-repellent properties of urban dust and soil samples were determined using a WDPT test, the process of hydrophobization of Albeluvisols in the conditions of a megalopolis was modeled and its speed was estimated. The study used three dust samples with different values of the WDPT test from 420 to 850 seconds. According to the results of the model experiment it is shown that with an increase in the amount of solid atmospheric precipitation in the Retisols material, the level of its hydrophobicity also increases. The rate of increase depends on the water-repellent properties of the dust sample. When polluted with the most hydrophobic dust, the maximum hydrophobization of the humus-accumulative soil horizon is achieved at a 70-year load. For other dust samples, an increase in the time of absorption of a drop was observed up to the maximum period of aerial soil contamination within the model experiment (200 years). Values of the WDPT test for the studied soil horizons ranged from 2.4 s for background soil, to 1493.5 s for urban soil formed near a major highway for 90 years. In the soil of residential buildings of 40 years of age, the value was 237.1 s. The correspondence of the levels of hydrophobicity, the degree of anthropogenic load and the residence time of sites in the urban environment in the model experiment and in samples of real urban soils at the study sites indicates that solid atmospheric fallouts is a component of humus-accumulative horizons of urban soils and has a significant impact on their water-repellent properties.

Keywords: Urbic Technosols, Albic Retisols, water repellency of soils, anthropogenic impact on soils, urban dust, WDPT-test