

Номер 5

ISSN 0032-180X

Май 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 5, 2024

ГЕНЕЗИС И ГЕОГРАФИЯ ПОЧВ

Криогенные признаки в микростроении луговых подбелов
Среднеамурской низменности

А. Б. Гынинова, М. И. Герасимова, М. П. Лебедева 655

Почвы тундры и предтундровых лиственничных редколесий
острова Тит-Ары (дельта реки Лена): генезис, свойства,
закономерности распространения

М. В. Оконешникова, С. Н. Лесовая, А. З. Иванова, Р. В. Десяткин 665

Карты потенциала секвестрации почвенного углерода в пахотных почвах России

*В. А. Романенков, Ю. Л. Мешалкина, А. Ю. Горбачева, А. Н. Кренке,
И. К. Петров, О. М. Голозубов, Д. И. Рухович* 677

Морфогенетические особенности почв побережья
полуострова Святой нос (Восточное Прибайкалье)

Л. Д. Балсанова, Б. Б. Найданов, А. В. Балсанов 693

Почвы остепненных участков в подзоне притундровых редколесий
правобережья низовьев реки Колымы

*Д. Г. Федоров-Давыдов, С. П. Давыдов, С. В. Губин, А. И. Давыдова,
О. Г. Занина, М. В. Щелчкова, Г. Г. Боескоров* 707

ФИЗИКА ПОЧВ

Влияние сплошной рубки на эмиссию CO₂ с поверхности подзолистой почвы
среднетаежного хвойно-лиственного насаждения (Республика Коми)

А. Ф. Осипов, В. В. Старцев, А. А. Дымов 728

ЭРОЗИЯ ПОЧВ

Пространственно-временные изменения эрозионно-аккумулятивных процессов
на малом водосборе в северной части Среднерусской возвышенности

В. Н. Голосов, Е. Н. Шамигурина, Г. И. Колос, А. И. Петелько, А. П. Жидкин 738

ДЕГРАДАЦИЯ, ВОССТАНОВЛЕНИЕ И ОХРАНА ПОЧВ

Влияние температуры горения и состава органогенных горизонтов почв
на содержание ПАУ (результаты лабораторного эксперимента)

Н. М. Горбач, Е. В. Яковлева, А. А. Дымов 756

Оценка экотоксичности частиц серебра разного размера
по биологическим показателям чернозема

*Н. И. Цепина, С. И. Колесников, Т. В. Минникова,
А. С. Русева, Д. А. Труфанов, К. Ш. Казеев* 770

Contents

No 5, 2024

GENESIS AND GEOGRAPHY OF SOILS

- Micromorphological Cryogenic Features in Meadow Podbels of Middle-Amur Lowland
A. B. Gyninova, M. I. Gerasimova, and M. P. Lebedeva 655
- Soils of Tundra and Sub-Tundra Larch Open Woodland
of Tit-Ary Island (Delta of the Lena): Genesis, Properties, and Distribution Trends
M. V. Okoneshnikova, S. N. Lessovaia, A. Z. Ivanova, and R. V. Desyatkin 665
- Soil Organic Carbon Sequestration Potential Maps in the Russian Cropland
*V. A. Romanenkov, J. L. Meshalkina, A. Yu. Gorbacheva,
A. N. Krenke, I. K. Petrov, O. M. Golozubov, and D. I. Rukhovich* 677
- Morphogenetic Features of Soils on the Coast of the Svyatoy Nos peninsula
(Eastern Baikal region)
L. D. Balsanova, B. B. Naidanov, and A. V. Balsanov 693
- Soils of Steppe Areas in the Cis-Tundra Open Woodland Subzone
on the Right Bank of the Kolyma River in Its Lower Reaches
*D. G. Fedorov-Davydov, S. P. Davydov, S. V. Gubin, A. I. Davydova,
O. G. Zanina, M. V. Shchelchkova, and G. G. Boeskorov* 707

SOIL PHYSICS

- Influence of Clear Felling on CO₂ Emission from the Podzolic Soil Surface
of the Coniferous-Deciduous Forest (Middle Taiga, Komi Republic)
A. F. Osipov, V. V. Startsev, and A. A. Dymov 728

SOIL EROSION

- Spatio-Temporal Changes in Erosion-Accumulation Processes
on a Small Watershed in the Northern Part of the Central Russian Upland
*V. N. Golosov, E. N. Shamshurina, G. I. Kolos,
A. I. Petel'ko, and A. P. Zhidkin* 738

DEGRADATION, REHABILITATION, AND CONSERVATION OF SOILS

- Combustion Temperature and Soil Organic Horizons Composition Influence
on the PAHs Content (Laboratory Experiment Results)
N. M. Gorbach, E. V. Yakovleva, and A. A. Dymov 756
- Assessment of Different Sizes Silver Particles According
to the Haplic Chernozem Biological Indicators
*N. I. Tsepina, S. I. Kolesnikov, T. V. Minnikova,
A. S. Ruseva, D. A. Trufanov, and K. S. Kazeev* 770

КРИОГЕННЫЕ ПРИЗНАКИ В МИКРОСТРОЕНИИ ЛУГОВЫХ ПОДБЕЛОВ СРЕДНЕАМУРСКОЙ НИЗМЕННОСТИ

© 2024 г. А. Б. Гынинова^{a,*} (<http://orcid.org/0000-0001-7897-7848>),
М. И. Герасимова^{b,c} (<http://orcid.org/0000-0002-1815-4476>), М. П. Лебедева^c

^aИнститут общей и экспериментальной биологии СО РАН, ул. Сахьяновой, 6, Улан-Удэ, 670047 Россия

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

^cПочвенный институт им. В.В. Докучаева, Пыжевский пер., 7, Москва, 119017 Россия

*e-mail: ayur.gyninova@mail.ru

Поступила в редакцию 31.08.2023 г.

После доработки 17.12.2023 г.

Принята к публикации 18.12.2023 г.

Луговые подбелы (темногумусовые подбелы глееватые и глеевые в классификации почв России) на западе своего ареала испытывают глубокое и длительное промерзание, проявляющееся в криогенных деформациях горизонтов и в их микростроении. Микропризнаки почв на многолетне-мерзлых породах хорошо известны, и задачей данного исследования было их выявление в трех профилях луговых подбелов, учитывая особенности их криологического режима и увлажнения. В отличие от северных мерзлотных почв, луговые подбелы имеют темногумусовые горизонты со слабовыраженными криогенными признаками; в элювиальных горизонтах таковыми являются плитчатые микроструктуры и многочисленные гумусово-железистые нодулы разных размеров. В текстурных горизонтах формируются своеобразные микроструктуры из округлых или эллипсоидных агрегатов с гумусово-железистыми нодулами в центре и агрегатов—ооидов: округлых с железистой пропиткой в центре и оптически ориентированными глинами по периферии. Типичные микропризнаки глея в нижних глинистых горизонтах сочетаются с глинистыми кутанами иллювиирования, частично деформированными. В отличие от мерзлотных почв, перераспределение микромагсы и скелета почти не выражено, как и кольцевая ориентация зерен скелета.

Ключевые слова: плитчатые сложные микроструктуры, нодулы, ооиды, скелетаны, глубокопромерзающие гумусированные почвы, режим промерзания—оттаивания

DOI: 10.31857/S0032180X24050016, EDN: YLWUBX

ВВЕДЕНИЕ

Луговые подбелы Дальнего Востока представляют собой периодически поверхностно-переувлажняемые и глубокопромерзающие текстурно-дифференцированные почвы с высоким содержанием гумуса, формирующиеся на отложениях тяжелого гранулометрического состава [2, 3, 8, 9, 11, 13, 17, 26]. Луговые подбелы приурочены к межгорным равнинам и речным террасам. Вопросы их генезиса известны лишь в общих чертах, в частности, неясен вклад криогенеза в структурное состояние и свойства почв. Опыт изучения различных мерзлотных и глубокопромерзающих почв показал целесообразность использования микроморфологического метода, подтверждающего или детализирующего криогенные черты генетических горизонтов. Проявления криогенных признаков

в почвах зависят от гранулометрического состава и режимов увлажнения [15]. Макро- и микроморфологические признаки криогенеза в суглинистых и глинистых почвах весьма разнообразны и связаны с особенностями льдовыделения, режимами промерзания и оттаивания, вызывающими те или иные перемещения грубо- и тонкодисперсных компонентов микростроения [4, 5, 24, 34–36].

Весьма подробно и систематически криогенные микропризнаки обсуждаются в работах [35, 36], в которых объектами исследований были почвы Альп, Швеции, Земли Франца-Иосифа, Антарктиды. Проявления криогенеза и механизмы формирования криопризнаков рассмотрены авторами по следующим элементам микростроения: микроструктуры, трещины, основная масса — грубо- и тонкодисперсная ее части, новообразования — текстурные

(пылевато-глинистые cappings “шапочки”, глинистые и железистые кутаны), дезинтеграция зерен скелета.

Обзор публикаций микроморфологов показывает, что больше всего внимания уделяется микроструктурам, среди которых плитчатые и линзовидные агрегаты в верхних горизонтах связываются со шлирами льда. Генезис округлых и овальных агрегатов преимущественно в средней части профиля более дискуссионный: он, несомненно, связан с мерзлотой, но свойства и механизмы образования агрегатов могут быть разными.

Помимо микроструктур, характерными проявлениями криогенеза считаются микрозональность в распределении зерен скелета – зон обогащения пылеватыми частицами верхней части линзовидных или плитчатых агрегатов, криогенная кольцевая (сферическая) ориентация тонкопылеватых или глинистых частиц по периферии округлых агрегатов, а также “выдавливание” зерен скелета в поры.

Перечисленные группы микропризнаков были описаны в работах [6, 10, 14, 18, 20, 27, 31]. Однако в этих и других работах объектами изучения были почвы с близким залеганием многолетнемерзлых пород (ММП): в пределах если не одного, то не более 1.5–2 м. Задачей данного исследования является рассмотрение суглинисто-глинистых почв, условно “немерзлотных”, но с глубоким и длительным промерзанием, высокогумусированных и переувлажненных в период муссонных дождей во второй половине лета.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Объектом исследования выбраны гумусовые текстурно-дифференцированные длительно и глубоко промерзающие почвы с осветленным подгумусовым горизонтом, занимающие вторую террасу Амура в его среднем течении (с. Бабстово, Хабаровский край, рис. 1). В Китае аналогичные почвы называют “бейджан-ту” – белые почвы, или почвы с белым горизонтом [11]. Традиционное ландшафтное название “луговые подбелы” было предложено Ливеровским [12] для почв среднего звена эволюционного ряда: от гидроморфных почв (лугово-болотных) до автоморфных лесных подбелов. В классификации почв России они отнесены к типам подбелов темногумусовых и подбелов темногумусовых глеевых [7, 22] отдела текстурно-дифференцированных почв. На Почвенной карте РФ масштаба 1:2.5 млн подбелы показаны как “луговые почвы (без разделения)” на глинистых и тяжело-суглинистых породах [23].

Рельеф второй террасы Амура (абсолютная высота 20–60 м) плоский с многочисленными блюдцеобразными и ложбинообразными понижениями

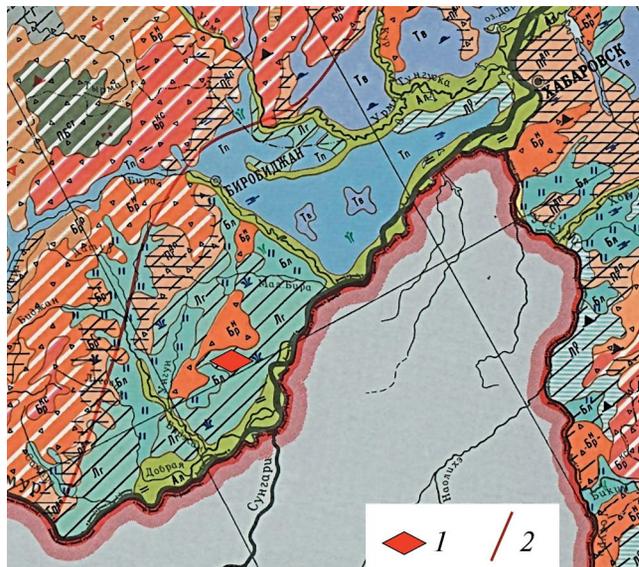


Рис. 1. Положение объекта исследования на почвенной карте масштаба 1:2.5 млн: 1 – с. Бабстово, 2 – граница криолитозоны

глубиной 1–1.5 м и очень пологими (~0.5°) склонами к ним. Почвообразующие породы тяжело-суглинистые и глинистые. При исследовании почв в траншеях наблюдаются морозобойные трещины, проникающие на глубину 0.8–0.9 м. Они расположены на расстоянии ~ 1–1.5 м друг от друга в почве повышения и ~0.5 м – на переходном участке и в понижении [4].

В растительном покрове ненарушенных участков преобладают злаково-разнотравные сообщества с господством овсяницы красной (*Festuca rubra*) и клевера люпинового (*Trifolium lupinaster*), понижения заняты разнотравно-вейниково-осоковыми сообществами с господством вейника Лангсдорфа (*Calamagrostis langsdorfii* (Link) Trin.) и осоки Шмидта (*Carex Shmidtii*).

Климат ареала луговых подбелов континентальный с ярко выраженными муссонными чертами [21, 19]. Средняя температура января составляет –24°C, июля +20°C. Почва начинает промерзать в ноябре и чаще всего полностью оттаивает в июле. При сумме годовых осадков 600 мм на долю снега приходится всего 5–15%. Весной и в первой половине лета почвы иссушаются, и с наступлением дождливого сезона во второй половине лета, когда выпадает 50–60% годовых осадков, почвы переувлажняются и уходят в зиму со значительным запасом влаги [3]. В результате в луговых подбелах промерзание происходит на фоне высокого содержания влаги в профиле, а ее перераспределение в холодное время года приводит к образованию ледяных шлиров в подгумусовых горизонтах.

Профиль луговых подбелов имеет строение: AU–EL–(BEL)–BT–C [7, 22], субэлювиальный горизонт BEL не всегда присутствует. В международной классификации [30] луговые подбелы могут быть названы Tonguimollic Luvic Stagnic Phaeozems (Clayic, Albic, Humic, Gelistagnic).

Морфологическое строение почв исследовалось в соответствии с методами, предлагаемыми Розановым [25]. Физико-химические и физические свойства определялись по [28, 29].

Микростроение изучалось в трех профилях луговых подбелов: на повышенном ровном участке (разрез 1Б), пологом склоне (разрез 1В) и в понижении (разрез 3).

Микроморфологические исследования проводили по классическим методикам с использованием поляризационного микроскопа нового поколения Olympus BX51 с цифровой камерой Olympus DP26 (оборудование Центра коллективного пользования научным оборудованием “Функции и свойства почв и почвенного покрова” ФГБНУ ФИЦ “Почвенный институт им. В.В. Докучаева”). Визуализация и измерение деталей микростроения проведены с помощью компьютерных программ, приложенных к микроскопу фирмы Olympus BX51 (Япония). Описание элементов микростроения проведено согласно международной терминологии, переведенной на русский язык [1, 32, 33].

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Профили трех разрезов включают аккумулятивно-гумусовые, элювиальные, текстурные горизонты и почвообразующую породу. Почвы содержат в аккумулятивном горизонте от 8.28 до 9.71% гумуса, имеют реакцию от слабокислой до нейтральной, степень насыщенности основаниями – около 80%. Профили расчленены вертикальными трещинами, пересекающими несколько горизонтов до глубины 80–90 см. В почве разреза 3 в понижении залегание горизонтов волнистое в связи с криогенной деформацией [4].

Верхний горизонт профиля почвы на ровном участке (разрез 1Б, в автономной позиции) буровато-темно-серый с комковатой структурой и высокой степенью структурности (70% макроагрегатов), с небольшим количеством слаборазложившихся растительных остатков. Нижняя граница горизонта ровная и находится на глубине 20 см, что подтверждает сведения о том, что более 70 лет назад он был пахотным. На склоне и в понижении (разрезы 1В и 3) гумусовый горизонт темно-серый, почти черный и имеет меньшую мощность; в почве понижения появляются элементы слоеватого сложения.

В горизонтах ELg, расположенных глубже 20–25 см, содержание гумуса уменьшается до

1.45–2.41%. Во всех разрезах элювиальные горизонты белесые из-за отмытости части зерен кластогенных минералов от красящих пленок. В разрезе 1Б структура дробовидно-ореховатая: внутренние части агрегатов охристые, часто – это компактные нодулы. В склоновом разрезе 1В структура тонкочешуйчатая, чешуйки в центральной части несколько утолщены и содержат железистые стяжения. В разрезе понижения структура тонкоплитчатая, железистые конкреции компактные. Количество макроагрегатов, как и микроагрегатов, минимальное и резко возрастает в горизонтах BTg. Субэлювиальный горизонт BEL почти не выражен в разрезе 1Б, он встречается в виде отдельных морфонов в разрезе 1В почвы на склоне и значительно чаще – в почве понижения. Наличие мерзлотных трещин и беспорядочное расположение морфонов позволяет предполагать их криогенное перемещение.

Текстурные горизонты структурны, содержание микроагрегатов в них высокое и закономерно уменьшается книзу. Агрегаты в основном округлые, диаметром ~3 мм, в разрезах 1В и 3 они темно-серые за счет темных кулан на поверхности; по цвету, форме и размерам напоминают черную икру. Границы между горизонтами резкие, а форма границ неровная вплоть до карманистой. Горизонт BT1g почвы склона (разрез 1В) отличается наличием железистых стяжений в центрах агрегатов. В горизонте BT2g структура становится более мелкой и теряет рассыпчатость. Переходный к почвообразующей породе горизонт имеет массивную структуру и признаки оглеения в виде сизых, бурых и охристых тонов окраски.

Луговые подбелы относятся к криогенным холодным, промерзающим на всю глубину профиля почвам [16]. Исследования динамики влажности почв в зимний период [4] позволили выделить несколько зон в почвенном профиле с разным криологическим режимом, соответствующих генетическим горизонтам:

- 1) горизонт AU. Активное промерзание с частыми переходами через 0°C поздней осенью и ранней весной. Избыточное увлажнение не характерно;
- 2) горизонт ELg. Активное промерзание осенью с формированием ледяных шлиров и некоторым иссушением, весеннее таяние льда с оттоком влаги;
- 3) горизонт BT1g. Умеренное промерзание с зимним оттоком влаги к фронту промерзания в вышележащий горизонт и оттаивание с миграцией талой воды по порам вниз;
- 4) горизонт BT2g. Медленное промерзание и медленное оттаивание со слабым оттоком влаги зимой и ранним летом, накоплением – поздним летом;

Таблица 1. Физико-химические и физические свойства почв

Горизонт (глубина, см)	Гумус, %		pH		Обменные катионы		Гидроли- тическая		ЕКО	СНО*, %	Σ частиц <0.001 мм	Гранулометрический показатель структурности	Σ микроагре- гатов, %		Σ макроагре- гатов, %
	H ₂ O	KCl	Ca ²⁺	Mg ²⁺	H ⁺	смоль(+)/кг	>0.05	1-0.25							
									H ₂ O	KCl	Ca ²⁺	Mg ²⁺	H ⁺	смоль(+)/кг	
Разрез 1Б															
AU (2-10)	8.60	5.4	5.0	18.2	7.4	10.9	36.5	70	19.0	77.6	67.5	48.2	75		
ELg (20-35)	1.45	5.5	4.6	11.6	5.4	4.1	21.1	80	31.4	46.9	34.8	10.7	39		
BT1g (50-65)	0.83	4.8	4.3	13.2	8.7	5.1	27.0	81	48.6	95.3	61.1	40.5	79		
BT2g (75-90)	0.57	5.1	4.2	14.2	11.4	4.7	30.3	84	43.9	78.4	52.2	22.4	-		
BCg (100-120)	0.64	5.2	4.3	13.6	8.5	4.0	27.1	85	41.8	72.8	54.6	26.9	-		
CG (135-145)	0.60	5.3	4.4	15.7	10.3	4.0	30.0	87	40.1	67.6	47.0	16.3	-		
Разрез 1В															
AU (5-15)	8.28	5.8	4.7	23.6	6.8	10.0	40.4	75	18.1	64.4	54.5	43.3	80		
ELg (20-30)	1.60	6.0	4.5	10.0	4.8	6.1	20.9	71	31.9	49.4	16.1	2.8	73		
BT1g (50-65)	0.91	6.0	4.6	17.6	9.4	5.8	32.8	82	53.8	116.9	57.1	28.8	77		
BT2g (90-110)	0.30	6.1	4.6	15.5	8.4	3.7	27.6	87	44.2	81.1	42.9	14.1	-		
BCg (130-140)	0.66	6.2	4.7	16.4	8.9	3.8	29.1	87	42.9	76.0	16.1	7.0	-		
Разрез 3															
AU (5-15)	9.71	6.2	5.0	21.8	6.3	12.1	40.2	70	18.0	88.7	50.3	37.6	-		
ELg (25-30)	2.41	6.1	4.8	10.7	4.1	7.4	22.2	66	28.7	41.5	15.0	2.2	-		
BT1g (50-60)	1.31	6.4	4.9	14.1	5.9	5.4	25.4	79	55.1	126.7	49.2	31.3	-		
BT2g (70-80)	0.48	6.5	5.0	16.1	7.4	3.9	27.4	86	50.1	103.3	48.0	23.3	-		
BCg (110-130)	0.47	6.6	4.9	15.2	7.6	3.5	26.3	87	43.0	75.1	20.4	6.3	-		

* СНО – степень насыщенности основаниями.

5) горизонты ВСg и Сg. Постоянно влажные и относительно постоянные температуры в районе 0°C, медленное промерзание/оттаивание, что характерно для холодных почв [15].

Микростроение

Разрез 1Б. Рис. S2, ровная поверхность.

Горизонт AU. 0–5 и 7–12 см. Рис. S2a–S2d. Однородный, буровато-темно-серый, агрегирован, первичные агрегаты округлые, часто собраны в вытянутые педы второго порядка, проявляя тенденцию к плитчатости. Немного межагрегатных пор упаковки и тонкие трещины. Микромасса глинистая с дисперсным гумусом, часто изотропная, мелкой пыли мало, но местами образует осветленные микрозоны. Растительные остатки в верхней части горизонта, бурые волокнистые, фрагментированные, единичны углистые и сильно разложившиеся, есть выбросы энхитрид. Выбросы и следы выедания клещами в контуре крупного растительного остатка, частично заполненного неагрегированным материалом.

Горизонт ELg. 25–30 см. Рис. S2e, S2f. Светло-серый глинисто-пылеватый, округло-плитчатая микроструктура; много компактных нодулей с фрагментами тонких глинистых кутан по периферии, железистых сегрегаций в центрах агрегатов, мелких стяжений со светло-охристыми внешними краями, свидетельствующими о возможностях их “роста”. Сложение относительно компактное с частичной аккомодацией. Обогащенные скелетом микроучастки не обнаруживают сортировку частиц. Крупные агрегаты местами с пылеватыми микрополосками и тонкими глинистыми кутанами.

Горизонт BT1g. 55–60 см. Рис. S2g, S2h. Серовато-бурый, глинистый. Агрегирован, агрегаты-блоки, размером 3–5 мм. Округлые агрегаты 1–3 мм, в компактных микрозонах. Поры упаковки тонкие извилистые; крупные биогенные поры. В центрах агрегатов – железистые стяжения, нодули, на периферии и в пустотах – скелетана. Микромасса в агрегатах железисто-глинистая, или имеет вид гумусово-железистых хлопьев. Высокое двупреломление тонкодисперсной массы, особенно в краевых частях округлых агрегатов, с тенденцией к фрагментарным вокруг-агрегатным кутанам в части агрегатов.

Горизонт BT2g. 78–83 см. Рис. S2i, S2j. Крупные агрегаты (0.5–1.0 мм), разной формы, плотно упакованные, разделяются узкими трещинами. Агрегаты округлые, овальные, блоковые и прямоугольные, некоторые с ожелезнением в центре. Глинистая микромасса с высоким двупреломлением представлена волокнистыми и струйчатыми, вокругагрегатными и околопоровыми формами, зерен скелета мало. Неоднородный крупный

округлый агрегат с включениями: бурый составной агрегат и обрывки углистых растительных остатков. Глинистые кутаны по порам и волокнистые глинистые кутаны по краям всех агрегатов.

Горизонт ВСg. 100–105 см. Рис. S2k, S2l. Ожелезненные и осветленные микроучастки, неагрегированный, с массивной микроструктурой, с трещинами двух порядков. Микромасса глинисто-пылеватая, сильно обезжелезненная и обезиленная на большинстве участков, слабоанизотропная. Глинистые слоистые кутаны, крупные и мелкие. В ожелезненной части – мелкие глинистые кутаны и железистые разводы, мелкие углистые частицы. На пересечении трещин – слоистые глинистые кутаны, похожие на кутаны давления.

Разрез 1В. Рис. S3, склон.

Горизонт AU. 7–12 см. Рис. S3a – S3d. Отличается многопорядковостью агрегатов. Первичные, размером ~ 50 мкм, соединены в агрегаты второго порядка (200–400 мкм). Агрегаты размером ~600 мкм однородны или состоят из более мелких, но плотно упакованных отдельностей. Наиболее крупные агрегаты размером ~1000 мкм нередко осветлены или разделены трещинами. Светлые агрегаты анизотропные с чешуйчатым строением, некоторые с гумусированными “шапочками”. Микромасса глинистая с дисперсным гумусом, небольшой долей пыли, изотропна. На периферии агрегатов иногда наблюдается увеличение доли пылеватых фракций. Почти черные железистые нодули, диффузионные кольца иногда внутри округлых агрегатов. Внутри крупного агрегата включенные в него мелкие с элементами кольцевой ориентации пылеватых частиц по периферии.

Горизонт ELg. 25–30 см. Рис. S3e, S2f. Отличается от осветленного горизонта почвы на повышении ясной слоистостью. Слои состоят из неровных тонкопластинчатых агрегатов размером до 4 мм, включающих округлые слегка размытые агрегаты с ожелезненными центрами или нодулем в центре. Микромасса глинисто-пылеватая, пористость 15–20%. Неоднородное распределение пылеватых частиц в основной массе с зонами обогащения, образовавшимися в результате криогенной сепарации на плазму и скелет, ориентированность частиц почти отсутствует.

Горизонт BT1g. 55–60 см. Рис. S2g, S2h, S2i, S2j. Агрегирован, агрегаты-блоки, размером 3–5 мм. В компактных микрозонах округлые агрегаты, 1–3 мм, отличаются кольцевой ориентировкой глинистого вещества. Поры упаковки тонкие извилистые. В центрах агрегатов – железистые стяжения, нодули. Микромасса в агрегатах железисто-глинистая, или в центрах гумусово-железистые компактные хлопья. Высокое двупреломление тонкодисперсной массы, особенно в краевых частях округлых агрегатов, с тенденцией к фрагментарным

вокруг-агрегатным кутанам. Агрегаты с новообразованиями в центре: стяжения в центральной части агрегатов, пропитка, редкие крупные нодулы, покрытые тонкими глинистыми оболочками. Поверхности агрегатов покрыты тонкими глинистыми кутанами.

Горизонт BT2g. 95–100 см. Рис. S3k, S2l. Также, как в горизонте BT2g почвы повышения, агрегаты размером 1–2 мм слившиеся, микромаassa пылевато-глинистая, гумусовая пропитка слабая. Тонкие глинистые светлые волокнистые кутаны, вокруг агрегатов слабопрерывистые. Единично иллювиальные мелкие глинистые кутаны в порах. “Включенный” бурый агрегат в более светлый, крупный и глинисто-пылеватый. Мелкая глинисто-железистая кутана в поре и глинистые тонкие папулы.

Горизонт BCg@. 130–135 см. Рис. S3m, S3n. Бесструктурный. Разделен трещинами. Микромаassa пылевато-глинистая, на большинстве участков обезжелезненная, пылеватые частицы не ориентированы. Бурая слоистая глинистая кутана с признаками фрагментации по крупной поре. Пores-камеры. Стенки покрыты частично скелетаной (отсепарированной тонкопылеватой фракцией). В ожелезненном микроучастке – интенсивная пропитка, по краю микроучастка – железистые кутаны.

Горизонт Cg. 150 см. Рис. S3o, S2 p. Почвенная масса разделена трещинами на отдельные размером 2–3 мм. Стенки трещин покрыты натечной глинистой кутаной с высоким двупреломлением. “Черное пятно”: возможно, крупный углистый растительный остаток или перемещенный криотурбациями морфон в глеевом микроучастке.

Разрез 3. Рис. S4 в Приложении, понижение.

Горизонт AU. 7–12 см. Рис. S4a, S4b. Отличается четко выраженной слоистостью: тонкие, <1 мм, пластинки состоят из линзовидных, редко – округлых агрегатов близких размеров; или состоят из неагрегированной массы. Pores упаковки тонкие, трещинообразные. Выбросы энхитреид. Углистые частицы, в биопорах сильно разложенные растительные остатки. Пластинки с неровными резкими границами, неоднородные в отношении гумусовой пропитки. Микромаassa глинисто-пылеватая, пыль мелкая и средняя, беспорядочно рассеянная, тонкодисперсная масса изотропна.

Горизонт ELg. 15–20 см. Рис. S4c, S4d. Отличается хорошей аккомодацией округло-плитчатой микроструктуры, с тонкими извилистыми порами упаковки, отчетливой кольцевой ориентацией тонкопылеватых частиц. Округлые агрегаты правильной формы и разного размера с интенсивной железистой пропиткой или нодулом в центре плиток в буроватой основной массе. Вокруг крупных агрегатов – пылеватые скелетаны.

Горизонт BT1g. 25–30, 55–60 см. Рис. S4e, S4f. Аналогично микростроению горизонтов BT1g

разрезов 1Б и 1В имеет мелкие однородные и крупные агрегаты с ожелезнением в центре. Пористость выше в микроразонах с мелкими агрегатами, крупные упакованы компактно. Микромаassa пылевато-глинистая. В мелких агрегатах больше пылеватых частиц, микромаassa анизотропна: околопоровые тонкие прерывистые волокнистые глинистые сепарации.

Горизонт BT2g. 70–75 см. Рис. S4g, S4h. По сравнению с аналогичным горизонтом почв разрезов 1Б и 1В отличается более рыхлым сложением. Агрегирован полностью. Микроагрегаты желтоватого цвета, округлые, размером 200–500 мкм и до 1 мм, состоят из первичных агрегатов, часть агрегатов сцементирована гидрооксидами железа в центральной части. Агрегаты без аккомодации. Микромаassa (железисто)-глинистая с небольшой долей пылеватых частиц. Крупные агрегаты, иногда идеально круглые с интенсивной железистой пропиткой в центре и тонкими глинистыми кутанами по периферии; или округлые, относительно однородные со слабым ожелезнением в центре и неясной концентричностью пылеватых частиц и тусклой окраской.

В целом исследование микростроения луговых подбелов обнаруживает следующие общие черты гумусовых горизонтов: темная окраска, гумус типа мулль, хорошо оформленная двух- или многопорядковая микроструктура с наибольшей долей крупных, по сравнению с другими горизонтами, микроагрегатов (0.25–1.0 мм), высокое содержание гумуса и минимальное количество растительных остатков, что соответствует критериям темногумусового горизонта AU. Влажное жаркое лето обеспечивает относительно быструю трансформацию большой массы травяного опада с участием микрофауны: орибатид и энхитреид; органо-минеральных копролитов очень мало. Однако присутствие небольшого количества углистых частиц свидетельствует об избыточном увлажнении, как и небольшое количество мелких железистых нодул.

По строению агрегатов почвы несколько различаются, при том, что агрегаты первого порядка однородны по составу и строению. Плитки, в которые собраны первичные агрегаты, лучше выражены в разрезах 1Б и 3. Коэффициент структурности у него самый высокий. В верхнем горизонте разреза на склоне агрегаты имеют иной облик: они округлые, с анизотропной микромаассой, иногда с “шапочками”. Можно предположить, что они связаны с криогенными перемещениями по склону.

Общей чертой всех элювиальных горизонтов является повышенное содержание пылеватой фракции в микромаассе, тренд к слоистости-плитчатости на фоне относительно компактного сложения. Плитчатость, по мнению большинства исследователей, формируется ледяными шлирами. Данные микроагрегатного анализа показывают резкий

минимум в содержании микроагрегатов и минимальный показатель структурности. В шлифах из элювиальных горизонтов много гумусово-железистых нодулей, часть которых является ядром нечетких округлых агрегатов. В центрах агрегатов без нодулей отмечается интенсивная железистая пропитка или хлопья. В агрегатах с ожелезненным центром почвы понижения есть полоски оптически ориентированных глин. Присутствие железистых новообразований свидетельствует о застойно-промывном водном и пульсирующем окислительно-восстановительном режимах, приводящих к концентрации соединений железа в различных микроформах параллельно с образованием осветленного слабо агрегированного материала.

Срединный горизонт BT1g выделяется как текстурный – иллювиальный по содержанию илстой фракции, хотя в нашем случае не исключается литологическая неоднородность, в частности, в почве понижения: значения Kd сильно превышают требования диагностики текстурного горизонта BT по классификации почв России [7]. Другой его важный признак – иллювиальные кутаны, обнаруживающиеся при исследовании в шлифах небольшую толщину и, часто, прерывистость. Самый яркий микропризнак горизонта – сплошная агрегированность. Выделяется три типа агрегатов: “с железистым нодулем”, “с хлопьевидными стяжениями или плотной пропиткой в центре, преимущественно округлые, близкие к округло-блоковым с тонкими глинистыми кутанами по периферии, сплошными или прерывистыми¹”, “со слабым ожелезнением в центре и с признаками концентрической организации”. Размеры агрегатов колеблются от 1 до 3 мм, они имеют четкие внешние границы и выражены тем лучше, чем выше доля пылеватых частиц в основной массе. Сепарации скелета и микромагсы встречаются редко, что, по мнению [33], обычно для глинистых мерзлотных почв. Высокая структурность горизонта подтверждается профильным ходом величин коэффициента структурности, самым высоким в профиле. Основная масса содержит некоторое количество рассеянного тонкодисперсного гумуса, что может быть причиной темной окраски и соответствует аналитическим данным.

В нижней части текстурного горизонта в целом сохраняются микроструктуры с агрегатами с ожелезненными ядрами, но они становятся более компактными. Оглеение проявляется в виде железистых стяжений различных размеров и форм обычно внутри агрегатов как индикатор криогенного обогащения незамерзшей части влаги растворимыми веществами при образовании льда. С глубиной меняются проявления оглеения: к глинисто-железистым и железистым кутанам добавляется ярко выраженная микроразнональность, как

следствие миграции скелетаны по трещинам. Застойный водный режим в холодных глубоких горизонтах определяет не только развитие “классического” оглеения, но и аккумуляцию иллювиальной глины в виде крупных однородных кутан в основной массе и по трещинам и образование агрегатов и аморфных гидроксидов железа, что может быть связано с промерзанием. Сохранность органических остатков аналогична описанной в тундровых почвах [14] в предлагаемом ими горизонте CRO – надмерзлотно-органно-аккумулятивному.

Комплекс микропризнаков верхней части текстурного горизонта во многом соответствует представлениям о свойствах и генезисе гумусово-криометаморфического горизонта CRH в классификации почв России [7] – горизонта, формирующегося в гумусированных избыточно увлажненных почвах с близким залеганием мерзлоты или глубоким промерзанием. По комплексу свойств рассматриваемый срединный горизонт соответствует определению текстурного BT, но может быть дополнительно охарактеризован на уровне сложного подтипа как глееватый и гумусово-криометаморфический с диагностическими признаками g и cgh.

В итоге формулу объектов исследования – профиля лугового подбела – в системе классификации почв России можно представить следующим образом: (O)–AU(ao)–ELnn–BTcrh–BTg–BCg(@).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Влияние мерзлотного фактора на свойства луговых подбелов проявляется в развитии особых микропризнаков, связанных с длительностью промерзания, режимами заморзания–оттаивания, увлажнения–иссушения, гранулометрическим составом. В глубокопромерзающих и мерзлотных почвах эти признаки почти идентичны и дифференцированы по генетическим горизонтам.

Несмотря на влияние длительного промерзания, для *гумусового горизонта* характерно формирование гумуса мулль. Различия в увлажнении проявляются в соотношении слаборазложившихся, углистых и ожелезненных растительных остатков, их фрагментированности и в характере агрегатов гумусовых горизонтов. Плитчато-чешуйчатая структура, образованная динамикой ледяных шлиров, выражена во всех гумусовых и элювиальных горизонтах независимо от количества и состава (гумусированности) округлых биогенных агрегатов. Циклическое промерзание не мешает активности клещей и энхитрид, копролиты которых обнаружены в гумусовых горизонтах.

В верхних горизонтах почвы понижения, расположенных в зоне активного подтягивания влаги к фронту промерзания, ледяные шлиры формируют неровные плитчатые агрегаты второго порядка,

¹ Иногда в таких агрегатах обнаруживаются “шапочки”.

включающие округлые железисто-гумусовые агрегаты. В остальных почвах перестройка округлых гумусовых агрегатов ограничивается их субпараллельной ориентацией. Максимум плотных Fe-гумусовых нодулей приходится на осветленные (обезлиненные) *элювиальные горизонты* с контрастным редокс-режимом при фазовых переходах влаги.

В верхних частях *текстурных горизонтов* сегрегация железа выражена иначе и слабее. Отмечены нодули с диффузными границами, железистые кольца и пропитка центральных частей некоторых агрегатов. Встречаются округлые агрегаты с кольцевой ориентацией глины вокруг гумусово-железистых центров, которые можно отнести к агрегатам-ооидам, генезис которых связывают с криогенными процессами.

Ниже текстурных горизонтов характерны типичные застойно-глеевые черты: массивная микроструктура, яркая микрizonaльность по железу, чисто железистые кутаны, редкие углефицированные растительные остатки. В отличие от собственно мерзлотных почв, они связаны с тяжелым гранулометрическим составом и аккумуляцией влаги снеготаяния и муссонных дождей.

Наличие на макроуровне криотурбаций во всех профилях подтверждает криогенную природу выявленных микропризнаков.

Во всех трех разрезах, начиная примерно с полуметра, появляются тонкие глинистые слоистые кутаны, иногда сложные с железистыми и гумусовыми пылеватыми слоями. По-видимому, глинисто-иллювиальный процесс усиливается в периоды оттаивания в начале лета и во время летних муссонных дождей. Слоистые глинистые кутаны в нижних горизонтах частично разрушаются, вероятно, в результате не только периодического промерзания, но и процессов набухания и усадки благодаря смектитам в составе глинистых минералов.

Таким образом, для глинистых гумусированных длительно промерзающих почв характерны:

1) фрагментирование ожелезненных растительных остатков, криогенное оструктурирование верхних горизонтов, образование линзовидных и плитчатых микроструктур;

2) редокс-криогенные плитчато-линзовидные микроструктуры с большим количеством органико-железистых нодулей в элювиальных горизонтах и изометрические микроструктуры с кольцевой ООГ на периферии вокруг гумусово-железистых стяжений в текстурных горизонтах — ооиды;

3) кольцевая ориентация силикатных пылеватых частиц при соответствующем (пылеватом) гранулометрическом составе;

4) причины образования стресс-кутан — тонких гипокутан на поверхности агрегатов при смене температурных режимов, а также разрушение

слоистых глинистых кутан при смене режимов увлажнения—иссушения при мерзлотных процессах остаются дискуссионными.

БЛАГОДАРНОСТЬ

Авторы выражают признательность д.г.н. Валентине Ивановне Росликовой за помощь в обсуждении полученного материала и к.б.н. Оксане Олеговне Плотниковой за помощь в описании и фотографировании почвенных шлифов.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена при поддержке бюджетного финансирования по темам НИР: № 121030100228-4 ФГБУН Институт общей и экспериментальной биологии СО РАН, № 0591-2019-0028 и 0439-2022-0013 ФГБНУ ФИЦ “Почвенный институт им. В.В. Докучаева”.

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/S0032180X24050016>

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Герасимова М.И., Ковда И.В., Лебедева М.П., Туркина Т.В. Микроморфологические термины как отражение современного состояния исследований микростроения почв // Почвоведение. 2011. № 7. С. 804–817.
2. Герасимова М.И., Росликова В.И. Микроморфология луговых почв Приханкайской низменности // Почвоведение 1985. № 1. С. 106–114.
3. Гынинова А.Б. Луговые подбелы Приамурья (микроморфология, физические и химические свойства в связи с мелиорацией). Дис. ... канд. биол. наук. М., 1991. 179 с.
4. Гынинова А.Б., Шоба С.А., Балсанова Л.Д. Влияние криогенных факторов на морфогенез луговых подбелов Приамурья // Вестник МГУ. 2008. № 3. С. 10–14.
5. Ершов Э.Д. Влагоперенос и криогенные текстуры в дисперсных породах. М.: Изд-во МГУ, 1979. 214 с.
6. Жангуров Е.В., Лебедева (Верба) М.П., Забоева И.В. Микростроение генетических горизонтов автоморфных таежных почв Тимана // Почвоведение. 2011. № 3. С. 288–299.

7. Классификация и диагностика почв России. Смоленск: Ойкумена, 2004. 342 с.
8. Классификация и диагностика почв СССР. М.: Колос, 1977. 223 с.
9. *Иванов Г.И.* Почвообразование на юге Дальнего Востока. М., 1976. 200 с.
10. *Конищев В.Н., Rogov В.В.* Микроморфология криогенных почв и грунтов // Почвоведение. 1977. № 2. С. 119–125.
11. *Ливеровский Ю.А., Карманов И.И.* Почвы // Дальний Восток. Физико-географическая характеристика. М.: Изд-во АН СССР, 1961. С. 159–182.
12. *Ливеровский Ю.А., Росликова В.И.* О генезисе некоторых луговых почв Приморья // Почвоведение. 1962. № 8. С. 36–40.
13. *Ливеровский Ю.А., Рубцова Л.П.* Почвенно-географическое районирование Приамурья. // Вопросы природного районирования Советского Дальнего Востока в связи с районной планировкой. М., 1962. С. 149–170.
14. *Луначев А.В., Губин С.В., Герасимова М.И.* Проблемы диагностики криогенных почв в современной классификации почв России // Почвоведение. 2019. № 10. с. 1157–1162.
15. *Макеев О.В.* Мерзлота как фактор почвообразования // Проблемы почвоведения. М.: Наука, 1978. С. 196–201.
16. *Макеев О.В.* Криология почв. М.: Изд-во РАН, 2019. 464 с.
17. *Матюшкина Л.А., Чижикова Н.П.* Химико-минералогические особенности тонкодисперсных фракций в почвах Среднеамурской низменности // Рациональное использование почв Приамурья. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1983. С. 76–93.
18. *Морозова Т.Д.* Мерзлотные палевые почвы Центральной Якутии // Микроморфологический метод в исследовании почв. М.: Наука, 1966. С. 93–114.
19. *Новороцкий П.В.* Климатические изменения в южных районах Хабаровского края и Еврейской автономной области // Глобальные и региональные изменения климата. 2013. № 3. С. 16–22.
20. *Пастухов А.В.* Микроморфологическое строение мерзлотных и длительно сезонно-промерзающих суглинистых почв европейского Северо-Востока // Известия Коми научного центра УрО РАН. 2012. Вып. 4(12). С. 30–39.
21. *Петров Е.С., Новороцкий П.В., Ленишин В.Т.* Климат Хабаровского края и Еврейской автономной области. Владивосток–Хабаровск: Дальнаука, 2000. 174 с.
22. Полевой определитель почв России. М.: Почв. ин-т им В.В. Докучаева, 2008. 182 с.
23. Почвенная карта РСФСР масштаба 1 : 2.5 млн / Под ред. Фридланда В.М. М.: ГУГК при СМ СССР, 1988. 16 л.
24. *Rogov В.В.* Основы криогенеза. Новосибирск: ГЕО, 2009. 203 с.
25. *Розанов Б.Г.* Морфология почв. М.: Академический Проект, 2004. 432 с.
26. *Росликова В.И., Рыбачук Н.А., Короткий А.М.* Атлас почв юга Дальнего Востока России. Владивосток: Дальнаука, 2010. 246 с.
27. *Скворцова Е.Б., Шейн Е.В., Абросимов К.Н., Романенко К.А., Юдина А.В., Ключева В.В., Хайдапова Д.Д., Rogov В.В.* Влияние многократного замораживания – оттаивания на микроструктуру агрегатов дерново-подзолистой почвы (микротомографический анализ) // Почвоведение. 2018. № 2. С. 187–196.
28. Теории и методы физики почв / Под ред. Шейна Е.В., Карпачевского Л.О. М.: Гриф и К, 2007. 616 с.
29. Теория и практика химического анализа почв. / Под ред. Воробьевой Л.А. М.: ГЕОС, 2006. 400 с.
30. IUSS Working Group WRB. 2022. World Reference Base for Soil Resources. International soil classification system for naming soils and creating legends for soil maps. International Union of Soil Sciences (IUSS). Vienna, Austria.
31. *Gyninova A.B., Badmaev N.B., Tsybenov Yu.B., Gonchikov B.N., Mangataev A.Ts., Kulikov A.I. and Sympilova D.P.* Soils of the Darkhitui catena in the southern Vitim Plateau and their micromorphological features. IOP Conference Series: Earth and Environmental Science the VIII Congress of the Dokuchaev Soil Science Society 19–24 July 2021, Syktyvkar, Komi Republic, Russian Federation 2021 IOP Conf. Ser.: Earth Environ. Sci. 862 012068
32. *Stoops G.* Micromorphology as a tool in soil and regolith studies Interpretation of micromorphological features of soils and regoliths. Elsevier, 2018. 982 p.
33. *Stoops G.* Guidelines for analysis and description of soil and regolith thin sections. John Wiley & Sons (Publ.), 2021. 240 p.
34. *Tarnocai C., Broil G. and Blume H.-P.* Classification of Permafrost-Affected Soils in the WRB // Cryosols Permafrost – Affected Soils. Berlin: Springer-Verlag, 2004. P. 637–656.
35. *Van Vliet-Lanoe B., Fox C.A., Gubin S.V.* Chapter 2. Micromorphology of Cryosols // Cryosols: Permafrost-affected soils. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, 2004. P. 365–390.
36. *Van Vliet-Lanoe B., Fox C.A.* Frost Action / Stoops G. Interpretation of micromorphological features of soils and regoliths. Elsevier, 2018. P. 575–603.

Micromorphological Cryogenic Features in Meadow Podbels of Middle-Amur Lowland

A. B. Gyninova^{1,*}, M. I. Gerasimova^{2,3}, and M. P. Lebedeva³

¹*Russia Institute of General and Experimental Biology, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, Ulan-Ude, 670047 Russia*

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

³*Dokuchaev Soil Science Institute, Moscow, 119017 Russia*

**e-mail: ayur.gyninova@mail.ru*

Meadow podbels (dark-humus gleyic and gleypodbels in the Classification of soils of Russia) are subject to deep and prolonged freezing in the western part of their area. It is manifested in cryogenic deformations of genetic horizons as well as in thin sections. Micromorphological features of soils on permafrost are well known, and the purpose of this research was to reveal them in three profiles of meadow podbels as related to soil cryological and hydrological regimes. Unlike northern cryogenic soils, the meadow podbels have dark-humus horizons with weak cryogenic manifestations; in eluvial horizons, there are frost-created platy microstructures and numerous iron-organic nodules of any size. Specific microstructures are common in textural BT horizons: these are rounded or ellipsoidal peds with iron-organic nodules in their nuclei, and ooids: rounded aggregates with iron impregnation/segregations in their centres and circular striated b-fabric of the micromass on aggregate peripheries. Typical gley microfeatures in the lowermost clayey horizons are well expressed, along with illuviation clay coatings, part of them being deformed. The skeleton grains and micromass re-arrangement, as well as concentric orientation of skeleton grains in the groundmass, are weak as compared to cryogenic soils with permafrost.

Keywords: platy microstructures, ooids, skeleton grains, deeply freezing humus-rich soils, freeze/thaw regime

ПОЧВЫ ТУНДРЫ И ПРЕДТУНДРОВЫХ ЛИСТВЕННИЧНЫХ РЕДКОЛЕСИЙ ОСТРОВА ТИТ-АРЫ (ДЕЛЬТА РЕКИ ЛЕНА): ГЕНЕЗИС, СВОЙСТВА, ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ

© 2024 г. М. В. Оконешникова^{а, *}, С. Н. Лесовая^б, А. З. Иванова^а, Р. В. Десяткин^а

^аИнститут биологических проблем криолитозоны СО РАН, пр-т Ленина, 41, Якутск, 667891 Россия

^бИнститут наук о Земле, Санкт-Петербургский государственный университет, Университетская наб., 7/9, Санкт-Петербург, 199198 Россия

*e-mail: mvok@yandex.ru

Поступила в редакцию 22.08.2023 г.

После доработки 12.10.2023 г.

Принята к публикации 15.11.2023 г.

Изучены физико-химические свойства и специфика профильного распределения минеральных фаз в мерзлотных почвах тундры и предтундрового редколесья острова Тит-Ары – уникального комплекса, расположенного в устьевой части р. Лены, Республика Саха (Якутия). Несмотря на небольшой размер острова, в условиях близкого залегания мерзлоты, происходит реализация нескольких направлений почвообразования. Почвы представлены глеевыми (участки предтундрового редколесья на пологих склонах увалов и тундры), криогенными (широкие вершины увалов), альфегумусовыми (крутые склоны увалов) и аллювиальными (надпойменная терраса). Неоднородность литолого-геоморфологических условий, а именно, положение в мезорельефе и гранулометрический состав отложений, определяют дренированность территории и, как следствие, проявление оглеения в профиле. Минеральная ассоциация в исследованных почвах одинакова и характеризуется присутствием двух доминирующих компонентов: хлорита и слюд. Процессы современного почвообразования обуславливают появление смектитовой фазы в альфегумусовом профиле и наличие лепидокрокита на криогенном барьере.

Ключевые слова: криогенные почвы, островная экосистема, оглеение, глинистые минералы, лепидокрокит

DOI: 10.31857/S0032180X24050024, EDN: YLVYMG

ВВЕДЕНИЕ

Остров Тит-Ары расположен на левом берегу устьевой части р. Лены (71–72° N, 126–127° E), в административном плане относится к Республике Саха (Якутия). В переводе с якутского “тиит ары” означает “лиственничный остров”. Территория имеет статус охраняемой и относится к резервному резервату “Лена–Дельта”, примыкая к федеральному государственному заповеднику “Усть-Ленский”. На острове распространены уникальные комплексы почв тундры и предтундрового редколесья с самыми северными крупными массивами лиственничной растительности на Северо-Востоке России [14, 15, 38].

Тип климата на этой территории характеризуется как полярный суровый, с продолжительной холодной зимой и коротким прохладным летом.

Среднегодовая температура воздуха (данные по ближайшим станциям: Столб и Тикси) составляет от –13.2 до –13.4°C, средняя температура января колеблется от –33.3 до –34.0°C и июля от +7.0 до +8.9°C. Среднегодовая сумма осадков составляет 212–241 мм, продолжительность времени со снежным покровом – 240–250 сут [31, 32]. Относительная влажность воздуха высокая в течение всего года и колеблется от 78 до 93%. Среднегодовой показатель облачности около 7 баллов: летом и осенью около 8–9 баллов, в зимние месяцы от 4 до 6 баллов. Это обуславливает незначительное испарение влаги в теплое время года. Лето преимущественно холодное, пасмурное и ветреное. В среднем скорость ветра колеблется от 5 до 7 м/с. Нередко ветер достигает силы шторма, более 15 м/с. На лето приходится наименьшее число штормовых дней (1–2 в месяц), осенью оно возрастает в 2–2.5 раза.

По данным станций, расположенных в долинах рек, на острове Тит-Ары, характерно преобладание юго-восточных и северо-западных ветров, тогда как в целом для Северной Якутии летом преобладают ветры северо-восточного, зимой — южного и западного направлений [29]. Многолетняя мерзлота на территории острова распространена повсеместно. Мощность многолетнемерзлых пород здесь составляет 500–600 м, при среднегодовой температуре пород -12°C с преимущественно несквозными талыми под озерами [21].

Данные о почвах и почвенном покрове Нижнеленской низменности и близких к ней по природным условиям Яно-Индибирской и Колымской низменностей Северной Якутии отражены в работах [3, 4, 7, 10, 11, 17, 19, 24, 28, 33, 34]. Однако информации о почвах Нижнеленской низменности намного меньше, чем по Яно-Индибирской и Колымской низменностям. До настоящих исследований почвы острова Тит-Ары подробно не изучались, были опубликованы лишь единичные сведения по пойменным почвам острова в монографии [11].

Цель работы — изучение генезиса и свойств уникального комплекса почв тундры и предтундрового редколесья острова Тит-Ары, включая фазовый минералогический состав илистой фракции почв.

ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Полевые исследования охватывали основные ландшафты увалисто-равнинного мезорельефа с абсолютными отметками на надпойменных террасах от 20 м до 40 м. Первая надпойменная терраса и пойма сложены слоистыми песками и супесями. В отличие от них вершины и склоны высокой террасы — легкими и средними суглинками. С учетом ландшафтно-растительных особенностей острова всего было заложено и описано 10 почвенных разрезов (рис. 1).

Мощность всех разрезов ограничена глубиной протаивания на момент исследований. Максимальная глубина протаивания почв была зафиксирована под изреженной растительностью на песчаных грунтах и составляла 93 см (данные на вторую половину июля 2009 г.), минимальная — 13 см под моховым покровом. Почвообразующая порода находится ниже границы сезонного оттаивания, от деятельного слоя она часто отделена включениями чистого льда. Таким образом, из-за того, что мерзлота залегает близко к поверхности, почвообразующая порода в профиле оказывается резко обособленной от остальных горизонтов. Мерзлота в почвах на легких породах сухая, водопроницаемая. В почвах на суглинистых породах — льдистая водонепроницаемая, что способствует развятию надмерзлотных оглеенных и глеевых горизонтов. Выходы пластов повторно-жильных льдов на

острове встречаются на склонах или на поверхности высокой террасы — увалов.

В соответствии с подходами профилно-генетической классификации [20, 27] почвы острова относятся к постлитогенному и синлитогенному стволам. Синлитогенные почвы развиты при участии эолово-аллювиальных процессов. Они были рассмотрены в ранее опубликованной статье обзорного характера [26]. Это аллювиальные слоистые почвы, на рис. 1 они отмечены как Р.1-09, Р.6-09 и Р.11-09. В настоящей статье свойства этих почв не рассматривали. Объектами исследования послужили почвы комплексов тундры и предтундрового листовничного редколесья — уникальных крупных массивов леса в зоне тундры. Это почвы нескольких отделов постлитогенного ствола — глеевые, криогенные, альфегумусовые.

Закономерности распространения почв тундр и предтундрового редколесья в зависимости от их местоположения сводятся к следующему. Песчано-супесчаные древнеаллювиальные отложения надпойменной террасы заняты осоково-моховой мелкобугорковатой и осоково-пушицево-моховой полигонально-валиковой тундрой. Здесь формируются маломощные глеевые почвы со схожим морфогенетическим строением профиля (Р.3-09 и Р.2-09). Разрез Р.2-09 (координаты: $71^{\circ}56'09''\text{ N}$, $127^{\circ}05'41''\text{ E}$, высота местности (h) 21 м над ур. м) заложен под осоково-моховой мелкобугорковатой тундрой, в 350 м северо-западнее поселка Тит-Ары. Глубина разреза за 12 сут наблюдений (17–29 июля 2009 г.) увеличилась из-за оттаивания мерзлоты на 13 см — от 17 до 30 см. В результате оттаивания вскрылся минеральный горизонт, идентифицированный как глеевый (G).

Почвенный профиль имеет следующую последовательность горизонтов: подстилка (0–2 см)—Oh (2–6(11) см)—Gcf (6(11)—17 см)—G_± (17–30 см). Подстилка состоит из живых мхов; Oh—бурый, влажный с прослойкой перегнойного материала в нижней части и с большим количеством (до 1/3 от объема) навейного песка; Gcf — неоднородный по цвету, сизовато-бурый с ржаво-охристыми прослойками криогенного ожелезнения, очень влажный, переплетен корнями, уплотнен, супесчаный; G_± — серовато-сизый с ржавыми и бурыми пятнами, мокрый, серовато-сизая часть более суглинистая, остальные участки горизонта — супесчаные, залегают на мерзлоте.

Почва классифицирована как глеезем перегнойный, криогенно-ожелезненный, мерзлотный [20, 27] или Reductaquic Cryosol (Arenic) [45].

Разрез Р.3-09 ($71^{\circ}58'54''\text{ N}$, $127^{\circ}05'13''\text{ E}$, h 18 м) заложен на валике полигонально-валиковой тундры с осоково-пушицевым напочвенным покровом на полигонах и моховым покровом под ольховником с единичными листовницами на валиках.

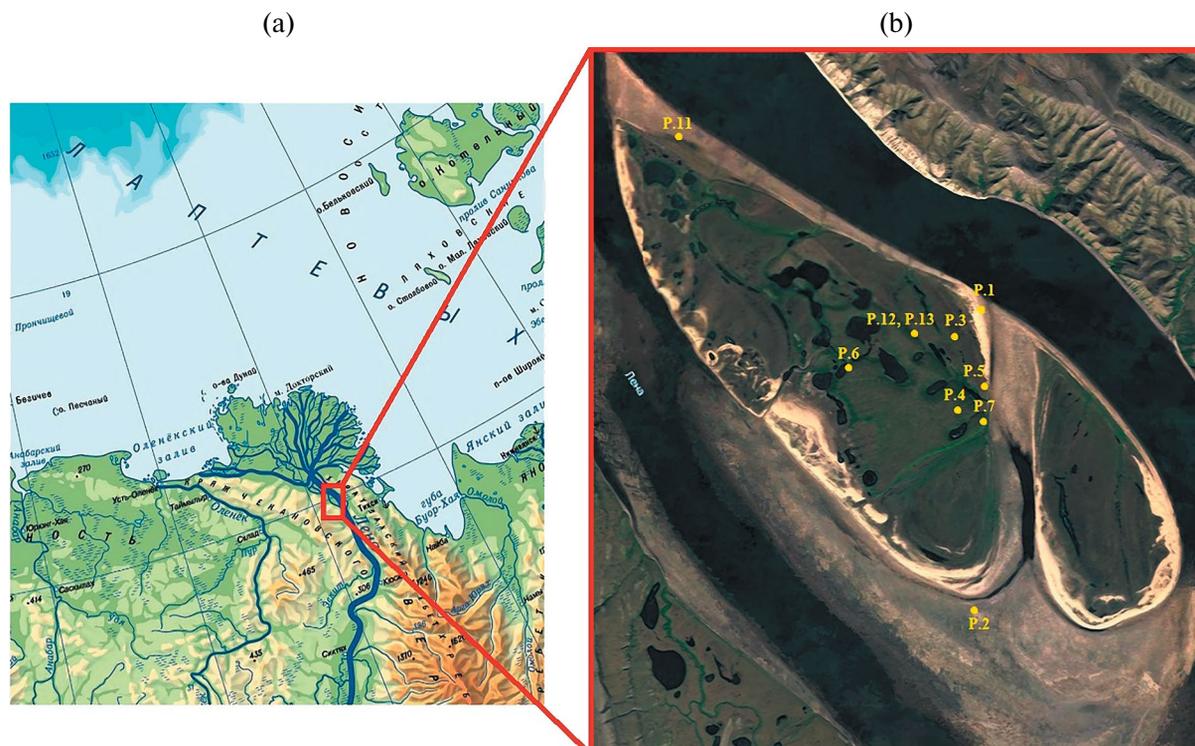


Рис. 1. Расположение острова Тит-Ары на физико-географической карте (а) и разрезов – объектов исследования на космоснимке (б).

Полигоны имеют размеры от 5 до 20 м, разную конфигурацию и глубину, некоторые заполнены водой. Валики шириной от 1 до 5 м с морозобойными трещинами. Профиль имеет следующую последовательность горизонтов: О (0–2 см)–Oh (2–6(7) см)–Gcf_⊥ (6(7)–14(17) см).

Почва классифицирована как глеезем перегнойный, криогенно-ожеженный, мерзлотный [20, 27] или Reductaquic Turbic Cryosol (Arenic) [45].

На суглинистых отложениях высокой террасы (увалы) в зависимости от дренированности территории под лиственничным редколесьем формируются глеевые либо криогенные почвы. На пологих склонах увалов складываются условия затрудненного дренажа, что обуславливает формирование глеевых почв. Разрез Р.4-09 (рис. 2) (71°58'13" N, 127°05'20" E, h 28 м) заложен на пологом (1°–2°) склоне высокой террасы с бугорковым микро-рельефом под ивово-кустарничково-моховым лиственничным редколесьем. Высота бугорков составляет 0.2–0.5 м. Последовательность горизонтов в профиле следующая: подстилка (0–3 см)–Т (3–7(10) см)–Th (7(10)–13 см)–G_⊥ (13... см). Подстилка состоит из живых и слаборазложившихся мхов; Т – темно-бурый, из слабо- и среднеразложившегося органического материала, рыхлый, густо переплетен корнями, мокрый; Th – бурый,

пронизан корнями, в нижней части имеется прослойка перегнойного материала с включениями легкосуглинистого мелкозема, мокрый; G_⊥ – мерзлый, светло-серовато-сизый с ржаво-бурыми пятнами, суглинистый, четко выражена криогенно-листоватая текстура с включениями большого количества тонких линз льда (при оттаивании на руках из мерзлого фрагмента сочится вода).

Профиль классифицирован как торфяно-глеезем перегнойно-торфяный, мерзлотный [20, 27] или Histic Reductaquic Cryosol (Loamic) [45].

Разрез Р.5-09 (71°58'22" N, 127°06'07" E, h 21 м) находится на склоне юго-восточной экспозиции с бугорковым микро-рельефом под кассиопово-моховым лиственничным редколесьем: подстилка (0–3(4) см)–Oao (3(4)–7 см)–G (7–13(14) см)–Gcf_⊥ (13(14)–20 см). Подстилка состоит из живых мхов; Oao – органогенный, в верхней части светло-бурый, в нижней – темно-бурый, до 20% от объема приходится на легкосуглинисто-супесчаный материал, очень влажный, в нижней части горизонта прослой слабо- и среднеразложившегося грубогумусированного материала мощностью до 4 см; G – буровато-сизый с ржавыми пятнами по ходам корней, уплотнен, очень влажный, супесчаный; Gcf_⊥ – буровато-сизый с ржаво-охристыми вихреватыми прослойками, переплетен корнями,

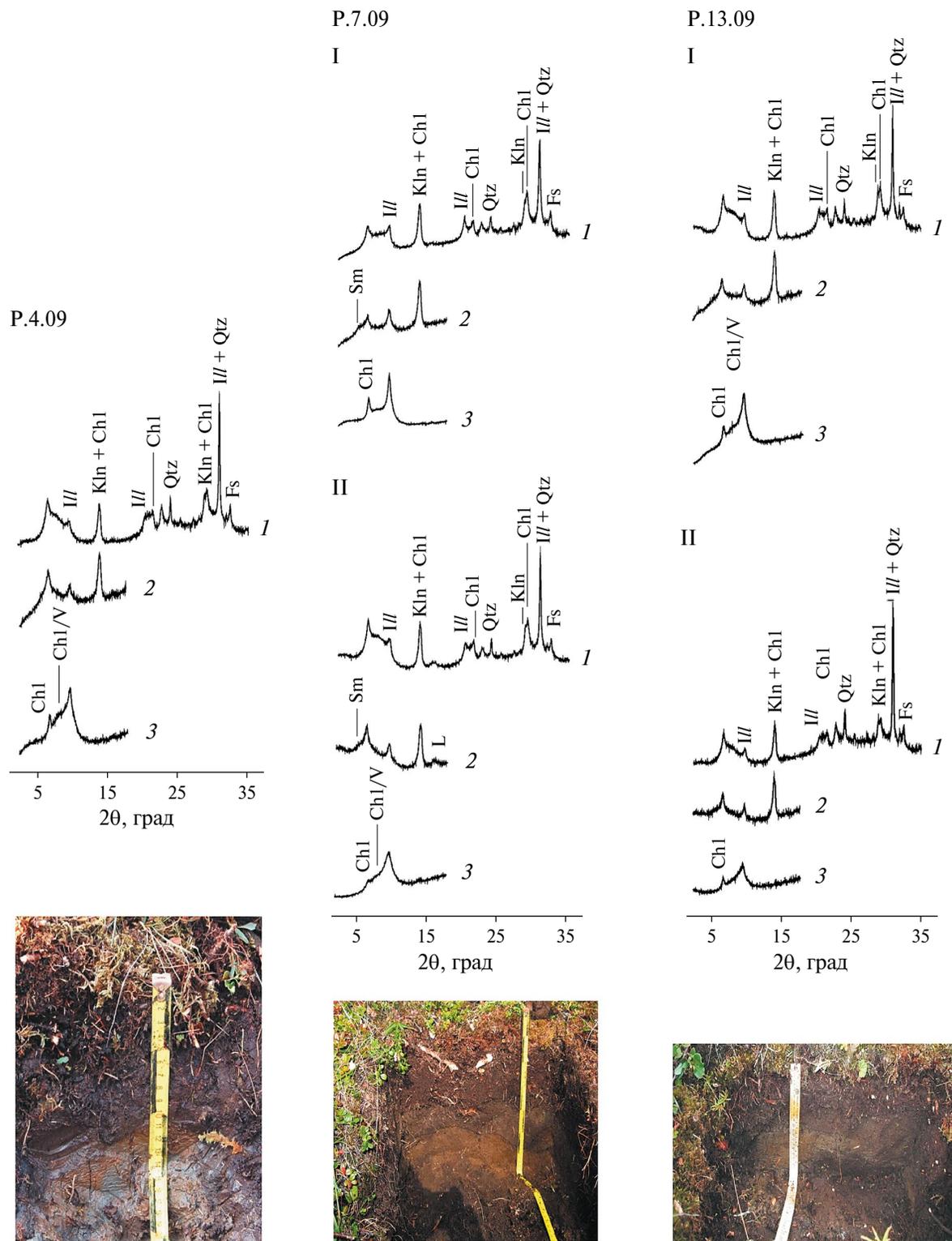


Рис. 2. Рентгendifрактограммы илстых фракций из почв предтундрового редколесья, расположенных на пологом (P.4-09) и крутом (P.7-09) склонах и широкой вершине (P.13-09) увалов. Условные обозначения: I – G_{\perp} в P.4-09; I – $ВН_{\perp}$, II – $ВНFG_{\perp}$ в P.7-09; I – CRg , II – CR_{\perp} в P.13-09. Klin – каолинит, Ill – иллит, Chl – хлорит, Chl/V – смешанослойные хлорит–вермикулитовые образования, Sm – смектитовая фаза, представленная неупорядоченными смешанослойными образованиями с высоким содержанием ($\geq 50\%$) смектитовых слоев, L – лепидокрокит, Qtz – кварц, Fs – полевые шпаты. Образец: 1 – насыщенный магнием, 2 – насыщенный этиленгликолем, 3 – прокаленный при 550°C .

мокрый, суглинистый, тиксотропный. По дну разреза над мерзлотой растекается вода.

Почва классифицирована как глеезем грубогумусированный, криогенно-железненный, мерзлотный [20, 27] или Reductaquic Cryosol (Eutric, Loamic) [45].

На плоских широких вершинах увалов несмотря на то, что они также сложены суглинистыми отложениями, создаются условия лучшего дренажа. Здесь под пушицево-моховым лиственничным редколесьем формируются криогенные почвы. Средняя высота *Larix cajanderi* 2.1 м, максимальная 3.5 м. Микрорельеф кочковатый: высота кочек 10–12 см, диаметр 25–30 см. Моховой напочвенный покров с брусникой и багульником преобладает в западинах между кочками, на кочках растут пушица, ива, багульник. В зависимости от местоположения на кочке (P.12-09) и между кочками (P.13-09) (71°58'58" N, 127°03'46" E, h 38 м), в разрезах выражены различия по перераспределению органического материала в связи с криотурбациями и по степени его преобразования.

Разрез P.12-09 имеет следующую последовательность горизонтов: органогенные горизонты Oao и Oh общей мощностью около 15 см. Ниже залегает горизонт CR₁ (16(18)–26(35) см) – серовато-светло-бурый с ржавыми пятнами по ходам корней и включениями темно-бурыми фрагментами органического материала, суглинистый, порошистый, сильно влажный криотурбированный. На границе с мерзлотой (с глубины 35 см) проявляются сизоватые пятна и непрочная листоватая структура. Почва классифицирована как криозем глееватый грубогумусированный, перегнойный [20, 27] или Oxyaquic Turbic Cryosol (Eutric, Loamic) [45].

Разрез P.13-09: Oao (0–6(7) см)–CRg (6(7)–15(18) см)–CR₁ (15–20 см). Отличается меньшей мощностью органогенного горизонта и наличием крупного фрагмента темно-бурого органического материала, внедренного по стенке криотурбированного горизонта, залегает на льдистой мерзлоте. Профиль классифицирован как криозем грубогумусированный глееватый [20, 27] или Turbic Cryosol (Eutric, Loamic) [45].

Особый интерес в плане изучения генезиса почв представляют почвы на крутых (35°–40°) склонах увалов. Увалы имеют резкий спуск к песчаной пойме южной части острова. Из-за крутизны склонов создаются условия хорошего дренажа. Разрез P.7-09 (71°58'07" N, 127°06'09" E, h 34 м) заложен под багульничково-бруснично-моховой лиственничной редкой. Лиственницы *Larix cajanderi* здесь лучшего класса бонитета, чем на плоских широких вершинах увалов, средняя высота деревьев 2.7 м, максимальная 5.3 м. Глубина протаивания 30–34 см. Последовательность горизонтов: подстилка (0–3(5) см)–Th (3(5)–16(18) см)–ВНе (16(18)–21(28) см)–ВНФg₁

(21(28)–30(34) см). Подстилка состоит из живых мхов, сухого опада лиственницы, багульника и слабо разложившихся корней брусники; Th – темно-бурый перегнойный, плотно переплетен корнями, встречаются крупные корни ивы диаметром до 1 см, влажный, до 20% от объема горизонта приходится на мелкозем; ВНе – буровато-коричневый, влажный, плотный, пронизан корнями, порошисто-комковатый, неоднородный по гранулометрическому составу – в основной массе супесчаный с клиньями суглинка, характеризуется наличием расплывчатых белесых пятен, что указывает на проявление слабой оподзоленности; ВНФg₁ – несмотря на легкосуглинистый гранулометрический состав выделяется довольно яркой желто-охристой окраской, характерной для альфегумусовых горизонтов, с локальными бурными пятнами, пронизан корнями, влажный. Залегает на слабобльдистой мерзлоте, ледяные прослои отсутствуют.

Почва классифицирована как торфяно-подбур глееватый, перегнойный, оподзоленный, мерзлотный [20, 27] или Spodic Histic Cryosol (Loamic) [45].

Таким образом, в условиях затруднительного дренажа, реализованного (1) на супесчаных породах и близком залегании мерзлоты в мелкобугорковатой и полигонально-валиковой тундре (P.2-09, P.3-09), а также (2) на суглинистых породах на пологих склонах увалов под редколесьем (P.4-09, P.5-09), формируются глееземы (P.2-09, P.3-09, P.5-09) и торфяно-глееземы (P.4-09). В редколесье, в условиях лучшего дренажа, что обусловлено положением в рельефе – (1) на плоских широких вершинах увалов (P.12-09, P.13-09) и (2) очень крутых склонах увалов (P.7-09) формируются: криоземы (P.12-09, P.13-09) и торфяно-подбуры (P.7-09).

МЕТОДЫ

Полевые исследования включали морфологическое описание почвенных разрезов и отбор образцов. Названия почв и индексы горизонтов даны в соответствии с российскими [20, 27] и международными подходами [45]. Физико-химический анализ почв проведен по общепринятым методикам. Гранулометрический состав определяли методом пипетки по Н.А. Качинскому в модификации Почвенного института; рН – потенциометрически; обменные катионы (Ca²⁺, Mg²⁺, H⁺) по методу Гедройца. Общее содержание органического углерода определяли методом Тюрина. Для верхних горизонтов с высоким содержанием растительных остатков различной степени разложения приведены значения потери при прокаливании.

Минералогический состав илистой фракции и профильное распределение минеральных фаз были изучены в нескольких разрезах редколесья. Илистые фракции (<0.001 мм) выделяли по методу Горбунова. Для коагуляции илистой фракции

использовали 0.5 М раствор $MgCl_2$. Предварительная обработка образцов включала насыщение этиленгликолем и прокалывание при температуре 550°C в течение 3 ч. Съемку ориентированных образцов проводили на приборе Rigaku MiniFlex II (Rigaku Corporation, Япония) X-ray дифрактометр (XRD), CoK_{α} . Глинистые минералы диагностировали при расшифровке рентгенодифрактограмм в соответствии с [39, 44], также использовали базу данных [47] для идентификации гидроксида железа – лепидокрокита (γ -FeOOH).

РЕЗУЛЬТАТЫ

Аналитическая характеристика почвенных профилей. Минеральные горизонты почв тундры относятся к супесчаным по гранулометрическому составу

с доминированием – практически до 90% физического песка (табл. 1). Глеевые почвы пологих склонов увалов под редколесьем легкосуглинистые (P.4-09) и супесчано-легкосуглинистые (P.5-09) с преобладанием частиц крупной пыли (27–32%) и мелкого песка (34–56%). В криоземах на широких вершинах увалов под редколесьем (P.12-09, P.13-09) отмечается утяжеление гранулометрического состава до средне- и легкосуглинистого. Выражена тенденция небольшого увеличения доли илистых частиц (8–12%) и физической глины (22–32%) от подножия к вершине увалов. Разрез на крутом склоне увала (P.7-09) неоднороден по гранулометрическому составу, который изменяется с глубиной от супесчаного до легкосуглинистого. Преобладают в профиле фракции мелкого песка и крупной пыли, на долю которых приходится до 65–78% в мелкозем.

Таблица 1. Гранулометрический состав объектов исследования и другие аналитические данные

Горизонт, глубина, см	НГ, %	Плотность твердой фазы, г/см ³	Содержание гранулометрических фракций, %, размер частиц, мм						
			1–0.25	0.25–0.05	0.05–0.01	0.01–0.005	0.005–0.001	<0.001	<0.01
Почвы тундры									
Глеезем перегнойный, криогенно-ожеженный, мерзлотный, P.2-09									
Gcf, 6(11)–17	1.80	2.57	22.2	43.0	23.7	4.5	3.3	3.3	11.1
G ⁺ , 17–30	2.21	2.58	15.6	42.3	29.0	4.5	4.4	4.2	13.1
Глеезем перегнойный, криогенно-ожеженный мерзлотный, P.3-09									
Gcf ⁺ , 6(7)–14(17)	2.95	2.52	9.0	48.9	29.0	6.1	4.1	2.9	13.1
Почвы предтундрового редколесья (пологие склоны увалов)									
Торфяно-глеезем перегнойно-торфяный, мерзлотный, P.4-09									
G ⁺ , 13–...	2.75	2.49	5.5	34.0	32.3	5.3	11.8	11.1	28.2
Глеезем грубогумусированный, криогенно-ожеженный мерзлотный, P.5-09									
G, 7–13(14)	2.54	2.40	4.9	56.2	28.2	3.3	3.6	3.8	10.7
Gcf ⁺ , 13(14)–20	1.57	2.55	15.4	34.7	27.4	7.3	7.0	8.2	22.5
Почвы предтундрового редколесья (широкие вершины увалов)									
Криозем грубогумусированный перегнойный, P.12-09									
CR ⁺ , 16(18)–26(35)	2.32	2.50	6.5	34.2	27.4	18.3	1.7	11.9	31.9
Криозем грубогумусированный глееватый, P.13-09									
CRg, 6(7)–15(18)	2.43	2.38	4.4	36.7	35.6	8.1	7.0	8.2	23.3
CR ⁺ , 15–20	3.00	2.25	2.5	34.2	41.6	6.5	7.0	8.2	21.7
Почвы предтундрового редколесья (крутые склоны увалов)									
Торфяно-подбур глееватый, перегнойный, оподзоленный, мерзлотный, P.7-09									
BHe, 16(18)–21(28)	2.59	2.46	6.0	45.8	31.8	6.1	5.3	5.0	16.4
BHfg ⁺ , 21(28)–30(34)	3.47	2.43	5.9	41.4	23.2	8.6	8.2	12.7	29.5

Примечание. НГ – гигроскопическая влага.

Легкий гранулометрический состав в глеевых почвах тундры (P.2-09, P.3-09) способствует формированию органогенного (Oh) горизонта небольшой мощности (4–5 см). Для этого горизонта характерно высокая доля (до 1/3 объема) наваянного песка. В профиле P.3-09 органический материал отличается средней степенью разложения, что

обусловлено более благоприятными для минерализации тепловыми условиями на валике. В глеевых почвах редколесий (P.4-09, P.5-09) мощность органогенного горизонта доходит до 10 см, а содержание органического вещества, оцененного по потерям при прокаливании, в 1.5–2 раза больше, чем в глеевых почвах тундр. Содержание органического

Таблица 2. Физико-химические свойства объектов исследования

Горизонт, глубина, см	pH		ППП	Сорг	Обменные катионы, смоль (экв)/кг		
	водный	солевой	%		Ca ²⁺	Mg ²⁺	H ⁺
Почвы тундры							
Глеезем перегнойный, криогенно-ожелезненный, мерзлотный, P.2-09							
Oh, 2–6(11)	6.4	–	24.6	–	33.7	9.2	–
Gcf, 6(11)–17	6.1	–	–	2.6	9.9	2.3	–
G ⁺ , 17–30	5.6	–	–	1.9	6.2	3.8	–
Глеезем перегнойный, криогенно-ожелезненный мерзлотный, P.3-09							
Oh, 2–6(7)	6.7	–	21.7	–	21.4	10.7	–
Gcf ⁺ , 6(7)–14(17)	6.4	–	–	3.1	13.2	3.6	–
Почвы предтундрового редколесья (пологие склоны увалов)							
Торфяно-глеезем перегнойно-торфяный, мерзлотный, P.4-09							
T, 3–7(10)	4.9	3.6	38.6	–	11.7	7.2	13.4
Th, 7(10)–13	4.6	4.6	26.5	–	12.1	10.3	10.4
G ⁺ , 13–...	5.2	5.2	–	4.3	6.7	6.0	2.1
Глеезем грубогумусированный, криогенно-ожелезненный мерзлотный, P.5-09							
Oao, 3(4)–7	5.7	–	54.0	–	27.6	13.8	–
G, 7–13(14)	6.2	–	–	4.7	13.5	6.7	–
Gcf ⁺ , 13(14)–20	5.5	–	–	2.5	5.7	3.4	–
Почвы предтундрового редколесья (широкие вершины увалов)							
Криозем грубогумусированный перегнойный, P.12-09							
Oao, 2(4)–10(12)	4.4	3.4	40.4	–	14.4	9.0	25.4
Oh, 10(12)–16(18)	4.8	3.7	28.7	–	11.9	6.2	15.1
CR ⁺ , 16(18)–26(35)	5.1	3.7	–	3.2	5.2	2.6	3.1
Криозем грубогумусированный глееватый, P.13-09							
Oao, 2(4)–6(7)	4.7	3.7	32.2	–	13.3	7.1	12.1
CRg, 6(7)–15(18)	5.7	–	–	5.5	9.9	5.2	–
CR ⁺ , 15–20	5.8	–	–	8.2	13.8	4.2	–
Почвы предтундрового редколесья (крутые склоны увалов)							
Торфяно-подбур глееватый, перегнойный, оподзоленный, мерзлотный P.7-09							
Th, 3(5)–16(18)	5.1	–	21.1	–	15.3	8.1	5.3
BHe, 16(18)–21(28)	5.6	–	–	4.5	10.8	4.4	1.6
BHfg ⁺ , 21(28)–30(34)	6.0	–	–	4.3	9.3	5.4	1.1

Примечание. ППП – потери при прокаливании, прочерк – не определяли.

углерода ($C_{\text{орг}}$) в глеевых почвах редколесий также больше и составляет 2.5–4.7% против 1.9–3.1% в почвах тундры (табл. 2).

Криоземы так же, как глеевые почвы редколесий (P.12-09, P.13-09), характеризуются высокими значениями потерь при прокаливании в верхней части профиля и высоким содержанием органического углерода. Отмечается повышенное (до 8.3%) содержание органического углерода в криотурбированных горизонтах разреза P.13-09, т.е. сформированном в западине, где внедрение органического материала более выражено на глубине 15–20 см. Минимальные значения потерь при прокаливании среди почв редколесья отмечены в профиле на крутом склоне увала (P.7-09), но при этом содержание органического углерода в минеральных горизонтах этого профиля остается достаточно высоким (4.3–4.5%).

Значения pH в исследованных почвах находятся в кислом–слабокислом (нейтральном) диапазоне. Прослеживаются некоторые закономерности изменений значений pH в зависимости от положения в рельефе. Наименее кислыми (вплоть до нейтральных значений pH в верхнем горизонте) являются глеевые почвы тундры (P.2-09, P.3-09). Для глеевых почв редколесья отмечены более низкие значения pH, которые находятся в кислом диапазоне в торфяно-глееземе (P.4-09) и слабокислом в глееземе (P.5-09). Криоземы редколесья кислые в случае формирования профиля на кочке (P.12-09) и кислые–слабокислые в западине (P.13-09). Органогенный горизонт в профиле на крутом склоне увала (P.7-09) кислый, вниз по профилю значения pH смещаются в слабокислый диапазон.

В составе обменных катионов в почвах преобладают Ca^{2+} и Mg^{2+} при преобладании доли Ca^{2+} , увеличение их содержания в верхних органогенных горизонтах объясняется биогенным накоплением. Доля H^+ закономерно увеличивается в наиболее кислых верхних органогенных горизонтах, где она сравнима с общей долей Ca^{2+} и Mg^{2+} .

Минералогический состав илистых фракций почв изучен в трех разрезах редколесья: торфяно-глееземе (P.4-09), криоземе (P.13-09) и разрезе P.7-09, классифицированном как торфяно-подбур, генезис которого в соответствии с подходами [20, 27] наиболее неоднозначен (рис. 2). Из индивидуальных глинистых минералов во всех горизонтах из изученных профилей диагностированы: слюды/иллит, хлорит и каолинит. На диоктаэдрическую природу слюд указывает наличие интенсивного отражения $d_{002} \sim 0.5$ нм на дифрактограммах. Одновременное присутствие в образце каолинита и хлорита подтверждается широко пиком в области 0.354–0.358 нм, вершина которого расщепляется на пики 0.354 нм (d_{004} хлорит) и 0.358 нм (d_{002} каолинит). Смешанослойные образования представлены

неупорядоченными слюда-сметитовыми с низким <50% содержанием сметитовых слоев. На наличие этих образований указывает улучшение симметричности 1.0 нм пика на дифрактограммах насыщенных образцов по сравнению с таковыми в воздушно-сухом состоянии. Кроме того, во всех горизонтах разрезов P.4-09 и P.13-09 присутствуют неупорядоченные смешанослойные хлорит-вермикулитовые образования, что подтверждается появлением широкого отражения в области 1.0–1.4 нм на дифрактограммах прокаленных образцов. Минеральные горизонты этих профилей идентичны по минералогическому составу.

По профильному распределению и составу минеральных фаз выделяется разрез P.7-09. В обоих горизонтах профиля диагностированы перечисленные выше индивидуальные минералы и неупорядоченные слюда-сметитовые образования с низким содержанием сметитовых слоев. Хлорит-вермикулитовые образования присутствуют только в нижнем минеральном горизонте ВНFg₁. Небольшой пик ~1.7 нм, появляющийся на дифрактограммах насыщенных образцов, указывает на присутствие сметитовой фазы в обоих горизонтах профиля. Сметитовая фаза представлена неупорядоченными смешанослойными образованиями с высоким >50% содержанием сметитовых слоев. Небольшая доля сметитовой фазы не позволяет однозначно утверждать, результатом трансформации слюд или хлорита они являются. В нижнем минеральном горизонте присутствует гидроксид железа – лепидокрокит ($\gamma\text{-FeOOH}$), на что указывает диагностический пик 0.627 нм [47] на дифрактограммах воздушно-сухого и насыщенного образцов, исчезающий на дифрактограммах прокаленного образца. Из неглинистых минералов во всех образцах присутствуют кварц и полевые шпаты.

ОБСУЖДЕНИЕ

Особенности минералогического состава. Исследованные разрезы находятся на обширной территории, которая на карте петрографо-минералогических разрядов основных парагенетических групп почвообразующих четвертичных отложений и образований выделена в хлорит-гидрослюдистый петрографо-минералогический разряд пород [2]. Минеральная ассоциация в исследованных почвах острова Тит-Ары, как и в почвах Восточно-Сибирского нагорья, в том числе за пределами Якутии [25], и Колымской низменности [35, 41], включая изученные ранее почвы бассейна р. Алазея [8, 9, 46], характеризуется присутствием двух доминирующих компонентов: хлорита и слюд.

В изученных профилях острова Тит-Ары дифрактограммы образцов из торфяно-глеезема (P.4-09) и криозема (P.13-09) практически полностью идентичны друг другу, что указывает на

отсутствие интенсивного развития процессов выветривания, которые на минералогическом уровне могли бы обусловить профильную дифференциацию минеральных фаз. Профиль торфяно-подбура (P.7-09) отличается наличием (а) смектитовой фазы в обоих минеральных горизонтах и (б) гидроксида железа — лепидокрокита в горизонте, залегающем на мерзлоте. В минералогическом составе почв холодных регионов, особенно формирующихся при близком залегании мерзлоты, не всегда можно однозначно различить результаты прошлых и современных процессов почвообразования и выветривания [37]. В исследованных разрезах нельзя однозначно утверждать о природе смешанослойных образований — слюда-смектитовых с низким <50% содержанием смектитовых слоев и хлорит-вермикулитовых. Это могут быть (а) современные педогенные образования, (б) либо унаследованные как от предыдущих этапов почвообразования, так и от почвообразующей породы.

Неочевидно и происхождение смектитовой фазы в обоих горизонтах в разрезе P.7-09. Она может быть как продуктом трансформации хлорита [43], так и слюды [43, 48, 49]. Появление смектита (вплоть до доминирования по содержанию над унаследованными минералами) характерно для элювиального горизонта подзолов [42]. В исследованном профиле нет элювиального горизонта. Отметим, что увеличение смектитового компонента в результате диспергации, разрушения и деградиционной трансформации унаследованных от породы “хлоритовых структур” было, например, диагностировано ранее в верхних горизонтах подбуров и буроземов, развитых на основных породах острова Валаам [30]. В исследованном профиле P.7-09 на уровне признака морфологически выражено развитие оподзоливания в верхнем из альфегумусовых горизонтов. Стоит обратить внимание, что ранее в кислых горизонтах мерзлотных почв (криозем из межлассного комплекса на границе лесотундры и северной тайги и торфяно-глезем на территории аласа северной тайги) в бассейне р. Алазья диагностировали вермикулит [9]. Вермикулит рассматривали как продукт современной трансформации хлорита в кислой среде в соответствии со схемой стадийного выветривания [39]. С учетом довольно небольшого расстояния между разрезами на острове Тит-Ары, логично предположить, что смектитовая фаза в разрезе (P.7-09) является продуктом современного почвообразования, как и лепидокрокит, который также диагностирован в этом профиле. Лепидокрокит, формирующийся на криогенном барьере, чему способствует мобилизация двухвалентного железа, высвобождающегося из структуры хлорита при его дегградации, и дальнейшее окисление железа в зоне промерзания—оттаивания, был диагностирован в криоземах едомы Колымской низменности [35]. Также

диагностировали лепидокрокит в профиле приморского луга (тамп) (маршевая почва на льдистой мерзлоте) [9]. Такие луга формируются вдоль низких морских берегов, заливаемых приливами.

Генезис и закономерности распространения почв. Близкое залегание мерзлоты обуславливает наличие водоупора и вместе с незначительным испарением влаги приводит к избыточному увлажнению и интенсивному развитию оглеения в почвах на территории острова Тит-Ары. Это ведет к повсеместному развитию глеевых почв, а также хорошо выраженных признаков оглеения в криоземах. Почвы острова отражают общую закономерность, характерную для низовьев р. Лены, где почвы почти всегда носят следы оглеения, а до 40% площади занято болотными типами почв [7]. Минимально оглеение проявляется в альфегумусовом профиле (P.7-09). В этом же профиле, несмотря на суглинистый состав горизонта, залегающего на мерзлоте, отмечается максимальная глубина оттаивания (до 34 см). Такие почвы формируются только на южном склоне увалов с крутым спуском к песчаной пойме.

Почвообразующая порода залегает ниже границы сезонного оттаивания: происходит ежегодное промерзание почв и смыкание сезонной мерзлоты с многолетней, представленной низкотемпературными (–11...–13°C) мерзлыми породами [40]. Специфика формирования органогенного горизонта от подстильно-торфяного (Oh, Oao) до торфяного (Т, Th) определяется условиями почвообразования в зависимости от положения по элементам мезо- и микрорельефа. К общим закономерностям относятся (а) отсутствие в профиле крупных включений грубого органического материала и значительное разложение растительных остатков и (б) аккумулятивное перераспределение грубого органического вещества с максимумом накопления в верхней части профиля. Такое распределение характеризуется как близкое к криотурбационному типу с высокой степенью гомогенизации материала минеральной части [22]. Относительно высокое содержание органического углерода в минеральных горизонтах исследованных почв согласуется с представлением о значительной прогумусированности мерзлотных криотурбированных почв [36], что ранее отмечали для почв различных регионов Якутии [8]. Согласно литературным данным, гумусированность оглеенных почв в тундровой зоне объясняется накоплением органического углерода в результате: (а) разложения корневого опада *in situ* в верхней части профиля [1, 12, 13, 16, 23]; (б) криогенного массообмена в результате погребения органогенных горизонтов при морозном растрескивании, солифлюкции, пучении, пятнообразования [6, 12]; (в) мерзлотной ретинизации (миграция водорастворимых органических веществ в глубь профиля к фронту многолетней мерзлоты и их постепенное накопление в минеральной толще в связи с замедленным

разложением [1, 12, 13, 18, 19]; (г) наследованием высокого содержания органического углерода от почвообразующей породы [5].

Преобладание на острове юго-восточных и северо-западных ветров, нехарактерных для Северной Якутии [29], обуславливает слабую затронутость почвообразованием низких надпойменных террас наиболее подветренных восточных и западных сторон. Местами они оголены, или на поверхности фиксируются аккумуляции навейного песка. Промерзание почв повсеместно сопровождается морозобойным растрескиванием, пучением и криотурбацией почвенной массы, что приводит к сильной дифференциации почвенного и растительного покрова на уровне микро- и нанорельефа [40]. Почвенный покров острова представлен разными мезокомбинациями глеевых почв тундры, а также глеевых и в различной степени оглеенных почв предтундровых редколесий (криоземы и альфегумусовые). Аллювиальные слоистые почвы формируются в пойме [20, 27].

Тундровые участки и формирующиеся здесь глеезы распространены на песчаной первой надпойменной террасе, т.е. занимают наиболее низкие, не считая пойму, гипсометрические позиции. Под редколесьем увалов, занимающем более высокое положение в рельефе, формируются суглинистые глеезы и торфяно-глеезы на пологих склонах. Плоские, широкие вершины увалов, где создаются условия лучшего дренажа по сравнению с пологими склонами, заняты криоземами. Наиболее специфичны почвы, формирующиеся на крутых (35° – 40°) склонах увалов, для которых характерен резкий спуск к песчаной пойме в южной части острова. Почвы, несмотря на небольшую мощность, характеризуются утяжелением гранулометрического состава вниз по профилю от супесчаного до легкосуглинистого, что обусловлено преобладанием юго-восточных и северо-западных ветров, обеспечивающих интенсивный принос песчаного материала с поймы. Почвы классифицированы как торфяно-подбуры [20, 27], они характеризуются наличием морфологически выраженного альфегумусового горизонта. Здесь диагностированы смектитовая фаза и сформированный на криогенном барьере гидроксид железа – лепдокорокит, которые можно рассматривать как результат современных процессов почвообразования и выветривания.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные почвенно-генетическое и почвенно-минералогическое исследования на территории острова Тит-Ары, расположенного на левом берегу устьевой части р. Лены, выявили как характерные для Северной Якутии черты почвообразования, так и обусловленные особенностями мезорельефа острова, который влияет на такие условия, как

почвенный дренаж, характер оттаивания мерзлоты, мощность сезонно-талого слоя.

К общим с почвами Северной Якутии чертам относятся: слабая активность процессов выветривания минеральной компоненты почв; морфологически выраженная гомогенизация профиля; относительно высокая гумусированность минеральных горизонтов; интенсивное развитие оглеения; близкое залегание мерзлоты и нахождение почвообразующей породы ниже границы сезонного оттаивания, обуславливающее ее обособление от почвенного профиля. Специфичность условий почвообразования создается на крутых склонах увалов. Здесь формируются альфегумусовые почвы, для которых характерно слабое развитие оглеения и максимальная глубина оттаивания. Именно в этом случае отмечено присутствие смектитовой фазы, что можно рассматривать как результат современного почвообразования и выветривания, приводящих к развитию деградационной трансформации минеральной компоненты, и формированию лепидокрокита на криогенном барьере.

БЛАГОДАРНОСТЬ

XRD-данные получены в ресурсном центре СПбГУ “Рентгенодифракционные методы исследования”.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена при поддержке государственного задания Министерства науки и высшего образования РФ по проекту № 0297-2021-0026, ЕГИСУ НИОКТР № АААА-А21-121012190036-6.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Васильевская В.Д. Почвообразование в тундрах Средней Сибири. М.: Наука, 1980. 235 с.
2. Градусов Б.П. Карта почвообразующих и подстилающих пород мира. Ее генетико-географический анализ и закономерности почвообразования // Почвоведение. 2000. № 2. С. 180–195.
3. Губин С.В. Динамика формирования тундровых неглеевых почв // Почвоведение. 1993. № 10. С. 62–70.
4. Губин С.В. Позднеплейстоценовое почвообразование на Приморских низменностях Севера Якутии // Почвоведение. 1994. № 8. С. 5–14.
5. Губин С.В. Позднеплейстоценовое почвообразование на лессово-ледовых отложениях

- северо-востока Евразии. Автореф. дис. ... докт. биол. наук. Пушино, 1999. 36 с.
6. Губин С.В. Голоценовая история формирования почв на приморских низменностях севера Якутии // Почвоведение. 2001. № 12. С. 1413–1420.
 7. Десяткин Р.В., Тетерина Л.В. Почвы дельты реки Лены // Генезис и мелиорация почв Якутии. Якутск: Якутский научный центр СО АН СССР, 1991. С. 55–66.
 8. Десяткин Р.В., Лесовая С.Н., Оконешникова М.В., Иванова А.З. Криоземы и палевые слабодифференцированные почвы тундр и тайги Якутии: свойства, минералогический состав и классификация // Почвоведение. 2021. № 12. С. 1423–1436. <https://doi.org/10.31857/S0032180X21120042>
 9. Десяткин Р.В., Лесовая С.Н., Оконешникова М.В., Иванова А.З., Платонова Н.В. Мерзлотные почвы бассейна р. Алазея: свойства, минералогический состав и классификация // Почвоведение. 2023. № 2. С. 131–142. <https://doi.org/10.31857/S0032180X2260086X>
 10. Еловская Л.Г., Петрова Е.И., Тетерина Л.В. Тундровые почвы Приморской низменности // Почвенные исследования Якутии. Якутск: Якутский филиал СО АН СССР, 1974. С. 27–37.
 11. Еловская Л.Г., Петрова Е.И., Тетерина Л.В. Почвы Северной Якутии. Новосибирск: Наука, 1979. 303 с.
 12. Игнатенко И.В. Почвы основных тундровых биогеоценозов Западного Таймыра // Биогеоценозы Таймырской тундры и их продуктивность. Л.: Наука, 1971. С. 57–107.
 13. Игнатенко И.В. Почвенный покров // Ары-Мас. Природные условия, флора и растительность самого северного лесного массива. Л.: Наука, 1978. С. 30–57.
 14. Исаев А.П., Габышева Л.П., Михалева Л.Г. Особенности роста лиственницы Каяндера у северной границы ареала на острове Тит-Ары (низовья р. Лены) // Бюл. МОИП. Отд. биол. 2009. Т. 114. № 3. С. 59–62.
 15. Исаев А.П., Габышева Л.П., Михалева Л.Г. Эколого-географические особенности лесного массива на острове Ти-Ары (дельта реки Лены) // География и природные ресурсы. 2016. № 2. С. 53–61.
 16. Караваева Н.А. К характеристике арктикотундровых почв о-ва Большого Ляховского // О почвах Восточной Сибири. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 109–129.
 17. Караваева Н.А. Тундровые почвы Северной Якутии. М.: Наука, 1969. 205 с.
 18. Караваева Н.А., Таргульян В.О. Об особенностях распределения гумуса в тундровых почвах Северной Якутии // Почвоведение. 1960. № 12. С. 36–45.
 19. Караваева Н.А., Таргульян В.О. К изучению почв тундр Северной Якутии // О почвах Восточной Сибири. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 53–73.
 20. Классификация и диагностика почв России. Смоленск: Ойкумена, 2004. 342 с.
 21. Куницкий В.В. Криолитология низовья Лены. Якутск: Ин-т мерзлотоведения СО АН СССР, 1989. 162 с.
 22. Луначев А.В. Взаимосвязь криоземов тундр Колымской низменности с верхним слоем многолетнемерзлых отложений. Автореф. дис. ... канд. биол. наук. М., 2010. 30 с.
 23. Мергелов Н.С. Почвообразование, почвенный покров и запасы углерода в Колымских тундрах и редколесьях. Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М., 2007. 28 с.
 24. Наумов Е.М. Почвы и почвенный покров Северо-Востока Евразии. Автореф. ... дис. докт. с.-х. наук. М., 1993. 63 с.
 25. Наумов Е.М., Градусов Б.П. Особенности таежного почвообразования на крайнем Северо-Востоке Евразии. М.: Колос, 1974. 147 с.
 26. Оконешникова М.В. Почвы острова Тит-Ары // Бюл. МОИП. Отд. Биол. 2009. Т. 114. № 3. Приложение 1. С. 150–158.
 27. Полевой определитель почв. М.: Почв. ин-т им. В.В. Докучаева. 2008. 182 с.
 28. Растительный и животный мир дельты реки Лены. Якутск, 1985. 139 с.
 29. Северная Якутия. Физико-географическая характеристика. Л.: Тр. ААНИИ. т. 236. 1962. 279 с.
 30. Седов С.Н., Васенева Э.Г., Шоба С.А. Современные и древние процессы выветривания в почвах на основных породах острова Валаам // Почвоведение. 1992. № 7. С. 83–97.
 31. Справочник по климату СССР. Вып. 24. ч. 2. Л.: Гидрометеиздат, 1967. 398 с.
 32. Справочник по климату СССР. Вып. 24. ч. 4. Л.: Гидрометеиздат, 1968. 350 с.
 33. Тетерина Л.В. Почвы Колымской низменности // Почвенные и ботанические исследования в Якутии. Якутск: Институт биологии, 1972. С. 50–61.
 34. Тетерина Л.В. Закономерности распространения тундровых почв Оленекско-Анабарской низменности // Биологические проблемы Севера. VII симпозиум. Петрозаводск, 1976. С. 136–139.
 35. Alekseev A., Alekseeva T., Ostroumov V., Siebert C., Gradusov B. Mineral transformation in permafrost-affected soils. North Kolyma Lowland, Russia // Soil Sci. Soc. Am. J. 2003. V. 67. P. 596–605. <https://doi.org/10.2136/sssaj2003.0596>
 36. Bockheim J.G., Tarnocai C. Recognition of cryoturbation for classifying permafrost-affected soils // Geoderma. 1998. V. 81. P. 281–293. [https://doi.org/10.1016/S0016-7061\(97\)00115-8](https://doi.org/10.1016/S0016-7061(97)00115-8)
 37. Boyer S.J. Chemical weathering of rocks on the Lassiter Coast, Antarctic Peninsula, Antarctica // New Zealand J. Geology Geophysics. 1975. V. 18(4). P. 623–628.

38. *Cajander A.K.* Beiträge zur Kenntniss der Vegetation der Alluvionen des nordlichen Eurasiens. I. Die Alluvionen des unteren Lena-Thales // *Acta Soc. Sci. Fennical.* 1903. V. 32(1). P. 1–182.
39. *Churchman G.J.* Clay minerals formed from micas and chlorites in some New Zealand soils // *Clay Miner.* 1980. V. 15(3). P. 59–76.
<https://doi.org/10.1180/claymin.1980.015.1.05>
40. *Desyatkin R.V., Karpov N.S., Zakharova V.I., Desyatkin A.R., Hinzmann L.D.* Soil and vegetative covers on tundra polygon of the GAME project in the vicinity of Tiksi // *Research Report of IHAS.* 1998. V. 4. P. 1–10.
41. *Gentsch N., Mikutta R., Shibistova O., Wild B., Schneck-er J., Richter A., Urich T. et al.* Properties and bioavail-ability of particulate and mineral-associated organic matter in Arctic permafrost soils. Lower Kolyma Re-gion. Russia // *Eur. J. Soil Sci.* 2015. V. 66. P. 722–734.
<https://doi.org/10.1111/ejss.12269>
42. *Gjems O.* Some notes on clay minerals in Podzol profiles in Fennoscandia // *Clay Minerals Bulletin.* 1960. V. 4(24). P. 208–211.
43. *Gjems O.* A swelling dioctahedral clay mineral of a vermiculite-smectite type in the weathering horizons of Podzols // *Clay Minerals Bull.* 1963. V. 5. P. 183–193.
44. *Harris W., White N.G.* X-ray diffraction techniques for soil mineral identification // *Methods of Soil Analysis.* Editors: Ulery A.L., Drees L.R. Part 5. Mineralogical Methods, SSSA Book Series, No. 5. Madison, Wisconsin, 2008. 81–115 p.
45. IUSS Working Group WRB. World Reference Base for Soil Resources 2014, update 2015 International soil classification system for naming soils and creating legends for soil maps. World Soil Resources Reports No. 106. 2015. FAO, Rome.
46. *Lessovaia S.N., Desyatkin R.V., Okoneshnikova M.V., Ivanova A.Z.* Clay mineralogy of Cryosols formed in an ultra-continental climate of Siberia // *The VIII Congress of the Dokuchaev Soil Science Society.* IOP Conf. Ser.: Earth Environ. 2021. V. 862. P. 012070.
<https://doi.org/10.1088/1755-1315/862/1/012070>
47. PDF-2 2020 (Powder Diffraction File). ICDD (International Centre for Diffraction Data). № 01-074-6247.
48. *Righi D., Huber K., Keller C.* Clay formation and podzol development from postglacial moraines in Switzerland // *Clay Minerals.* 1999. V. 34. P. 319–332.
49. *Wilson M.J.* Weathering of the primary rock-forming minerals: processes, products and rates // *Clay Minerals.* 2004. V. 39. P. 233–266.

Soils of Tundra and Sub-Tundra Larch Open Woodland of Tit-Ary Island (Delta of the Lena): Genesis, Properties, and Distribution Trends

M. V. Okoneshnikova^{1,*}, S. N. Lessovaia², A. Z. Ivanova¹, and R. V. Desyatkin¹

¹*Institute of Biological Problems of the Cryolithozone, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, Yakutsk, 667891 Russia*

²*Institute of Earth Sciences, St. Petersburg State University, St. Petersburg, 199178 Russia*

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

Physico-chemical properties and vertical distribution patterns of clay minerals were studied in the permafrost affected soils from the tundra and sub-tundra larch open woodland of Tit-Ary island. That unique complex is located in the delta of the Lena river, Republic of Sakha (Yakutia). Despite the small size of the island and the fact that permafrost is close to the surface, several variants of pedogenesis determine the soil diversity in this area. The soils are characterized by various degrees of gleyic and stagnic properties due to sandy or loamy texture and location in the landscapes (top of the hills as well as steep or gentle slope). Mineral association is the same in the studied profiles characterized by the predominance of two components – chlorite and illite. Iron hydroxide–lepidocrocite occurred on the boundary of permanently frozen ground in the profile within pronounced spodic features as well as smectitic clay indentified in the both horizon of this permafrost affected soil can be attributed as a result of modern pedogenesis.

Keywords: permafrost affected soils, island ecosystem, gleyzation, clay minerals, lepidocrocite

КАРТЫ ПОТЕНЦИАЛА СЕКВЕСТРАЦИИ ПОЧВЕННОГО УГЛЕРОДА В ПАХОТНЫХ ПОЧВАХ РОССИИ

© 2024 г. В. А. Романенков^{a, b}, Ю. Л. Мешалкина^{a, *}, А. Ю. Горбачева^a, А. Н. Кренке^c, И. К. Петров^d, О. М. Голозубов^a, Д. И. Рухович^e

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

^bВНИИ агрохимии им. Д.Н. Прянишникова, ул. Прянишникова, 31а, Москва, 127434 Россия

^cИнститут географии РАН, Старомонетный пер., 29, стр. 4, Москва, 119017 Россия

^dООО «Аналитический центр лесного и сельского хозяйства», Холодильный пер., 3, Москва, 115191, Россия

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

*e-mail: jlmesh@list.ru

Поступила в редакцию 24.07.2023 г.

После доработки 27.12.2023 г.

Принята к публикации 29.12.2023 г.

Одним из способов противодействия глобальному изменению климата может быть внедрение систем земледелия, при которых сельскохозяйственные почвы смогут в значительной степени накапливать углерод. Целью работы было создание серии карт, в которых оценивался потенциал секвестрации органического углерода пахотными почвами России в верхнем 30-сантиметровом слое. В качестве исходных использованы данные из глобальных и национальных баз данных. Карты были созданы в рамках проекта ФАО по составлению Глобальной карты секвестрации почвенного углерода (GSOCseq). Карты составлены по унифицированной методологии, использующей модель RothC для прогноза скорости секвестрации углерода в период 2020–2040 гг. при сценарии неизменного хозяйствования, а также для трех сценариев устойчивого управления почвенными ресурсами при различном приросте поступления органического вещества (+5, +10 и +20%) вследствие применения углеродосберегающих практик. При сохранении существующей практики землепользования в течение 20 лет суммарно потенциальную скорость секвестрации пахотными почвами РФ в слое 0–30 см можно оценить как 8.5 Мт/год, при применении углеродосберегающих практик – до 25.5 Мт/год. Показано, что значения скорости секвестрации углерода пахотными почвами для каждой зоны почвенно-экологического районирования (за исключением зоны светло-каштановых и бурых почв полупустыни, где она практически не отличается от нуля) и в национальном масштабе положительны. Наибольший потенциал секвестрации имеют следующие регионы: Алтайский край, Омская область, Новосибирская область, Красноярский край. В ряде субъектов Российской Федерации: Краснодарский край, Республика Крым, Ростовская область, Приморский край, Республика Адыгея и Калининградская область должны быть приняты меры по внедрению практики устойчивого управления почвенными ресурсами.

Ключевые слова: ресурсосберегающие технологии в сельском хозяйстве, изменение климата, модель RothC, сельскохозяйственные земли, баланс углерода, инициатива “4 per 1000”

DOI: 10.31857/S0032180X24050037, EDN: YLUZDQ

ВВЕДЕНИЕ

Для прогноза последствий глобального изменения климата большой интерес представляет получение точной оценки мирового запаса почвенного органического углерода, а также потенциала его накопления почвой. Поглощение CO₂ из атмосферы

и последующее увеличение запасов органического углерода на антропогенно-нарушенных участках почвенного и растительного покровов рассматривается в качестве важнейшей стратегии смягчения антропогенного влияния на изменение климата и улучшения других экосистемных функций почвы [28]. Основное преимущество расширения

масштабов накопления углерода сельскохозяйственными землями заключается в том, что при этом будет происходить поддержание и повышение плодородия земель, а также этот подход не требует изменения землепользования, например, преобразования сельхозугодий в леса и, таким образом, не увеличивает конкуренцию за земельные ресурсы [16]. Предполагается, что создание положительного баланса углерода в системе почва–растительность будет достигнуто в результате повсеместного внедрения практик почвозащитного ресурсосберегающего земледелия [22, 23]. Согласно множеству научных исследований, проведенных в разных странах мира, в течение следующих нескольких десятилетий сельскохозяйственные почвы смогут в значительной степени способствовать поглощению атмосферного углерода [15].

Общий запас органического углерода в метровом слое почв составляет 1462–1548 Гт, в двухметровом – 2376–2456 Гт [8]. Оценки потерь почвенного органического углерода за историю землепользования колеблются в широком диапазоне от 44 до 537 Гт [13]. Согласно последним данным, за 12 тыс. лет его потери составили 133 Гт в 2 метровом слое [21]. При внедрении практик землепользования, направленных на связывание углерода в почве (таких, как прямой посев для минимизации воздействия на почвы, постоянное мульчирование почвы растительными остатками и покровными культурами, широкое применение различных биологических методов) две трети потерь могут быть компенсированы. Обобщение данных мировых исследований показывает, что скорости поглощения органического углерода почвой могут достигать от 0.2 до 0.5 т С/га в год [15]. Теоретически максимальное количество углерода, которое может быть поглощено почвой из атмосферы, оценено в 77 Гт С (<https://www.ipcc.ch/report/ar6/wg1/#FullReport>). Локальные потери и скорость секвестрации органического углерода почв зависят от типа почв, растительности, климата, а также от вида и продолжительности землепользования.

Почвенный покров РФ обладает большим многообразием и протяженностью, его можно рассматривать как самый большой в мире “резервуар почвенного углерода” [4]. Запасы углерода в метровом слое почв России оцениваются как 292 Гт С [26], что составляет больше 15% от мирового запаса углерода.

Пахотные и пастбищные почвы занимают около 12% территории страны, запасы органического углерода в них оцениваются как 16.8 Гт С в верхних 0.3 м и 28.0 Гт С в верхнем метре. Если ориентироваться на целевой показатель в 4 промилле, то пахотные почвы России смогут накапливать до 4.4 млн т С, что соответствует скорости поглощения 0.16 т С/га в год [15]. Однако не все ученые согласны с этим мнением, так в публикации [2] приводятся оценочные расчеты, показывающие,

что цель инициативы “4 промилле” не может быть достигнута в России полностью из-за того, что существует ограничение в возможности насыщения пахотных почв углеродом. В статье предлагается трансформировать эту инициативу в национальную цель “2 промилле” с периодом реализации 12–15 лет. Однако вопрос о том, каков реальный потенциал для секвестрации углерода у почв России пока еще недостаточно изучен.

В 2006–2007 гг. были проведены работы по оценке содержания углерода в почвах европейской части России и Украины [18, 19, 20, 24, 25]. Работы основаны на применении модели RothC, которая более подробно описана ниже. В рамках этих исследований были разработаны возможные сценарии по изменению запасов углерода при различных видах эксплуатации пахотных земель [18] и глобального изменения климата [19]. Моделирование охватывало период 1990–2070 гг. [25]. Для модели RothC была разработана база данных, содержащая необходимые параметры по землепользованию, климату и характеристикам почв [20]. Особенностью работ 2006–2007 гг. являлось то, что база данных формировалась не по регулярным сетям, а по нескольким сотням полигонов, на которые была разделена европейская часть России. Эти полигоны были выделены по принципу однородности СПП с учетом административных границ субъектов [5]. Более подробной информации на тот момент собрать не удалось.

В 2020–2021 гг. был реализован Проект Глобального почвенного партнерства Продовольственной и сельскохозяйственной организации Объединенных Наций (ФАО) по составлению Глобальной карты секвестрации углерода в верхнем слое 0–30 см сельскохозяйственных земель (Global Soil Organic Carbon Sequestration Potential Map – GSOCseq) (<https://www.fao.org/soils-portal/data-hub/soil-maps-and-databases/global-soil-organic-carbon-sequestration-potential-map-gsocseq/en/>), методика создания которой изложена в Техническом руководстве (<https://www.fao.org/3/cb0353en/cb0353en.pdf>) [27]. Согласно проекту для каждой из стран мира были созданы 29 карт, составленных по унифицированной методологии, разработанной на базе модели RothC (Rothamsted Long Term Field Experiments Carbon Model, Углеродная модель Ротамстедского длительного полевого опыта) [9]. Модель RothC описывает круговорот органического углерода в верхнем слое автоморфных минеральных почв. Она позволяет учитывать влияние типа почвы, температуры, влажности и растительного покрова на процесс круговорота углерода с шагом в один месяц [9]. Модель RothC строится на количественном описании почвенных процессов. Почвенный органический углерод в модели разделен на четыре активных пула: разлагаемый растительный материал, устойчивый растительный

материал, микробная биомасса и гумифицированное органическое вещество, которые различаются по скорости трансформации и один неактивный пул, который содержит инертное органическое вещество. Прогноз секвестрации почвенного органического углерода сельскохозяйственными землями производился в проекте на 20 лет согласно 4 сценариям: неизменного хозяйствования (*business as usual* – далее BAU), а также для трех сценариев при приросте поступления органического вещества в результате внедрения практик почвозащитного ресурсосберегающего земледелия (сокращение названий практик происходит от слов “sustainable soil management” – SSM), при которых происходит увеличение поступления органического углерода в почву (<https://www.fao.org/3/cb0353en/cb0353en.pdf>) [27]. Предполагается, что 20-летний период является достаточным сроком, в течение которого запасы почвенного углерода приближаются к новому устойчивому состоянию.

Цель настоящей работы – создание серии карт для территории Российской Федерации, в которых оценивается потенциал секвестрации органического углерода верхним 30-сантиметровым слоем пахотных почв согласно методике Проекта FAO по составлению Глобальной карты секвестрации почвенного углерода и изложенной в Техническом руководстве [27]. Были рассмотрены пахотные почвы, так как они в большей степени подвержены сокращению запасов органического углерода. В работе были использованы доступные данные из глобальных и национальных баз данных.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Основные принципы моделирования. Карты потенциала секвестрации почвенного органического углерода (далее почвенного углерода) были созданы согласно Техническому руководству Глобального почвенного партнерства FAO для построения карт в глобальном масштабе [27].

Моделирование производилось в три этапа:

(1) Первый этап – “инициализация” (*Spin up*), задача которого состояла в том, чтобы привести в модели RothC запасы углерода и его пулы к равновесному состоянию, основываясь на климатических, почвенных, растительных и сельскохозяйственных характеристиках. Равновесные запасы должны соответствовать величине, приведенной во Всемирной карте запасов органического углерода в слое 0–30 см почвы (GSOC17) [7, 10]. Годовой цикл моделирования повторялся 500 раз [27], пока не была достигнута постоянная величина запасов органического углерода, соответствующая величине, приведенной во Всемирной карте запасов органического углерода в слое 0–30 см почвы (GSOC17) [7, 10]. Моделирование выполнялось при неизменных погодных условиях, в качестве таковых приняты среднесезонные

величины за период 1980–2000 гг. Общее годовое поступление углерода с растительными остатками изначально принималось равным 1 т С га/год. В результате моделирования было получено “исходное” среднее годовое поступление углерода по сценарию BAU вплоть до 2000 г. [27].

(2) Второй этап – *подготовка или временная гармонизация (Warm up)*. Он заключается в гармонизации данных, так как запасы углерода на карте FAO были составлены из разновременных данных за период с 1960 по 2000 гг. Запасы почвенного углерода на Всемирной карте (GSOC17) в руководстве [10] условно считаются запасами углерода, которые были за двадцать лет до современного периода, совпадающего с начальной точкой моделирования, т.е. 2000 г. Этап подготовки проводится с учетом реальных погодных условий 2000–2020 гг. и с изменением ежегодного поступления углерода с растительными остатками.

(3) Третий этап – *прогноз (Forward)*, задача которого состоит в оценке изменения запасов почвенного углерода, а также его скорости в следующие 20 лет, в 2020–2040 гг. в зависимости от предложенных в методике сценариев. Первый сценарий неизменного хозяйствования BAU предполагает, что в этом случае ежегодно поддерживается стабильное поступление углерода в почву с растительными остатками, соответствующее современному уровню. Согласно трем сценариям SSM при применении методов устойчивого управления почвенными ресурсами должен произойти определенный прирост поступления в почву органического углерода от современного уровня в зависимости от сценария: сценарий SSM1 – на 5%, сценарий SSM2 – на 10%, сценарий SSM3 – на 20%. Эти сценарии можно рассматривать как гипотетические, так как конкретные ресурсосберегающие практики и способы их достижения не обсуждаются.

Прогнозное моделирование основывалось на климатических параметрах 2000–2020 гг., а также использовало карты землепользования за 2020 г. Абсолютная секвестрация почвенного углерода оценивалась как разница между запасами, полученными в результате моделирования в 2040 г. для различных сценариев, и расчетными базовыми запасами на 2020 г. Относительное накопление почвенного углерода оценивалось как разница между соответствующими запасами почвенного углерода из прогноза на 2040 г. для сценариев SSM и моделируемыми запасами почвенного углерода на 2040 г. для сценария BAU.

Исходные данные. Карты были созданы с пространственным разрешением в 1 км, расчеты проводились для слоя 0–30 см. Для создания серии карт была выбрана одна группа землепользования – пахотные земли. Далее будет описан алгоритм получения и источники исходных данных, использованных при моделировании.

Алгоритм получения маски пахотных земель России. Для всей территории РФ отсутствует маска полей, которая включала бы поля, находящиеся в интенсивной обработке, и исключала бы заброшенные сельскохозяйственные угодья. Актуальная на 2020 г. карта пахотных земель России получена путем синтеза двух масок для районов активного земледелия на территории России, составленных на основе различных принципов:

(1) *Маска данных с разрешением в 30 м, полученная для проекта глобальной продовольственной безопасности (Global Food Security-Support Analysis Data at 30 m, GFSAD30, <https://www.usgs.gov/centers/western-geographic-science-center/science/global-food-security-support-analysis-data-30-m>).* Проект GFSAD30 предоставляет данные о пахотных землях и водопользовании с разрешением 30 м для всего земного шара. Контура полей были получены на основе временных рядов с шагом 2–4 мес. снимков Landsat-8 за 3–4 года. Спектральные образы строились отдельно для каждой из 74 агроэкологических зон на основе отражения во всех спектральных каналах Landsat-8, а также – два наиболее распространенных вегетационных индексов: NDVI (Normalized Difference Vegetation Index, нормализованный вегетационный индекс), ENVI (Enhanced Vegetation Index, усовершенствованный вегетационный индекс, индекс был разработан как улучшение NDVI путем оптимизации сигнала растительности в областях с высоким индексом листовой поверхности (LAI)). Дополнительно использовались данные радарной топографической съемки (Shuttle radar topographic mission, SRTM) и базовые топографические индексы, которые можно рассчитать с помощью SAGA GIS (<https://saga-gis.sourceforge.io/en/>): крутизна склона, экспозиция склона, горизонтальная и вертикальная кривизны, индекс конвергенции, общая площадь водосбора, топографический индекс влажности. Обучение проводилось по 100 000 точкам, проверка – по 19 171 точкам. Для данной маски общая точность распознавания составила 91.7%.

(2) *Маска используемых и зарастающих сельскохозяйственных земель* была получена как один из слоев карты неиспользуемых сельхозземель, потенциально пригодных для выращивания леса [1]. При создании карты опирались на синтез нескольких других продуктов (маски лесного покрова, заселенных земель, болот) и пороговые значения колебаний нормализованного индекса водности (Normalized Difference Water Index, NDWI), полученного в результате анализа доступных коллекций спутниковых снимков Landsat [1]. Пороговые значения для разделения обрабатываемых и заброшенных полей определялись экспертным образом.

Обе маски имеют недостатки, прежде всего проявляющиеся в зонах, характеризующихся существенным снижением сельскохозяйственной

активности за последние 30 лет. В таких зонах появляются ложноположительные решения. Разрешение 30 м существенно выше, чем разрешение моделируемых карт секвестрации органического углерода и позволяет рассматривать отображение этих масок на рабочее разрешение 1 км как вероятностный процесс [3]. Каждый пиксель новой маски состоял из примерно 1110 пикселей масок с разрешением 30 м. Количество пикселей, маркированных на этих масках как “поле”, определяло вероятность отнесения конкретного пикселя новой километровой маски к классу “поле”. Исходя из этого, всем пикселям новой маски были присвоены категории от 1 до 10, где категория 1 соответствует тому, что поля занимают 10% площади, а категория 10 – 100%.

Для выявления территорий с активным сельскохозяйственным использованием необходимо было выделить территориальные инварианты преобразования солнечной энергии поверхностью. Эта оценка проводилась на основе временного ряда 2018–2020 гг. продуктов со спутника MODIS MOD13A1.006 Terra Vegetation Indices (<https://landsweb.modaps.eosdis.nasa.gov/missions-and-measurements/products/MOD13A1>), а также MOD17A2H.006: Terra Gross Primary Productivity (<https://landsweb.modaps.eosdis.nasa.gov/missions-and-measurements/products/MOD17A2H/-2022>). Участки, находящиеся в интенсивном сельскохозяйственном использовании, должны демонстрировать резкий колебательный режим функционирования (высокое варьирование вегетационных индексов и валовой первичной продуктивности), тогда как угодья, выведенные из оборота, будут более инертны (будут наблюдаться небольшие изменения). Для выявления форм динамики была проведена процедура сокращения размерности данных на основе метода главных компонент для каждого года наблюдений (2018, 2019, 2020). Критерием выступало сохранение 75% дисперсии на главных компонентах. Таким образом, были выделены инварианты агроэкологических состояний. Интегральный показатель за 3 года был рассчитан на основе полученных инвариант, для которых была произведена дискриминация категорированных значений (1–10), полученных в результате объединения двух описанных выше масок географически.

Таким образом, была получена вероятностная карта доли пашни в каждом километровом пикселе. В дальнейшем анализе использовали пиксели, где такое значение превысило 50%. Таким образом была получена актуальная маска пахотных земель России, соответствующая 2020 г. Пахотные почвы, согласно полученной в ходе исследования *маски пахотных земель России*, занимают 110.9 млн га, что составляет 6.5% от земельного фонда России (1712.5 млн га).

Климатические данные. Источником климатических данных стал массив Climatic Research Unit (CRU) TS v4.05, 1901–2020 Отдела исследования климата Университета Восточной Англии [12]. Данные находятся в открытом доступе и имеют пространственное разрешение около 50 км² (0.5/0.5°) (<https://crudata.uea.ac.uk>). Значения получены путем интерполяции данных наблюдений практически всей общедоступной сети наземных метеорологических станций. По извлеченным из базы данных CRU ежедневным климатическим данным за период 1980–2020 гг. были рассчитаны среднемесячные значения температуры (°C), осадков (мм) и эвапотранспирации по Пенману–Монтейту (мм) за два периода: 1980–2000 и 2001–2020 гг.

Почвенные данные. В качестве начальной точки для моделирования запасов углерода на 2000 г. была использована национальная карта запасов почвенного органического углерода на глубине 0–30 см (т С/га) [7, 10]. Данные по пашне были получены путем наложения маски пахотных земель на эту карту. Корректировка на снижение запасов в пахотных почвах по сравнению с нативными не делалась.

Данные по содержанию фракции ила (частицы размером менее 0.002 мм) с разрешением 250 м были получены из коллекции карт свойств почв для всего мира SoilGrids250m версия 2.0 [17].

Данные о растительном покрове. Ежемесячная оценка наличия и распределения растительного покрова была произведена с помощью Google Earth Engine на основе временного ряда 2013–2020 гг. продуктов MOD13A1.006 Terra Vegetation Indices (<https://ladsweb.modaps.eosdis.nasa.gov/missions-and-measurements/products/MOD13A1>), который обеспечивает значение вегетационных индексов NDVI каждого пикселя с разрешением 500 м. Рассматривая временной ряд спутниковых снимков, можно оценить долю изображений со значениями NDVI, превышающими заданный порог, что указывает на активный рост растительности. При создании карт секвестрации было использовано пороговое значение 0.5, рекомендованное для Европы [27].

Оценки количества поступающих органических остатков. Расчеты основаны на предположении, что изменения в поступлении углерода в почву связаны с изменениями в чистой первичной продукции (Net Primary Production – NPP) [25]. Зная NPP для интересующих нас лет и количество поступивших органических остатков в начальный период, можно рассчитать количество поступивших органических остатков в любой период, исходя из предположения о пропорциональной связи количества органических остатков и NPP при сценарии неизменного хозяйствования:

$$C_t = \frac{C_{t-1} NPP_t}{NPP_{t-1}}, \quad (1)$$

где C – поступление углерода в т за год, NPP – чистая первичная продукция в т С/га, t – интересующий год, $t-1$ – предшествующий год. На первом этапе моделирования C представляет “исходное” среднегодовое поступление углерода по сценарию BAU на 2000 г.

Расчеты NPP в период 2001–2020 гг. производились на основе данных по температуре, осадкам и длительности вегетации по модели MIAMI [11, 14]:

$$NPP = \min(NPP_T, NPP_P), \quad (2)$$

$$NPP_T = \frac{3000}{1 + e^{1.315 - 0.119T}}, \quad (3)$$

$$NPP_P = 3000 * 1 - e^{-0.000664P}, \quad (4)$$

где NPP выражен в г сухой массы на м² в год, T – среднегодовая температура в °C и P – среднегодовая сумма осадков в мм. Сначала определяется NPP по температурному показателю, затем по количеству осадков, а итоговым считается наименьший из них. Полученное значение NPP пересчитывается в т С/га в год умножением на коэффициент 0.0048.

Поступление углерода по сценариям SSM рассчитывали как процентное увеличение по сравнению с исходными данными BAU, т.е. поступление углерода с растительными остатками увеличивалось на соответствующий процент.

Способность к разложению поступающего растительного материала. Для оценки соотношения разлагаемого растительного материала к устойчивому в модели было использовано значение 1.44, рекомендованное ФАО для сельскохозяйственных культур и улучшенных лугопастбищных угодий [27].

Расчет итоговых карт секвестрации почвенного углерода и карт неопределенности. После моделирования были получены: карта, показывающая запасы углерода, соответствующие равновесному состоянию пулов на 2020 г. (рис. 1), 18 прогнозных карт и 10 карт, оценивающих неопределенности прогнозирования. Четыре карты **абсолютной скорости секвестрации почвенного углерода (ASR)** (т С/га/год) [27] были рассчитаны как разница между запасами почвенного углерода в 2040 г. и запасами в 2020 г., деленная на 20 лет, в соответствии со сценариями неизменного хозяйствования (сценарий BAU) и с увеличением поступления органического вещества на 5% (сценарий SSM1), 10% (сценарий SSM2) и 20% (сценарий SSM3):

$$ASR_i = \frac{SOC_{i,2040} - SOC_{i,2020}}{20} \quad (5)$$

где i – один из сценариев: BAU, SSM1, SSM2, SSM3; ASR_i – абсолютная скорость секвестрации

для одного из сценариев; $SOC_{i,2040}$ и $SOC_{i,2020}$ — это запасы почвенного углерода в 2040 г. и 2020 г., соответственно для того же сценария.

Далее были получены три карты **относительной скорости секвестрации почвенного углерода (RSR)** [27], как разница ASR за период в 2020–2040 гг. по сценарию SSM1,2,3 по сравнению с неизменным хозяйствованием (BAU).

$$RSR_j = ASR_j - ASR_{BAU}, \quad (6)$$

где j — один из сценариев: SSM1, SSM2, SSM3; RSR_j — относительная скорость секвестрации для одного из сценариев; ASR_j и ASR_{BAU} — абсолютные скорости секвестрации для того же сценария j и BAU.

Также была построена серия вспомогательных карт: 4 карты запасов почвенного углерода (т/га) в 2040 г. для всех сценариев; 4 карты абсолютных различий в запасах почвенного углерода (т/га) в 2040 г. для всех сценариев; 3 карты относительных различий в запасах почвенного углерода (т/га) для сценариев SSM.

Неопределенность картографирования рассчитывали методом Монте-Карло. Для прогнозных карт рассчитано ожидаемое значение запасов почвенного органического углерода для различных сценариев и 95% доверительный интервал. Неопределенность оценена в процентах как половина доверительного интервала, деленная на среднее значение:

$$\varepsilon = \frac{t_{95\%}s}{\bar{x}} 100\%, \quad (7)$$

где ε — относительная неопределенность моделирования, %; s — стандартное отклонение, $t_{95\%}$ — критерий Стьюдента для доверительной вероятности 95%, \bar{x} — среднее значение.

Расчет статистических показателей, характеризующих потенциал секвестрации почвенного углерода. На основе описанных выше карт были рассчитаны статистические показатели для ASR и RSR как для территории всей России, так и для каждой зоны на основе карты почвенно-экологического районирования России [6], а также для всех субъектов РФ. Горные провинции были объединены в одну область горных территорий. В качестве оценки среднего бралась медиана. Результаты представлены в табл. 1 и 3.

Также были рассчитаны показатели суммарных абсолютной (SASR) и относительной (RSR) скорости секвестрации (т С/год) для каждой природной зоны и подзоны, а также по субъектам РФ для разных сценариев устойчивого управления почвенными ресурсами.

$$SASR_k = ASR_k \cdot S_k, \quad (8)$$

$$RSR_k = RSR_k \cdot S_k, \quad (9)$$

где $SASR_k$ и RSR_k — суммарная абсолютная и суммарная относительная, соответственно, скорости секвестрации почвенного углерода по контуру k ; ASR_k и RSR_k — средняя абсолютная и средняя

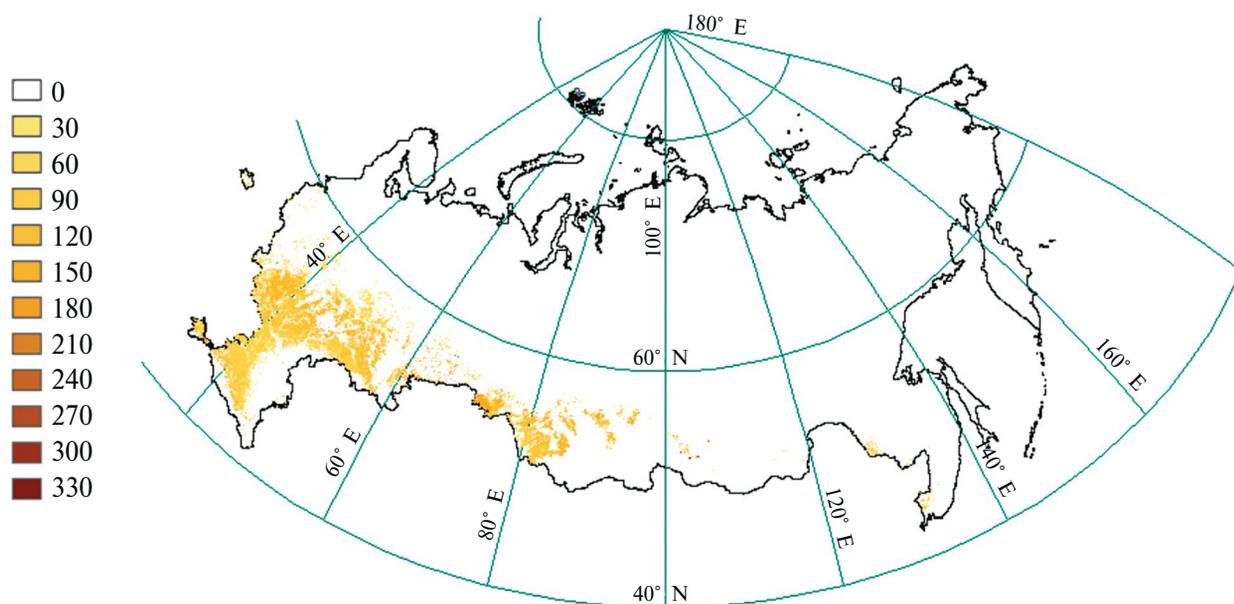


Рис. 1. Запасы углерода в 30-сантиметровом верхнем слое пахотных почв РФ в 2020 г., соответствующие равновесному состоянию пулов органического углерода, т/га.

относительная, соответственно, скорости секвестрации почвенного углерода по контуру k ; S_k — площадь контура k . Результаты представлены в табл. 2 и 4.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Прогноз скорости секвестрации почвенного углерода пахотными почвами России. Средняя абсолютная скорость секвестрации почвенного углерода для пахотных почв России в слое 0–30 см составляет 0.05 т С/га в год для сценария неизменного хозяйствования (BAU), а для трех других сценариев, может достигать 0.11, 0.16, 0.27 т С/га в год, соответственно (табл. 1–4, рис. 1, 2). Что касается относительной секвестрации почвенного углерода (RSR), результаты показали положительный эффект в случае реализации любых из трех сценариев углеродосберегающими практиками SSM1,2,3 по сравнению с BAU: за 20 лет запас почвенного углерода может потенциально увеличиться на 1.0 т С/га для SSM1, на 2.0 т С/га для SSM2 и 4.2 т С/га для SSM3.

Суммарно для всей территории России скорость накопления углерода пахотными почвами составляет 8.5 Мт С в год, а для трех сценариев

углерод SSM1,2,3 — 12.9, 17.0 и 25.5 Мт С в год, соответственно. Таким образом, за 20 лет к 2040 г. все пахотные почвы России могут накопить в слое 0–30 см от 170 до 510 Мт С в зависимости от сценария землепользования.

Расчеты средней скорости абсолютной секвестрации почвенного органического углерода (ASR) прогнозируют его накопление во всех природных зонах для всех изученных сценариев, кроме зоны светло-каштановых и бурых почв полупустыни при сценарии неизменного хозяйствования (BAU). Там прогнозируется небольшое снижение запасов почвенного углерода на 0.002 т С/год (рис. 2, 3), т.е. практически равное нулю. Наибольшая скорость секвестрации наблюдается в подзонах глееподзолистых и подзолистых почв северной и средней тайги, что, скорее всего, связано с гидроморфизмом, а также в зонах серых лесных почв и оподзоленных, выщелоченных и типичных черноземов лесостепи. Однако из-за разной площади пахотных земель в двух зонах из 83% от суммарной секвестрации на зону оподзоленных, выщелоченных и типичных черноземов и серых лесных почв лесостепи приходится 49%, а на зону обыкновенных и южных черноземов степи — 34%.

Таблица 1. Средняя абсолютная (ASR) и средняя относительная (RSR) скорости секвестрации почвенного углерода для пахотных почв России по природным зонам и подзонам для разных сценариев устойчивого управления почвенными ресурсами, т С/га в год

Зона или подзона	S , км ²	ASR				RSR		
		BAU	SSM1	SSM2	SSM3	SSM1	SSM2	SSM3
Г Подзона глееподзолистых почв, глееземов и подзолов северной тайги	14	0.076	0.094	0.120	0.171	0.0186	0.0443	0.0951
Д Подзона подзолистых почв средней тайги	260	0.057	0.062	0.074	0.098	0.0134	0.0198	0.0440
Е Зона дерново-подзолистых почв южной тайги	51432	0.044	0.069	0.084	0.116	0.0191	0.0340	0.0636
Л Зона серых лесных почв лиственных лесов	112554	0.068	0.097	0.124	0.177	0.0300	0.0545	0.1058
М Зона оподзоленных, выщелоченных и типичных черноземов и серых лесных почв лесостепи	399015	0.068	0.117	0.160	0.247	0.0466	0.0921	0.1818
Н Зона обыкновенных и южных черноземов степи	438178	0.024	0.057	0.092	0.170	0.0390	0.0783	0.1573
О Зона темно-каштановых и каштановых почв сухой степи	65759	0.018	0.048	0.078	0.136	0.0320	0.0604	0.1182
П Зона буроземов и подзолисто-буроземных почв хвойно-широколиственных и широколиственных лесов	14654	0.037	0.046	0.098	0.194	0.0159	0.0614	0.1584
Р Зона светло-каштановых и бурых почв полупустыни	5257	–0.002	0.042	0.073	0.139	0.0379	0.0678	0.1333
Горные территории	10215	0.075	0.117	0.170	0.278	0.0416	0.0899	0.1906

Примечание. В качестве оценки среднего бралась медиана. S — площадь пахотных земель.

Таблица 2. Суммарная абсолютная (SASR) и суммарная относительная (SRSR) скорости секвестрации почвенного углерода пахотных почв России по природным зонам и подзонам для разных сценариев устойчивого управления почвенными ресурсами Кт С в год

Зона или подзона	SASR				SRSR		
	BAU	SSM1	SSM2	SSM3	SSM1	SSM2	SSM3
Г Подзона глееподзолистых почв, глееземов и подзолов северной тайги	0.1	0.1	0.2	0.2	0.0	0.1	0.1
Д Подзона подзолистых почв средней тайги	1.5	1.9	2.2	3.0	0.4	0.8	1.5
Е Зона дерново-подзолистых почв южной тайги	271.0	401.1	488.6	664.6	132.4	217.7	393.6
Л Зона серых лесных почв лиственных лесов	811.9	1160.5	1457.5	2047.6	348.8	645.6	1235.8
М Зона оподзоленных, выщелоченных и типичных черноземов и серых лесных почв лесостепи	4165.0	5948.1	7656.8	11072.0	1784.7	3491.8	6907.0
Н Зона обыкновенных и южных черноземов степи	2940.4	4750.0	6516.6	10055.9	1811.4	3576.1	7115.4
О Зона темно-каштановых и каштановых почв сухой степи	172.6	387.2	578.8	966.8	214.6	406.2	794.1
П Зона буроземов и подзолисто-буроземных почв хвойно-широколиственных и широколиственных лесов	35.4	57.7	131.7	275.8	22.7	96.2	240.4
Р Зона светло-каштановых и бурых почв полупустыни	2.3	23.9	40.5	73.5	21.6	38.2	71.2
Горные территории	125.8	170.2	218.4	316.9	44.7	92.6	191.0
Суммарно	8526.0	12900.5	17091.2	25476.3	4381.3	8565.3	16950.1

Таблица 3. Средняя абсолютная (ASR) и средняя относительная (RSR) скорости секвестрации почвенного углерода в пахотных почвах России по субъектам РФ для разных сценариев устойчивого управления почвенными ресурсами, т С/га в год

Субъект РФ	S, км ²	ASR				RSR		
		BAU	SSM1	SSM2	SSM3	SSM1	SSM2	SSM3
Алтайский край	85310	0.235	0.281	0.327	0.422	0.0442	0.0907	0.1876
Амурская область	8351	0.044	0.054	0.106	0.204	0.0091	0.0616	0.1593
Архангельская область	89	0.060	0.061	0.072	0.095	0.0057	0.0134	0.0385
Астраханская область	1501	-0.011	0.043	0.078	0.147	0.0553	0.0900	0.1589
Белгородская область	21375	0.011	0.052	0.089	0.163	0.0391	0.0775	0.1528
Брянская область	9958	0.056	0.095	0.119	0.166	0.0389	0.0630	0.1072
Владимирская область	3912	0.043	0.065	0.083	0.119	0.0211	0.0403	0.0762
Волгоградская область	46112	0.015	0.051	0.085	0.151	0.0353	0.0675	0.1337
Вологодская область	1228	0.075	0.064	0.077	0.100	0.0035	0.0057	0.0253
Воронежская область	42433	-0.004	0.036	0.076	0.158	0.0413	0.0818	0.1647
Еврейская АО	1000	0.052	0.059	0.101	0.192	0.0135	0.0552	0.1436
Забайкальский край	788	0.100	0.249	0.276	0.342	0.1381	0.1682	0.2406
Ивановская область	1513	0.031	0.052	0.068	0.099	0.0205	0.0372	0.0677
Ингушская Республика	1137	0.044	0.071	0.113	0.200	0.0262	0.0695	0.1565
Иркутская область	8838	0.224	0.243	0.280	0.342	0.0194	0.0553	0.1185
Кабардино-Балкарская Р	4800	0.039	0.072	0.120	0.204	0.0345	0.0789	0.1619
Калининградская область	2716	-0.023	0.126	0.147	0.195	0.1495	0.1706	0.2180

Продолжение табл. 3

Субъект РФ	S, км ²	ASR				RSR		
		BAU	SSM1	SSM2	SSM3	SSM1	SSM2	SSM3
Калужская область	3504	0.074	0.104	0.124	0.161	0.0293	0.0490	0.0862
Карачаево-Черкесская Р	2548	0.027	0.067	0.118	0.214	0.0417	0.0942	0.1942
Кемеровская область	14467	0.289	0.340	0.393	0.499	0.0466	0.1006	0.2086
Кировская область	10126	0.037	0.050	0.064	0.094	0.0129	0.0272	0.0571
Костромская область	1171	0.029	0.048	0.062	0.089	0.0194	0.0335	0.0608
Краснодарский край	44670	-0.025	0.028	0.071	0.156	0.0499	0.0925	0.1758
Красноярский край	28250	0.277	0.302	0.350	0.445	0.0334	0.0787	0.1717
Курганская область	8507	0.032	0.084	0.130	0.221	0.0502	0.0967	0.1868
Курская область	25005	0.083	0.129	0.176	0.270	0.0450	0.0952	0.1897
Ленинградская область	1165	0.029	0.069	0.082	0.118	0.0402	0.0532	0.0888
Липецкая область	20811	0.067	0.119	0.169	0.269	0.0510	0.1016	0.2022
Московская область	6213	0.082	0.100	0.118	0.153	0.0223	0.0410	0.0760
Нижегородская область	16776	0.066	0.092	0.119	0.174	0.0242	0.0514	0.1065
Новгородская область	768	0.066	0.072	0.086	0.113	0.0054	0.0176	0.0440
Новосибирская область	42976	0.282	0.334	0.386	0.489	0.0493	0.1001	0.2022
Омская область	39191	0.299	0.355	0.411	0.524	0.0530	0.1086	0.2219
Оренбургская область	65225	0.033	0.059	0.095	0.169	0.0333	0.0724	0.1492
Орловская область	21246	0.116	0.161	0.206	0.304	0.0463	0.0972	0.1998
Пензенская область	21750	0.030	0.077	0.120	0.211	0.0471	0.0898	0.1810
Пермский край	4689	0.053	0.081	0.097	0.125	0.0275	0.0444	0.0742
Приморский край	5266	-0.024	-0.004	0.040	0.134	0.0217	0.0623	0.1536
Псковская область	1242	0.078	0.080	0.097	0.133	0.0381	0.0468	0.0812
Республика Адыгея	2287	-0.037	0.023	0.083	0.206	0.0603	0.1208	0.2442
Республика Алтай	155	0.228	0.272	0.321	0.422	0.0467	0.0900	0.1940
Республика Башкортостан	37198	0.057	0.100	0.133	0.211	0.0420	0.0808	0.1625
Республика Бурятия	202	0.197	0.252	0.288	0.353	0.0519	0.0890	0.1579
Республика Дагестан	1099	0.028	0.073	0.118	0.204	0.0475	0.0918	0.1772
Республика Калмыкия	4312	-0.010	0.032	0.061	0.115	0.0395	0.0659	0.1222
Республика Карелия	99	0.064	0.095	0.110	0.145	0.0308	0.0457	0.0814
Республика Коми	12	0.046	0.053	0.065	0.094	0.0071	0.0194	0.0488
Республика Марий Эл	4771	0.043	0.056	0.072	0.104	0.0131	0.0295	0.0615
Республика Мордовия	12305	0.050	0.093	0.127	0.197	0.0419	0.0750	0.1456
Республика Северная Осетия-Алания	2667	0.037	0.061	0.103	0.195	0.0261	0.0689	0.1520
Республика Татарстан	44208	0.072	0.104	0.131	0.186	0.0333	0.0600	0.1145
Республика Тыва	7	0.132	0.164	0.192	0.260	0.0316	0.0601	0.1285
Республика Хакасия	1064	0.270	0.260	0.306	0.403	0.0243	0.0443	0.1331
Ростовская область	75229	-0.007	0.031	0.062	0.127	0.0368	0.0682	0.1327
Рязанская область	16674	0.079	0.119	0.157	0.235	0.0460	0.0930	0.1777
Самарская область	35909	0.052	0.090	0.131	0.211	0.0375	0.0789	0.1592
Саратовская область	60872	0.028	0.062	0.094	0.168	0.0343	0.0691	0.1373
Сахалинская область	18	0.087	0.097	0.148	0.241	0.0096	0.0612	0.1538
Свердловская область	7019	0.041	0.082	0.115	0.181	0.0364	0.0622	0.1154
Смоленская область	3544	0.071	0.084	0.100	0.134	0.0131	0.0280	0.0614
Ставропольский край	47420	0.012	0.049	0.085	0.162	0.0368	0.0737	0.1501

Субъект РФ	S, км ²	ASR				RSR		
		BAU	SSM1	SSM2	SSM3	SSM1	SSM2	SSM3
Тамбовская область	26702	0.011	0.054	0.089	0.168	0.0452	0.0839	0.1642
Тверская область	3185	0.104	0.102	0.116	0.144	0.0088	0.0145	0.0422
Томская область	3344	0.166	0.196	0.218	0.272	0.0308	0.0520	0.1076
Тульская область	15753	0.143	0.198	0.252	0.359	0.0494	0.1035	0.2149
Тюменская область	8571	0.038	0.076	0.104	0.153	0.0379	0.0615	0.1119
Удмуртская республика	10023	0.052	0.079	0.097	0.134	0.0266	0.0449	0.0817
Ульяновская область	14896	0.069	0.114	0.160	0.250	0.0468	0.0924	0.1819
Хабаровский край	295	0.061	0.080	0.123	0.209	0.0268	0.0583	0.1485
Челябинская область	18666	0.027	0.072	0.110	0.194	0.0447	0.0824	0.1660
Чеченская Республика	1651	0.034	0.069	0.111	0.198	0.0327	0.0746	0.1605
Чувашская Республика	8702	0.061	0.081	0.102	0.148	0.0193	0.0412	0.0871
Ярославская область	2603	0.042	0.054	0.069	0.098	0.0146	0.0282	0.0557
Республика Крым	11833	-0.026	0.018	0.059	0.142	0.0463	0.0999	0.1887

Примечание. В качестве оценки среднего брали медиану. S – площадь пахотных земель.

Таблица 4. Суммарная абсолютная (SASR) и суммарная относительная (SRSR) скорости секвестрации почвенного углерода пахотных почв России по субъектам РФ для разных сценариев устойчивого управления почвенными ресурсами, Кт С в год

Субъект РФ	SASR				SRSR		
	BAU	SSM1	SSM2	SSM3	SSM1	SSM2	SSM3
Алтайский край	1915.8	2287.7	2663.2	3441.4	372.0	747.4	1525.6
Амурская область	40.7	50.6	97.3	185.7	10.1	56.7	145.0
Архангельская область	0.6	0.6	0.7	1.0	0.1	0.2	0.5
Астраханская область	-1.6	6.7	12.1	22.8	8.3	13.7	24.4
Белгородская область	32.9	116.9	197.1	355.1	84.0	164.2	322.1
Брянская область	53.7	92.6	114.3	158.0	38.9	60.6	104.3
Владимирская область	18.5	26.8	34.2	48.4	8.3	15.7	29.9
Волгоградская область	69.3	233.7	384.1	689.2	164.4	314.8	619.9
Вологодская область	9.6	8.6	10.2	13.2	0.2	0.7	3.6
Воронежская область	-2.1	172.3	331.2	654.3	174.4	333.3	656.4
Еврейская АО	4.6	5.8	10.2	19.6	1.3	5.6	15.0
Забайкальский край	8.4	19.4	21.8	27.3	11.1	13.4	18.9
Ивановская область	5.1	8.3	10.7	15.6	3.2	5.7	10.5
Ингушская республика	5.1	7.8	12.7	22.5	2.7	7.6	17.3
Иркутская область	197.5	215.0	248.1	305.8	18.4	50.6	108.3
Кабардино-Балкарская Р	14.6	34.2	57.0	101.9	19.7	42.4	87.3
Калининградская область	-5.7	36.1	42.5	56.6	41.9	48.3	62.3
Калужская область	27.3	37.1	44.2	58.2	9.8	16.8	30.9
Карачаево-Черкесская Р	5.1	18.4	31.1	55.2	13.3	26.0	50.1
Кемеровская область	389.7	451.2	522.5	661.0	61.6	132.8	271.3
Кировская область	40.7	54.8	70.2	102.2	14.0	29.5	61.5
Костромская область	3.4	5.9	7.5	10.9	2.4	4.1	7.5

Продолжение табл. 4

Субъект РФ	SASR				SRSR		
	BAU	SSM1	SSM2	SSM3	SSM1	SSM2	SSM3
Краснодарский край	-104.3	122.3	331.5	735.6	226.6	435.8	840.0
Красноярский край	760.7	852.0	991.0	1261.7	92.7	230.3	500.9
Курганская область	33.3	73.8	108.5	177.8	40.5	75.1	144.5
Курская область	206.6	317.5	431.0	649.3	110.9	224.4	442.7
Ленинградская область	4.4	8.8	10.5	15.0	4.3	6.1	10.6
Липецкая область	129.1	230.6	322.5	506.5	101.5	193.4	377.4
Московская область	49.7	63.8	78.4	107.2	14.2	28.8	57.5
Нижегородская область	109.0	155.6	201.9	293.6	46.6	92.9	184.6
Новгородская область	5.3	5.6	6.6	8.7	0.4	1.3	3.4
Новосибирская область	1057.1	1243.8	1435.6	1818.0	187.0	378.6	761.0
Омская область	1095.5	1296.1	1498.4	1896.9	200.8	402.9	801.4
Оренбургская область	216.4	437.3	672.3	1140.7	220.9	455.8	924.3
Орловская область	246.0	345.6	436.3	616.2	99.6	190.3	370.2
Пензенская область	67.1	169.9	259.6	446.7	102.8	192.5	379.7
Пермский край	26.7	39.2	47.4	62.2	12.5	20.8	35.6
Приморский край	-11.9	-0.6	22.0	67.9	11.3	34.0	79.9
Псковская область	8.4	11.6	14.5	21.0	3.4	6.1	12.6
Республика Адыгея	-8.0	4.4	18.9	46.0	12.5	26.9	54.1
Республика Алтай	3.3	4.1	4.8	6.3	0.7	1.4	2.9
Республика Башкортостан	205.8	365.8	504.6	787.9	160.1	298.8	582.1
Республика Бурятия	3.9	5.0	5.7	7.1	1.0	1.8	3.2
Республика Дагестан	2.8	7.7	12.5	21.7	4.9	9.7	18.9
Республика Калмыкия	-4.0	13.5	25.8	51.4	17.5	29.8	55.4
Республика Карелия	0.7	1.0	1.2	1.5	0.3	0.5	0.9
Республика Коми	0.1	0.1	0.1	0.1	0.0	0.0	0.1
Республика Марий Эл	21.1	27.4	35.1	50.6	6.4	14.0	29.5
Республика Мордовия	61.2	110.4	148.4	227.6	49.2	87.2	166.4
Республика Северная Осетия-Алания	7.9	14.7	26.8	50.3	7.0	18.9	42.4
Республика Татарстан	314.4	475.8	621.4	905.6	161.4	307.0	591.2
Республика Тыва	0.1	0.1	0.1	0.2	0.0	0.0	0.1
Республика Хакасия	26.4	27.2	31.8	40.8	1.3	5.3	14.4
Ростовская область	-40.7	234.9	466.6	941.0	275.5	507.3	981.7
Рязанская область	135.2	206.3	275.0	410.7	71.2	139.8	275.6
Самарская область	187.2	325.0	462.0	730.4	137.8	274.8	543.2
Саратовская область	164.5	375.3	577.7	984.0	210.8	413.2	819.5
Сахалинская область	0.2	0.2	0.3	0.4	0.0	0.1	0.3
Свердловская область	35.6	61.7	81.6	121.2	26.0	45.9	85.6
Смоленская область	28.6	33.0	39.5	52.6	4.6	10.9	24.0
Ставропольский край	59.8	232.7	407.2	757.3	172.9	347.4	697.5
Тамбовская область	34.5	148.0	240.0	431.9	113.5	205.5	397.4
Тверская область	31.4	32.1	36.6	45.2	1.3	5.1	13.8

Субъект РФ	SASR				SRSR		
	BAU	SSM1	SSM2	SSM3	SSM1	SSM2	SSM3
Томская область	57.9	64.8	73.7	92.3	7.1	15.9	34.4
Тульская область	219.6	298.8	375.8	527.0	79.2	156.1	307.4
Тюменская область	36.4	68.2	92.4	140.8	31.8	56.1	104.5
Удмуртская республика	57.1	82.0	101.8	141.0	24.9	44.7	83.9
Ульяновская область	99.6	164.0	226.0	349.0	64.4	126.4	249.4
Хабаровский край	2.0	2.2	3.6	6.4	0.5	1.5	4.3
Челябинская область	49.4	129.5	200.0	350.8	80.1	150.6	301.4
Чеченская республика	5.2	11.0	18.0	31.9	5.8	12.8	26.7
Чувашская Республика	56.2	78.5	100.8	145.5	22.2	44.5	89.2
Ярославская область	13.3	17.0	21.4	29.6	3.8	8.1	16.3
Республика Крым	-67.9	24.4	75.2	175.3	92.3	143.1	243.1

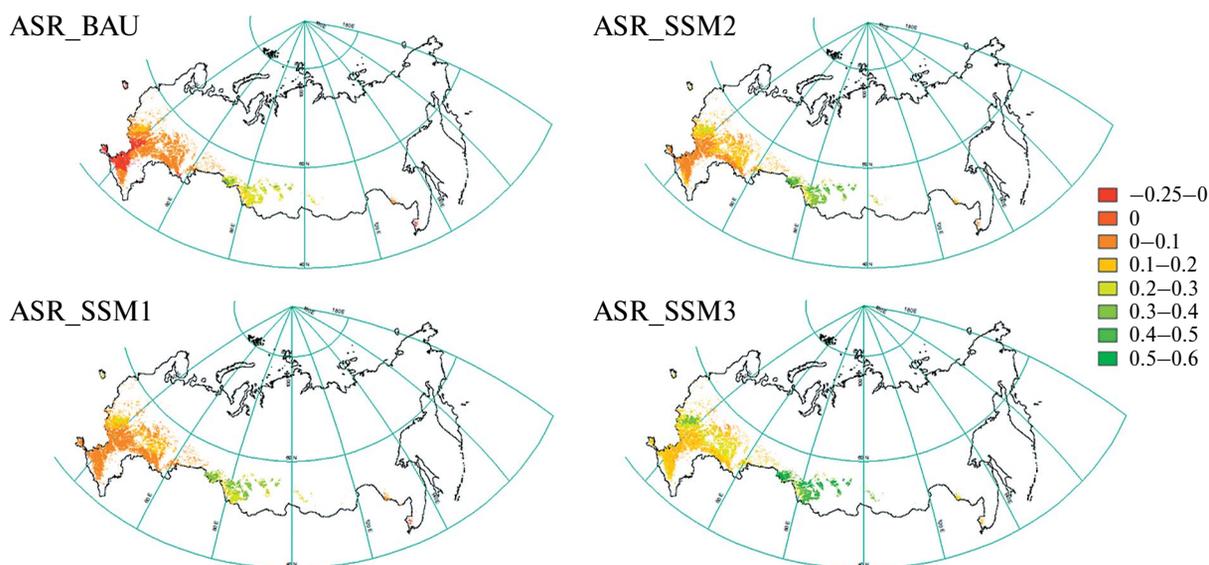


Рис. 2. Абсолютные показатели скорости секвестрации почвенного углерода (ASR) т С га/год при сохранении неизменного хозяйствования (BAU) и при трех сценариях прироста почвенного углерода в результате реализации стратегий устойчивого управления почвенными ресурсами (SSM 1–3), где предполагалось увеличение поступающего в почву органического вещества на 5, 10 и 20% соответственно.

При условии выполнения сценариев реализации практик устойчивого управления почвенными ресурсами среди субъектов Российской Федерации наибольший потенциал секвестрации почвенного органического углерода пахотными почвами имеют следующие регионы: Алтайский край, Омская область, Новосибирская область, Красноярский край. Это связано, с одной стороны, с большой площадью пахотных земель, а с другой – с высокой скоростью секвестрации, в 2–10 раз превышающей значения скоростей для других субъектов с положительной динамикой.

В ряде субъектов РФ: Краснодарский край, Республика Крым, Ростовская область, Приморский край, Республика Адыгея и Калининградская область – наблюдаются небольшие отрицательные значения скоростей секвестрации. Из-за достаточно больших площадей пахотных почв в этих субъектах должны быть приняты меры по внедрению практики устойчивого управления почвенными ресурсами. При увеличении поступления органического углерода в почву даже на 5% тенденция изменится и будет происходить секвестрация углерода почвами.

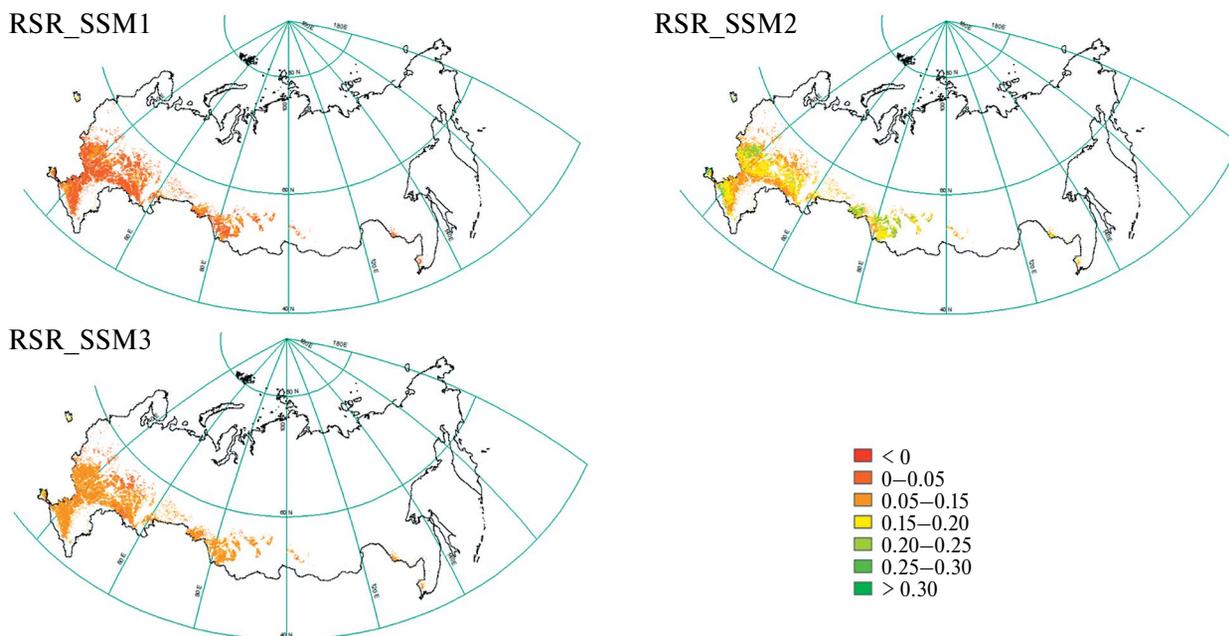


Рис. 3. Относительные показатели скорости секвестрации почвенного углерода (RSR) для трех сценариев реализации стратегий устойчивого управления почвенными ресурсами (SSM 1–3), где предполагалось увеличение поступающего в почву органического вещества на 5, 10 и 20%.

Сравнение результатов с предыдущими исследованиями. Полученные расчеты по скорости и потенциалу секвестрации сравнивали с результатами, полученными при использовании модели RothC для прогноза изменения запасов почвенного органического углерода пахотными почвами Европейской территории России до 2070 г. [5, 19]. Основными отличиями ранее проведенного исследования при работе модели являлся расчет поступления С. Базовым периодом выбран 1990–2000 гг. для сценария неизменного хозяйствования. Поступление углерода в почву было рассчитано на основе средних урожайных данных за данный период по субъектам РФ, с составлением севооборота, исходя из структуры посевных площадей региона и ареалов распространения зерновых и пропашных культур. Адаптационные сценарии рассчитаны на основе экономической региональной модели. Один из сценариев обеспечивал постоянство запасов почвенного органического углерода или их рост. Поступление углерода рассчитано на основе расчетов урожайности динамической моделью Климат-Почва-Урожай с учетом влияния изменения климата и оптимизации условий минерального питания.

Максимальная скорость накопления почвенного органического углерода по ранее проведенному исследованию составляла до 0.2 т/га в год, в наибольшей степени для северо-западного региона Нечерноземной зоны, что существенно ниже полученных оценок для сценария BAU и согласуется с прогнозами по настоящему сценарию SSM3.

Потери органического углерода при неизменном землепользовании предполагались, тем не менее, для черноземной зоны, а не только зоны светло-каштановых и бурых полупустынных почв. Как и в настоящем исследовании, для большого количества контуров удавалось только обеспечить поддержание исходных запасов углерода, либо слабый его прирост, несмотря на возможное увеличение урожайности в условиях будущего климата, даже при реализации сценария BAU.

Относительная секвестрация (RSR) – накопление почвенного углерода при реализации сценариев SSM по сравнению с BAU также сопоставимы с расчетами накопления органического в ранее проведенном исследовании на 0.8–7.0 т/га до 2070 г. при реализации адаптационного сценария по сравнению с BAU. Как видно из рис. 3, при реализации сценария SSM1 RSR для большей части контуров не превышает 0.05 т С/га в год, что может в реальных севооборотах не выявляться из-за межгодовой изменчивости почвенного органического углерода при смене культур и соответствующих изменениях в поступлении углерода.

Другой причиной расхождений между результатами современного и ранее проведенного моделирования может быть неравновесность запасов органического углерода за 20-летний период. Как показали ранее проведенные расчеты, достижение равновесия может не достигаться и после 70-летнего периода моделирования [5]. Это связано с тем,

что в реальности даже в пределах одной области эффективно обеспечивается депонирование углерода только некоторыми контурами, в то время как лишь ослабляется процесс потери для соседних.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В России существует большой потенциал сельского хозяйства по сокращению выбросов парниковых газов на национальном и глобальном уровнях. Согласно данным ФАО, в почвах России содержится почти 20% мировых запасов органического углерода почв (133 Гт С в первых 30 см, в мире – 680 Гт С). Текущие значения скоростей абсолютной и относительной секвестрации почвенного органического углерода пахотными почвами во всех природных зонах и подзонах почвенно-экологического районирования (за исключением одной) и в национальном масштабе слабо положительны. Данные расчетов при реализации сельскохозяйственных практик, способствующих увеличению поступления углерода в почву, показали, что максимальный потенциал секвестрации почвенного углерода пахотными почвами России составляет 25.5 Мт/год. По этому показателю Россия занимает пятое место среди других стран после Бразилии, Китая, США и Индии.

Полученные в рамках работы карты потенциала секвестрации органического углерода было бы корректно называть оценочными, пока не будут проведены повторные измерения с использованием более точных входных климатических, почвенных и данных по растительному покрову, что является глобальным приоритетом для отслеживания изменений почвенного углерода. Учитывая ограничения, полученные результаты и методика их получения, карты могут быть использованы в качестве исходных данных для оценки потенциала секвестрации почвенного углерода на региональном уровне, также в качестве исходного материала для определения методов смягчения последствий изменения климата и вместе с тем для оценки секвестрации и потоков углерода из пахотных почв для согласования с кадастром парниковых газов. Данный подход может быть воспроизведен и усовершенствован по мере получения специфических для страны и региона исходных и детальных локальных данных, а также параметров модели для повышения точности и снижения неопределенности прогнозов почвенного углерода. К настоящему времени получены только предварительные данные. Авторы продолжают расчеты потенциала секвестрации почв России для его уточнения и оценок неопределенностей по всем четырем сценариям.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена в рамках реализации важнейшего инновационного проекта государственного значения “Разработка системы наземного и дистанционного мониторинга пулов углерода и потоков парниковых газов на территории Российской Федерации. обеспечение создания системы учета данных о потоках климатически активных веществ и бюджете углерода в лесах и других наземных экологических системах” (рег. № 123030300031-6).

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Глушков И.В., Лупачик В., Прищепов А.В., Потапов П.В., Пукинская М.Ю., Ярошенко А.Ю., Журавлева И.В. Картирование заброшенных земель в восточной Европе с помощью спутниковых снимков Landsat и Google Earth Engine // Современная наука о растительности: матер. науч. конф. М., 2019. С. 35–37.
2. Иванов А.Л., Столбовой В.С. Инициатива “4 промилле” – новый глобальный вызов для почв России // Бюл. Почв. ин-та им. В.В. Докучаева. 2019. Вып. 98. С. 185–202. <https://doi.org/10.19047/0136-1694-2019-98-185-202>
3. Кренке А.Н. Выявление инвариантных состояний агроландшафтов на основе иерархического факторного анализа дистанционной информации // Принципы экологии. 2020. № 3. С. 16–27. <https://doi.org/10.15393/j1.art.2020.10942>
4. Кудеяров В.Н. Роль почв в круговороте углерода // Почвоведение. 2005. № 8. С. 915–923.
5. Романенков В.А., Сиротенко О.Д., Рухович Д.И., Романенко И.А., Шевцова Л.К., Королева П.В. Прогноз динамики запасов органического углерода пахотных земель Европейской территории России. М.: ВНИИА, 2009. 96 с.
6. Урусевская И.С., Алябина И.О., Шоба С.А. Карта почвенно-экологического районирования Российской Федерации. М-б 1 : 8 000 000. Пояснительный текст и легенда к карте. М.: МАКС Пресс, 2020. 100 с.
7. Чернова О.В., Голозубов О.М., Алябина И.О., Щепашенко Д.Г. Комплексный подход к картографической оценке запасов органического углерода в почвах России // Почвоведение. 2021. № 3. С. 273–286. <https://doi.org/10.31857/S0032180X210300>
8. Batjes N.H. Total carbon and nitrogen in the soils of the world // Eur. J. Soil Sci. 1996. V. 47. P. 151–163. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2389.1996.tb01386.x>

9. *Coleman K., Jenkinson D.S.* RothC-26.3 – A model for the turnover of carbon in soil // Evaluation of Soil Organic Matter Models. NATO ASI Series. Berlin: Springer, 1996. V. 38. P. 237–246.
https://doi.org/10.1007/978-3-642-61094-3_17
10. *FAO, ITPS.* Global Soil Organic Carbon Map (GSOCmap) Technical Report. Italy, Rome: FAO, 2018. 162 p.
11. *Gottschalk P., Smith J.U., Wattenbach M., Bellarby J., Stehfest E., Arnell N., Osborn T.J., Jones C., Smith P.* How will organic carbon stocks in mineral soils evolve under future climate? Global projections using RothC for a range of climate change scenarios // *Biogeosciences*. 2012. V. 9. P. 3151–3171.
<https://doi.org/10.5194/bg-9-3151-2012>
12. *Harris I., Osborn T.J., Jones Ph., Lister D.* Version 4 of the CRU TS monthly high-resolution gridded multivariate climate dataset // *Scientific Data*. 2020. V. 7. P. 109.
<https://doi.org/10.1038/s41597-020-0453-3>
13. *Lal R.* Soil Carbon Sequestration Impacts on Global Climate Change and Food Security // *Science*. 2004. V. 304. P. 1623–1627.
<https://doi.org/10.1126/science.1097396>
14. *Lieth H.* Modeling the Primary Productivity of the World // *Primary productivity of the biosphere. Ecological studies, analysis and synthesis*. Berlin: Springer, 1975. P. 237–263.
15. *Minasny B., Malone B.P., McBratney A.B., Angers D.A., Arrouays D., Chambers A., Chaplo V., et al.* Soil carbon 4 per mille // *Geoderma*. 2017. V. 292. P. 59–86.
<https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2017.01.002>
16. *Paustian K., Collier S., Baldock J., Burgess R., Creque J., DeLonge M., Dungait J. et al.* Quantifying carbon for agricultural soil management: from the current status toward a global soil information system // *Carbon Management*. 2019. V. 10. P. 567–587.
<https://doi.org/10.1080/17583004.2019.16332312019>
17. *Poggio L., De Sousa L.M., Batjes N.H., Heuvelink G.B.M., Kempen B., Ribeiro E., Rossiter D.* SoilGrids 2.0: producing soil information for the globe with quantified spatial uncertainty // *Soil*. 2021. V. 7. P. 217–240.
<https://doi.org/10.5194/soil-7-217-2021>
18. *Romanenko I.A., Romanenkov V.A., Smith P.P., Smith J.U., Sirotenko O.D., Lisovoi N.V., Shevtsova L.K., Rukhovitch D.I., Koroleva P.V.* Constructing regional scenarios for sustainable agriculture in European Russia and Ukraine for 2000 to 2070 // *Reg Environ Change*. 2007. 7. P. 63–77.
<https://doi.org/10.1007/s10113-007-0032-6>
19. *Romanenkov V.A., Smith J.U., Smith P., Sirotenko O.D., Rukhovitch D.I., Romanenko I.A.* Soil organic carbon dynamics of croplands in European Russia: estimates from the “model of humus balance” // *Reg Environ Change*. 2007. V. 7. P. 93–104.
<https://doi.org/10.1007/s10113-007-0031-7>
20. *Rukhovitch D.I., Koroleva P.V., Vilchevskaya E.V., Romanenkov V., Kolesnikova L.* Constructing a spatially-resolved database for modelling soil organic carbon stocks of croplands in European Russia // *Reg Environ Change*. 2007. 7. P. 51–61.
<https://doi.org/10.1007/s10113-007-0029-1>
21. *Sanderman J., Hengl T., Fiske G.J.* Soil carbon debt of 12,000 years of human land use // *Proc Natl Acad Sci USA*. 2017. V. 114. 36. P. 9575–9580.
<https://doi.org/10.1073/pnas.1706103114>
22. *Smith P., Powlson D.S., Glendining M.J., Smith J.U.* Preliminary estimates of the potential for carbon mitigation in European soils through no-till farming // *Global Change Biology*. 2004. V. 4. P. 679–685.
<https://doi.org/10.1046/j.1365-2486.1998.00185.x>
23. *Smith P., Powlson D.S., Smith J.U., Falloon P., Coleman K.* Meeting Europe’s climate change commitments: quantitative estimates of the potential for carbon mitigation by agriculture // *Global Change Biology*. 2000. V. 6. P. 525–539.
<https://doi.org/10.1046/j.1365-2486.2000.00331.x>
24. *Smith P., Smith J.U., Franko U., Kuka K., Romanenkov V., Shevtsova L. et al.* Changes in mineral soil organic carbon stocks in the croplands of European Russia and the Ukraine, 1990–2070; Comparison of three models and implications for climate mitigation // *Reg. Environ. Change*. 2007. V. 7. P. 105–119.
<https://doi.org/10.1007/s10113-007-0028-2>
25. *Smith J.O., Smith P., Wattenbach M., Zaehle S., Hiederer R., Jones R.J.A. et al.* Projected changes in mineral soil carbon of European croplands and grasslands, 1990–2080 // *Global Change Biology*. 2005. V. 11. P. 2141–2152.
<https://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2005.001075.x>
26. *Stolbovoy V., Ivanov A.* Carbon Balance in Soils of Northern Eurasia // *Soil Carbon. Progress in Soil Science*. Cham: Springer. 2014. P. 381–391.
https://doi.org/10.1007/978-3-319-04084-4_38
27. Technical specifications and country guidelines for Global Soil Organic Carbon Sequestration Potential Map (GSOCseq). Rome: FAO, 2020. 34 p.
28. *Trenberth K.E., Smith L.* The mass of the atmosphere: A constraint on global analyses // *J. Climate*. 2005. V. 18. P. 864–875.
<https://doi.org/10.1175/JCLI-3299.1>

Soil Organic Carbon Sequestration Potential Maps in the Russian Cropland

V. A. Romanenkov^{1, 2}, J. L. Meshalkina^{1, *}, A. Yu. Gorbacheva¹,
A. N. Krenke³, I. K. Petrov⁴, O. M. Golozubov¹, and D. I. Rukhovich⁵

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

²*Pryanishnikov Research Institute of Agrochemistry, Moscow, 127434 Russia*

³*Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, 119017 Russia*

⁴*Analytical Forestry and Agriculture Center, Moscow, 115191 Russia*

⁵*Dokuchaev Soil Science Institute, Moscow, 119017 Russia*

*e-mail: jlmesh@list.ru

Adaptation of the farming systems that aim to store carbon in agricultural soils may be one of the ways to address global climate change. Current study aims were at estimating organic carbon sequestration in the Russian cropland at a soil depth of 0–30 cm by creating a series of maps. Data from global and national databases were used as the input data. Maps were generated in the framework of the FAO Global Soil Carbon Sequestration Map (GSOCseq) project according to the unified methodology using the RothC model to predict the rate of carbon sequestration in the period 2020–2040 under the business-as-usual scenario, as well as under sustainable soil management scenarios with a different increase in organic matter intake (+5, +10 and +20%) due to the use of carbon-saving practices. The total potential rate of sequestration by cropland of the Russian Federation in a layer of 0–30 cm under business-as-usual scenario can be estimated as 8.5 Mt/year, the estimate under sustainable soil management scenarios can reach up to 25.5 Mt/year. It is shown that the carbon sequestration by cropland of each zone of soil-ecological zoning (except for the light chestnut and brown semi-desert soils, where it around zero) and on a national scale are positive. The following regions have the greatest potential for sequestration: Altai Krai, Omsk Oblast, Novosibirsk Oblast, Krasnoyarsk Krai. In a number of subjects of the Russian Federation: the Krasnodar Territory, the Republic of Crimea, the Rostov Region, the Primorsky Territory, the Republic of Adygea and the Kaliningrad Region, measures should be taken to introduce the practice of sustainable management of soil resources.

Keywords: resource conservation technologies in agriculture, climate change, model RothC, agricultural lands, carbon balance, initiative “4 per 1000”

УДК 631.48

МОРФОГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОЧВ ПОБЕРЕЖЬЯ ПОЛУОСТРОВА СВЯТОЙ НОС (ВОСТОЧНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ)

© 2024 г. Л. Д. Балсанова^{a,*} (<https://orcid.org/0000-0002-1805-2613>),
Б. Б. Найданов^a, А. В. Балсанов^a

^aИнститут общей и экспериментальной биологии СО РАН, ул. Сахьяновой, 6, Улан-Удэ, 670047 Россия
*e-mail: balsanova@mail.ru

Поступила в редакцию 10.08.2023 г.

После доработки 15.12.2023 г.

Принята к публикации 15.12.2023 г.

Изучены почвы западного побережья Чивыркуйского и Баргузинского заливов на полуострове Святой Нос – крупнейшего полуострова на озере Байкал Республики Бурятия. Приведена морфогенетическая характеристика почв на основных типах побережий полуострова: низких абразионных с отчлененными лагунами, низких абразионных, аккумулятивных и ингрессионных. Важным фактором формирования почв служат различия пород, слагающих побережья заливов. Показано, что генезис почв определяется близостью к озеру и высотным расположением, что обуславливает различие в их строении и свойствах. Благодаря высоким гористым побережьям, часто скальным с отвесными склонами, почвы не подвержены прямому воздействию и затапливанию озерной водой. Развитие почв вне пойменного режима характерно и для наиболее близко расположенных к уровню озера почв – дерново-подзолов, занимающих низкие аккумулятивные типы берегов. Изученные почвы характеризуются различным гранулометрическим составом: от рыхлопесчаного до легкоглинистого. Схожими свойствами почв являются кислая и слабокислая реакция среды, регрессивно-аккумулятивный характер распределения содержания гумуса, дифференциация валовых оксидов по профилю. Диагностированы признаки оподзоленности в альфегумусовых почвах и оглинивания в буроземах, обусловленные достаточным увлажнением побережий и отепляющим влиянием водной массы озера. Результаты исследований могут быть использованы при ландшафтном планировании в территориальной организации и мониторинговых работах в зонах рекреации.

Ключевые слова: типы берегов, озеро Байкал, химические свойства почв, гранулометрический состав, Entic Podzol (Skeletal), Cambisols, Albic Podzol

DOI: 10.31857/S0032180X24050048, EDN: YLTZXW

ВВЕДЕНИЕ

Одним из наиболее интересных объектов для почвенно-географических исследований являются почвы побережий озер. Прибрежные территории относятся к зонам с усложненными экзогенно-динамическими процессами, где создаются контрастные экологические условия для формирования почвенно-растительного покрова. Кроме того, прибрежные зоны, обладающие высокой аттрактивностью, притягивают большое количество туристов, что усиливает антропогенное влияние. К одним из таких территорий относится полуостров Святой Нос восточного побережья озера Байкал. Влияние водной массы Байкала и температурные инверсии, пресноводность озера, разнообразие типов берегов

в условиях континентального климата и горного рельефа определяют разнообразие и особенности почв. Побережья Чивыркуйского и Баргузинского заливов одни из привлекательных мест озера с уникальными ландшафтами, на которых представлены разные типы берегов [6, 34]. Морфология берегов и террас Байкала связана со сложным геологическим развитием рифтовой зоны. Тектонические берега имеют вид высоких сбросовых уступов; для абразионных типов характерны уступы в рыхлых отложениях байкальских террас и конусов выноса рек. Пляжи и косы представлены аккумулятивными береговыми формами. Абразионные берега структурно-денудационного расчленения представлены склонами, которыми образованы мысы

и бухты. За период активного освоения и использования побережий с укрепленными участками в классификации байкальских берегов выделены техногенные типы берегов [18].

Озерные террасы на байкальских берегах редки, и имеют характер локальных форм, приуроченных преимущественно к тектоническим ступеням или горстам. На берегах Байкала распространены ложные террасы: подмытые конусы выноса, подгорные шлейфы и другие подобные образования с разной степенью абрадированности и изменением высот клифов [32]. Общее количество террас и различные взгляды на роль тектонических, климатических, гидрологических, а в последнее время и антропогенных факторов в их образовании до сих пор остаются дискуссионными. Специальными исследованиями установлено наличие высоких террас на восточном побережье озера, в том числе до четырнадцати высотных их уровней на полуострове Святой Нос. Поднятие уровня Байкала выше современного в среднем неоплейстоцене составило около 120–130 м [20]. В настоящее время изменение уровня Байкала и его влияние на состояние экосистемы озера связано с деятельностью Иркутской гидроэлектростанции. В результате строительства ГЭС в 1956–1959 гг. средний уровень воды в озере Байкал был поднят на 0.8–1.2 м по отношению к естественному состоянию. В период с 2015 по 2018 гг. отметка уреза воды 4 раза оказывалась ниже установленного минимального значения (457 м), и 2 раза выше в 2020–2021 гг. Потенциальные геоморфологические риски, обусловленные колебаниями уровня озера, связаны с трансформацией берегов: абразионными процессами, обвалами, осыпями и разрушениями береговой линии низменного восточного побережья, в том числе прибрежных лесов и рекреационных зон [4]. Различные вариации уровневых режимов озер и рек могут вызвать изменения водно-температурных параметров, физико-химических свойств и окислительно-восстановительного статуса почв [36, 38, 39]. Таким образом, неоднородность побережий в совокупном влиянии с различными факторами создает разнообразные условия формирования почв.

Специальные почвенные исследования Святого Носа в литературе встречаются единично. Ранее исследованы [8] почвы Святоносского хребта в пределах природной почвенной катены от подгольцового высотного-поясного комплекса к предгорной части склонов. Основу катены составили литоземы грубогумусовые и серогумусовые, подбуры и буроземы. Отмечено, что нарастание гумидности и влияние относительно теплого микроклимата в ряду почв от привершинной части хребта к подножию макросклона на побережье отражены в морфологическом строении и физических свойствах почв [8]. В общих чертах почвы полуострова

освещены в работах [16, 23, 31]. На побережьях Чивыркуйского и Баргузинского заливов выделены дерново-лесные литогенные, подзолистые иллювиально-гумусовые, подбуры оподзоленные и аллювиальные торфяные почвы.

Отдельного внимания заслуживают буроземы Прибайкалья. В традиционном понимании ареалы распространения буроземов выделяют на юге Дальнего Востока, предгорьях Алтая, Западного Саяна и Северного Кавказа под широколиственными и хвойно-широколиственными лесами с умеренно теплым климатом [17, 19, 24, 25]. В связи с применением современных диагностических принципов субстантивно-генетической классификации почв России в настоящее время географический охват исследований буроземов расширился, а ареал распространения включает горные территории лиственных и темнохвойных лесов с континентальным климатом в других регионах: Приполярном, Северном и Среднем Урале [15, 27, 28], Кузнецком Алатау [29]. В Байкальском регионе буроземы распространены в почвенном покрове хребтов, протянувшихся вдоль юго-восточного берега Байкала [7, 10]. Буроземы грубогумусированные впервые выделены на южной границе криолитозоны Забайкалья на территории юга Витимского плоскогорья [5]. За пределами полуострова Святой Нос буроземы грубогумусированные встречаются в горно-таежном поясе Баргузинского хребта на высотах 600–1200 м [2], под черневой тайгой хребта Хамар-Дабан в пределах высот 600–1000 м [35]. В отличие от буроземов полуострова Святой Нос их размещение обусловлено большей абсолютной высотой хребтов, а также их “открытостью” к водной массе озера, и направлением общего переноса воздушных масс в циркуляционной деятельности атмосферы.

В связи с этим вопросы генезиса, морфологической диагностики, классификационного положения почв Святого Носа остаются малоизученными. Полуостров Святой Нос, входящий в состав Забайкальского национального парка, относится к категории особо охраняемых природных территорий. В рамках рекреационного природопользования здесь отмечаются пляжно-бивуачная рекреация, рыбная ловля, пешие туристические маршруты с недостаточным обустройством троп. В последнее время количество отдыхающих стремительно растет, особенно в летний период. Проводимые исследования будут способствовать сбору и систематизации материалов, касающихся почв и почвенного покрова особо охраняемых природных территорий.

Цель работы — установить основные закономерности развития и формирования почв в зависимости от типа берега озера на полуострове Святой Нос; выявить их морфологическое разнообразие и физико-химические свойства.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Объектами исследований послужили почвы западного побережья Чивыркуйского и Баргузинского заливов на полуострове Святой Нос. Для выполнения поставленных задач были выбраны участки следующих типов берегов на полуострове: низкие абразионные с отчлененными лагунами, низкие абразионные и ингрессионные [6]. Полевые исследования проводили в наиболее доступных зонах побережья на репрезентативных ключевых участках, заложенных в местностях: Глинка, Монахово, Курбулик, Бухта Крестовская (рис. 1). Диагностику почв выполняли с помощью комплекса морфологических и химико-аналитических методов исследования, общепринятых в почвоведении [22, 30]. Микроморфологический анализ выполнялся согласно методике [21, 40]. Определение содержания общего гумуса проводилось по методу Тюрина в модификации Пономаревой–Плотниковой, рН – потенциометрическим методом, содержание свободного железа – в вытяжке Тамма, несилкатных форм железа по Мера–Джексону, валового состава методом атомно-абсорбционной спектроскопии [30].

Классификация и диагностика почв дана в соответствии с [17] и WRB [37]. Гранулометрический состав определяли лазерно-дифракционным методом с помощью анализатора размера частиц Analysette-22 MicroTec Plus. С каждого анализируемого образца показания снимали в 6–9-кратной повторности [12]. Дифференциацию профиля почв по илу (*S*), коэффициент оглинивания (*K*) определяли расчетным способом [26]. Плотность сложения исследовали буровым методом и далее расчетным по отношению массы сухой почвы ненарушенного сложения к единице объема [13].

История геологического развития территории связана с изоляцией горного массива. Первоначально Святой Нос был островом, впоследствии соединенный с материком аккумулятивным озерно-болотным Чивыркуйским перешейком. Сам полуостров Святой Нос представляет собой горный массив с одноименным названием, и возвышается над Байкалом более чем на 1400 м. Массив состоит из двух кулисообразно сочлененных хребтов с острыми гребневидными водоразделами. Высочайшая его точка – гора Маркова с отметкой

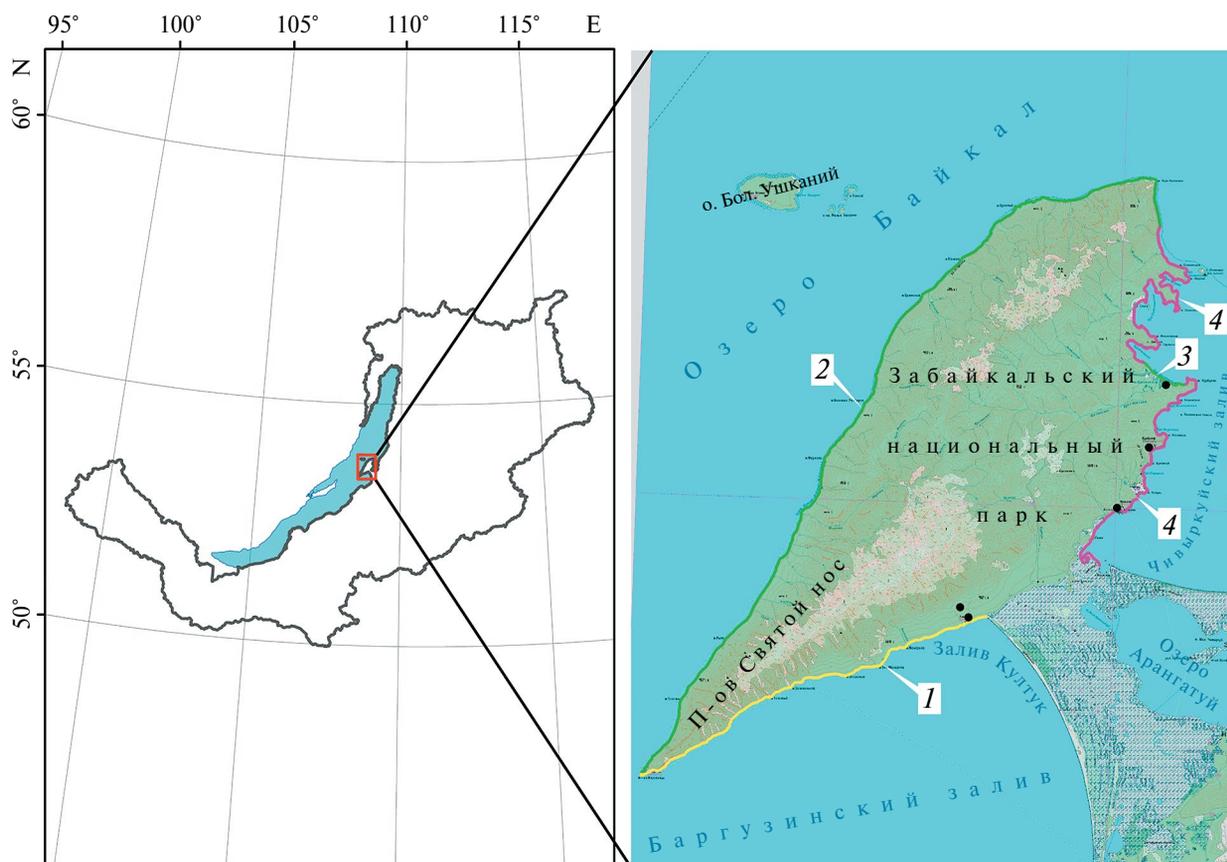


Рис. 1. Схема расположения ключевых участков на разных типах берегов: 1 – низкие абразионные с отчлененными лагунами берега, 2 – низкие абразионные, 3 – низкие абразионные (аккумулятивные) берега, 4 – ингрессионные берега, • – ключевые участки.

1877 м. [14]. В формировании рельефа на фоне неотектонических движений большую роль играют гравитационно-нивальные и эрозионно-денудационные геологические процессы. Остаточные поверхности выравнивания сохранились в высокогорьях полуострова. Горы имеют крутые, местами обрывистые склоны. Рельеф побережья полуострова сложен складчато-глыбовыми низкими горами с абсолютными высотами ниже 1000 м. Геологическое строение полуострова отличается сложным составом. Осадочно-метаморфические породы представлены биотитовыми, роговообманковыми группами, амфиболитами, гнейсами и сланцами; магматические позднепротерозойские и палеозойские породы — гнейсовидными, биотитовыми гранитоидами, сиенитами, диоритами. Нижние части склонов хребтов — щебнистыми, тяжелыми суглинками. Четвертичные отложения, слагающие озерно-аллювиальные террасы высотой 2–3, 4–6 и 10–12 м над уровнем Байкала, сложены галечниками и переслаивающимися песками [16]. Согласно мерзлотному районированию [6], полуостров входит в район островного распространения многолетнемерзлых толщ, встречающихся в сырых, заболоченных участках и в горах выше 1000 м.

Климат полуострова резко континентальный с большими колебаниями температуры воздуха в течение суток и года. По термическим показателям и увлажнению он входит в состав Северо-Байкальского климатического округа Западно-Баргузинского прибрежно-горного района [6], где формируется своеобразный мягкий “байкальский” лимноклимат [31]. Средняя многолетняя годовая температура воздуха для округа составляет -3.3°C . Среднее годовое количество осадков составляет — 382 мм, из них на теплое время года — 279 мм и 103 мм приходится на холодное время. Черты приморского микроклимата, связанного с термическим воздействием водной толщи озера, характерны для его побережий. Они отличаются относительно мягкой зимой и прохладным летом. Среднегодовая температура здесь составляет 1.9°C . Осенью и в начале зимы различия в температуре на разных высотах гор и при удаленности от воды могут достигать 11.4°C [6]. Высота снежного покрова достигает 120 см. В ноябре–декабре воздушные массы над Байкалом пополняются влагой за счет местного испарения с открытой водной поверхности, и на побережье процесс осадкообразования усиливается. Годовое количество осадков может достигать более 500 мм.

Изменения климатических условий, выраженные в соотношении тепла и влаги, создают условия для дифференциации растительного покрова, формирующие высотно-поясные комплексы: гольцовый, подгольцовый с листовничным редколесьем и таежно-лесной преимущественно с сосновыми лесами. Пологие прибрежные равнины

(предгорная часть) образуют своеобразный тип поясности, связанный с влиянием Байкала и температурными инверсиями, названный Тюлиной [32] влажным прибайкальским, который обуславливает распространение на берегу Байкала подгольцовой растительности. [31]. Смешанные березово-сосновые леса с богатой разнотравной растительностью занимают восточное побережье полуострова.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Низкие абразионные с отчлененными лагунами берега. Здесь заложен ключевой участок Глинка, расположенный в 700 м от одноименного названия местности в заливе Култук Баргузинского залива. Высота над ур. м. — 548 м (91 м над уровнем Байкала¹). Координаты: $53^{\circ}36'10.3''\text{N}$; $108^{\circ}50'29.3''\text{E}$. Территория представляет собой предгорную равнинную лесную полосу, сочлененную с аккумулятивным озерно-болотным перешейком полуострова. Ширина полосы составляет не более 3 км. Распространенные на участке душекиеве-березово-лиственнично-сосновые леса вплотную подступают к литорали, без полосы приозерных лугов. В кустарничковом ярусе преобладают кедровый стланник *Pinus pumila*, рододендрон даурский *Rhododendron dauricum*, брусника *Vaccinium vitis-idaea*. Поверхность покрыта зелеными мхами и ягелем. Подобные прибрежные низкие полосы, находящиеся под непосредственным охлаждающим в летний период и увлажняющим воздействием Байкала, названы Тюлиной [32] подпоясом температурной инверсии, или ложноподгольцовым.

Почвенный разрез заложен в 350 м от уреза воды. Его расположение на расстоянии от озера обусловлено ненарушенностью участка, где влияние озера продолжает оказывать воздействие. Проявление охлаждающего воздействия Байкала на побережье сказывается в среднем до высот 250–500 м на обращенных к нему береговых склонах. Но оно может значительно возрастать или уменьшаться под влиянием ветровых потоков. В холодный период теплое воздействие Байкала прослеживается на расстоянии 2.0–2.5 км от озера, а по долинам рек — до 30–50 км² [11].

В морфологическом строении почвенного профиля (разрез ЗСВ-13) выражены горизонты О–ВНFe–ВНF–С. Мощность подстилочного горизонта не превышает 5 см, состоит из влажных слаборазложившихся мхов, корней, хвои. Оподзоленный горизонт представлен маломощным прослоем до 3 см, с белесой светло-серой окраской, песчаным составом, с непрочной комковатой структурой. Наличие оподзоленного горизонта обусловлено недостаточным увлажнением почв прибрежной

¹Здесь и далее указывается высота над уровнем воды в Байкале.

полосы. С удалением от озера нарастание гумидности и влияние относительно теплого микроклимата в ряду почв от привершинной части хребта к побережью снижается, и признаков оподзоленности в почвах не отмечается [8]. Под горизонтом ВНFe залегает альфегумусовый горизонт ВНF с желтовато-бурой окраской, схожей с вышележащим горизонтом структурой, но более уплотненным строением. Профиль формируется на песчаных отложениях. Мощность всего профиля не превышает 50 см. Почвы с подобным строением, согласно классификации и диагностики почв России [17], диагностируются как подбуры оподзоленные.

Микроморфологические исследования свидетельствуют о песчаном микростроении, сменяющемся в горизонтах ВНF и С на плазменно-песчаное. В оподзоленном горизонте песчаный материал отмыт, пленки на поверхности минералов отсутствуют. Отмечается локальное расположение глинисто-железистого плазменного материала, вероятно, ввиду слаборазвитости и маломощности оподзоленного горизонта. В нижележащем альфегумусовом горизонте ВНF поверхность зерен минералов покрыта пленками железисто-глинистого состава (рис. 2а). Глинистое плазменное вещество выявляется и в почвообразующей породе, что

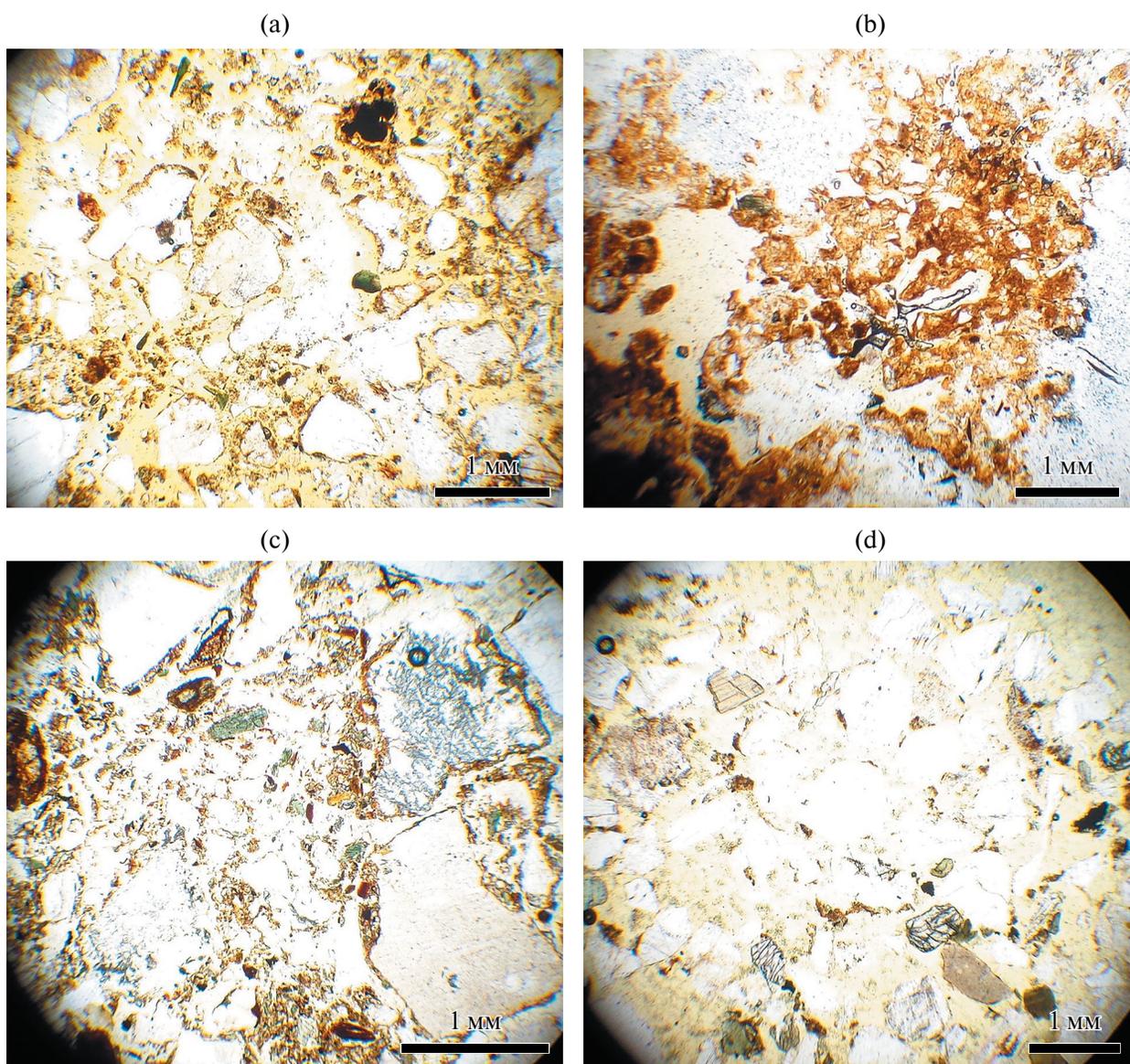


Рис. 2. Микроморфологическое строение почв: а – общее строение горизонта ВНF в подбуре оподзоленном (N II), б – глинистый плазменный материал в горизонтах ВМ буроземов (N II), с – глинисто-железистые пленки на поверхности минералов в горизонте Вf дерново-подбура (N II), д – рыхлая упаковка минерального скелета и обедненность плазменным материалом в горизонте Е дерново-подзола (N II).

согласуется с гранулометрическим составом почв, где количество тонких илистых частиц увеличивается (табл. 1). В целом почвы характеризуются супесчаным гранулометрическим составом с равномерным размещением фракций минеральных частиц по профилю, за исключением крупной пыли, количество которой становится меньше в почвообразующей породе.

Реакция почвенной среды с кислой сменяется на слабокислую в нижних горизонтах почвы (табл. 2). Низкая степень насыщенности почв основаниями, высокая гидролитическая кислотность, по сравнению с нижележащими горизонтами, выявлены в оподзоленном горизонте подбуров.

Относительно высокое содержание здесь гумуса (4%), обменных форм Ca^{2+} и Mg^{2+} , распределение SiO_2 не типичны для оподзоленных горизонтов. Однако отчетливо морфологически выраженное наличие альфегумусового горизонта и аналитическая дифференциация генетических горизонтов по значениям pH, элювиально-иллювиальное перераспределение валовых форм Fe_2O_3 , Al_2O_3 подтверждают диагностику оподзоленного горизонта, хоть и указывает на слабое его проявление (табл. 3). Иллювиальная аккумуляция железистых соединений формирует горизонт ВНФ. Содержание несиликатных и аморфных форм железа в этом горизонте показывает их максимальные значения в профиле.

Таблица 1. Гранулометрический состав почв

Горизонт	Глубина, см	Содержание фракций (размер, мм), %						
		1–0.25	0.25–0.05	0.05–0.01	0.01–0.005	0.005–0.001	<0.001	сумма частиц <0.01
Низкие абразионные с отчлененными лагунами берега								
Ключевой участок Глинка. Разрез 3СВ-13 подбур оподзоленный (Entic Podzol (skeletal))								
ВНFe	5–7/8	42.0	23.3	19.2	6.3	7.7	1.4	15.4
ВНФ	7/8–20	40.1	21.2	21.9	6.5	8.5	1.8	16.8
С	20–45	46.9	17.2	14.7	8.1	10.9	2.2	21.2
Ключевой участок Глинка. Разрез 5 СВ-13 бурозем глинисто-иллювиированный (Cambisol (argic))								
АУао	6/7–14	14.6	35.6	32.9	7.0	8.4	1.5	16.9
ВМ1	14–65/70	0	4.6	56.9	13.3	20.8	4.4	38.5
ВМС	65/70–95	0.5	17.5	49.5	12.3	16.8	3.5	32.6
С	95–110	40.1	23.6	17.8	6.3	8.3	2.0	16.6
Ингрессионные берега								
Ключевой участок Курбулик. Разрез 5 КБ-14 бурозем глинисто-иллювиированный (Cambisol (argic))								
АУао	0–5	11.0	31.6	37.1	8.5	10.0	1.8	20.3
ВМ1	5–32	4.9	12.4	24.2	18.5	34.3	5.8	58.6
ВМ2	32–86	3.4	10.9	38.3	1.4	27.8	5.3	47.5
ВС	86–110	0	4.7	40.1	14.5	34.6	6.3	55.4
Ключевой участок Монахово. Разрез 1 М-14 дерново-подбур литобарьерный (Leptosol)								
АУ	5–10	23.9	45.4	22.9	3.4	3.9	0.6	7.8
Вf	10–33	13.4	21.8	40.3	9.7	12.4	2.4	24.5
М	33–40	–	–	–	–	–	–	–
Низкие абразионные (аккумулятивные) берега								
Ключевой участок Бухта Крестовская. Разрез 3Кр-14 дерново-подзол (Albic Podzol)								
АУ	10/12–20	79.2	12.0	6.5	1.0	1.1	0.2	2.3
Е	20–29	80.0	13.0	4.0	1.4	1.5	0.1	3.0
Сf	29–50	84.2	9.3	2.5	1.8	1.7	0.5	4.0

Кроме подбуров грубогумусированных оподзоленных, на данном типе побережий на высотах, близких к уровню Байкала, формируются буроземы. Не более чем в 300 м от береговой линии под мохово-разнотравной растительностью они залегают на суглинистых отложениях. Растительный покров представлен преимущественно кустарниками: кедровым стлаником *Pinus pumila*, рододендром даурским *Rhododendron dauricum*, брусничником *Vaccinium vitis-idaea*; и представителями лесного разнотравья: василисник байкальский *Thalictrum baicalense*, чина приземистая *Lathyrus humilis*, костяника *Rubus saxatilis* и др. Заложенный

почвенный разрез формируется на высоте над уровнем озера – 10 м с географическими координатами: 53°35'48.6" N; 108°51'01.5" E.

В морфологическом строении этих почв (разрез 5 СВ-13) под опадом диагностируется серогумусовый горизонт с непрочно-комковатой структурой и рыхлым сложением. Залегающий под ним структурно-метаморфический горизонт имеет неоднородную окраску от желтоватой до охристо-буроватых тонов. Горизонт отличается уплотненным сложением и выраженной ореховато-комковатой структурой. Придающий структурность почвенной

Таблица 2. Физико-химические свойства почв

Горизонт	Глубина, см	рН Н ₂ O	Нг, смоль(экв)/кг	Обменные основания, смоль(экв)/кг		V	Гумус	Fe ₂ O _{3d}	Fe ₂ O _{3o}
				Ca ²⁺	Mg ²⁺				
Низкие абразионные с отчлененными лагунами берега									
Разрез 3СВ-13 подбур оподзоленный									
ВНFe	5–7/8	4.8	12.5	11.5	3.9	55	4.0	0.63	0.48
ВНF	7/8–20	5.6	4.4	5.6	1.1	60	1.2	1.21	0.60
С	20–45	5.8	2.7	5.2	1.0	70	0.6	0.62	0.48
Разрез 5 СВ-13 бурозем глинисто-иллювирированный									
АУао	6/7–14	5.2	2.0	24.1	1.7	93	8.9	1.80	0.44
ВМ1	14–65/70	6.0	3.4	17.6	6.8	88	0.4	4.71	0.73
ВМС	65/70–95	6.7	1.2	13.1	6.0	94	0.5	3.53	0.41
С	95–110	6.7	0.4	6.0	2.0	95	0.2	1.51	0.34
Ингрессионные берега									
Разрез 5 КБ-14 бурозем глинисто-иллювирированный									
АУао	0–5	5.6	8.1	14.0	2.5	67	7.8	0.80	0.32
ВМ1	5–32	5.5	3.8	7.0	3.0	72	0.7	0.83	0.52
ВМ2	32–86	6.1	2.7	14.9	7.2	89	0.3	1.10	0.60
ВС	86–110	6.1	1.2	4.3	2.3	84	0.1	0.73	0.24
Разрез 1 М-14 дерново-подбур литобарьерный									
АУ	5–10	6.3	6.5	45.6	13.5	90	7.8	0.95	0.56
Вf	10–33	5.3	6.8	12.6	7.9	75	2.6	0.70	0.48
М	33–40	–	–	–	–	–	–	–	–
Низкие абразионные (аккумулятивные) берега.									
Разрез 3Кр-14 дерново-подзол									
АУ	10/12–20	4.1	8.1	3.7	0.5	34	3.3	1.80	0.08
Е	20–29	4.4	4.3	3.3	0.6	48	0.9	1.11	0.04
Сf	29–50	6.2	2.1	2.6	0.5	59	0.5	1.23	0.16

Примечание. V – степень насыщенности основаниями; Нг – гидролитическая кислотность.

Таблица 3. Валовой химический состав почв, %

Горизонт	Глубина	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	CaO	MgO	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	MnO	Na ₂ O	ППП
Низкие абразионные с отчлененными лагунами берега												
Разрез 3СВ-13 подбур оподзоленный												
ВНFe	5–7/8	70.60	2.28	12.80	1.73	0.50	3.30	0.42	0.19	0.22	4.15	3.81
ВНF	7/8–20	67.50	2.79	14.80	1.80	0.55	3.58	0.46	0.33	0.09	4.17	3.66
С	20–45	69.20	2.94	15.20	1.88	0.61	3.52	0.47	0.18	0.05	4.13	2.20
Разрез 5 СВ-13 бурозем глинисто-иллювирированный												
АУао	6/7–14	53.60	2.60	11.90	1.63	0.76	2.78	0.48	0.22	0.45	2.91	22.06
ВМ1	14–65/70	60.10	5.92	17.20	1.66	1.64	3.29	0.66	0.18	0.08	3.13	5.80
ВМС	65/70–95	62.30	4.79	16.60	1.90	1.47	3.42	0.66	0.21	0.09	3.67	4.24
С	95–110	69.40	2.73	14.90	1.65	0.56	3.95	0.33	0.18	0.03	4.29	1.40
Ингрессионные берега												
Разрез 5 КБ-14 бурозем глинисто-иллювирированный												
АУао	0–5	61.90	2.77	13.30	2.03	0.62	2.78	0.55	0.13	0.27	3.59	12.06
ВМ1	5–32	67.10	3.98	15.20	1.92	1.03	3.24	0.68	0.19	0.06	3.73	2.68
ВМ2	32–86	63.30	5.25	16.50	1.82	1.36	2.95	0.64	0.17	0.08	3.34	4.60
ВС	86–110	71.27	3.47	14.67	1.49	0.29	3.00	0.28	0.12	0.04	3.82	1.55
Разрез 1 М-14 дерново-подбур литобарьерный												
АУ	5–10	56.00	5.39	14.90	6.15	2.74	1.46	0.66	0.45	0.34	3.92	7.82
Вf	10–33	60.10	5.80	16.40	6.13	2.85	1.51	0.62	0.72	0.17	3.98	1.70
М	33–40	57.90	8.20	16.50	6.99	4.07	1.29	0.96	0.26	0.09	2.78	0.96
Низкие абразионные (аккумулятивные) берега												
Разрез 3Кр-14 дерново-подзол												
АУ	10/12–20	61.30	1.86	17.70	4.49	1.37	3.52	0.36	<0.1	0.04	4.75	4.32
Е	20–29	63.20	1.69	18.30	4.29	1.25	3.69	0.35	<0.1	0.04	4.89	2.22
Сf	29–50	62.70	2.56	17.70	5.41	1.92	3.30	0.46	0.11	0.06	4.76	1.04

Примечание. ППП – потеря при прокаливании.

массе глинистый материал, в микросложении диагностируется в виде плазменного материала. Последний, пропитывая почвенную массу, скрепляет минеральные зерна скелета. В отдельных микрочастицах плазма представлена анизотропными натеками образований. В окрашенных охристо-буроватыми тонами участках структурно-метаморфического горизонта глинистый плазменный материал находится в более обильном количестве, формируя однородные по составу натёки. Последние свидетельствуют о проявлении лессиважа или глинисто-иллювиального процесса. Чередувание

в горизонте неоднородных по цвету участков обусловлено, возможно, не только формами железа, но и миграцией глинистого материала с зонами концентраций. Их свойства рассмотрены ниже в сравнении с другими буроземами.

Ингрессионные берега. Помимо низких абразионных с отчлененными лагунами берегов, буроземы занимают побережья ингрессионного типа. В отличие от ключевого участка Глинка, берега представлены высокими пологими склонами структурно-денудационных форм, вплотную подступающих к берегу озера. Ключевой участок

Курбулик расположен вблизи одноименного населенного пункта между мысами Покойники и Кулемный. Почвенный разрез заложен в нижней части склона юго-восточной экспозиции крутизной 10° – 15° в 50 м от кромки озера. Высота над уровнем Байкала – 34 м. Координаты: $53^{\circ}42'16.0''$ N; $109^{\circ}02'00.9''$ E. Почвы формируются под брусничниковым березово-сосновым лесом с лесным разнотравьем. Вскрытый почвенный профиль (разрез 5 КБ-14) состоит из следующих горизонтов: О–АУао–ВМ1–ВМ2–ВС. Под сухим опадом залегает фрагментарный серогумусовый горизонт АУа мощностью до 5 см. Фрагментарность горизонта связана с развитием почвы на склоне, где возможны гравитационные смещения. Горизонт имеет темно-серую окраску, порошисто-комковатую структуру и рыхлое сложение. Ниже формируются метаморфические горизонты ВМ1 и ВМ2 со слабой цветовой дифференциацией. Плотные по сложению горизонты отличаются выраженной комковато-ореховатой структурой почвенной массы в силу суглинистого гранулометрического состава. Глинистый материал также диагностируется в виде плазменного материала в микросложении почвы. В нижнем метаморфическом горизонте на гранях структурных отдельностей визуализируются глинистые кутаны. Почва формируется на суглинистых отложениях с включениями небольшого количества дресвы.

В обоих разрезах (разрез 5СВ-13, 5 КБ-14) почвенный профиль отличается мощностью более 100 см, отчетливой педогенной структурой в метаморфических горизонтах, проявлением иллювиирования глины, отсутствием признаков оподзоленности, что соответствует диагностическим признакам центрального образа буроземов.

Основным диагностическим признаком “прибайкальских” буроземов является структурно-метаморфический горизонт ВМ, отличающийся плотным сложением и ореховато-комковатой структурой. В их микросложении хорошо прослеживается глинистый плазменный материал, местами образующий натёки, свидетельствующие о процессе их внутрпочвенного выветривания и миграции (рис. 2b). Условия для миграции илистых частиц создают достаточное количество осадков в прибрежной части и мощный снеговой покров.

Исследованные буроземы характеризуются максимальным содержанием физической глины (55–58%), что позволяет отнести эти почвы к самым тяжелым по гранулометрическому составу из всех почв побережья. Супесчаный состав верхнего горизонта в этих почвах резко сменяется в структурно-метаморфических горизонтах на среднесуглинистый в буроземах ключевого участка Глинка, и легкоглинистый в буроземах ключевого участка Курбулик. Выявляется увеличение содержания

ила в 3–3.5 раза по сравнению с вышележащим горизонтом, а количество крупной пыли становится преобладающим и может достигать более 50%. Увеличение содержания илистой фракции характерно для прибайкальских буроземов [7, 35], что, вероятнее всего, связано с интенсивным выветриванием песчаных фракций и суспензионным переносом в гумидных условиях почвообразования. Учитывая концентрацию ила и пыли в метаморфических горизонтах этих почв, нами рассчитана общая степень дифференциации почвенного профиля по илу (S). Коэффициент дифференциации определен как отношение содержания ила в горизонтах ВМ к таковому в горизонте АУао с учетом плотности сложения. Показатель плотности в горизонтах АУао соответствует значениям от 0.5 до 1.0 г/см³, в горизонтах ВМ – от 1.3 до 1.5 г/см³. Значения коэффициента (S) составили в буроземах ключевого участка Глинка – 7.7, в буроземах ключевого участка Курбулик – 4.8, степень которых соответствует резко дифференцированному профилю. Микроморфологические признаки с аккумулятивным характером распределения илистой фракции в профиле почв, наряду с исследованиями разных авторов, также отмечающих накопление ила в срединных горизонтах – все это послужило выделением глинисто-иллювирированного подтипа [1, 3].

Буроземы формируются в условиях кислой и слабокислой реакции среды, pH_{H_2O} варьирует в пределах 5.2–6.7 по профилю. Сравнимые буроземы отличаются физико-химическими свойствами верхних горизонтов (АУао, ВМ1), что при однотипном составе почвообразующих пород и растительности связано с рельефом и высотой над уровнем моря разных типов побережий озера. Буроземы на низких абразионных с отчлененными лагунами побережьях отличаются наибольшей кислотностью в аккумулятивно-гумусовом горизонте, высокой степенью насыщенности основаниями, и, как следствие, относительно высоким содержанием обменных форм Ca^{2+} и Mg^{2+} . Ниже по профилю значения данных свойств становятся близки. По распределению содержания гумуса профили всех буроземов имеют регрессивно-аккумулятивный характер с максимальным содержанием 8.9% в горизонте АУао. В буроземах, формирующихся на склонах ингрессионных побережий, значения содержания гумуса, обменных катионов Ca^{2+} , оксалато- и дитиониторастворимых форм соединений железа, ниже. Полученные аналитические данные могут быть обусловлены положением почв в рельефе, где, наряду с миграцией вниз по профилю, склоны гор с активными денудационно-гравитационными процессами, являются зонами транзитно-химических веществ. По особенностям профильного распределения для всех буроземов выявлена относительно слабая дифференциация по валовому

содержанию железа. Увеличение доли Fe_2O_{3d} в горизонтах ВМ указывает на проявление процесса внутрипочвенного оглинивания. Оценку данного процесса может дать коэффициент оглинивания (K), рассчитанный путем сравнения почвы (горизонтов ВМ) и почвообразующей породы по величинам отношения частиц $<0.001 : <0.01$, мм, где наиболее оглиненные почвы имеют $K > 1$. Так, значения K в горизонтах ВМ1 и ВМС бурозема разреза 5 СВ-13 соответствуют 1.04 и 0.9, что указывает на данный процесс, слабо протекающий в толще 14–70 см. Горизонт ВМ2 разреза 5 КБ-14 участка Курбулик отличается активным оглиниванием, где значение K максимально и составляет 8.75, причем в толще 5–32 см коэффициент достигает лишь 0.72. Интенсивность оглинивания здесь во многом обусловлена достаточным увлажнением в плотную подступающих к берегу склонов, где влага наиболее конденсируется и активен тепловлагообмен озера с атмосферой.

На побережьях ингрессионного типа также формируются дерново-подбуры. Они занимают побережья со скалисто-обрывистыми тектоническими берегами в виде высоких сбросовых уступов с глубоко расчлененной линией берега. По данным [18], такие берега относятся к структурно-абразионному типу, хорошо выражены и распространены в пределах полуострова Святой Нос. Представлены в основном магматическими и метаморфическими горными породами, весьма устойчивыми к воздействию волн, и практически не размываемы.

Почвенный разрез заложен на высоте 65 м над уровнем Байкала с координатами: $53^{\circ}40'00.6''$ N; $109^{\circ}00'06.7''$ E в пределах ключевого участка Монахово. Он расположен в средней части склона западной экспозиции крутизной 10° под березово-сосновым лесом с лесным разнотравьем. Морфологическое строение заложенного здесь почвенного профиля (разрез 1 М-14) состоит из следующих горизонтов: О–АУ–Вf–М, что диагностирует данный тип почвы как дерново-подбур. Под маломощным до 5 см сухим опадом из хвои и листьев залегает серогумусовый горизонт АУ буровато-темно-серой окраски. Рыхлого сложения с комковатой структурой горизонт имеет супесчаный гранулометрический состав, который в микростроении представлен зернами минералов разных размеров: от мелкопылеватой до крупнопесчаной фракции, неагрегированного сложения с рыхлой упаковкой скелета. Форма минералов неокатанная. Гумусово-глинистый плазменный материал имеет микроразнональное размещение. После резкого перехода по цвету залегает иллювиальный альфегумусовый горизонт желтовато-бурой окраски с непрочно-комковатой структурой и плотным сложением. Буроватая окраска обусловлена формами железа. В микростроении

глинисто-железистое вещество покрывает пленками разной толщины зерна минералов, и заполняет межскелетное пространство в зонах скопления мелкопылеватых фракций (рис. 2с). Альфегумусовый горизонт формируется на элювии коренных пород охристо-бурой окраски преимущественно гранитоидного состава.

Дерново-подбуры в серогумусовом горизонте характеризуются песчаным гранулометрическим составом, сменяющимся в следующем горизонте на легкосуглинистый. В составе мелкозема преобладают фракции песка, в иллювиальном горизонте доминирующей становится крупная пыль. Доля ила минимальна. Изменение состава и перераспределение фракций в почвах на побережьях Байкала больше изменяется в связи с рекреационным воздействием [9].

Почвы имеют слабокислую реакцию среды по всему профилю, насыщенность основаниями с высоким содержанием обменных форм преимущественно Ca^{2+} в органогенном горизонте, повышенные значения несиликатных и аморфных форм железа. В иллювиальном горизонте значения данных параметров резко убывают, наряду с содержанием гумуса. По распределению валовых форм соединений SiO_2 , MgO , K_2O дерново-подбуры отличаются слабовыраженной тенденцией к дифференциации, незначительно аккумуляируясь в горизонте Вf. Отмечается биологическое накопление валового оксида CaO по всему профилю, значения которого варьируют от 6.15 до 7%. Валового оксида магния почвы содержат чуть в меньшем количестве, максимум которого, как и Fe_2O_3 отмечен в нижней части профиля, что связано с богатством почвообразующих пород этими элементами. Учитывая, укороченность профиля почвы с плотной почвообразующей породой, на продуктах выветривания которых он формируется, слабые признаки проявления альфегумусовой миграции, данные почвы диагностированы как дерново-подбуры литобактерные.

Низкие абразионные берега, по данным [18], относятся к аккумулятивной группе берегов, приуроченные к дельтовым участкам рек. Ключевой участок Бухта Крестовская расположен в одноименной бухте Чивыркуйского залива. Бухта представляет собой низкую дельтовую равнину рек Маршалиха и Крестовская, протянувшуюся по побережью песчаного пляжа на 4 км. Низкие берега сложены рыхлыми отложениями байкальских террас, покрытых кедровым слаником *Pinus pumila* и родендендром даурским *Rhododendron dauricum*. Почвенный разрез заложен на высоте 459 м над ур.м. (2 м над уровнем Байкала), в 20 м от линии озера.

Почвенный профиль состоит из следующих горизонтов: О–АУ–Е–Сf. Под моховой подушкой

формируется серогумусовый горизонт АУ. При удалении от озера мощность подстилочного горизонта увеличивается. Темно-серый, слабоуплотненный горизонт АУ имеет непрочно-комковатую структуру и песчаный гранулометрический состав. В плазменно-песчаном микростроении зерна скелета песчаной фракции отличаются окатанными и полуокатанными формами. Гумусовая плазма неравномерно заполняет межскелетное пространство. Нижележащий подзолистый горизонт белесой окраски также характеризуется рыхлым сложением и бесструктурностью почвенной массы. Бесструктурность хорошо прослеживается в микросложении почвы, где минеральный скелет не агрегирован и имеет рыхлую упаковку (рис. 2d). Песчаные зерна отмыты от красящих пленок, а почвенная масса лишена плазменного вещества, что свидетельствует о выносе из почвы тонкодисперсных продуктов почвообразования. Почва залегает на хорошо сортированных среднезернистых песчаных отложениях, отличающихся неоднородностью по цвету и слоистостью. Наличие признаков аккумуляции гумусово-железистых соединений прослеживается в виде желтовато-охристого прерывистого прослоя и пятен. Они не переувлажнены, и признаки оглеения отсутствуют, чему способствует высокая опесчаненность профиля, обеспечивающая высокую водопроницаемость. Морфологическое строение соответствует типу почв – дерново-подзолы. Строение почвы указывает на то, что развитие почвы в настоящее время происходит вне пойменного режима, и почвы не испытывают подтопления и периодического затопления.

По гранулометрическому составу дерново-подзолы самые легкие, где доминирующей фракцией является крупный песок, содержание которого доходит до 85%. Содержание илистой фракции в профиле минимально, и подчиняется элювиально-иллювиальному характеру распределения.

По значениям рН эти почвы являются самыми кислыми. Они характеризуются ненасыщенностью основаниями, минимальными значениями содержания обменных катионов и гумуса в сравнении с другими почвами побережья. Элювиально-иллювиальное перераспределение илистой фракции почвенного мелкозема, а также оксидов- и дитиониторастворимых форм соединений железа, валовых форм Fe_2O_3 , CaO , MgO , TiO_2 , относительно накопление SiO_2 в горизонте Е свидетельствуют о миграции из почвы подвижных соединений. Достаточное увлажнение почвы, наряду с равнинным рельефом на низких аккумулятивных берегах, где атмосферная влага полностью проникает в почву, благоприятствует развитию альфегумусовой миграции.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На побережье полуострова Святой Нос формируются буроземы и почвы альфегумусового ряда. Характер и специфика формирования этих почв зависят от геолого-геоморфологических особенностей, выраженных разными типами берегов. Они представлены преимущественно низкими абразионными с отчлененными лагунами, низкими абразионными (аккумулятивными) и ингрессионными типами, на которых формируются почвы со своеобразными морфологическими и физико-химическими свойствами. На высотах, значительно выше уровня Байкала, формируются дерново-подбуры на элювии коренных пород. На аллювиальных песках низких абразионных (аккумулятивных) побережий дельтовых равнин получили развитие дерново-подзолы. Буроземы занимают низкие абразионные с отчлененными лагунами берега, а также берега ингрессионного типа, сложенные суглинистыми отложениями, при условии их формирования в нижних частях склонов, вплотную подступающих к берегу озера. Подбуры – почвы гор, высота формирования которых выше 500 м над уровнем озера, в связи с чем могут встречаться на разных типах побережий в глубине полуострова.

Одним из ключевых факторов, влияющих на формирование берегов, является колебание уровня водоема, которое испытывают биогенные и аккумулятивные типы берегов. Наиболее уязвимыми к поднятию уровня озера окажутся низкие абразионные (аккумулятивные) берега с формирующимися на них дерново-подзолами. Рассмотренные почвы на низких абразионных и ингрессионных с высокими скальными побережьями не подвержены затоплению озерной водой и прямому действию волн. В связи с этим почвы на таких берегах формируются в условиях горного рельефа на высотах, значительно выше уровня Байкала. К ним относятся подбуры, дерново-подбуры и буроземы. Эти почвы формируются в условиях кислой и слабощелочной реакции среды при разной выраженности альфегумусового процесса и процессов, формирующих буроземы. Им свойственны огливание и метаморфизм минеральной массы, особенно интенсивно проявляющиеся в зонах предгорных равнинных лесных полос на низких абразионных берегах, где высоты над уровнем озера незначительны. Гумидность и влияние относительно теплого микроклимата от привершинной части хребтов к побережью способствуют проявлению признаков оподзоленности и активизации процессов метаморфического огливания в почвах. С высоты более 500 м над ур. м. (30 м над уровнем Байкала) доминирующим фактором в почвообразовании становится действие высотного поясного механизма дифференциации, при котором изменяются рельеф и состав почвообразующих пород. Буроземы

сменяются дерново-подбурами и подбурами, строение и свойства которых схожи с аналогичными почвами таежно-лесной зоны в Забайкалье. Результаты исследований позволили выявить разнообразие почв и их морфолого-химические свойства в зависимости от типа берега полуострова, а также могут послужить элементами основы при территориальной организации рекреационной среды Забайкальского национального парка и в мониторинговых работах.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Исследование выполнено в рамках государственного проекта ИОЭБ СО РАН № 121030100228-4.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Айсина Н.Р., Абакумов Е.В., Гагарина Э.И. Буроземы горной части Жигулевского заповедника // Самарская Лука. 2008. Т. 17. № 1(23). С. 55–70.
2. Андреева Д.Б., Балсанова Л.Д., Лаврентьева И.Н., Гончиков Б.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. 76–82.
3. Анциферова О.А. Дифференциация профиля буроземов Калининградской области по илу // Известия Калининградского гос. тех. ун-та. 2009. № 16. С. 18–21.
4. Ауржанаев А.А., Гармаев Е.Ж., Цыдыпов Б.З., Содномов Б.В., Черных В.Н., Алымбаева Ж.Б., Жарникова М.А., Супруненко А.Г., Андреев С.Г., Гуржапов Б.О., Батоцыренов Э.А., Сат С.А., Тулоханов А.К., Салихов Т.К. Моделирование изменения береговой линии и оценка влияния колебаний уровня озера Байкал на населенные пункты восточного побережья // География и природные ресурсы. 2022. № 5. С. 54–63. <https://doi.org/10.15372/GIPR20220506>
5. Бадмаев Н.Б., Конюшков Д.Е., Куликов А.И., Лесовая С.Н., Мергелов Н.С., Титова А.А., Турова И.В., Горячкин С.В. Почвы и температурные режимы центральной Бурятии и Восточного Прибайкалья // Путеводитель научных экскурсий V Междунар. конф. по криопедологии. М.: ИГ РАН, 2009. 61 с.
6. Байкал. Атлас. М.: Роскартография, 1993. 160 с.
7. Балсанова Л.Д., Гынинова А.Б., Цыбикдоржиев Ц.Ц., Гончиков Б.М. Н., Шахматова Е.Ю. Генетические особенности почв бассейна оз. Котокельское (Восточное Забайкалье) // Почвоведение. 2014. № 7. С. 781–789.
8. Балсанова Л.Д., Найданов Б.Б., Мангатаев А.Ц. Элементы почвенной катены полуострова Святой Нос (Восточное Прибайкалье) // Вестник Северо-Восточного научного центра ДВО РАН. 2017. № 1. С. 44–51.
9. Балсанова Л.Д., Гынинова А.Б. 2018. Рекреационное воздействие на морфологические и физико-химические свойства почв Усть-Селенгинской впадины // География и природные ресурсы. № 2. С. 80–86. [https://doi.org/10.21782/GiPR0206-1619-2018-2\(80-86\)](https://doi.org/10.21782/GiPR0206-1619-2018-2(80-86)).
10. Балсанова Л.Д., Бадмаев Н.Б., Найданов Б.Б., Балсанов А.В. Разнообразие и свойства буроземов прибрежных горных поднятий на восточном побережье озера Байкал // Вестник Бурятского гос. ун-та. Биология. География. 2022. № 3. С. 3–13. <https://doi.org/10.18101/2587-7143-2022-3-3-13>
11. Беркин Н.С., Макаров А.А., Русинек О.Т. Байкаловедение. Иркутск: Изд-во Ирк. гос. ун-та, 2009. 291 с.
12. Блохин А.Н., Шеин Е.В., Милановский Е.Ю. Характеристика гранулометрического и агрегатного составов почв северной части ареала черневой тайги кузнецкого Алатау с использованием параметров вероятностных функций // Вестник ТГУ. Сер. Биология. 2010. № 2(10). С. 7–18.
13. Вадюнина А.Ф., Корчагина З.А. Методы исследования физических свойств почв. М.: Агропромиздат, 1986. 416 с.
14. Дмитриев Г.А. История осадконакопления на перешейке полуострова Святой Нос // Мезозойские и кайнозойские озера Сибири. М.: Наука, 1968. 83 с.
15. Дымов А.А., Жангуров Е.В., Страцев В.В. Почвы северной части Приполярного Урала: морфология, физико-химические свойства, запасы углерода и азота // Почвоведение. 2013. № 5. С. 507–516.
16. Иметхенов А.Б., Бойков Т.Г., Цыбжитов Ц.Х., Юмов Б.О., Матвейчук С.А. Природа Забайкальского национального парка. Улан-Удэ: БНЦ СО АН СССР, 1990. 193 с.
17. Классификация и диагностика почв России. Смоленск: Ойкумена, 2004. 342 с.
18. Козырева Е.А., Кадетова А.В., Рыбченко А.А., Пеллинен В.А., Светлаков А.А., Тарасова Ю.С. Типизация и современное состояние берегов озера Байкал // Водные ресурсы. 2020. Т. 47. № 4. С. 453–465.

19. Костенков Н.М., Жарикова Е.А. Почвы прибрежной территории юго-западной части Приморья // Почвоведение. 2018. № 2. С. 141–154.
20. Мац В.Д., Фуджии Ш., Машико К., Гранина Л.З., Осипов Э.Ю., Ефимова И.М., Климанский А.В. К палеогидрологии Байкала в связи с неотектоникой // Геология и геофизика. 2002. Т. 43. № 2. С. 142–154.
21. Парфенова Е.И., Ярилова Е.А. Руководство к микроморфологическим исследованиям в почвоведении. М.: Наука, 1977. 197 с.
22. Полевой определитель почв России. М.: Почв. ин-т им. В.В. Докучаева, 2008. 182 с.
23. Почвы заповедников и национальных парков Российской Федерации. М.: Фонд “Ионосфера”. НИА-Природа, 2012. 476 с.
24. Пшеничников Б.Ф., Зубахо Е.Г., Хананин Е. В., Пшеничникова Н.Ф., Лящевская М.С. Полигенетичные буроземы полуострова Муравьев-Амурский: строение, свойства, генезис // Вестник Дальневосточного отделения РАН. 2012. № 2(162). С. 25–34.
25. Пшеничников Б.Ф., Пшеничникова Н.Ф. Влияние растительности на гумусообразование и морфологическое строение приокеанических буроземов юго-восточной части Приморья // Почвоведение. 2015. № 4. С. 387–396.
26. Розанов Б.Г. М.: Изд-во МГУ, 1983. 320 с.
27. Самофалова И.А., Рогова О.Б., Лузянина О.А. Использование группового состава соединений железа для диагностики горных почв Среднего Урала // Бюл. Почв. ин-та им. В.В. Докучаева. 2015. Вып. 79. С. 112–136. <https://doi.org/10.19047/0136-1694-2015-79-111-136>
28. Семиколенных А.А., Бовкунов А.Д., Алейников А.А. Почвы и почвенный покров таежного пояса Северного Урала (верховья реки Печора) // Почвоведение. 2013. № 8. С. 911–923.
29. Смоленцев Б.А., Смоленцева Е.Н. Буроземы Кузнецкого Алатау, их свойства и разнообразие // Вестник Том. гос. ун-та. Биология. 2020. № 50. С. 6–27. <https://doi.org/10.17223/19988591/50/1>
30. Теория и практика химического анализа почв / Под ред. Воробьевой Л.А. М.: ГЕОС, 2006. 400 с.
31. Территориальная организация Забайкальского национального парка Иркутск: Изд-во Института географии СО РАН, 2002. 125 с.
32. Тюлина Л.Н. Влажный прибайкальский тип поясно-сти растительности. Новосибирск: Наука, 1976. 319 с.
33. Убугунов Л.Л., Белозерцева И.А., Убугунова В.И., Сороковой А.А. Экологическое районирование почв бассейна озера Байкал // Сибирский экологический журнал. 2019. № 6. С. 640–653.
34. Уфимцев Г.Ф., Потемкина Т.Г., Сквитина Т.М., Филинов И.А., Шетников А.А. Геометрический рисунок берегов озера Байкал // География и природные ресурсы. 2009. № 4. С. 56–61.
35. Цыбжитов Ц.Х., Убугунова В.И. Генезис и география таежных почв бассейна озера Байкал. Улан-Удэ: Бур. кн. изд-во, 1992. 237 с.
36. Harvey R.J., Chadwick D.R., Sánchez-Rodríguez A.R., Jones D.L. Agroecosystem resilience in response to extreme winter flooding Agric // Ecosyst. Environ. 2019. V. 279. P. 1–13. <https://doi.org/10.1016/j.agee.2019.04.001>
37. IUSS Working Group WRB. 2015. World Reference Base for Soil Resources International soil classification system for naming soils and creating legends for soil maps. World Soil Resources Reports № 106. FAO, Rome. 2014. 181 p.
38. Ibragimow B., Walna M., Siepak M. Effects of flooding on the contamination of floodplain sediments with available fractions of trace metals (Western Poland) // J. Environ. Stud. 2013. V. 22. P. 131–140.
39. Wagner W., Dorigo W., de Jeu R.A.M., Fernandez D., Benveniste J., Haas E., Ertl M. Fusion of active and passive microwave observations to create an Essential Climate Variable data record on soil moisture // ISPRS Annals of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences. 2012. V. 1–7. P. 315–321. <https://doi.org/10.5194/isprsannals-I-7-315-2012>
40. Stoops G. Guidelines for analysis and description of soil and regolith thin sections. Madison, Wisconsin. USA. Soil Science Society of America, 2003. P. 184.

Morphogenetic Features of Soils on the Coast of the Svyatoy Nos peninsula (Eastern Baikal region)

L. D. Balsanova^{1,*}, B. B. Naidanov¹, and A. V. Balsanov¹

¹Institute of General and Experimental Biology SB RAS, Ulan-Ude, 670047 Russia

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

The soils of the western coast of the Chivyrkuisky and Barguzinsky bays on the Svyatoy Nos Peninsula, the largest peninsula on Lake Baikal in the Republic of Buryatia, were studied. The morphogenetic characteristics of soils on the main types of coasts of the peninsula are given: low abrasion with isolated lagoons, low abrasion, accumulative and ingression. An important factor in the formation of soils is the differences in the rocks that make up the coasts of the bays. It is shown that the genesis of soils is determined by proximity to the lake and altitudinal location, which determines the difference in their structure and properties. Due to the high mountainous coasts, often rocky with steep slopes, the soils are not directly affected and flooded by lake water. The development of soils outside the floodplain regime is also typical for the soils closest to the lake level – sod-podzols, which occupy low accumulative types of shores. The studied soils revealed a wide range of granulometric composition: from loose sand to light clay. Similar properties of soils are the acidic and weakly acidic reaction of the environment, the regressive-accumulative nature of the distribution of humus content, and the differentiation of bulk oxides along the profile. Signs of podzolization in alpha-humus soils and clay formation in brown soils were diagnosed, due to sufficient moistening of the coasts and the warming influence of the lake's water mass. The research results can be used in landscape planning in territorial organization and monitoring work in recreation areas

Keywords: types of shores, lake Baikal, chemical properties of soils, particle size distribution, Entic Podzol (Skeletal), Cambisols, Umbric Podzol

УДК 631.481

ПОЧВЫ ОСТЕПНЕННЫХ УЧАСТКОВ В ПОДЗОНЕ ПРИТУНДРОВЫХ РЕДКОЛЕСИЙ ПРАВОБЕРЕЖЬЯ НИЗОВЬЕВ РЕКИ КОЛЫМЫ

© 2024 г. Д. Г. Федоров-Давыдов^{a,*}, С. П. Давыдов^b, С. В. Губин^a, А. И. Давыдова^b,
О. Г. Занина^a, М. В. Щелчкова^c, Г. Г. Боескорев^d

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

^bТихоокеанский институт географии ДВО РАН, Северо-восточная научно-экспериментальная станция,
ул. Малиновый яр, 1, Черский, 678830 Россия

^cСеверо-восточный федеральный университет им. М.К. Аммосова, ул. Белинского, 58, Якутск, 677000 Россия

^dИнститут геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, пр-т Ленина, 39, Якутск, 677980 Россия

*e-mail: muss-96@yandex.ru

Поступила в редакцию 14.07.2023 г.

После доработки 30.12.2023 г.

Принята к публикации 30.12.2023 г.

В низовье р. Колымы (северо-восток Сибири) среди притундровых лиственничных редколесий на крутых южных склонах встречаются небольшие участки степей (степойды). В зависимости от почвообразующей породы степойды разделяются на петрофитные (на элюво-делювии скальных пород) и термофитные (на крупнопылеватых суглинках едомной свиты (ледового комплекса)). Под степойдами развиваются ксероморфные, глубокопротаивающие почвы с разнообразными гумусово-аккумулятивными горизонтами, высоким содержанием корней, порошистой структурой и повышенным содержанием водоустойчивых микроагрегатов. Почвы степойдов, особенно термофитных, зоотурбированы. От почв окружающих ландшафтов притундровых редколесий они отличаются пониженной актуальной и потенциальной кислотностью; более высоким содержанием обменных оснований, легкорастворимых солей, карбонатов и органического азота; более узким отношением концентрации оксалаторастворимого железа от дитиониторастворимого. Среди микроаккумуляций органического вещества в почвах степойдов широко представлены темные мулледоподобные формы гумуса на поверхности минеральных зерен. Черты криоксероземного почвообразования лучше проявляются в петрофитных степойдах. Почвы термофитных степойдов, несмотря на черты сходства со степными криоаридными разностями, отличаются от них отсутствием карбонатного и криогумусового горизонтов, а также сравнительно высокой кислотностью. В пределах петрофитных степойдов выделяются серогумусовые литоземы натечно-карбонатные и серогумусовые или перегнойно-темногумусовые натечно-карбонатные почвы; а в пределах термофитных – серогумусовые или перегнойно-темногумусовые поверхностно-турбированные (зоотурбированные) почвы.

Ключевые слова: северо-восток Евразии, холодные степи, петрофитная степь, термофитная степь, температурный режим почв, криоксероземное почвообразование, криоаридные почвы

DOI: 10.31857/S0032180X24050058, EDN: YLMATL

ВВЕДЕНИЕ

В пределах таежной зоны Восточной Сибири, как в горах, так и на равнинах, широко распространены участки со степной растительностью. В разных местах отличаются их названия: “степняки”, “елаканы”, “добуны”, “солнопеки” и т.д. На Крайнем северо-востоке Евразии степные сообщества

впервые были описаны Шелудяковой [44] в верховьях Индигирки и Яровым [52] в верховьях Яны. В настоящее время установлено распространение холодных степей в бассейне Индигирки до 69° N [39] и в бассейне Яны до 70° N [49]. Как правило, участки со степной растительностью приурочены к склонам южной экспозиции, часто очень крутым (до 40°), а также к дренированным

присклоновым позициям водоразделов и террас. Возможность их существования объясняется локальным сочетанием благоприятных для развития травянистых фитоценозов гидротермических условий на фоне резко континентального семиаридного климата. Многие исследователи рассматривают подобные сообщества в качестве реликтов высокопродуктивных плейстоценовых степей [2, 27, 46, 49, 52–54].

Летом почвы остепненных участков являются наиболее теплыми и сухими [33]. Они фигурировали под разнообразными названиями: каштановидные суглинки [52], таежно-степные [34], горные мерзлотно-таежно-степные [22], горные лугово-степные [12], горно-степные черноземовидные [15], горные мерзлотно-маломощные черноземы и темно-каштановые почвы [39], степные криоаридные [7, 9, 13], криодерновые [29], высокогумусные криоксероземы [8], примитивные почвы степоидов [31]. На основании изучения почв холодных степей было составлено представление об ультраконтинентальном холодном аридном [40] или криоксероземном [8] почвообразовании. В классификацию почв России [23] в качестве самостоятельного типа в отделе палео-метаморфических почв вошли криоаридные почвы, выделение которых было обосновано Волковинцером [13]. В настоящее время последние предлагается относить к отделу светлогумусовых аккумулятивно-карбонатных почв [6].

Степные сообщества встречаются и на севере Колымской низменности как в таежной, так и в тундровой зоне. Начало изучению почв под ними было положено Максимовичем [31], который получил ряд ценных сведений об их строении и химическом состоянии.

Цель работы – рассмотреть почвы остепненных участков Колымской низменности в пределах подзоны притундровых редколесий.

Исследования проводили на севере Якутии, в низовье р. Колымы, в районе пос. Черского. Участки со степной растительностью на крутых склонах южной экспозиции описаны авторами работ [11, 19, 25, 31, 49, 55].

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Регион и объекты исследования. По данным метеостанции Черский, среднегодовая температура воздуха изменяется от -10.5 до -7.3°C ¹. Средняя температура июля составляет 10.4 – 16.2°C , а января -35.9 ... -30.1°C . Величина годовой амплитуды температур колеблется в пределах 46.0 – 49.2°C . Климат может быть охарактеризован как среднеконтинентальный, степень континентальности по

Иванову (202) близка к верхнему пределу значений для этой области. Период положительных среднесуточных температур – 115 – 145 сут. По количеству осадков (171 – 322 мм) климат умеренно сухой. В теплое время года выпадает 65 – 174 мм. Величина коэффициента увлажнения для летнего периода равна 0.7 – 0.8 . Наблюдается повсеместное распространение многолетней мерзлоты.

Изучаемый регион представляет собой предгорную равнину, расположенную в зоне сочленения Колымской низменности и северо-западных отрогов Анойского нагорья, где небольшие интрузии мелового возраста формируют низкогорье, а раннемеловые эффузивы слагают придолинные выходы скальных пород [14, 16].

На большей части территории скальные породы перекрыты шлейфом высокольдистых крупнопылевато-суглинистых пород верхнеплейстоценовой едомной свиты (ледового комплекса) [47, 48, 55] или продуктов их голоценовой трансформации. Мощность шлейфа изменяется от 1 – 2 до 20 м и более. В районе пос. Черского отложения характеризуются слабо- или умеренно щелочной реакцией среды и низкими значениями гидролитической кислотности (0.2 – 0.8 смоль(+)/кг). По сравнению с современными почвами тайги материнская порода обладает повышенным содержанием обменных оснований (14.5 – 23.0 смоль(+)/кг) и легкорастворимых солей (0.1 – 0.2%). Ей свойственно высокое содержание подвижных форм фосфора и калия (35 – 50 и 5 – 11 мг/100 г соответственно), а также разнообразного органического вещества (0.5 – 2.0% в расчете на $C_{\text{орг}}$): от неразложившегося корневого детрита до водорастворимого гумуса. Карбонаты присутствуют в количестве 1.0 – 1.8% в расчете на CO_2 .

В почвенном покрове наиболее дренированные позиции заняты разнообразными криометаморфическими почвами, представляющими собой зональные разности. На изучаемой территории широко распространен подтип криометаморфических палео-метаморфизованных почв, в верхней части профиля которых присутствует грубогумусовый или перегнойный горизонт, обычно с крупноволнистой, языковатой или карманистой нижней границей за счет криогенных процессов. Структура минеральных горизонтов почв чешуйчатая или листовато-чешуйчатая, явно криогенной природы, что дает возможность отнести их к криометаморфическим (CRM). Под органо-аккумулятивными горизонтами выражен фрагментарный или прерывистый палевый горизонт (CRMpl), нередко имеющий неоднородную окраску с субгоризонтальной ориентацией морфонов, которую мы склонны связывать с проникновением материала по корням лиственницы. Наличие палевого горизонта часто сочетается с проявлением слабых признаков

¹ Здесь и далее приводятся данные за 2006–2011 гг., т.е. за период изучения температурного режима почв степоидов.

оглеения, как в верхней части профиля, так и у подошвы деятельного слоя. Во многих профилях наблюдаются разорванность минеральных горизонтов и наличие линз криотурбационного или занесенного при ветровалах грубого органического вещества.

Исследуемые остепненные участки отличаются крайне малыми размерами, их площади обычно составляют первые сотни квадратных метров и лишь в отдельных случаях достигают гектара, что дает возможность вслед за авторами [24, 31] относить их не к степям, а к степоидам. Использование введенного геоботаниками термина “степойд” [41] в почвоведении неизбежно расширяет его содержание. В настоящем исследовании под степоидами подразумеваются не только растительные сообщества, но и биогеоценозы в целом. На наш взгляд, это удобно и оправдано, поскольку подчеркивает своеобразие почв небольших участков под степной растительностью, окруженных притундровыми редколесьями, и их отличие от почв степной зоны. Степойды целесообразно разделить на петрофитные и термофитные. Оба эти термина встречаются в литературе. Под петрофитными подразумеваются [28, 49, 51] сообщества, развивающиеся на палеоген-неогеновой коре выветривания скальных пород, где благоприятные условия

для произрастания степных растений (постоянный дренаж и хорошее прогревание субстрата) создаются, прежде всего, за счет литологических (гранулометрических) особенностей формирующихся на них почв. Термофитные сообщества [5], развивающиеся на крупнопылевато-суглинистых отложениях, обязаны своим существованием, в первую очередь, положению в рельефе и экспозиции, определяющими локальное сочетание оптимальных для степных растений условий тепло- и влагообеспеченности.

Следует подчеркнуть, что в отличие от подавляющего большинства почв остепненных участков Северо-Востока, развивающихся на малолдыстных, морозных, щебнистых породах, почвы термофитных степойдов сформированы исключительно на высокольдистых мелкоземистых отложениях.

Были изучены почвы трех петрофитных и двух термофитных степойдов, расположенных на правом берегу р. Пантелеихи (правого притока Колымы) (рис. 1). Разрезы 4-08 и 8-12 характеризуют почвы петрофитных степойдов в верхней части крутых (32° – 35°) склонов: первый из них в районе обнажения Малиновый яр (одного из двух степойдов), а второй – на 5 км выше по реке (Чеглок). Разрезы 601-08 и 35-85 вскрывают почвы



Рис. 1. Район исследований с расположением петрофитных (I – Малиновый яр (два степойда), II – Чеглок) и термофитных (III – подножье г. Родинки, IV – Бубякинские дачи) степойдов: 1 – петрофитные степойды, 2 – термофитные степойды, 3 – точки исследования зональных почв редколесий.

термофитных степоидов: в районе Бубякинских дач и у подножья г. Родинки соответственно. В районе Бубякинских дач мощность рыхлых отложений едомной свиты превосходит 10 м, что известно по буровым данным. Почвы изучали на разных уровнях склона; разрез 601-08 располагается на перегибе, где пологий склон переходит в крутой, а 103-87 — на крутом участке склона. Разрез 35-85 был заложен в средней части крутого (30°) склона. Во всех случаях встречаются норы арктических сусликов (*Urocitellus parryii*) и полевок (*Microtus sp.*), на поверхности выражен зоогенный нанорельеф с перепадами высот 10–20 см. Параллельные исследования проводили в зональных биогеоценозах притундровых редколесий. Разрез 501-08 характеризует почву бруснично-зеленомошно-кустарникового листовничного редколесья на пологом склоне южной экспозиции. Описания разрезов приводятся в табл. S1.

Подробные геоботанические описания остепненных участков опубликованы ранее [55]. На рис. S2 представлены фотографии и краткие характеристики петрофитных и термофитных степоидов.

Методы исследования. Температурный режим почвы под петрофитным степоидом (Малиновый яр) изучали с конца 2007 по конец 2011 гг., а под термофитным (район Бубякинских дач) — с конца 2005 по конец 2009 гг. Параллельные наблюдения проводили в притундровых редколесьях. В работе использовали электронные накопители данных Thermologgers Onset HOBO. По результатам мониторинга рассчитывали среднемесячные и среднегодовые температуры, суммы положительных и отрицательных среднесуточных температур на различных глубинах, а также нагреваемость почв (коэффициент Димо [18]), равную отношению суммы активных (>10°C) температур почвы на глубине 20 см к сумме температур воздуха >10°C по данным метеостанции Черский за тот же период.

Влажность почв определяли в сезонной динамике весовым методом.

Содержание водорастворимого органического вещества в почве исследовали путем высокотемпературного (720°C) каталитического (на платиновом катализаторе) сжигания водных экстрактов с использованием анализатора органического углерода Shimadzu TOC-V CPH/CPN [56]. Все прочие анализы выполняли по общепринятым в нашей стране методикам [1, 10, 21, 36].

Эффективную емкость катионного обмена (ЕКО) вычисляли путем суммирования содержания четырех обменных оснований и гидролитической кислотности, выраженных в смоль(+)/кг. Степень насыщенности почвы рассчитывали путем деления суммы содержаний обменных оснований на эффективную ЕКО [35].

ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА И РЕЖИМЫ ПОЧВ

Мощность сезонноталого слоя (СТС) под термофитными степоидами достигала 150–170 см. Под петрофитными степоидами нулевая изотерма к концу летнего сезона опускалась до 250 см. В зональных ландшафтах притундровых редколесий Нижней Колымы средние значения этого показателя обычно изменяются в пределах 45–90 см.

Протаивание почв остепненных участков началось в конце апреля—первой декаде мая, а окружающих таежных разностей — во второй—третьей декаде мая, на 1–3.5 недели позже. Проникновение положительных температур в почвенный профиль изучаемых почв также происходит со значительно большей скоростью. В работе [46] отмечено, что протаивание почв в этом случае идет быстрее, чем развитие растений, поэтому мерзлота практически не оказывает влияния на вегетацию.

Период существования положительных среднесуточных температур на глубине 20 см в почве петрофитного степоида в среднем продолжается на 1.5 мес. дольше (табл. 1). Для почвы остепненного склона среднелетнее значение на 9.7, а среднее в самом теплом месяце — на 10.7°C выше, чем для криометаморфической почвы соседнего редколесья. Годовая сумма положительных среднесуточных температур почвы на 20 см для петрофитного степоида была на 1180°C выше, чем для тайги, 94% от этой величины приходилось на долю среднесуточных температур выше 5°C, а 73% — на долю среднесуточных температур выше 10°C. В зональной почве на долю температур выше 5°C приходилось 35% от общей суммы положительных температур, а среднесуточных значений выше 10°C здесь вообще не наблюдалось.

В профиле почвы под термофитным степоидом период положительных температур на глубине 40 см также продолжался на полтора месяца дольше, чем в зональном таежном варианте (табл. 2). В почве степоида среднелетняя температура на этой глубине на 4.1, а температура в самом теплом месяце — на 3.9°C выше, чем в криометаморфической почве редколесья. Сумма положительных среднесуточных температур в случае термофитного степоида отличалась на 480°C. На долю среднесуточных температур выше 5°C здесь приходилось 82% от этой величины, в таежной почве такие температуры на глубине 40 см обычно не встречаются.

Изучаемые биогеоценозы существенно различались по величине теплообеспеченности почв, т.е. по количеству энергии, расходуемой на нагревание профиля от 0°C до максимальных значений температуры [30], рассчитанной на основании данных температурного мониторинга. Средние значения этого показателя за период наблюдений составили: 13.44 для петрофитного степоида, 9.25 для

Таблица 1. Показатели температурного режима почв петрофитного степоида и прилегающего редколесья на глубине 20 см, усредненные за период наблюдения (2008–2011 гг.)

Показатель	Почва петрофитного степоида	Почва редколесья
Среднегодовая температура, °С	–2.9	–2.4
Среднелетняя температура (июнь–август), °С	12.9	3.2
Средняя температура в самом теплом месяце, °С	15.2	4.5
Средняя температура в самом холодном месяце, °С	–18.9	–9.4
Годовая амплитуда температур, °С	34.1	13.9
Годовая сумма положительных среднесуточных температур, °С	1528	349
Годовая сумма среднесуточных температур выше 5°С, °С	1431	123
Годовая сумма среднесуточных температур выше 10°С, °С	1117	0
Продолжительность периода положительных среднесуточных температур, сут	150	108

Таблица 2. Показатели температурного режима почв термофитного степоида и прилегающего редколесья на глубине 40 см, усредненные за период наблюдения (2006–2009 гг.)

Показатель	Почва термофитного степоида	Почва редколесья
Среднегодовая температура, °С	–3.7	–2.4
Среднелетняя температура (июнь–август), °С	6.4	2.3
Средняя температура в самом теплом месяце, °С	7.7	3.8
Средняя температура в самом холодном месяце, °С	–15.4	–7.2
Годовая амплитуда температур, °С	23.1	11.0
Годовая сумма положительных среднесуточных температур, °С	746	267
Годовая сумма среднесуточных температур выше 5°С, °С	608	0
Продолжительность периода положительных, сут	135	88

термофитного степоида и 3.93–4.63 Мкал/м² год для притундровых лиственничных редколесий [42]. Большая теплообеспеченность в первом случае по сравнению со вторым определялась развитием почвы на скальной породе.

Максимальная температура на поверхности почвы под петрофитным степоидом достигала 41.9°С, а под термофитным – 48.9°С, минимальные значения температуры составляли –26.7 и –30.6°С соответственно. Годовые суммы поверхностных положительных температур за период наблюдений изменялись в пределах 1360–1850°С для петрофитного и 1550–2150°С для термофитного степоидов. По величине этого показателя изучаемые объекты занимают промежуточное положение между остепненными склонами в верховьях Колымы (2300–2500°С) [3] или Индигирки (2200–2400°С) [4], и криофитно-степными

биогеоценозами в бассейне среднего течения р. Амгуэмы (1350–1400°С) [3].

В холодное время года из-за низкой влажности профиля, а также поздно устанавливающегося, маломощного и уплотненного снежного покрова на открытом безлесном участке почвы под степоидом охлаждаются гораздо быстрее зональных почв тайги. Несмотря на большую мощность, деятельный слой в случае термофитного степоида полностью промерзает уже в ноябре или начале декабря, в то время как в притундровых редколесьях смыкание фронтов сезонной и многолетней мерзлоты обычно наблюдается в январе или в начале февраля. Зимой почвы под степоидами значительно холоднее почв соседней тайги. В случае петрофитного степоида средняя температура профиля в самом холодном месяце на 9.5°С (20 см), а термофитного – на 8.2°С (40 см) ниже, чем в зональной

криометаморфической почве. В итоге среднегодовые температуры почв остепненных участков также ниже.

Температурный режим почв степоидов, согласно классификации Димо [18], по летним показателям относится к холодному, а по зимним — к очень холодному подтипу. Температурный режим почв редколесий по летним показателям относится к очень холодному, а по зимним — к холодному подтипу. По годовой амплитуде среднемесячных температур почвенный климат степоидов является резко континентальным, а тайги — мягким.

Величина нагреваемости, рассчитанная для почвы под петрофитным степоидом (коэффициент Димо), была равна 1.2. Известно, что при величине нагреваемости ниже 1.0 отмечается тенденция к избыточному увлажнению профиля, а при величинах выше 1.0 — имеет место тенденция к его иссушению [18], что и наблюдается на остепненных участках.

В случае термофитных степоидов значения почвенной влажности обычно составляют 5.0–10.0%. У подошвы СТС отмечается увеличение содержания влаги до 8.0–15.5% (рис. 2), а в одном из

профилей — даже надмерзлотная глееватость (разрез 35–85). Во время редких дождей почвы остепненных участков обычно промачиваются лишь до 25–30 см, а в периоды максимального летнего иссушения их влажность может снижаться до 3.3–4.0%. Сухость профиля исключает протекание элювиальных процессов и обуславливает преобладание восходящих токов почвенного раствора на протяжении всего теплого сезона или большей его части. То же направление миграции сохраняется в начале зимы, когда подтягиваемая к фронту промерзания влага способствует увеличению льдистости верхних горизонтов до 20–40, а в случае дождливой осени — до 45–50%. Иссушения льдистой материнской породы при этом не происходит. Потери влаги за теплый период, по-видимому, компенсируются за счет осенней верховодки, мигрирующей с водоразделов по кровле многолетней мерзлоты.

Почвы под петрофитными степоидами на протяжении большей части летнего периода также имеют низкую влажность: 10–28% в органо-аккумулятивном и 5–16% в минеральных горизонтах. Во время обильных осадков их маломощные профили промачиваются полностью, но из-за положения в рельефе и низкой водоудерживающей способности быстро теряют полученную влагу. Для сравнения, влажность грубогумусового горизонта криометаморфической почвы, сформированной на дренированном склоне, составила 100–158%, а минеральной части профиля — 17.5–24.0%. Таким образом, на фоне гидроморфных и мезоморфных профилей тайги почвы степоидов характеризуются ярко выраженной ксероморфностью.

Результаты гранулометрического анализа указывают на литологическую неоднородность большинства почв степоидов (табл. 3), часто наблюдаемую на крутых склонах. Лучше всего она прослеживается под термофитными степоидами в районе Бубякинских дач (разрез 601–08) и у подножья г. Родинки (разрез 35–85), где в профилях можно выделить песчаные, супесчаные и легкосуглинистые горизонты.

Сопоставление данных гранулометрического и микроагрегатного анализов показало, что содержание водоустойчивых агрегатов в профиле почвы под термофитным степоидом составляет 14.0–40.3%, а в верхнем горизонте почвы под петрофитным степоидом — 25.5% от общей массы (табл. 4). Их диаметр изменяется в пределах 0.05–1.00 мм. В зональной таежной почве водоустойчивых агрегатов содержалось значительно меньше — 11.0–22.7%. В тундровой зоне Колымской низменности, по имеющимся данным, водоустойчивыми являются лишь 2–4% агрегатов. На остепненных участках педогенез способствует формированию водоустойчивой структуры, несвойственной подавляющему большинству почв низовьев Колымы.

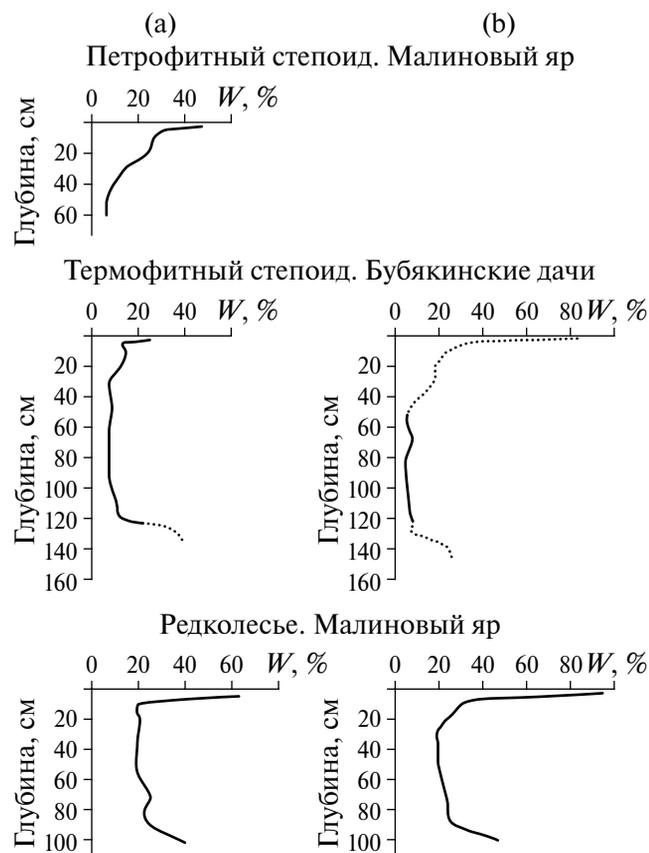


Рис. 2. Весовая влажность почв в летний (а) и осенний (б) сезоны. Пунктирной линией показано распределение значений в промерзших горизонтах.

Таблица 3. Гранулометрический состав мелкозема

Горизонт	Глубина, см	Доля фракций, %							
		1–0.25 мм	0.25–0.05 мм	0.05–0.01 мм	0.01–0.005 мм	0.005–0.001 мм	<0.001 мм	>0.01 мм	<0.01 мм
Разрез 8-12, берег р. Пантелеихи, Чеглок, петрофитный степоид									
AΥrh,sk	0–7	4.0	33.5	41.0	6.9	7.9	6.8	78.4	21.6
AHsk	7–13	0.8	32.0	45.1	8.3	6.2	7.6	77.9	22.1
Bsk,ic	15–20	1.3	23.1	42.9	5.8	13.7	13.2	67.3	32.7
BCsk	30–35	4.2	22.5	41.3	7.6	10.7	13.6	68.0	32.0
Разрез 4-08, Малиновый яр, петрофитный степоид									
AΥsk	0–5	31.1	33.3	14.3	7.3	5.4	8.6	78.7	21.3
Bsk,ic	5–13	33.1	39.9	16.8	2.8	3.7	3.7	89.8	10.2
Разрез 601-08, район Бубякинских дач, термофитный степоид, перегиб склона									
AHtu	9–15	1.9	47.0	36.7	9.4	2.5	2.5	85.6	14.4
2AB	15–26	0.8	18.3	56.7	9.0	4.5	10.7	75.8	24.2
2Bpl	48–58	0.4	18.3	54.7	6.9	6.6	13.1	73.4	26.6
Разрез 103-87, район Бубякинских дач, термофитный степоид, верхняя часть склона									
AΥtu	8–18	0.2	19.7	49.6	7.0	9.4	14.1	69.5	30.5
AB	18–31	0.2	19.1	52.8	9.0	7.8	11.1	72.1	27.9
B	31–50	0.3	26.0	48.8	6.5	9.0	9.4	75.1	24.9
BC	50–120	0.5	27.5	50.8	8.5	5.1	7.6	78.8	21.2
Разрез 35-85, подножье г. Родинки, термофитный степоид									
AΥtu	1–19	2.1	25.0	63.6	3.9	2.5	2.9	90.8	9.2
2AB	19–39	0.8	29.5	45.1	6.0	8.9	9.7	75.4	24.6
3Bq	39–80	0.9	10.7	65.8	5.5	7.3	5.8	81.4	18.6
4BCq,g	80–119	0.5	17.0	58.8	7.7	9.8	6.2	76.2	23.8
Разрез 46-85, склон г. Родинки, редколесье									
HB	5–8	2.4	16.9	47.5	8.2	10.9	14.1	66.8	33.2
CRMpl	8–17	8.1	25.9	42.7	6.5	8.2	8.6	76.7	23.3
CRM	17–22	0.7	57.2	16.3	8.1	9.6	8.1	74.2	25.8
CRMC	22–47	2.2	24.3	50.3	8.4	7.9	6.9	76.8	23.2
Разрез 501-08, Малиновый яр, редколесье									
H	2–6	5.6	24.9	43.1	8.0	11.2	7.2	73.6	26.4
Bg	6–10	0.5	19.2	51.9	8.4	12.4	7.6	71.6	28.4
CRMpl	8–17	0.7	24.3	42.8	9.8	12.5	9.9	67.8	32.2
CRM@	17–27	0.4	21.0	47.4	5.9	12.3	13.0	68.8	31.2
CRM	27–51	0.1	29.8	41.8	6.0	11.5	10.8	71.7	28.3
CRMCg	51–65	0.1	27.8	44.2	3.4	13.9	10.6	72.1	27.9

Таблица 4. Содержание водоустойчивых агрегатов

Горизонт	Глубина, см	Содержание во фракциях (мм), %					Общее содержание, %
		1–0.25	0.25–0.05	0.05–0.01	0.01–0.005	0.005–0.001	
Разрез 4–08, Малиновый яр, петрофитный степоид							
AYsk	0–5	25.5	Не опр.				25.5
Разрез 601–08, район Бубякинских дач, термофитный степоид, перегиб склона							
АНtu	9–15	10.8	3.2	«	«	«	14.0
2AB	15–26	15.5	24.8	«	«	«	40.3
2Bpl	48–58	5.4	22.5	«	«	«	27.9
Разрез 501–08, Малиновый яр, редколесье							
Н	2–6	12.2	10.5	«	«	«	22.7
Bg	6–10	1.3	12.3	«	«	«	13.6
CRMpl	8–17	1.6	6.9	6.0	«	2.6	17.1
CRM@	17–27	0.6	9.5	3.2	«	Не опр.	13.3
CRM	27–51	0.1	3.7	4.2	3.0	«	11.0
CRMCg	51–65	Не опр.		17.6	2.5	«	20.1

Структурирование в изучаемых почвах происходит как при выделении текстуробразующего льда, так и под влиянием процессов осаждения и коагуляции продуцированных *in situ* органико-минеральных соединений. Тонкие шлиры или уплощенные линзы льда в процессе их образования и роста не только расчлениают материал на структурные отдельные, но также способствуют уплотнению и пространственному обособлению последних (рис. 3д). Так, образуются неводоустойчивые структурные отдельные, размеры которых могут достигать до первых миллиметров. Темно-бурые органико-минеральные пленки на поверхности минеральных зерен, выявляемые при анализе микростроения почв степоидов, например горизонта АУ (рис. 3б), в условиях весьма низких зимних температур и летнего иссушения вызывают образование агрегатов с диаметром от 100 мкм до 1 мм (рис. 3с–3е), часть из которых водоустойчива. Черняховский [43] связывает хорошую оструктуренность профилей под степными сообществами верхней Колымы с действием оксидов железа как структурора, отмечая высокое содержание в них оксалаторастворимого Fe_2O_3 . Уместно упомянуть, что и в изучаемых почвах значения этого показателя достаточно велики (рис. 4а).

ПОЧВЫ ПЕТРОФИТНЫХ СТЕПОИДОВ

Щебнистые почвы петрофитных степоидов имеют мощность до 50 см. В верхней части их профилей формируются серогумусовые (АУ) или перегнойно-темногумусовые (АН) горизонты со сравнительно небольшим содержанием детрита.

Профили характеризуются высоким содержанием органического углерода ($C_{орг}$) и аккумулятивным типом его распределения (рис. 5а, табл. 5). Согласно исследованию Волковинцера [13], эти почвы могут быть отнесены к средне- и многогумусовым, но при этом они отличаются от большинства криоаридных почв малой мощностью гумусоаккумулятивного горизонта. Молярное отношение C/N составляет в них 10.2–12.8.

По групповому составу гумус верхней части профиля относится к фульватно-гуматному типу, глубже он может меняться на гуматно-фульватный или фульватный. Степень гумификации средняя или высокая, а в случае перегнойно-темногумусового горизонта АНtu (разрез 8–12) – очень высокая. В верхних горизонтах углерод гуминовой кислоты равномерно распределен по фракциям, в нижней части профиля может наблюдаться существенное снижение доли фракции 2, связанной с кальцием. Содержание негидролизующего остатка изменяется в пределах 24–54% (табл. S3).

Изученные почвы характеризуются нейтральной реакцией среды, низкими значениями обменной и гидролитической кислотности, высокой насыщенностью почвенного поглощающего комплекса (ППК) (88–91%). Среди обменных оснований преобладают кальций или кальций и магний. Суммарное содержание легкорастворимых солей равно 0.030–0.045%, в составе водной вытяжки преобладают Ca^{2+} , Mg^{2+} и HCO_3^- (рис. 6а).

Карбонатов в мелкоземе содержится 0.58–0.83% в расчете на CO_2 (табл. 5). Однако в нижней части

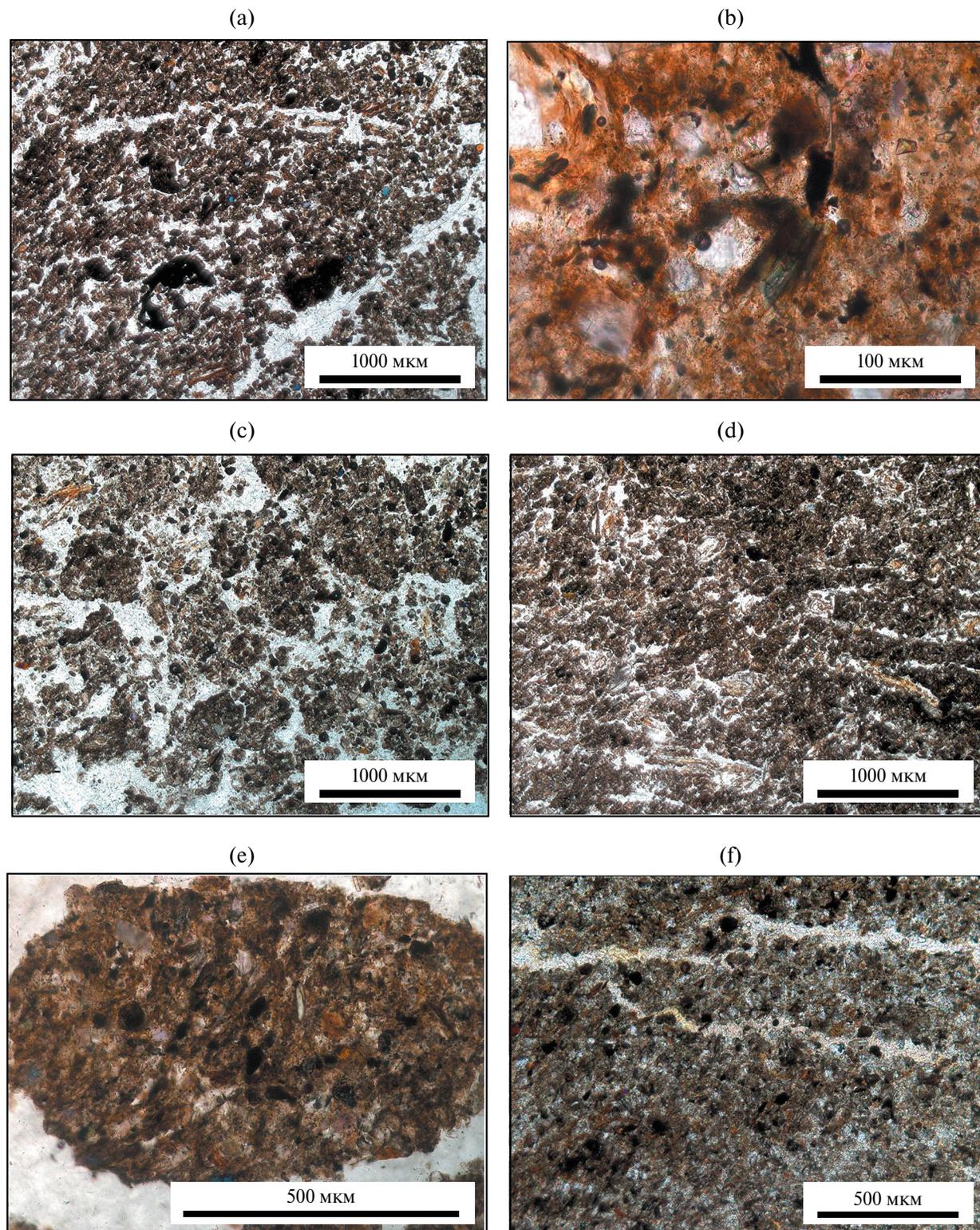


Рис. 3. Микростроение почв термофитного степоида (а–е, район Бубякинских дач, разрез 103-87, горизонт АУtu) и лиственничного редколесья (f, склон г. Родинки, разрез 46-85, горизонт CRMpl): а – общее микростроение горизонта АУtu почвы термофитного степоида, б – минеральные пленки и сгустки темного мулелеподобного гумуса на поверхности минеральных зерен, с – криогенная микроагрегация материала, d – криогенное микроструктурирование под воздействием шпиров льда, е – коагуляционный микроагрегат с уплотненным строением, f – общее микростроение горизонта CRMpl почвы лиственничного редколесья.

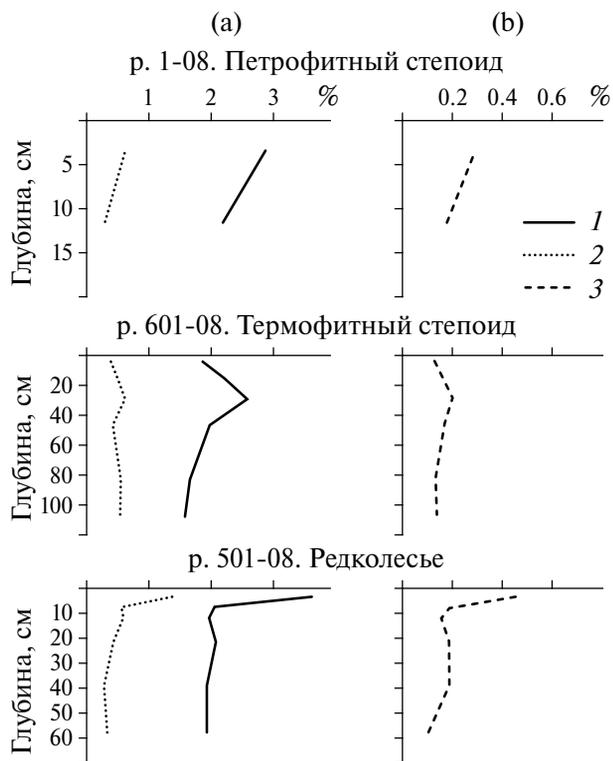


Рис. 4. Содержание несиликатных форм железа (а) и алюминия (б) в изучаемых почвах (рассчитанное на прокаленную почву): 1 – содержание дитиониторастворимого Fe_2O_3 , 2 – содержание оксалаторастворимого Fe_2O_3 , 3 – содержание оксалаторастворимого Al_2O_3 .

описанных профилей были зафиксированы карбонатные корочки на щебне. Наличие карбонатных кутан при отсутствии вскипания мелкозема позволяет говорить о сходстве почв петрофитных степоидов с аналогичными разностями верхней Колымы [5, 7, 12, 37].

Отношение концентраций оксалаторастворимого (по Тамму) железа от дитиониторастворимого (по Мера–Джексона) (критерий Швертмана, Fe_o/Fe_d) равно 0.14–0.22, что указывает на резкое преобладание окристаллизованных форм в составе несиликатного железа (рис. 4а).

ПОЧВЫ ТЕРМОФИТНЫХ СТЕПОИДОВ И ОКРУЖАЮЩИХ РЕДКОЛЕСИЙ

Крупнопылевато-суглинистые или крупнопылевато-супесчаные почвы термофитных степоидов характеризуются наибольшей глубиной сезонного протаивания, высоким содержанием корней, пористой или комковато-пористой структурой. Поскольку сухие и глубокопротаивающие склоны служат удобным местом для поселения различных землеройных животных (арктических сусликов, полевок и др.) неотъемлемой чертой почв любого термофитного степоида является высокая зоотурбированность. В разрезе 601-08 профиль перекрыт прерывистым выбросом из норы суслика, материал которого, в свою очередь, также затронут почвообразованием.

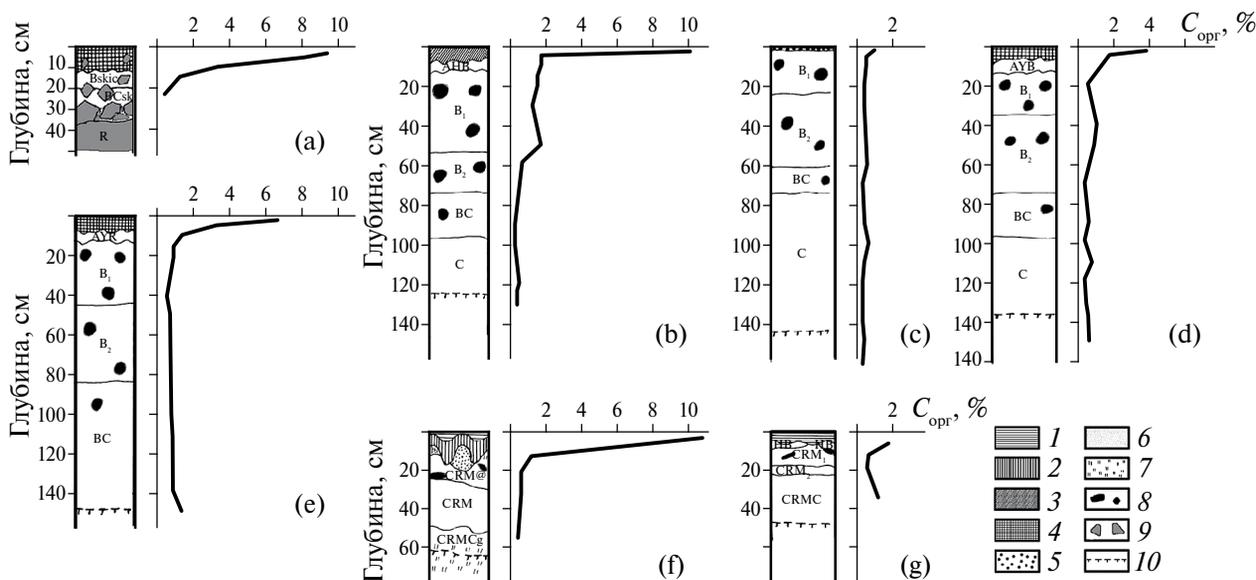


Рис. 5. Содержание органического углерода в почвах петрофитного степоида (а – Малиновый яр, разрез 1-08), термофитного степоида (район Бубякинских дач: б – разрез В-07, верхняя часть склона; с – разрез В-07, средняя часть склона; д – разрез С-07, нижняя часть склона; е – разрез Е-07, нижняя часть склона) и редколесий (ф – Малиновый яр, разрез 501-08; г – подножье г. Родинки, разрез 46-85): 1 – торфянистые горизонты, 2 – перегнойные горизонты, 3 – перегнойно-темногумусовые горизонты, 4 – серогумусовые горизонты, 5 – гумусово-слаборазвитые горизонты, 6 – палевые горизонты, 7 – признаки оглеения; 8 – зоо- и криотурбационные включения органического вещества, 9 – обломки скальных пород, 10 – кровля многолетней мерзлоты.

Таблица 5. Физико-химические характеристики почв

Горизонт	Глубина, см	Потеря при прокаливании, %	C _{орг} , %	pH		Обменная кислотность, смоль(+)/кг			Гидролитическая кислотность смоль(+)/кг	Содержание поглотительных оснований, смоль(+)/кг				Содержание, мг/100 г			CO ₂ карб, %	
				H ₂ O	KCl	Al	H	сумма		Ca	Mg	Na	K	N _{вал}	P ₂ O ₅ элюв	K ₂ Oподв		
				Не опр.		Не опр.				Не опр.				Не опр.				
Разрез 8-12, берег р. Пантелеихи, Челлок, петрофитный степлоид																		
AУrh,sk	0-7	Не опр.	2.82	Не опр.		Не опр.			19.43	2.48	0.13	0.76	300	Не опр.			0.58	
AHsk	7-13	«	4.92	«		«			30.28	3.69	0.15	0.43	451	«			0.36	
Bsk,ic	15-20	«	0.98	«		«			16.95	2.60	0.26	0.25	108	«			0.45	
BCsk	30-35	«	0.83	«		«			16.03	2.64	0.26	0.26	95	«			0.45	
Разрез 4-08, Малиновый яр, петрофитный степлоид																		
AУsk	1-3	2.78	3.62	6.82	5.76	0.00	0.22	0.22	2.38	14.13	10.71	0.08	0.16	91.3	1.03	6.51	0.58	
Bsk,ic	5-10	9.09	1.57	6.70	5.75	0.08	0.22	0.30	4.09	15.56	12.87	0.06	0.49	87.6	«	21.78	0.83	
Разрез 601-08, район Бубякинских дач, термофитный степлоид, перегиб склона																		
r	0-6	5.98	Не опр.	7.15	6.40	0.00	0.14	0.14	0.97	10.23	3.43	0.07	0.14	93.5	«	6.72	0.49	
AHtu	8-21	10.50	«	6.41	5.65	0.00	0.22	0.22	3.27	14.14	5.51	0.07	0.31	86.0	«	12.03	0.66	
2AB	21-35	10.96	«	5.91	4.90	0.00	0.30	0.30	5.27	13.06	4.50	0.59	0.14	77.6	«	4.94	0.57	
2Bpl	35-57	7.54	«	6.06	5.06	0.21	0.37	0.58	2.72	8.13	3.77	0.73	0.06	82.4	«	2.13	0.41	
2Box	57-70	5.55	«	6.41	5.39	0.07	0.29	0.36	1.97	7.09	3.98	0.67	0.06	85.7	«	3.66	0.24	
2BD	70-96	6.10	«	8.28	7.60	0.07	0.07	0.14	0.20	11.51	4.00	2.38	0.08	98.9	«	7.02	0.65	
2D	96-120	5.69	«	8.19	7.69	0.00	0.21	0.21	0.20	12.63	4.98	0.46	0.16	98.9	«	8.83	0.65	
Разрез 103-87, район Бубякинских дач, термофитный степлоид, верхняя часть склона																		
AУtu	0-8	Не опр.	1.72	6.50	6.20	Не опр.			Не опр.				Не опр.			0.36		
AУtu	8-18	«	0.75	6.60	5.70	Не опр.			1.78	8.50	6.50	0.40	0.14	89.7	«			0.36
AB	18-31	«	0.59	6.10	5.20	«			2.74	8.10	6.00	1.00	0.11	84.7	«			0.45
B	31-50	«	0.47	5.75	4.75	«			2.74	7.50	3.80	1.32	0.11	82.3	«			0.45
BC	50-120	«	0.69	7.55	7.15	«			0.31	11.10	4.40	0.52	0.16	98.1	«			0.45

Окончание табл. 5

Горизонт	Глубина, см	Потеря при прокаливании, %	C _{орг} , %	pH		Обменная кислотность, смоль(+)/кг			Гидролитическая кислотность смоль(+)/кг	Содержание поглощенных оснований, смоль(+)/кг				Содержание, мг/100 г			Степень насыщенности ППК%	CO ₂ карб, %
				H ₂ O	KCl	Al	H	N		Ca	Mg	Na	K	N _{бал}	P ₂ O ₅ эков	K ₂ Oподв		
Разрез 35-85, подножье г. Родинки, термофитный степойд																		
AУtu	1-19	«	4.48	6.25	He	0.06	0.08	0.14	2.74	14.20	5.40	0.13	1.00	388	He	опр.	0.80	
2AB	19-39	«	0.94	6.05	«	0.06	0.12	0.18	2.46	6.40	4.10	0.26	0.20	80	«	«	0.39	
3Bq	39-80	«	0.98	7.60	«	0.02	0.06	0.08	0.48	12.90	4.20	0.27	0.26	118	«	«	0.62	
4BCq,g	80-119	«	0.70	7.90	«	0.02	0.04	0.06	0.48	13.50	5.00	1.23	0.15		He	опр.		
Разрез 501-08, Малиновый яр, редколесье																		
T	0-2	83.88	He	4.73	4.07	0.23	1.44	1.67	19.97	33.87	4.78	0.17	3.89	He	26.37	180.48	1.16	
H	2-6	30.99	10.71	5.65	4.83	0.07	0.38	0.45	11.68	29.09	10.62	0.28	0.22	«	1.59	7.66	1.36	
Bg	6-10	5.13	0.56	5.49	3.89	0.52	0.21	0.73	4.69	5.84	2.26	0.08	0.22	«	20.30	3.06	0.33	
CRMpl	8-16	6.43	1.07	5.77	4.35	0.22	0.21	0.43	4.41	10.05	3.83	0.09	0.23	«	10.46	3.38	0.33	
CRM@	16-27	5.68	0.58	6.21	4.77	0.15	0.14	0.29	2.79	10.16	3.64	0.12	0.09	«	21.25	3.07	0.33	
CRM	27-51	5.36	0.51	7.16	6.11	0.07	0.14	0.21	1.01	10.23	3.31	0.11	0.15	«	24.41	4.90	0.33	
CRMcg	51-65	5.33	0.43	7.87	7.26	0.07	0.14	0.21	0.34	23.91	3.71	0.06	0.12	«	23.35	5.81	0.98	
Разрез 46-85, склон г. Родинки, редколесье																		
HВ	5-8	He	1.71	5.00	He	0.12	0.20	0.32	9.04	7.20	4.00	0.21	0.33	130	15.00	9.00	0.45	
CRMpl	8-17	«	0.53	5.05	«	0.24	0.10	0.34	5.25	4.50	2.80	0.18	0.17	80	30.50	5.04	0.39	
CRM	17-22	«	0.41	5.80	«	0.08	0.16	0.24	2.74	5.10	2.50	0.16	0.14	68	40.00	4.32	0.39	
CRMС	22-47	«	1,12	6.55	«	0.06	0.10	0.16	0.93	7.90	3.40	0.21	0.20	He	33.75	6.48	0.56	

Изучаемые профили широко различаются по типу и мощности гумусоаккумулятивных горизонтов, а также по содержанию в нем органического углерода. Чаше всего они бывают серогумусовыми (АУ) с мощностью от 5–8 (район Бубякинских дач)

до 18 см (подножье Родинки) или перегнойно-темногумусовыми (АН). Последний вариант описан в районе Бубякинских дач, где мощность горизонта АН изменяется от 6–7 см на крутом участке склона до 13–15 см на его перегибе (разрез 601-08). Такое разнообразие гумусовых горизонтов может быть связано с неравномерностью проявления эрозии на крутом склоне. Несмотря на наблюдаемый местами коричневатый или буроватый оттенок органо-минерального материала и присутствие неразложившихся растительных остатков, наличия настоящих криогумусовых горизонтов [23], не констатируем отчасти потому, что согласно современным представлениям [6], корректное выделение этого горизонта требует флотации мелкодисперсного детрита в тяжелых жидкостях, что не исследовали. Важно подчеркнуть, что в почвах как термофитных, так и петрофитных степоидов верхняя органо-аккумулятивная толща не бывает торфянистой, грубогумусовой или перегнойной, что принципиально отличает ее от почв притундровых редколесий.

Упомянутый профиль в точке перегиба склона (разрез 601-08) заслуживает особого внимания, поскольку ему присущи некоторые признаки, указывающие на прохождение лесной стадии развития. К ним относится наличие большого количества неразложившихся растительных остатков, что собственно и определяет перегнойно-темногумусовый тип верхнего горизонта, а также включений древесного угля, свидетельствующих о лесном пожаре. Прерывистость генетических горизонтов и резко выраженная неровность их границ указывают на нарушение процессами криотурбации или ветровала, свойственными лесным экосистемам. В этом профиле присутствуют фрагменты палевого горизонта с неоднородной окраской, характерной для почв прилегающей тайги. Наконец, в средней части профиля (горизонт Вох) отмечаются хорошо различимые признаки постглеевой сегрегации железа, сконцентрированные на глубине 60–70 см, соответствующей положению кровли многолетней мерзлоты в лесных почвах. Предположение о полигенетичности данного профиля подтверждается результатами микробиоморфного анализа, показавшего, что в ряде горизонтов, наряду с фитолитами злаков (степные элементы) присутствуют и остатки лиственницы (таежные элементы) (рис. 7). Реликтовые признаки лесной стадии развития в степных криоаридных почвах верховий Колымы были описаны в работах [7, 9], а указывающая на бывшее переувлажнение сегрегация железа была отмечена в “каштановидных суглинках” верховья Яны [52].

Можно допустить, что степоиды возникают на склонах, покрытых тайгой, в результате пожаров и других катастрофических процессов, вызывающих смену лесной растительности на травянистую. Признаки бывших пожаров на месте некоторых

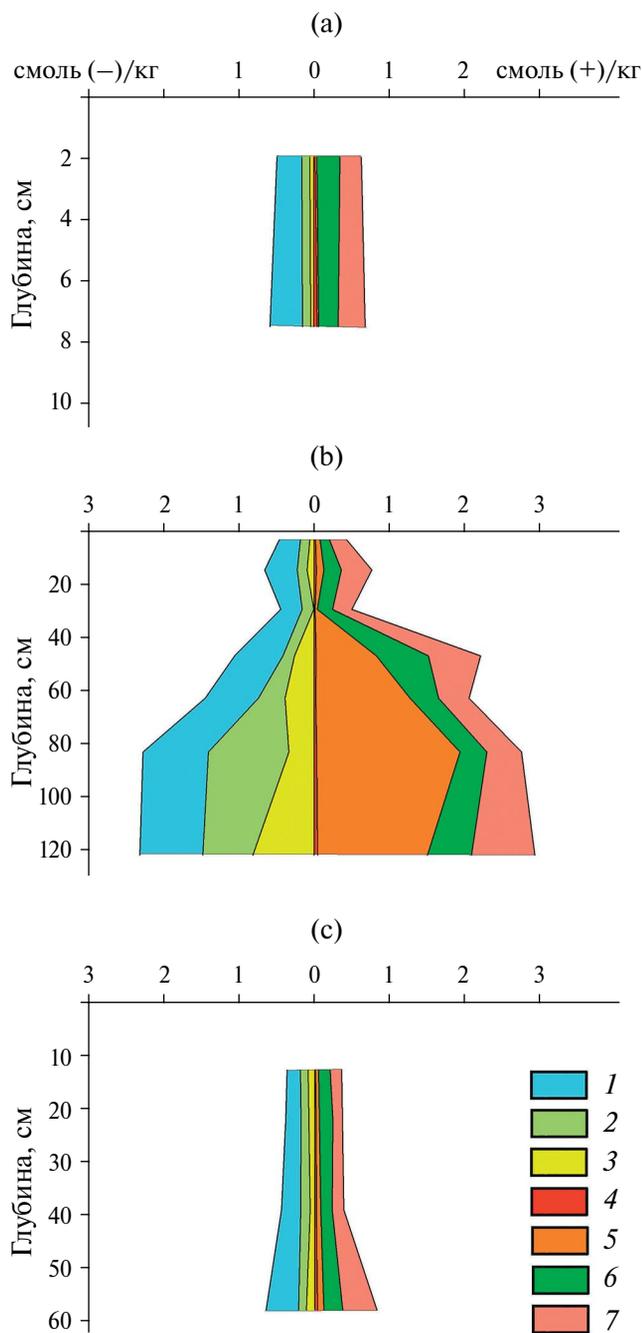


Рис. 6. Содержание водорастворимых солей в почвах петрофитного степоида (а – Малиновый яр, разрез 4-08), термофитного степоида (б – район Бубякинских дач, разрез 601-08) и редколесья (с – Малиновый яр, разрез 501-08). Содержание ионов: 1 – HCO_3^- , 2 – Cl^- , 3 – SO_4^{2-} , 4 – K^+ , 5 – Na^+ , 6 – Mg^{2+} , 7 – Ca^{2+} .

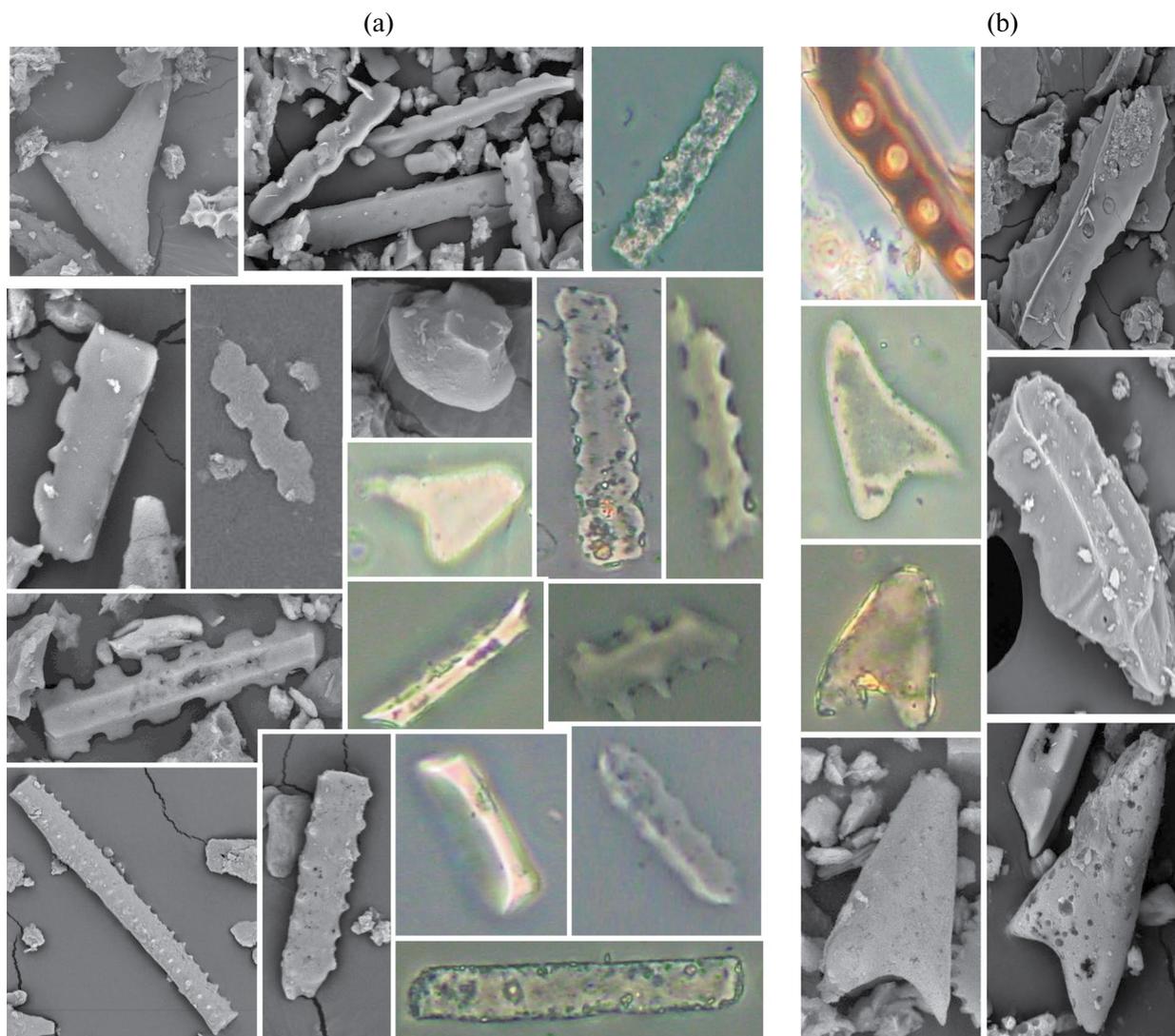


Рис. 7. Микробиоморфы, выделенные из почвы термофитного степоида (район Бубякинских дач, разрез 601-08): а – фитолиты злаков, б – остатки лиственницы.

степоедов по берегам р. Пантелеихи зафиксированы в исследовании [25] и в настоящей работе. В этом случае кровля многолетней мерзлоты понижается, почва становится более сухой и получает больше тепла. Торфянистые и перегнойные горизонты трансформируются в гумусово-аккумулятивные с примесью оторфованного детрита. Нисходящая миграция почвенной влаги меняется на восходящую. Глееватый горизонт в нижней части профиля при смене окислительно-восстановительного режима эволюционирует в сегрегационный. Гумусонакопление частично маскирует палеый горизонт.

Формирование органофиля почв под термофитными степоидами определяется сочетанием противоположно направленных процессов: во-первых, разложением и трансформацией

в благоприятных термических условиях органического вещества материнской породы, затронутой синкриогенным почвообразованием [17], во-вторых, накоплением гумуса в верхней и средней части профиля при разложении глубоко проникающих корней. Важными факторами являются зоогенный привнос грубого органического материала на разные глубины в пределах мощного деятельного слоя и его переработка *in situ*.

Для этих почв характерен аккумулятивный тип распределения органического вещества (рис. 5б–5е). В серогумусовых горизонтах содержание $C_{\text{орг}}$ изменяется в пределах 1.7–6.6, а в перегнойно-темногумусовых – доходит до 10%. Изучаемые профили могут соответствовать и мало-, и средне- и многогумусовым вариантам Волковинцера [13] или гумусовому и гумусово-перегнойному

вариантам Быстрякова [7]. В минеральной толще содержание органического углерода изменяется в пределах 0.4–1.8%, в большинстве случаев снижаясь по профилю (рис. 5b). Так, в верхних горизонтах (до 50–60 см) минеральной толщи содержание органического углерода по средневзвешенным данным составляет 0.5–1.7%, а в нижележащих – 0.5–0.7%. В почве нижней части крутого склона (район Бубякинских дач) аккумулятивный тип распределения гумуса осложнен повышением (на 0.25–0.50%) содержания органического углерода у кровли многолетней мерзлоты (рис. 5e). В подавляющем большинстве случаев содержание органического углерода в минеральной толще меньше, чем в почвообразующей породе.

Формирование органофиля криометаморфических почв тайги также определяется балансом процессов деструкции унаследованного от породы органического вещества и новообразования гумуса, но оба этих процесса выражены слабее. Разложение происходит медленнее из-за более низких температур профиля, а опад поступает преимущественно на поверхность, благодаря чему формируются грубогумусовые и перегнойные горизонты с высоким содержанием оторфованных растительных остатков. В перегнойных горизонтах органического углерода содержится 10.7–14.7%, в карманах – 3.5%. В нижележащей толще средневзвешенные значения этого показателя варьируют в интервале 0.5–0.9%, в нижней части профиля может встречаться накопление $C_{орг}$ (до 1.1%) (рис. 5f–5g). В среднем содержание органического углерода в минеральных горизонтах ненамного меньше, чем для почв термофитных степоидов.

Гуматно-фульватный состав гумуса в верхних горизонтах почвы термофитной степи глубже по профилю сменяется фульватным, а средняя степень гумификации (25.8–30.9%) – низкой (14.4%) (табл. S3). По групповому составу гумуса изучаемые варианты схожи со многими криоаридными почвами Якутии, верховьев Колымы и Западной Чукотки [7–9, 13, 33, 34, 40]. По фракционному составу они отличаются от ряда почв остепненных участков верховьев Яны, Индигирки [13] и Колымы [9] меньшим содержанием второй фракции гуминовой кислоты, связанной с кальцием. Микроморфологический анализ выявляет активную минерализацию и гумификацию растительных остатков, как современных, так и унаследованных от материнской породы (рис. 3a). Эти процессы зафиксированы на глубинах 10, 40 и 100 см в разрезе 103–87, т.е. по всему профилю почвы. Для верхних горизонтов характерно появление на поверхности отдельных минеральных зерен темных мулелеподобных форм гумуса (рис. 3b), отражающих контрастность термических условий – глубокое промерзание, вызывающее денатурацию свежее образованного гумуса [5]. В почвах тайги этого не

наблюдается. Здесь гумус накапливается преимущественно в виде отдельных мельчайших сгустков или пленок на поверхности минеральных зерен. Большая часть органического вещества в верхнем горизонте минеральной части профиля представлена растительным детритом (рис. 3f).

Увеличение мощности СТС под остепненными участками приводит к вовлечению в современный почвообразовательный процесс верхних горизонтов породы, пребывавших в мерзлом состоянии до возникновения степоида. Эти горизонты представляют собой резервуар солей, карбонатов, детрита и растворимого органического вещества. В условиях преобладания восходящих токов влаги подвижные компоненты талой породы мигрируют вверх, способствуя нейтрализации почвенного раствора и насыщению ППК. Схожие процессы протекают и в степных биогеоценозах Центральной Якутии [20, 38].

Реакция среды в почвах термофитных степоидов меняется вниз по профилю от среднекислой до нейтральной или слабощелочной. Обменная кислотность связана преимущественно с водородом, ее значения невелики. Величина гидролитической кислотности в гумусово-аккумулятивных горизонтах равна 2.7–5.3, в минеральных – 0.5–2.7, а при переходе к почвообразующей породе – 0.2–0.5 смоль(+)/кг. Степень насыщенности ППК в верхней и средней частях профиля составляет 78–90%, в нижней наблюдается практически полное насыщение. Стоит отметить, что наибольшие значения потенциальной кислотности отмечаются в почве на перегибе склона в районе Бубякинских дач (разрез 601–08), особенно в горизонте АВ, где наиболее интенсивно разлагается грубый органический материал. В целом, изучаемые почвы под термофитными степоидами в верхней и средней части профиля кислее большинства описанных в литературе криоаридных почв верховьев Колымы, бассейнов верхнего и среднего течений Индигирки [5, 7, 9, 12, 16, 23, 35, 40, 50].

В лесных почвах реакция среды изменяется сверху вниз от сильнокислой до слабощелочной. В этих почвах величины обменной и в особенности гидролитической кислотности существенно выше, чем в почвах под термофитными степоидами. Эта разница более заметна в верхней части профиля, что объясняется принципиальным различием органо-аккумулятивных горизонтов. Степень насыщенности ППК основаниями в верхней части профиля составляет 57–77%, повышаясь у кровли мерзлоты до 93–99%.

Данные анализа водной вытяжки для почвы термофитного степоида (рис. 6b) демонстрируют увеличение содержания легкорастворимых солей сверху вниз по профилю в 3.5–4.8 раза. Увеличение концентрации катионов, по сравнению с верхним горизонтом, происходит, в первую очередь, за

счет ионов натрия (в 14.8–19.3 раза), во вторую, — за счет ионов магния (в 2.6 раза), а за счет ионов кальция (в 2.1 раза) — лишь в нижней части деятельного слоя (горизонт D). Увеличение содержания анионов происходит, главным образом, за счет хлорид- и сульфат-ионов и сопровождается резким (в 4.3–10.3 раза) возрастанием недостатка анионов по сравнению с катионами, а также разности между содержанием сухого остатка и суммы солей (в 2.1–8.1 раз). Последнее указывает на вероятное повышение доли органических анионов в средней и нижней частях профиля, что подтверждается данными определения водорастворимого органического вещества (рис. 8). На фоне общего увеличения содержания водорастворимых веществ сверху вниз на глубине 70–95 см (горизонт BD) отчетливо выделяются максимумы концентрации ионов натрия и хлорид-ионов за счет чего в горизонте отмечается слабая степень хлоридного засоления. Распределение солей по профилю почвы термофитного степоида формируется при преобладании восходящих токов влаги, сочетающегося с периодическим неглубоким промачиванием почвенной толщи во время сильных летних дождей и, возможно, протавивания в начале теплого периода. Напомним, что объемная доля текстурного льда в верхних горизонтах может быть высокой. В результате содержащиеся в отложениях едомной свиты легко растворимые соли, в том числе соли органических кислот, концентрируются, как в нижней, так и в средней части профиля. Ион натрия и хлорид-ион как наиболее подвижные компоненты жидкой фазы активно мигрируют вверх и накапливаются преимущественно в средней части. Второе место среди катионов в миграции принадлежит иону магния.

В пользу стабильности распределения растворимых солей говорит его соответствие с распределением обменных оснований (табл. 5). Повышение концентрации ионов натрия приводит к их внедрению в ППК. В разрезе 601-08 максимальное содержание Na^+ в водной вытяжке совпадает с максимальным содержанием обменного натрия и приходится на горизонт BD, где последнее составляет 2.4 смоль(+)/кг, то есть 13.1% от эффективной емкости катионного обмена. В других почвах под термофитными степоидами его доля в составе ППК также довольно велика — до 6.0–8.5%. Высокое содержание обменного натрия, в свою очередь, приводит к еще большей подвижности органического вещества. Стоит отметить, что химические и морфологические признаки осолонцевания были описаны в некоторых криоаридных почвах бассейна среднего течения Индигирки [39] и в Центральной Якутии [38].

Суммарное содержание обменных оснований в почвах термофитных степоидов для верхней части профиля составляет 15.5–20.7, для средней — 10.8–17.6, а для нижней, переходной

к породе — 16.2–19.9 смоль(+)/кг. Профильное распределение обменных оснований бимодально. Оно отражает их биогенное накопление в верхних горизонтах и миграцию оснований с восходящими токами влаги из материнской породы. Ведущая роль в составе обменных оснований принадлежит ионам кальция и магния, долевое соотношение которых для минеральных горизонтов по средневзвешенным данным составляет 1.6–2.6. По-видимому, отношение $\text{Ca}_{\text{ППК}}/\text{Mg}_{\text{ППК}}$ отражает восходящую миграцию Mg^{2+} в составе почвенного раствора. Высокая доля ионов магния в составе ППК отмечается также в почвах остепненных склонов верховьев Индигирки и Яны [13, 15, 32, 34]. В гумусово-аккумулятивном горизонте может иметь место накопление обменного калия (1.0 смоль(+)/кг или 4.3% от ЕКО).

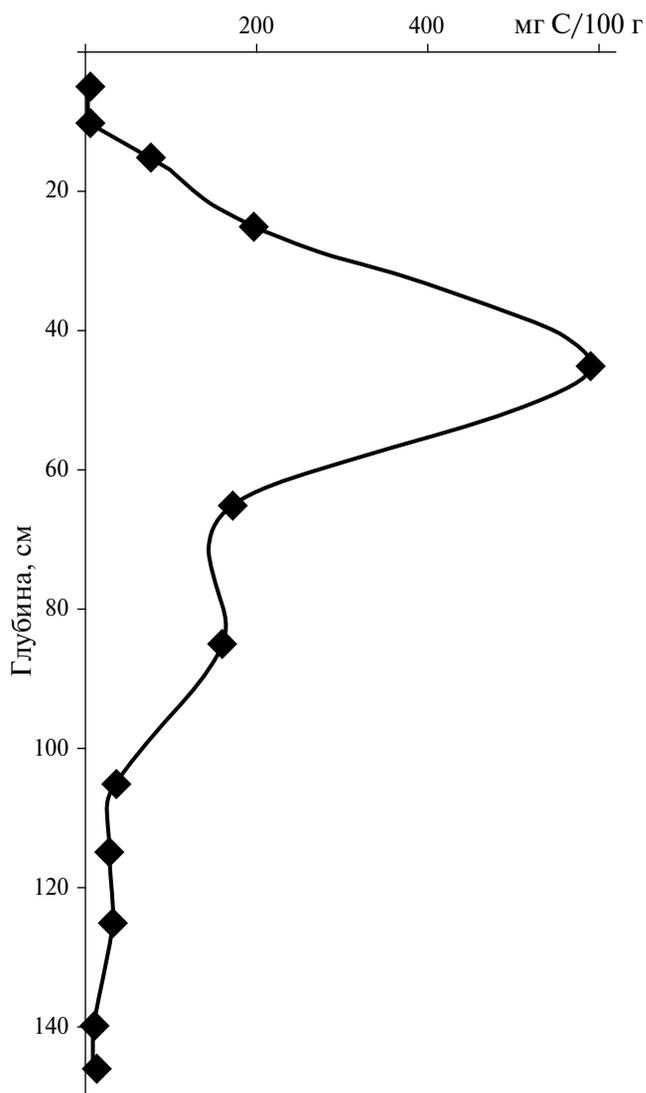


Рис. 8. Содержание водорастворимого органического вещества в почве термофитного степоида (район Бубякинских дач, аналог разреза 601-08).

Лесные почвы характеризуется меньшим содержанием водорастворимых солей, гораздо более скромным увеличением минерализации водной вытяжки вниз по профилю и невысокой долей ионов натрия в составе водной вытяжке и в ППК. Концентрация обменных оснований в средней части профиля более низкая (7.9–14.4 смоль(+)/кг), а отношение $Sa_{\text{ППК}}/Mg_{\text{ППК}}$ в их составе более широкое (2.2–3.8).

Содержание карбонатов в почвах и остепненных участках, и тайги невелико. Различие наблюдается лишь по средневзвешенным величинам, согласно которым в почвах термофитных степоидов концентрация CO_2 карбонатов приблизительно в 1.3 раза выше, что позволяет говорить об их слабой аккумуляции.

В верхних горизонтах изучаемых почв имеет место некоторое накопление дитиониторастворимого железа (рис. 4а). Содержание оксалоторастворимых R_2O_3 в лесной почве изменяется в более широких пределах и имеет четко выраженное аккумулятивное распределение. Однако более высокая концентрация R_2O_3 по Тамму в мезоморфном таежном профиле по сравнению с ксероморфным степным четко проявляется лишь применительно к органо-аккумулятивным горизонтам: в 2.6 раза выше для Fe_2O_3 и в 2.5 раза — для Al_2O_3 (рис. 4б).

Сопоставление форм несиликатного железа указывает на его аккумуляцию в почве остепненного участка за счет окристаллизованного, а в почве редколесья — преимущественно за счет аморфного Fe_2O_3 (рис. 4а). Дегидратацию и кристаллизацию аморфного железа в ксероморфных почвах Северо-Востока с контрастным температурным режимом и интенсивным зимнем промораживанием отмечали многие авторы [7–9, 26, 40, 43]. Не случайно, что наиболее существенное различие по критерию Швертмана между почвами термофитного степоида (0.18–0.22) и тайги (0.25–0.37) наблюдается в верхней части профиля, где велика разница зимних температур. Другой причиной можно считать влияние опада и напочвенного растительного покрова на химизм почвенных процессов, наиболее отчетливо выраженное в органо-аккумулятивных горизонтах.

Степное почвообразование способствует накоплению азота. В почве под термофитным степоидом его валовые концентрации по средневзвешенным данным для органо-аккумулятивных горизонтов в 3.0, а для минеральных — в 1.4 раза выше, чем в лесной почве. Доли аммонийной и нитратной форм ничтожно малы (0.2–0.9% от валового содержания азота), азот почти полностью связан с органическим веществом. Диапазон молярных отношений C/N в изучаемых профилях составляет 9.7–13.8. Близкие значения приводятся, например, для почв остепненных участков в бассейне среднего течения Индигирки [39].

Содержание подвижного фосфора во всех случаях велико, что связано с особенностями почвообразующей породы [17]. В почвах под термофитными степоидами оно изменяется в более узких пределах по сравнению с почвами редколесий. Средневзвешенные значения близки: 25.5–32.3 и 20.4–37.7 мг $P_2O_5/100$ г соответственно. Обращает на себя внимание характер профильного распределения подвижного фосфора в почве степоида, в котором почти отсутствуют черты его биогенной аккумуляции, а также элювиально-иллювиального перераспределения, столь типичные для зональных почв тайги. Первое обстоятельство объясняется различием органо-аккумулятивных горизонтов. Второе — указывает на отсутствие элювирования даже наиболее мобильных соединений в почвах степоидов. Для подвижного калия характерно аккумулятивное распределение по профилю, которое в почвах под термофитными степоидами может быть осложнено бимодальностью из-за высокого содержания в породе.

ОБСУЖДЕНИЕ

Проведенные исследования показывают, что под степоидами изучаемого региона развиваются ксероморфные, глубокопротаивающие почвы с разнообразными гумусоаккумулятивными (но не криогумусовыми) горизонтами, высоким содержанием корней, порошистой структурой и значительным содержанием водоустойчивых микроагрегатов. От криометаморфических почв соседствующих с ними ландшафтов притундровых редколесий они отличаются пониженной актуальной и потенциальной кислотностью; несколько более высоким содержанием обменных оснований, легкорастворимых солей, карбонатов и органического азота; более узким отношением концентраций оксалоторастворимого железа к дитиониторастворимому. В составе обменных оснований больше доля ионов магния, а в случае почв термофитных степоидов — магния и натрия. Фульватно-гуматный или гуматно-фульватный в верхнем горизонте тип гумуса с глубиной меняется на фульватный. Среди микроаккумуляций органического вещества широко представлены муллеподобные формы гумуса. Этим почвам не свойственны элювиальные процессы, они формируются при участии восходящих токов влаги, которые в случае термофитных степоидов вызывают миграцию вещества из почвообразующей породы. Последнее обстоятельство наряду с участием в почвообразовании корневых систем травянистых растений и зоотурбациями, по-видимому, играет ведущую роль в формировании профиля.

Объекты проведенных исследований имеют много общего с описанными в литературе криоридными почвами. Помимо экологического сходства и однотипных гидротермических режимов их

также объединяют многие субстантивные признаки: часто наблюдаемая буроватая окраска гумуоаккумулятивного горизонта, комковато-порошистая или порошистая структура, значительная доля водостойких микроагрегатов, групповой состав гумусовых веществ, характер их распределения и накопления в профиле, сравнительно узкое отношение молярных содержаний углерода к азоту, а также слабое преобразование минеральной составляющей.

Большинство почв под петрофитными степоидами в рамках Классификации и диагностики почв России [23] относятся к типу литоземов серогумусовых на основании глубины залегания скальной породы (до 30 см) и типа гумусово-аккумулятивного горизонта, а на основании карбонатных пленок на поверхности щебнистых отдельностей (главного твердофазного признака криоксероземного почвообразования) — к подтипу литоземов серогумусовых натечно-карбонатных. Те же варианты, которые имеют большую мощность рыхлой толщи, должны быть классифицированы вместе с почвами термофитных степоидов. Здесь необходимо отметить сравнительно небольшое отличие последних от почв окружающей тайги. По целому ряду параметров химического состояния (реакция среды, степень насыщенности, содержание обменных оснований и карбонатов, отношение Fe_o/Fe_d) они занимают промежуточное положение между зональными лесными разностями и почвами петрофитных степоидов, что хорошо согласуется с их различиями по теплообеспеченности. От последних почвы под термофитными степоидами отличаются составом гумуса: более узким соотношением концентраций $C_{тк}/C_{фк}$ и меньшей степенью гумификации. Иными словами, с позиций криоаридного почвообразования они представляются менее зрелыми, нежели почвы под петрофитными степоидами.

Главное отличие изучаемых почв от типичных криоаридных [7, 13, 23, 33, 40] заключается в отсутствии горизонта аккумуляции карбонатов, который в случае термофитных степоидов наблюдается лишь в зачаточной форме, а в случае петрофитных — развит очень слабо. В низовьях Колымы степоиды распространены на малокарбонатных породах, а уровень биологической активности их почв недостаточен для образования в заметных количествах педогенных карбонатов. В качестве обоснования может выступать также полное отсутствие крупнозема в почвах, развивающихся на отложениях едомной свиты. Мигрирующим по профилю карбонатам просто не на чем концентрироваться. Вместе с тем в литературе имеется немало примеров отсутствия карбонатного горизонта в почвах холодных степей и других криофитных сообществ Восточной Сибири. Прежде всего, карбонатные горизонты не были обнаружены при первых

описаниях почв остепненных склонов в верховьях Индигирки и Яны [45, 46, 52]. Известно, что многие горные таежно-степные [9], тундро-степные [43] почвы Колымы и Индигирки не имеют в своем профиле карбонатного горизонта и карбонатных новообразований. На необязательность карбонатного горизонта в почвах остепненных склонов указывали Иванова с соавт. [22], а Волковинцер [13] отмечал существование бескарбонатных степных криоаридных почв в Забайкалье.

В результате низкой карбонатности и интенсивного разложения грубого органического вещества верхние горизонты почв под термофитными степоидами характеризуются умеренным подкислением и неполной насыщенностью ППК, что также несвойственно большинству криоаридных почв Северо-Восточной Евразии. Но и здесь имеются примеры сравнительно высокой кислотности всего профиля или верхней его части под ксерофитными сообществами. К ним относятся некоторые почвы Оймяконской котловины [32], а также тундро-степные разности Чукотки [5, 26].

Не имея возможности отнести изучаемые почвы к криоаридным по формальным критериям, нужно признать широкое распространение схожих вариантов, развивающихся в близких экологических условиях как на периферии, так и в центре ареала криоаридного (криоксероземного) почвообразования. Поэтому к вопросу о классификационном положении почв под Колымскими степоидами можно подойти двояко. Можно настаивать на необходимости выделения бескарбонатных криоаридных почв в качестве самостоятельного типа или подтипа в типе криоаридных, а можно рассматривать их в качестве переходных подтипов или родов в отделе органо-аккумулятивных почв. Поскольку криогумусовый горизонт в верхней части профиля не выделяется, второй подход представляется более логичным. Давая названия почвам, мы не вводили новых таксонов и использовали существующую классификацию. Разделение почв на типы осуществлялось по характеру органо-аккумулятивных горизонтов, а выделение подтипов проводилось по наиболее характерным чертам криоксероземного почвообразования: в случае почв петрофитных степоидов — это наличие карбонатных пленок на щебне, а в случае термофитных — зоотурбированность профиля.

Таким образом, в подзоне притундровых редколесий правобережья низовьев р. Колымы в пределах петрофитных степоидов в зависимости от глубины залегания скальной породы выделяются серогумусовые литоземы натечно-карбонатные и серогумусовые или перегнойно-темногумусовые натечно-карбонатные почвы. В пределах термофитных степоидов региона соответственно выделяются серогумусовые или перегнойно-темногумусовые поверхностно-турбированные (зоотурбированные) почвы.

Слабое проявление криоксероземного типа почвообразования и отсутствие настоящих с точки зрения современной классификации криоаридных почв на севере Колымской низменности требует объяснения. Первая причина климатическая: по сравнению с Яно-Оймяконским нагорьем и верховьями Колымы, климат изучаемого региона характеризуется меньшими величинами радиационного баланса, аридностью и континентальностью. Летние значения коэффициента увлажнения соответствуют здесь верхнему пределу установленного Волковинцером [13] диапазона, необходимо для степного криоаридного почвообразования (0.1–0.7), а коэффициент континентальности намного меньше нижнего предела (270–295). Другой не менее важной причиной отсутствия криоаридных почв в их классическом варианте является низкое содержание карбонатов в почвообразующей породе. Наконец, третья причина, вероятно, заключается в крайне малых размерах нижнеколымских степоидов. Даже если и не рассматривать высказанную выше гипотезу об их генетической связи с окружающей тайгой, тайга при таких площадях остепненных участков непременно оказывает геохимическое влияние на формирующиеся здесь почвы за счет привноса хвойного опада, подпитывания почвенными растворами и верховодкой в период весеннего снеготаяния, а также других потоков веществ.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена в рамках госзаданий ИФХ и БПП РАН № 122040500038-3, ТИГ ДВО РАН № 122020900184-5 и ИГАБМ СО РАН, проект FUFG-2024-0005 и частично проекта РФФИ 07-05-00313-а.

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/S0032180X24050058>

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Аринушкина Е.В.* Руководство по химическому анализу почв. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1962. 491 с.
2. *Берман Д.И.* Тундростепи плейстоценовой Берингии и современные насекомые // *Природа*. 2001. № 11. С. 22–33.
3. *Берман Д.И., Алфимов А.В.* Микроклиматическая обусловленность существования степных экосистем в Субарктике северо-востока Азии // *Бюл. МОИП. Отдел биологический*, 1993. Т. 98. Вып. 3. С. 118–128.
4. *Берман Д.И., Алфимов А.В.* Реконструкция климатов позднего плейстоцена азиатской и центральной Берингии по энтомологическим данным // *Вестник ДВО РАН*. 1998. № 1. С. 27–34.
5. *Берман Д.И., Алфимов А.В., Мажитова Г.Г., Гришкан И.Б., Юрцев Б.А.* Холодные степи северо-востока Азии. Магадан: ИБПС ДВО РАН, 2001. 183 с.
6. *Бронникова М.А., Герасимова М.И., Конопляникова Ю.В., Гуркова Е.А., Черноусенко Г.И., Голубцов В.А., Ефремов О.Е.* Криоаридные почвы как генетический тип в классификации почв России: география, морфология, диагностика // *Почвоведение*. 2022. № 3. С. 263–280.
7. *Быстряков Г.М.* Почвы и почвенный покров холодных полусухих областей Северо-Востока СССР (на примере верховьев разрез Колымы). Автореф. дис. ... канд. географ. наук. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1979. 28 с.
8. *Быстряков Г.М.* Высокогумусные иллювиально-метаморфические почвы Западной Чукотки // *Почвоведение*. 1988. № 1. С. 5–17.
9. *Быстряков Г.М., Кулинская Е.В.* Почвы степных криоаридных ландшафтов верховьев Колымы и Индигирки // *География и генезис почв Магаданской области*. Владивосток, 1980. С. 143–160.
10. *Вадюнина А.Ф., Корчагина З.А.* Методы исследования физических свойств почв и грунтов. М.: Высшая школа, 1973. 399 с.
11. *Васьковский А.П.* Споры-пыльцевые спектры современных растительных сообществ Крайнего Северо-Востока СССР и их значение для восстановления четвертичной растительности // *Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР*. Магадан: Книжное изд-во, 1957. № 11. С. 130–178.
12. *Васьковский А.П.* Географические особенности почв лесной области Крайнего Северо-Востока СССР // *Краеведческие записки*. 1960. Вып. 3. С. 72–108.
13. *Волковинцер В.И.* Степные криоаридные почвы. Новосибирск: Наука (Сибирское отделение), 1978. 208 с.
14. Геологическая карта Северо-Востока СССР АЗ-РЕЗ Масштаб 1 : 1 500 000. МинГео РСФСР, Камчатское ПГО, Северо-Восточное ПГО, Якутское производственное геологическое объединение (Якутскгеология). 1980.
15. *Герасимов И.П.* Самобытность генетических типов почв Сибири // *Сибирский географический сборник*. № 2. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 7–27.
16. *Гриненко О.В., Гладенков Ю.Б., Буданцев Л.Ю.* Палеоген и неоген Северо-Востока СССР. Якутск, 1989. 181 с.

17. *Губин С.В.* Позднеплейстоценовое почвообразование на лессово-ледовых отложениях Северо-Востока Евразии. Автореф. дис. ... докт. биол. наук. Пушино, 1999. 36 с.
18. *Димо В.Н.* Тепловой режим почв СССР. М.: Колос, 1972. 360 с.
19. *Заславская Т.М., Петровский В.В.* Флора сосудистых растений окрестностей пос. Черский (Северная Якутия) // Ботанический журнал. 1994. Т. 79. № 2. С. 65–79.
20. *Зольников В.Г.* Почвы восточной половины Центральной Якутии и их использование // Материалы о природных условиях и сельском хозяйстве Центральной Якутии. Вып. 1. Якутск: Изд-во АН СССР, 1954. С. 55–221.
21. *Зонн С.В.* Железо в почвах. (Генетические и географические аспекты). М.: Наука, 1982. 207 с.
22. *Иванова Е.Н., Розов Н.Н., Ерохина А.А., Ногина Н.А., Носин В.А., Уфимцева К.А.* Новые материалы по общей географии и классификации почв полярного и бореального пояса Сибири // Почвоведение. 1961. № 11. С. 7–23.
23. Классификация и диагностика почв России. Смоленск: Ойкумена., 2004. 342 с.
24. *Кожневиков Ю.П.* Критический обзор данных, касающихся проблемы флорогенеза Чукотки // Ботанический журнал, 1977. Т. 62. № 3. С. 445–460.
25. *Кожневиков Ю.П.* Ботанико-экологические наблюдения на Колыме в районах среднего течения разрез Березовки и пос. Черский // Биология и экология растений бассейна Колымы. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1981. С. 99–117.
26. *Козицкая Л.Т., Разживин В.Ю.* Реликтовые ксерофитные сообщества на западе Чукотского полуострова и их почвы // Экология. 1985. № 3. С. 32–38.
27. *Лавренко Е.М.* История флоры и растительности СССР по данным современного распространения растений // Растительность СССР. Т. 1. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1938. С. 235–296.
28. *Лавренко, Е.М., Карамышева З.В., Никулина Р.И.* Степи Евразии. Л.: Наука, 1991. 146 с.
29. *Мажитова Г.Г.* Почвенный покров бассейна разрез Сибит-Тыэллах // Пояс редколесий верховий Колымы. Владивосток, 1985. С. 30–43.
30. *Макеев О.В., Остроумов В.Е.* Температурное поле и годовые теплообороты в почвах // Успехи почвоведения: Советские почвоведы к XIII Международному конгрессу почвоведов, Гамбург / Под. ред. Ковды В.А., Глазовской М.А. М.: Наука, 1986. С. 27–32.
31. *Максимович С.В.* Экология степных почв и растительности на Крайнем Северо-Востоке Якутии (зона тундры и лесотундры) // Криосфера Земли, 1998. Т. 2. № 2. С. 26–32.
32. *Наумов Е.М.* Криоаридные почвы Северного полюса холода // Мерзлота и почвы. Докл. Всесоюз. Конф. по мерзлотным почвам. Якутск, 1974. Т. 3. С. 104–110.
33. *Наумов Е.М.* Почвы и почвенный покров Северо-Востока Евразии. Диссертация ... д. с.-х. н. в форме научного доклада. М.: Почв. ин-т им. В.В. Докучаева, 1993. 63 с.
34. *Наумов Е.М., Андреева Н.А.* Почвы остепненных склонов Яно-Индигирского нагорья (таежно-степные почвы экстраконтинентальных областей Северо-Востока СССР) // Почвоведение. 1963. № 3. С. 62–70.
35. *Орлов Д.С.* Химия почв. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1992. 400 с.
36. *Орлов Д.С., Гришина Л.А.* Практикум по химии гумуса. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1981. 271 с.
37. *Пустовойтов К.Е.* Кутаны иллювиирования автоморфных щебнистых почв мерзлотных ландшафтов Дальнего Востока. Автореф. дис. ... канд. биол. наук. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1993. 26 с.
38. *Работнов Т.А.* В степях Центральной Якутии // Природа. 1945. № 2. С. 65–66.
39. *Скрябин С.З., Коноровский А.К.* Растительность и почвы степей среднего течения Индигирки // Ботанические материалы по Якутии. Якутск, 1975. С. 38–47.
40. *Соколов И.А., Быстряков Г.М., Кулинская Е.В.* К характеристике ультраконтинентального холодного аридного почвообразования // Специфика почвообразования в Сибири. Новосибирск: Наука (Сибирское отделение), 1979. С. 9–13.
41. *Сочава В.Б., Липатова В.В.* Группировки степных растений в Амурской подтайге // Трезрез Московского общества испытателей природы. Сб. работ по геоботанике, ботанической географии, систематике растений и палеогеографии. М.: МОИП, 1960. С. 263–276.
42. *Федоров-Давыдов Д.Г., Давыдов С.П., Давыдова А.И., Остроумов В.Е., Холодов А.Л., Сороковиков В.А., Шмелев Д.Г.* Температурный режим почв Северной Якутии // Криосфера Земли. 2018. № 4. С. 15–24.
43. *Черняховский Д.А.* Эколого-генетический анализ тундро-степных почв Северо-Востока Сибири // Почвоведение. 1995. № 5. С. 541–550.
44. *Шелудякова В.А.* Растительность бассейна реки Индигирки // Советская ботаника. 1938. № 4–5. С. 43–79.
45. *Шелудякова В.А.* Растительность Верхоянского района Якутской АССР (ботанико-географический очерк). Якутск: Якутское гос. изд-во, 1948. 66 с.
46. *Шелудякова В.А.* Степная растительность Якутского Заполярья // Тр. Ин-та биологии ЯФ АН СССР. Вып. 3. Якутск, 1957. С. 68–82.
47. *Шер А.В., Каплина Т.Н., Гитерман Р.Е., Ложкин А.В., Архангелов А.А., Вирина Е.И., Зажигин В.С., Киселев С.В., Кузнецов Ю.В.* Позднекайнозойские

- отложения Колымской низменности. Путеводитель научной экскурсии XIV Тихоокеанского научного конгресса. Тур 11. М.: Тихоокеанская научная ассоциация, 1979. 117 с.
48. Шмелев Д.Г., Рогов В.В., Губин С.В., Давыдов С.П. Криолитогенные отложения на правом берегу низовий разрез Колыма // Вестник Моск. ун-та. Серия 5, география, 2013. № 3. С. 66–72.
49. Юрцев Б.А. Проблемы ботанической географии Северо-Восточной Азии. Л.: Наука, 1974. 159 с.
50. Юрцев Б.А. Некоторые вопросы типологии степных сообществ Северо-Восточной Азии // Ботанический журнал. 1978. Т. 63. № 11. С. 1566–1578.
51. Юрцев Б.А. Реликтовые степные комплексы Северо-Восточной Азии. (Проблемы реконструкции криоксеротических ландшафтов Берингии). Новосибирск: Наука, 1981. 168 с.
52. Яровой М.И. Растительность бассейна разрез Яны и Верхоянского хребта // Советская ботаника. 1939. № 1. С. 21–40.
53. Binney H.A., Edwards M.E., Macias-Fauria M., Lozhkin A.V., Anderson P.M., Kaplan J.O., Bezrukova E. et al. Vegetation of Eurasia from the last glacial maximum to present: key biogeographic patterns // Quat. Sci. Rev. 2017. V. 157. P. 80–97.
54. Blinnikov M.S., Gaglioti B.V., Walker D.A., Wooller M.J., Zazula G.D. Pleistocene graminoid-dominated ecosystems in the arctic // Quat. Sci. Rev. 2011. V. 30. P. 2906–2929.
55. Davydov S., Davydova A., Schelchkova M., Makarevich R., Fyodorov-Davydov D., Loranty M., Boeskorov G. Essential mineral nutrients of the high-latitude steppe vegetation and the herbivores of mammoth fauna // Quat. Sci. Rev. 2020. V. 228. P. N106073.
56. Heslop J.K., Chandra S., Sobczak W.V., Davydov S.P., Davydova A.I., Spektor V.V., Katey M. Walter Anthony, Variable respiration rates of incubated permafrost soil extracts from the Kolyma River lowlands, north-east Siberia // Polar Research. 2017. V. 36. P. 1751–8369.

Soils of Steppe areas in the Cis-Tundra Open Woodland Subzone on the Right Bank of the Kolyma River in Its Lower Reaches

D. G. Fedorov-Davydov^{1, *}, S. P. Davydov², S. V. Gubin¹, A. I. Davydova², O. G. Zanina¹, M. V. Shchelchkova³, and G. G. Boeskorov⁴

¹*Institute of Physico-Chemical and Biological Problems of Soil Science of the Russian Academy of Sciences, Pushchino, 142290 Russia*

²*Pacific Institute of Geography FEB RAS, North-Eastern Research and Experimental Station, Chersky, 678830 Russia*

³*North-Eastern Federal University named after M.K. Ammosov, Yakutsk, 677000 Russia*

⁴*Institute of Geology of Diamond and Precious Metals SB RAS, Yakutsk, 677980 Russia*

*e-mail: muss-96@yandex.ru

The small steppe plots (steppoids) occur at southern slopes among open larch forests of the Lower Kolyma area (northeast Siberia). Depending on a soil parent material they are divided into petrophytic (on a bedrock eluvo-diluvium) and thermophytic (on a silty loam of the Yedoma formation (Ice Complex)) steppoids. A xeromorphic deep thawing soils with diverse humus accumulative horizons, high roots content and considerable water stable powder-like structure develop under steppoids. Soils of steppoids are zooturbated, especially thermophytic ones. They differ from those of the surrounding taiga landscape in the following features: decreased actual and potential acidity; higher content of exchange bases, water-soluble salts, carbonates and organic nitrogen; smaller ratio between concentrations of oxalate- and dithionite-extractable iron. Dark mulle-like forms of humus on the surface of mineral grains are widely represented among the microaccumulations of organic matter in taiga-steppe soils. The cryoxerozem soil formation trait shows better in the event of petrophytic steppoids. Despite the similarity of the soils of thermophytic steppoids with steppe cryoarid ones, they differ in the absence of carbonate accumulative and criohumic horizons as well as the relatively high acidity. Flow-carbonaceous grey-humus lithozem and flow-carbonaceous grey-humus or duff dark-humus soils are distinguished within the petrophytic steppoids just as surface-turbated (zooturbated) grey-humus or duff dark-humus soils are distinguished within the thermophytic steppoids.

Keywords: Northeastern Eurasia, cold steppes, petrophytic steppe, thermophytic steppe, temperature regime of soils, cryoxerozem soil formation, cryoarid soils

УДК 631.433.3:630*114.35:582.475

ВЛИЯНИЕ СПЛОШНОЙ РУБКИ НА ЭМИССИЮ CO₂ С ПОВЕРХНОСТИ ПОДЗОЛИСТОЙ ПОЧВЫ СРЕДНЕТАЕЖНОГО ХВОЙНО-ЛИСТВЕННОГО НАСАЖДЕНИЯ (РЕСПУБЛИКА КОМИ)

© 2024 г. А. Ф. Осипов^{a,*} (<http://orcid.org/0000-0003-0618-9660>),В. В. Старцев^a (<http://orcid.org/0000-0002-6425-6502>),А. А. Дымов^{a,b} (<http://orcid.org/0000-0002-1284-082X>)^aИнститут биологии Коми НЦ УрО РАН, ул. Коммунистическая, 28, Сыктывкар, 167985 Россия^bМГУ им. М.В. Ломоносова, Ленинские горы, 1, Москва, 119991 Россия*e-mail: osipov@ib.komisc.ru

Поступила в редакцию 04.08.2023 г.

После доработки 18.12.2023 г.

Принята к публикации 18.12.2023 г.

Воздействие промышленных рубок на углеродный цикл бореальных лесов в настоящее время освещено недостаточно, что требует получения экспериментальных данных о потоках углерода, в частности дыхания почвы, на вырубках для определения влияния хозяйственной деятельности на круговорот углерода. Цель работы – оценить влияние сплошной рубки на эмиссию CO₂ с поверхности почвы хвойно-лиственного насаждения на типичной подзолистой почве (Albic Retisol). Работа выполнена в течение бесснежных периодов с мая по октябрь 2020–2022 гг. в хвойно-лиственном насаждении и его вырубке, проведенной зимой 2020 г. Приведена краткая характеристика погодных условий в годы исследований и динамика температуры почвы на глубине 10 см. Для анализируемых объектов установлена положительная, статистически значимая взаимосвязь между дыханием почвы и ее температурой на глубине 10 см ($R^2 = 0.17–0.75$; $p < 0.001$). Корреляция с влажностью почвы как положительная, так и отрицательная, статистически незначима, за исключением данных, полученных в 2022 г. в ненарушенном фоновом насаждении. В течение бесснежного периода высокие значения потока CO₂ 3.90–5.62 г C/(м² сут) в ненарушенных лесах и 2.3–2.5 г C/(м² сут) на вырубках наблюдались в июле–августе. В 2021 г. пик выделения смещался на июнь. Сплошная рубка оказывает отрицательное влияние на дыхание типичной подзолистой почвы, уменьшая его в 1.2–1.9 раза в условиях средней тайги Республики Коми. Во время летних месяцев с поверхности почвы выделяется 55–66% от эмиссии C–CO₂ в течение бесснежного периода, а вклад вегетационного периода май–сентябрь составляет 84–88%. Полученные данные послужат для определения роли промышленных рубок в углеродном цикле таежных лесов.

Ключевые слова: дыхание почвы, сплошная рубка, температурный коэффициент Q₁₀, Albic Retisol, смешанный лес, восстановительная сукцессия

DOI: 10.31857/S0032180X24050066, EDN: YLINPY

ВВЕДЕНИЕ

Дыхание почвы (SR) является вторым крупнейшим потоком углерода между атмосферой и наземными экосистемами [16]. Однако для региональных и глобальных оценок дыхания почвы по-прежнему характерна высокая неопределенность [14, 26], значимый вклад в которую вносит хозяйственная деятельность человека. В условиях изменяющегося климата лесные экосистемы рассматриваются как долговременный резервуар органического углерода,

так и крупный его поглотитель [10]. Вместе с тем на баланс углерода в лесах существенное влияние оказывают промышленные рубки [6, 29]. Сплошные рубки, характеризующиеся заготовкой более 70% от стоящего на корню объема древесины на лесосеках, являются доминирующим типом рубки в бореальных лесах [28]. Поэтому важно, чтобы в долгосрочной перспективе они не снижали продуктивность почв [34]. Этот способ ведения лесного хозяйства оказывает существенное воздействие на основные факторы, определяющие эмиссию

CO₂ из почв. Так, удаление древесного яруса обуславливает как лучшее прогревание, так и быстрое остывание почв [3, 13], а прекращение транспирации нередко приводит к их переувлажнению [5, 24]. Кроме того, прекращается функционирование корневых систем растений, дыхание которых является составной частью SR, а их деструкция включается в гетеротрофное дыхание [23].

Сложности в прогнозе баланса углерода и дыхания почвы, в частности, вносит тот факт, что круговорот углерода послерубочных сообществ зависит от типа экосистемы, климата, почвенных условий, степени нарушения почвы и скорости восстановления растительного покрова [33]. Следует отметить отсутствие однозначных результатов о трансформации SR после сплошных рубок. По сведениям ряда авторов, наблюдается усиление дыхания почвы [12, 15, 22], тогда как другие исследователи приводят данные о снижении интенсивности эмиссии CO₂ с поверхности почвы послерубочных сообществ [13, 24, 27, 34]. Для уточнения роли заготовки древесины в углеродном цикле лесных экосистем необходимо накопление эмпирических данных путем проведения экспериментальных работ в послерубочных сообществах разных типов и стадий восстановительной сукцессии. Особый интерес представляют работы, характеризующие трансформацию свойств и процессов в экосистемах, сочетающие данные до и после нарушения на одних и тех же участках [4, 18].

Цель работы – оценить влияние сплошной рубки на эмиссию CO₂ с поверхности почвы среднеэтажного хвойно-лиственного насаждения на типичной подзолистой почве на европейском Северо-Востоке России.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Исследования выполнены в подзоне средней тайги Республики Коми в течение мая–октября 2020–2022 гг. Климат района – умеренно континентальный, умеренно холодный. Среднемесячная температура воздуха в июле составляет +16.6°C. Среднегодовая температура +0.4°C, годовое количество осадков 514 мм [2]. Согласно почвенно-географическому районированию Республики Коми [1], исследуемая территория расположена в южной части Вымь-Вычегодского округа типичных подзолистых почв, иллювиально-железистых подзолов, торфянисто-подзолисто-глеватых иллювиально-гумусовых почв. Почвообразующими породами служат суглинисто-глинистые однородные и слоистые отложения различного генезиса.

Настоящая работа является частью эксперимента по сбору данных в хвойно-лиственном насаждении на типичной подзолистой почве (Albic Retisol) до рубки (исходный лес (ИЛ)) в 2020 г.,

с последующей сплошной рубкой насаждения в декабре 2020 г. и дальнейшем наблюдении на начальных этапах восстановления экосистемы. Описание эксперимента, растительных сообществ и свойств почвы до и после рубки приведено в работе [4]. В качестве контрольного участка для исследований в течение 2021–2022 гг. выбрано хвойно-лиственное насаждение, произрастающее рядом с вырубкой на удалении примерно 400 м от места первоначальных исследований. Точки измерения эмиссии CO₂ на фоновом участке были размещены примерно в 100 м от границы вырубки вглубь лесного массива.

Эмиссию CO₂ измеряли раз в месяц инфракрасным газоанализатором LI COR 8100 (LI-COR Inc., США) с почвенной камерой диаметром 20 см на стационарных основаниях высотой 10 см, которые были врезаны в лесную подстилку (до подгоризонта O(H)) на 5 см за неделю до начала измерений. Изоляция и плотное прилегание камеры к основанию обеспечивается уплотнителем, расположенным на нижней части камеры. До рубки измерения проводили на 7 основаниях (всего более 250 определений потока CO₂; около 50 измерений в месяц), после рубки в фоновом хвойно-лиственном насаждении и пасечных участках было установлено 5 и 6 оснований соответственно, на которых было выполнено по 160 и 230 измерений SR (15–25 определений потока CO₂ в месяц). Надземные зеленые части растений напочвенного покрова срезали. Перед рубкой основания убирала. Во время определения скорости эмиссии CO₂ измеряли температуру на глубине 10 см и влажность почвы в слое 0–5 см датчиками, входящими в комплектацию прибора. Глубина 10 см для оценки влияния температуры почвы выбрана в связи с ее меньшими суточными амплитудами. Выбор слоя 0–5 см для характеристики воздействия влажности почвы на SR обусловлен тем, что в верхних слоях происходит более активное разложение растительного опада и лесной подстилки. Непрерывное измерение (8 измерений в сутки) температуры почвы осуществлялось метеостанциями фирмы НОВО (Onset, США). Результаты по динамике температуры почвы в течение бесснежного периода 2020 г. представлены на основании 118 среднесуточных данных, в 2021 – 130 и 170 в фоновом насаждении и вырубке, в 2022 – 172 и 118 среднесуточных значений соответственно.

Погодные условия описывали по данным метеостанции аэропорта Сыктывкар имени П.А. Истомина (61°39'50.4" N, 50°51'05.0" E), используя открытые данные [20]. Были рассчитаны следующие метеорологические индексы: 1) сумма среднемесячных значений температуры воздуха (ST, °C) с мая по август, июня по август, июня по сентябрь и с мая по сентябрь, соответственно; 2) сумма месячных сумм осадков (SP, мм) за те же периоды, упомянутые выше для суммы температур;

3) индексы влажности (WI): WI(5–8), WI(6–8), WI(6–9) и WI(5–9), которые представляют собой $\lg(SP(5–8)/ST(5–8))$, $\lg(SP(6–8)/ST(6–8))$, $\lg(SP(6–9)/ST(6–9))$ и $\lg(SP(5–9)/ST(5–9))$ соответственно; 4) гидротермический коэффициент Селянинова за летний период. Все оцененные параметры отражают различия в обеспечении растений влагой в течение вегетации [26].

Взаимосвязь эмиссии CO_2 с температурой и влажностью почвы обычно описывается линейными или экспоненциальными уравнениями. В работе применяли экспоненциальные уравнения, приведенные к линейному виду:

$$\ln SR = \alpha X + \beta, \quad (1)$$

где $\ln SR$ – логарифмированные данные по дыханию почвы, α и β – коэффициенты уравнения, X – температура ($^{\circ}C$) или влажность почвы (об. %).

В результате использования подобного уравнения достигается нормальность распределения остатков линейной модели и однородность дисперсий ее ошибок. Для регрессионного анализа объем выборки составил: ИЛ – 250 измерений; фон 82 и 75 данных потока CO_2 , в 2021 и 2022 гг., соответственно; вырубка – 107 и 109 определений потока в 2021 и 2022 гг.

Температурный коэффициент Q_{10} описывает скорость изменения дыхания почвы на изменение температуры и рассчитывается по уравнению [17]:

$$Q_{10} = e^{\alpha \times 10}, \quad (2)$$

где Q_{10} – температурный коэффициент, e – значение экспоненты, α – коэффициент уравнения (1).

Результаты непрерывных измерений температуры почвы применяли для расчета потока углерода с эмиссией CO_2 ($C-CO_2$) для каждого основания, на котором определялось дыхание почвы, используя уравнение (3):

$$SR_{\text{period}} = \sum_{n=1}^n SR_{10} \times Q_{10}^{(T_n - 10)/10}, \quad (3)$$

где SR_{period} – поток $C-CO_2$ за временной интервал, $г C/м^2$, SR_{10} – величина SR при температуре $10^{\circ}C$, Q_{10} – температурный коэффициент, T_n – среднесуточная температура почвы на глубине 10 см. Следовательно, объем выборки для расчета выноса составил: 7, 5 и 6 для ИЛ, фонового насаждения и вырубки соответственно.

При отсутствии данных из-за неработающего датчика расчет потока $C-CO_2$ проводили по величине среднемесячной эмиссии:

$$SR_{\text{period}} = \sum_{n=1}^n SR N,$$

где SR_{period} – поток $C-CO_2$ за временной интервал, $г C/м^2$, SR – величина среднемесячного потока

CO_2 , $г C/(м^2 \text{сут})$, N – число дней с отсутствующими данными по температуре почвы.

Поток $C-CO_2$ рассчитывали для летних (июнь–август) месяцев, вегетационного (май–сентябрь) и бесснежного периодов (май–октябрь).

Статистическая обработка выполнена в программной среде Microsoft Excel 2010 и R 4.03 [31]. Рассчитывали средние значения и их ошибки. Метод Шапиро–Уилка использовали для оценки нормальности распределения исходных данных и остатков линейных моделей регрессии. Для парных сравнений применяли t -критерий Стьюдента (p_t). Дисперсионный анализ (критерий Краскела–Уоллиса из-за отличия распределения общего массива исходных данных от нормального и неоднородности дисперсий) проводили для оценки различий SR между среднемесячными значениями в течение бесснежного периода. Статистический анализ выполнен при 95%-ном уровне значимости.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Погодные условия в период наблюдений. Краткая характеристика погодных условий в годы наблюдений представлена в табл. 1. Средняя температура воздуха в течение исследуемых бесснежных и вегетационных периодов была сопоставима. Так, с мая по октябрь она изменялась от 11.8 до $12.3^{\circ}C$ а с мая по сентябрь от 13.5 до $14.2^{\circ}C$, с меньшими значениями в 2020 и более высокими в 2021 г. В летние месяцы, напротив, в 2021–2022 гг. средняя температура воздуха была на 1.5 – $1.6^{\circ}C$ выше, чем в 2020 г. ($p_t < 0.05$). Поступление осадков в течение бесснежного и вегетационного периодов 2020 г. составило 405 и 333 мм соответственно, а в 2021–2022 гг. – 353–358 и 290–292 мм. Сумма осадков в летние месяцы варьировала от 166 до 179 мм. Таким образом, бесснежные периоды 2021–2022 гг. были сопоставимы по обеспеченности теплом и влагой, тогда как 2020 г. характеризовался более интенсивным поступлением осадков. Меньшие значения индекса увлажнения для всех анализируемых периодов были отмечены в 2021 г. Гидротермический коэффициент Селянинова в летние месяцы 2020–2022 был сопоставим и изменялся от 1.06 до 1.11, что свидетельствует о достаточном увлажнении.

Динамика температуры почвы на глубине 10 см. Динамика температуры почвы (T_n) на глубине 10 см в течение бесснежного периода представлена на рис. 1. Относительно высокие (12.4 – $13.6^{\circ}C$) значения T_n в хвойно-лиственных насаждениях наблюдались в конце июля–середине августа. Высокая температура воздуха в августе 2022 г. обусловила длительное накопление тепла в фоновом насаждении. В целом динамика температуры почвы была схожа как для ИЛ и фона в годы наблюдений ($p_t > 0.05$), так между данными 2021 и 2022 гг. ($p_t = 0.186$). Установлено, что сплошная рубка

Таблица 1. Метеорологические показатели в годы исследований

Месяц/параметр	2020 г.		2021 г.		2022 г.	
	T, °C	осадки, мм	T, °C	осадки, мм	T, °C	осадки, мм
Май	10.2	67.0	12.3	63.0	7.7	59.0
Июнь	13.8	40.9	18.4	62.6	14.8	67.0
Июль	20.0	58.4	17.7	66.3	19.9	32.5
Август	13.8	70.8	16.2	36.8	18.1	79.3
Сентябрь	9.5	96.0	6.3	61.0	7.3	53.7
Октябрь	3.1	72.7	2.7	63.4	4.3	66.8
Σ(5–8)	57.9	236.8	64.5	228.6	60.5	237.9
Σ(6–8)	47.6	170.0	52.2	165.7	52.8	178.8
Σ(6–9)	57.2	265.9	58.5	226.7	60.1	232.5
Σ(5–9)	67.4	332.8	70.8	289.6	67.8	291.5
WI(5–8)		0.61		0.55		0.59
WI(6–8)		0.55		0.50		0.53
WI(6–9)		0.67		0.59		0.59
WI(5–9)		0.69		0.61		0.63

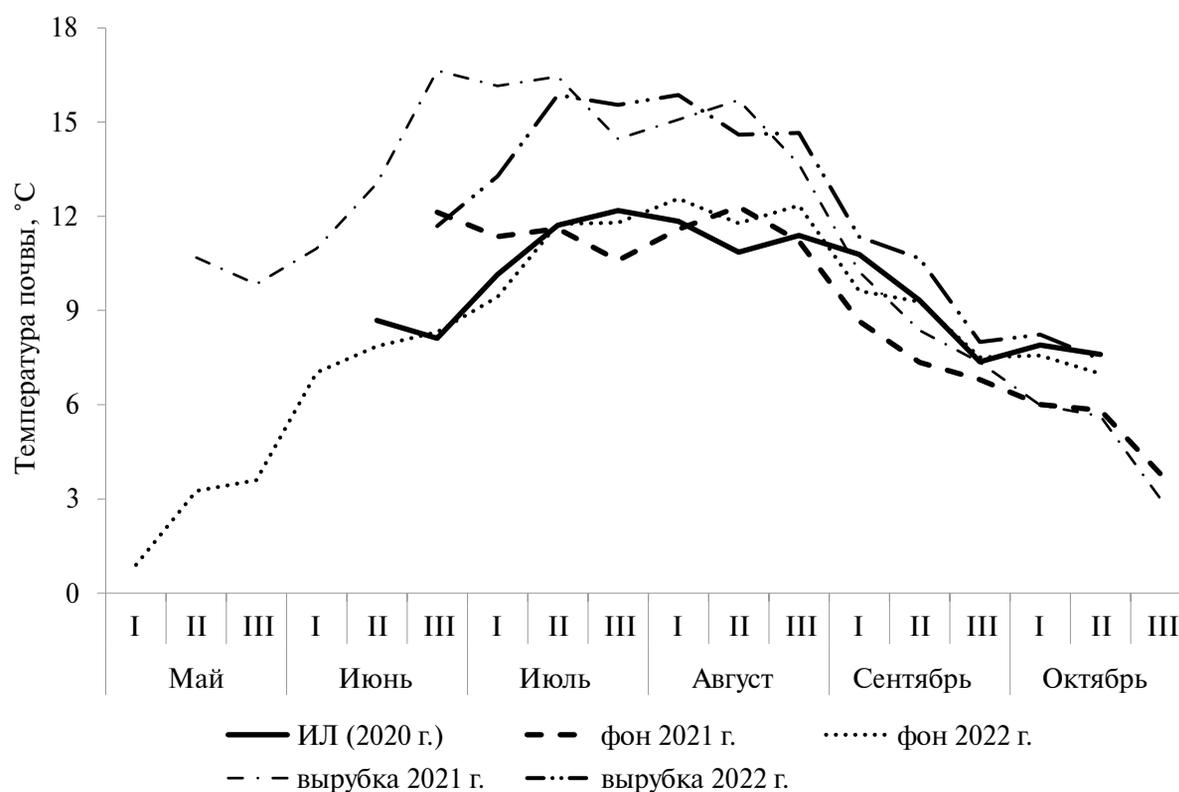


Рис. 1. Динамика температуры почвы на глубине 10 см. I, II, III – номер декады.

оказывает положительное влияние на прогревание верхнего слоя почвы. Так, в летние месяцы среднесуточная T_n на вырубке в 1.2–1.4 выше, чем в хвойно-лиственном насаждении, тогда как осенью она сопоставима. На вырубке отмечаются более благоприятные температурные условия по сравнению с ИЛ и фоновым насаждением ($p_t < 0.001$ во всех случаях). Аналогичные закономерности о влиянии сплошных рубок на температурный режим почв в условиях средней тайги Республики Коми представлены в работах [3, 13].

Влияние температуры и влажности почвы на эмиссию CO_2 с ее поверхности. Температура почвы оказывает положительное, статистически значимое ($p < 0.001$) влияние на интенсивность выделения CO_2 с поверхности почв как ненарушенных насаждений, так и вырубки (табл. 2). Более тесная взаимосвязь ($R^2 = 0.75–0.79$) отмечена для ИЛ и фонового насаждения в 2022 г. Следует отметить сходную очень низкую величину объясненной дисперсии ($R^2 = 0.17–0.18$) между T_n и потоком CO_2 по данным 2021 г. для фонового хвойно-лиственного насаждения и вырубки. Выявлено, что сплошная рубка оказывает отрицательное влияние на температурный отклик почвенного дыхания, что выражается снижением значения коэффициента Q_{10} на вырубке в 1.2–2.5 раза по сравнению с ненарушенным хвойно-лиственным насаждением. Взаимосвязь эмиссии CO_2 с влажностью почвы (W_n) положительная в 2021 г. и отрицательная в 2022 г. Ее статистически значимое воздействие отмечено в 2022 г. в фоновом хвойно-лиственном насаждении, что, вероятно, связано с меньшим

количеством поступающих осадков по сравнению с климатической нормой второй год подряд.

Температура и влажность почвы являются наиболее значимыми абиотическими факторами, определяющими эмиссию CO_2 с поверхности почвы [14]. Известно, что значение T_n для дыхания почвы увеличивается в ненарушенных экосистемах, формирующихся в условиях недостатка тепла и переувлажнения с одновременным снижением воздействия влажности почвы, которое во многом ингибирует дыхание корней и гетеротрофное разложение [7, 9, 11, 21, 26]. Отсутствие корреляции между дыханием и W_n установлено для вырубок хвойных лесов, что обусловлено избытком почвенной влаги после рубки древостоя [13, 24, 34]. Выявлено негативное влияние сплошной рубки на температурный отклик (Q_{10}) эмиссии CO_2 с поверхности почвы, что также показано в настоящей работе на второй год после сплошной рубки хвойно-лиственного насаждения.

Динамика эмиссии CO_2 с поверхности почвы в течение бесснежного периода. Данные, приведенные в табл. 3 свидетельствуют, что динамика эмиссии CO_2 с поверхности подзолистой почвы исходного хвойно-лиственного насаждения имела аналогичные закономерности, полученные ранее для еловых сообществ таежной зоны [8, 9, 11, 21]. Более высокие значения скорости потока (3.90–3.95 г $C/(m^2$ сут)) отмечены в июле–августе, между которыми отсутствуют значимые различия ($p = 0.996$). Выделение CO_2 с поверхности почвы фонового хвойно-лиственного насаждения различалось в годы исследований. Так, в 2022 г.

Таблица 2. Характеристика линейных уравнений ($\ln SR = \alpha X + \beta$) взаимосвязи дыхания почвы с ее температурой (T_s , на глубине 10 см) и влажностью (M_s , в слое 0–5 см)

Фактор (год, объем выборки)	Коэффициент уравнения		R^2	p -value	Q_{10}	SR ₁₀ , г C (m^2 сут)
	α	β				
Исходное хвойно-лиственное насаждение						
T_s (2020, $n = 250$)	0.173(0.006)	–1.071(0.071)	0.75	<0.001	5.66	1.94
Фоновое хвойно-лиственное насаждение						
T_s (2021, $n = 83$)	0.058(0.014)	0.762(0.160)	0.17	<0.001	1.78	3.82
T_s (2022, $n = 74$)	0.158(0.019)	–0.528(0.203)	0.79	<0.001	4.88	2.88
M_s (2021, $n = 83$)	0.109(1.170)	1.365(0.189)	0.00	0.927		
M_s (2022, $n = 74$)	–3.215(1.145)	1.470(0.200)	0.29	0.011		
Вырубка						
T_s (2021, $n = 107$)	0.040(0.008)	0.426(0.107)	0.18	<0.001	1.50	2.29
T_s (2022, $n = 109$)	0.068(0.015)	–0.196(0.159)	0.40	<0.001	1.98	1.62
M_s (2021, $n = 107$)	–0.023(0.255)	0.927(0.064)	0.00	0.930		
M_s (2022, $n = 109$)	–0.375(0.613)	0.508(0.154)	0.01	0.546		

динамика эмиссии имела классический сезонный ход кривой с максимальной интенсивностью в июле–августе, тогда как в 2021 г. пик выделения сместился на июнь. Наблюдаемый эффект, вероятно, обусловлен более активным выпадением осадков (66 мм, больше в 1.2–2.0 раза, чем в 2020 и 2022 гг.) и меньшей (на 2.2–2.3°C по сравнению с 2020 и 2022 гг.) среднемесячной температурой воздуха в июле 2021 г. Август 2021 г. был засушливым, что неблагоприятно сказывается на разложении органического вещества растительного опада и лесной подстилки, а также дыхании корней растений.

Как и в фоновом хвойно-лиственном насаждении, увеличенное значение дыхания подзолистой почвы вырубки в 2021 г. наблюдалась в июне, с дальнейшим уменьшением в 2.4 раза осенью. В 2022 г. пик интенсивности эмиссии CO₂ после рубочного сообщества приходился на июнь–июль (2.3–2.5 г C/(м² сут), $p_i = 0.175$ между месяцами). Для всех исследуемых объектов дисперсионным анализом показаны значимые различия величины среднемесячного выделения CO₂ с поверхности их почв ($p < 0.001$).

Анализ различий величины среднемесячной эмиссии в первый год после сплошной рубки показал, что июне и сентябре значимых различий между ИЛ и вырубкой не выявлено ($p_i > 0.05$), тогда как в июле и августе SR на вырубке было меньше в 1.6 раза ($p_i < 0.05$). На второй год после сплошной рубки среднемесячная величина SR вырубки была меньше в 1.2–2.0 раза во все месяцы за исключением октября, когда эмиссия CO₂ с поверхности почвы вырубки превышала в 1.2 раза аналогичный показатель для ИЛ ($p_i = 0.035$). Сравнение фонового насаждения и вырубки показало, что среднемесячное значение потока CO₂ в хвойно-лиственном

насаждении преобладало над аналогичными данными на вырубке в 1.4–1.7 в 2021 г., и в 1.9–3.1 раза в 2022 г. ($p_i < 0.05$) за исключением мая, когда выделение CO₂ было сопоставимо ($p_i > 0.05$). Сходные результаты были представлены ранее при сравнении вырубки среднетаежного сосняка черничного и ненарушенного насаждения в регионе исследований, что, вероятно, связано с переувлажнением почв и низкой их температурой после схода снега, ведущим к невысокой скорости роста и дыхания корней древесных растений в ненарушенных насаждениях, в результате чего в этот период в SR выше доля гетеротрофного дыхания [13]. Интенсивность среднемесячной SR фонового хвойно-лиственного насаждения превышала аналогичные значения ИЛ в 1.3–2.3 раза, что обусловлено более благоприятными погодными условиями в течение летних месяцев 2021–2022 гг.

Сопоставление полученных нами данных с литературными показало, что интенсивность среднемесячной SR исследуемых ненарушенных насаждений превышало в 1.1–4.1 раза величину эмиссии с поверхности почвы сосняка черничного в регионе исследований [13], а из почвы вырубки хвойно-лиственного насаждения – в 1.1–3.4 раза по сравнению с вырубкой сосняка черничного. Эмиссия CO₂ из почв южно-таежного заболоченного ельника чернично-сфагнового была в 1.3–2.3 раза выше, однако фоновое хвойно-лиственное насаждение характеризовалось более высокими (на 25–30%) значениями SR в мае [21]. Дыхание почвы с поверхности вырубки ельника в Англии изменялось от 0.2 до 3.0 г C/(м² сут), фонового ельника от 1 до 4.0 г C/(м² сут), что вполне сопоставимо с полученными данными по вырубке и ненарушенных хвойно-лиственных насаждений [34]. Интенсивность потока CO₂ из почвы южно-таежного ельника была сходна с изученными хвойно-лиственными

Таблица 3. Среднемесячная эмиссия CO₂ с поверхности типичной подзолистой, г C/(м² сут)

Объект (год, объем выборки)	Май	Июнь	Июль	Август	Сентябрь	Октябрь	Сезон ¹
ИЛ (2020, $n = 250$)	— ²	2.91 ± 0.13 ³	3.95 ± 0.09	3.90 ± 0.27	1.54 ± 0.05	0.71 ± 0.03	$\chi^2 = 205.7$; $p < 0.001$
Фон (2021, $n = 83$)	2.87 ± 0.29	5.31 ± 0.58	3.46 ± 0.25	3.96 ± 0.18	1.96 ± 0.09	—	$\chi^2 = 65.2$; $p < 0.001$
Вырубка (2021, $n = 107$)	2.70 ± 0.11	3.34 ± 0.19	2.46 ± 0.14	2.37 ± 0.10	1.38 ± 0.08	—	$\chi^2 = 55.7$; $p < 0.001$
Фон (2022, $n = 74$)	1.16 ± 0.11	4.85 ± 0.24	5.55 ± 0.41	5.62 ± 0.35	2.00 ± 0.06	1.66 ± 0.08	$\chi^2 = 59.5$; $p < 0.001$
Вырубка (2022, $n = 109$)	1.16 ± 0.04	2.49 ± 0.10	2.27 ± 0.13	1.81 ± 0.09	0.78 ± 0.05	0.87 ± 0.06	$\chi^2 = 87.1$; $p < 0.001$

Примечание. ¹ – результат критерия Краскела–Уоллиса по оценке динамики SR в течение периода исследований; ² – нет данных; ³ – среднее ± ошибка среднего.

насаждениями, тогда как SR его вырубки было выше в 1.3–8.0 раза [12].

Влияние сплошной рубки на эмиссию углерода из почвы. В летние месяцы 2020 г. с поверхности почвы ИЛ выделилось 290.5 ± 21.8 г С/м² (табл. 4). Анализ данных по потоку С–СО₂ в течение бесснежного и вегетационного периодов с поверхности фонового хвойно-лиственного насаждения показал, что вклад мая в среднем составил 11 и 9% соответственно. Следовательно, можно предположить, что в эти временные интервалы из почвы в атмосферу поступило 361 и 400 г С/м². В первый год после сплошной рубки поток С–СО₂ в атмосферу с июня по август сократился в 1.2 раза ($p_i = 0.001$), во второй год – в 1.5 раза ($p_i < 0.001$) по сравнению с ИЛ. Сравнение вырубки с фоновым насаждением показало меньшие величины дыхания почвы на ней в 1.7–1.9 раза ($p_i < 0.05$ для анализируемых временных интервалов в годы исследований). В летние месяцы с поверхности почвы вырубки выделялось 55–59% от потока С–СО₂ в течение бесснежного периода, а вклад вегетационного периода составил 84–87%. В фоновом хвойно-лиственном насаждении с июня по август поступление углерода в атмосферу было несколько выше (60–66% от бесснежного периода), тогда как доля вегетационного периода была сопоставима (86–88%) с величиной, полученной для вырубки.

Выделение СО₂ с поверхности почвы фонового насаждения и вырубки в 2021 г. в 1.2–1.3 раза превышало аналогичные данные для исследуемых периодов в 2022 г. ($p_i < 0.05$). Межгодовая вариация во многом обусловлена различающимися погодными условиями в течение вегетационных периодов. Так, температура воздуха в мае и июне 2021 г. была соответственно в 1.6 и 1.2 раза выше, чем в 2022 г., что, в сочетании с достаточным количеством почвенной влаги после схода снега в эти месяцы, создавало благоприятные условия для жизнедеятельности деструкторов органического вещества и дыхания корней в это время, а также увеличило итоговое поступление углерода с эмиссией СО₂, несмотря на снижение интенсивности

дыхания почвы в июле–августе, по сравнению с 2022 г., которые были в 1.1–1.2 раза теплее, чем в 2021 г. В целом, средняя температура воздуха за вегетационный период 2021 г. была в 1.1 раза ниже, по сравнению с 2022 г., а количество осадков было сопоставимо. Вместе с тем 2021 г. отличался более низкой величиной гидротермического коэффициента Селянинова (1.06 в 2021 г., 1.16 в 2022 г.) и меньшими значениями индекса увлажненности, что свидетельствует о более благоприятных условиях увлажнения. На второй год после сплошной рубки отмечается снижение в 1.2–1.3 раза потока С–СО₂, что кроме различий в погодных условиях, связано с уменьшением темпов разложения растительных остатков (тонкие корни, листва), отмерших в процессе рубки. Как отмечено в работе [19], в первый год деструкции теряется больше половинного веса и более 70% от массы углерода и лигнина тонких (<2 мм в диаметре) корней деревьев сосны. Уменьшение скорости деструкции тонких корней лиственных и хвойных пород на второй год экспозиции также показано в работах [30, 32].

Полученные данные по потоку углерода с дыханием подзолистой почвы для ненарушенных насаждений превысили в 2.6 раза результаты, опубликованные для среднетаежного ельника черничного на типичной подзолистой почве [11], что, по мнению авторов связано с разными методами измерений и для заболоченного среднетаежного ельника на торфянисто-подзолисто-глееватой почве [9]. Однако они сопоставимы или несколько ниже потока углерода с поверхности почвы за летние месяцы (373–681 г С/м²) в заболоченном южно-таежном ельнике в Тверской области [21] и в спелом ельнике Эстонии (522–804 г С/м²) за сходный период [25]. При сравнении потерь С–СО₂ для вырубок установлено, что в течение бесснежного периода вырубка среднетаежного сосняка черничного в Республике Коми эмитирует в атмосферу 210–294 г С/м², а доля летних месяцев и вегетации составляет 64 и 90%, соответственно [13]. С мая по июнь с поверхности вырубки осушенного сосняка в южной Финляндии выделяется 267–286 г С/м²,

Таблица 4. Поток углерода с дыханием почвы, г С/м²

Объект (год, объем выборки)	Временной интервал		
	лето (01.06–31.08)	вегетационный период 01.05–30.09	бесснежный период (01.05–31.10)
ИЛ (2020, $n = 7$)	290.5 ± 21.8	361.3 ± 25.9	400.4 ± 26.8
Фон (2021, $n = 5$)	443.9 ± 15.8	643.5 ± 18.8	745.8 ± 19.7
Вырубка (2021, $n = 6$)	244.2 ± 7.8	382.6 ± 12.5	441.9 ± 16.0
Фон (2022, $n = 5$)	384.7 ± 47.3	519.3 ± 57.9	586.6 ± 62.1
Вырубка (2022, $n = 6$)	200.3 ± 7.7	284.4 ± 11.2	336.8 ± 19.5

что сопоставимо или в 1.2–1.4 раза выше рассчитанных величин для аналогичного временного интервала [24]. Несколько меньшие значения получены на севере Англии для заболоченной, глеевой, органо-минеральной почвы вырубки ельника, выделяющей в течение года в атмосферу 243–322 г С/м² [34].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Сплошная рубка оказывает негативное влияние на дыхание типичной подзолистой почвы хвойно-лиственного насаждения в условиях средней тайги Республики Коми, что выражается в снижении величины среднемесячной эмиссии CO₂ и, как следствие, в общем потоке CO₂ в атмосферу. На второй год после сплошной рубки отмечается уменьшение интенсивности дыхания по сравнению с первым годом, что обусловлено снижением скорости деструкции отмершей в процессе рубки растительной биомассы. В течение бесснежного периода более высокие значения дыхания почвы отмечается в июле–августе, однако погодные условия могут смещать пик выделения на июнь. Температура почвы оказывает положительное, статистически значимое влияние на эмиссию CO₂ с ее поверхности как в ненарушенных насаждениях, так и в вырубке, хотя ее роль в формировании потока диоксида углерода в атмосферу в отдельные годы невысока. Роль влажности почвы неоднозначна, что выражается разной направленностью (положительное или отрицательное) и наличием или отсутствием статистической значимости воздействия на поток CO₂ в атмосферу в различные годы исследований, что обусловлено погодными условиями. Выявлена отрицательная роль сплошной рубки на температурный отклик (Q_{10}). Полученные данные нужны для определения роли промышленных рубок в углеродном цикле таежных лесов.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена в рамках проекта РНФ 23-74-10007 “Изменение почв и компонентов цикла углерода в ходе восстановительной сукцессии после сплошной рубки в средней тайге европейского северо-востока России” <https://rscf.ru/project/23-74-10007/>».

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Атлас почв Республики Коми / Под ред. Добровольского Г.В., Таскаева А.И., Забоевой И.В. Сыктывкар, 2010. 356 с.
2. Атлас Республики Коми по климату и гидрологии / Под ред. Таскаева А.И. М.: Наука, 1997. 116 с.
3. Дымов А.А., Старцев В.В. Изменение температурного режима подзолистых почв в процессе естественного лесовозобновления после сплошнорубочных рубок // Почвоведение. 2016. № 5. С. 599–608.
4. Дымов А.А., Старцев В.В., Горбач Н.М., Севергина Д.А., Кутявин И.Н., Осипов А.Ф., Дубровский Ю.А. Изменения почв и растительности при разном числе проездов колесной лесозаготовительной техники (средняя тайга, Республика Коми) // Почвоведение. 2022. № 11. С. 1426–1441.
5. Дымов А.А. Сукцессии почв в бореальных лесах Республики Коми. М.: ГЕОС, 2020. 336 с. <https://doi.org/10.34756/GEOS.2020.10.37828>
6. Замолодчиков Д.Г., Грабовский В.И., Шуляк П.П., Честных О.В. Влияние пожаров и заготовок древесины на углеродный баланс лесов России // Лесоведение. 2013. № 5. С. 36–49.
7. Карелин Д.В., Азовский А.И., Куманяев А.С., Замолодчиков Д.Г. Значение пространственного и временного масштаба при анализе факторов эмиссии CO₂ из почвы в лесах Валдайской возвышенности // Лесоведение. 2019. № 1. С. 29–37.
8. Карелин Д.В., Почикалов А.В., Замолодчиков Д.Г., Гитарский М.Л. Факторы пространственно-временной изменчивости потоков CO₂ из почв южнотаежного ельника на Валдае // Лесоведение. 2014. № 4. С. 56–66.
9. Кузнецов М.А. Выделение CO₂ с поверхности почвы в ельнике чернично-сфагновом // Углерод в лесных и болотных экосистемах особо охраняемых природных территорий Республики Коми. Сыктывкар: ИБ Коми НЦ УрО РАН, 2014. С. 87–94.
10. Лукина Н.В. Глобальные вызовы и лесные экосистемы // Вестник РАН. 2020. № 6. С. 528–532. <https://doi.org/10.31857/S0869587320060080>
11. Машика А.В. Эмиссия диоксида углерода с поверхности подзолистой почвы // Почвоведение. 2006. № 12. С. 1457–1463.
12. Молчанов А.Г., Курбатова Ю.А., Ольчев А.В. Влияние сплошной рубки леса на эмиссию CO₂ с поверхности почвы // Известия РАН. Серия биологическая. 2017. № 2. С. 190–196.
13. Осипов А.Ф. Влияние сплошной рубки на дыхание почвы среднетаежного сосняка черничного Республики Коми // Лесоведение. 2022. № 4. С. 395–406. <https://doi.org/10.31857/S0024114822030111>

14. *Bond-Lamberty B., Thomson A.* A global database of soil respiration data // *Biogeosci.* 2010. V. 7. P. 1915–1926.
<https://doi.org/10.5194/bg-7-1915-2010>
15. *Čater M., Darenova E., Simončič P.* Harvesting intensity and tree species affect soil respiration in uneven-aged Dinaric forest stands // *For. Ecol. Manag.* 2021. V. 480. P. 118638.
<https://doi.org/10.1016/j.foreco.2020.118638>
16. *Darenova E., Čater M.* Effect of spatial scale and harvest on heterogeneity of forest floor CO₂ efflux in a sessile oak forest // *Catena.* 2020. V. 188. P. 104455.
<https://doi.org/10.1016/j.catena.2020.104455>
17. *Davidson E.A., Janssens I.A., Luo Y.* On the variability of respiration in terrestrial ecosystems: moving beyond Q_{10} // *Glob. Ch. Biol.* 2006. V. 12. P. 154–164.
<https://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2005.01065.x>
18. *de Bello F., Valencia E., Ward D., Hallett L.* Why we still need permanent plots for vegetation science // *J. Vegetation Sci.* 2020. V. 31(5). P. 679–685.
<https://doi.org/10.1111/jvs.12928>
19. *Fu Y., Feng F., Zhang X., Qi D.* Changes in fine root decomposition of primary *Pinus koraiensis* forest after clear cutting and restoration succession into secondary broad-leaved forest // *Appl. Soil Ecol.* 2021. V. 158. P. 103785.
<https://doi.org/10.1016/j.apsoil.2020.103785>
20. https://rp5.ru/Погода_в_Сыктывкаре
21. *Ivanov D., Tatarinov F., Kurbatova J.* Soil respiration in paludified forests of European Russia // *J. For. Res.* 2020. V. 31. P. 1939–1948.
<https://doi.org/10.1007/s11676-019-00963-4>
22. *Karelin D., Goryachkin S., Zazovskaya E., Shishkov V., Pochikalov A., Dolgikh A., Sirin A. et al.* Greenhouse gas emission from the cold soils of Eurasia in natural settings and under human impact: controls on spatial variability // *Geoderma Reg.* 2020. V. 22. P. e00290.
<https://doi.org/10.1016/j.geodrs.2020.e00290>
23. *Kohout P., Charvátová M., Štursová M., Mašíňová T., Tomšovský M., Baldrian P.* Clearcutting alters decomposition processes and initiates complex restructuring of fungal communities in soil and tree roots // *The ISME J.* 2018. V. 12. P. 692–703.
<https://doi.org/10.1038/s41396-017-0027-3>
24. *Korkiakoski M., Tuovinen J.P., Penttilä T., Sarkkola S., Ojanen P., Minkkinen K., Rainne J., Laurila T., Lohila A.* Greenhouse gas and energy fluxes in a boreal peatland forest after clear-cutting // *Biogeosci.* 2019. V. 16. P. 3703–3723.
<https://doi.org/10.5194/bg-16-3703-2019>
25. *Kukumägi M., Ostonen I., Uri V., Helmisaari H.-S., Kanal A., Kull O., Lohmus K.* Variation of soil respiration and its components in hemiboreal Norway spruce stands of different ages // *Plant and Soil.* 2017. V. 414. P. 265–280.
<https://doi.org/10.1007/s11104-016-3133-5>
26. *Kurganova I., Lopes de Gerenyu V., Khoroshaev D., Myakshina T., Sapronov D., Zhmurin V.* Temperature sensitivity of soil respiration in two temperate forest ecosystems: the synthesis of a 24-year continuous observation // *Forests* 2022. V. 13. P. 1374.
<https://doi.org/10.3390/f13091374>
27. *Kurth V.J., Bradford J.B., Slesak R.A., D'Amato A.W.* Initial soil respiration response to biomass harvesting and green-tree retention in aspen-dominated forests of the Great Lakes region // *For. Ecol. Manag.* 2014. V. 328. P. 342–352.
<https://doi.org/10.1016/j.foreco.2014.05.052>
28. *Kuuluvainen T., Gauthier S.* Young and old forest in the boreal: critical stages of ecosystem dynamics and management under global change // *For. Ecosyst.* 2018. V. 5. P. 26.
<https://doi.org/10.1186/s40663-018-0142-2>
29. *Mäkipää R., Abramoff R., Adameczyk B., Baldy V., Biryol C., Bosela M., Casals P. et al.* How does management affect soil C sequestration and greenhouse gas fluxes in boreal and temperate forests? – A review // *For. Ecol. Manag.* 2023. V. 529. P. 120637.
<https://doi.org/10.1016/j.foreco.2022.120637>
30. *Morozov G., Aosaar J., Varik M., Becker H., Lohmus K., Padari A., Aun K., Uri V.* Long-term dynamics of leaf and root decomposition and nitrogen release in a grey alder (*Alnus incana* (L.) Moench) and silver birch (*Betula pendula* Roth.) stands // *Scand. J. For. Res.* 2018. V. 34. P. 12–25.
<https://doi.org/10.1080/02827581>
31. R Core Team. R: A language and environment for statistical computing. R Foundation for Statistical Computing, Vienna, 2020. <https://www.R-project.org/>
32. *Sun T., Dong L., Zhang L., Wu Z., Wang Q., Li Y., Zhang H., Wang Z.* Early stage fine-root decomposition and its relationship with root order and soil depth in a *Larix gmelinii* plantation // *Forests* 2016. V. 7(10). P. 234.
<https://doi.org/10.3390/f7100234>
33. *Vestin P., Mölder M., Kljun N., Cai Z., Hasan A., Holst J., Klemetsson L., Lindroth A.* Impacts of clear-cutting of a boreal forest on carbon dioxide, methane and nitrous oxide fluxes // *Forests* 2020. V. 11. P. 961.
<https://doi.org/10.3390/f11090961>
34. *Yamulki S., Forster J., Xenakis G., Ash A., Brunt J., Perks M., Morison J. I. L.* Effects of clear-fell harvesting on soil CO₂, CH₄, and N₂O fluxes in an upland Sitka spruce stand in England // *Biogeosci.* 2021. V. 18. P. 4227–4241.
<https://doi.org/10.5194/bg-18-4227-2021>

Influence of Clear Felling on CO₂ Emission from the Podzolic Soil Surface of the Coniferous-Deciduous Forest (Middle Taiga, Komi Republic)

A. F. Osipov^{1,*}, V. V. Startsev¹, and A. A. Dymov^{1,2}

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

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

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

The impact of industrial logging on the carbon cycle of boreal forests is characterized by significant uncertainties, which is largely due to the lack of information on carbon fluxes (in particular, soil respiration) in felling sites. The aim of study is to assess the effect of clear felling on CO₂ emission from the soil surface of a coniferous-deciduous forest on a typical podzolic soil (Albic Retisol). The investigation was executed during the snowless periods (May–October) of 2020–2022 in a coniferous-deciduous forest and its felling site carried out in the winter of 2020. The carbon dioxide emission was measured by a LI COR 8100 gas analyzer. A brief description of the weather conditions during the years of research and the dynamics of soil temperature at a depth of 10 cm is given. A positive, statistically significant relationship between soil respiration and soil temperature at a depth of 10 cm ($R^2 = 0.17–0.75$; $p < 0.001$) was detected for the analyzed objects. The correlation with soil moisture was both positive and negative and statistically insignificant except data obtained in 2022 in the undisturbed control forest. The high values of CO₂ flux during the snowless period were observed in July–August and was 3.90–5.62 gC/m²/day and 2.3–2.5 gC/m²/day in undisturbed forests and felled areas, respectively. In 2021, the peak of CO₂ release shifted to June. Clear felling has a negative effect on the soil respiration of Albic Retisol that decreased by 1.2–1.9 times in the conditions of the middle taiga of the Komi Republic. The most (55–66%) of the C–CO₂ efflux during the snowless period was emitted during the summertime, and the vegetation period (May–September) contribution was 84–88%. The obtained data will serve to determine the role of industrial logging in the carbon cycle of taiga forests.

Keywords: soil respiration, clear felling, temperature coefficient Q_{10} , Albic Retisol, mixed forest, restorative succession

УДК 631.459.2:631.92: 332.362

ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ЭРОЗИОННО-АККУМУЛЯТИВНЫХ ПРОЦЕССОВ НА МАЛОМ ВОДОСБОРЕ В СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ СРЕДНЕРУССКОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ

© 2024 г. В. Н. Голосов^{a, b}, Е. Н. Шамшурина^{a, b, *}, Г. И. Колос^b,
А. И. Петелько^c, А. П. Жидкин^b

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

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

^cНовосильская зональная агролесомелиоративная станция им. Козменко ВНИАЛМИ,
Семашко, 2А, Мценск, 303035 Россия

*e-mail: shamshyr@mail.ru

Поступила в редакцию 08.09.2023 г.

После доработки 11.11.2023 г.

Принята к публикации 15.11.2023 г.

Проведены комплексные исследования эрозии почв на водосборе площадью 42 га (близ с. Ломовец Орловской области) в зоне серых лесных почв, у которых противозерозионная устойчивость существенно ниже, чем у черноземов. Анализ архивных и исторических картографических материалов показал, что продолжительность распашки водосбора составляет 200 ± 10 лет. На основе использования полевых методов: почвенно-морфологического, радиоцезиевого, метода измерения водоин, детальной съемки с помощью БПЛА – и расчетов по эрозионной модели WaTEM/SEDEM определены темпы смыва и аккумуляции почв за весь период распашки без учета/с учетом самовосстановления почв: за последние 50 ± 25 лет, за постчернобыльский период с 1986 по 2022 гг., за единичное эрозионное событие, произошедшее 31 мая 2022 г., а также оценено пространственное распределение участков смыва/намыва почв. Полученные оценки свидетельствуют о флуктуациях темпов эрозионно-аккумулятивных процессов за прошедшие 200 лет, которые обусловлены преимущественно условиями формирования талого стока, повторяемостью и распределением внутри теплого времени года стокоформирующих ливней, набором высеваемых сельскохозяйственных культур, периодичностью и способами обработки почвы, изменением границ полей. Среднеголетние оценки эрозии почв за агрикультурный период выше аналогичных за постчернобыльский период, так как в последние 30 лет темпы эрозии почв снизились. Оценки потерь почвы с использованием модели WaTEM/SEDEM в целом сопоставимы с результатами определения потерь почв на основе почвенно-морфологического метода при условии учета перераспределения наносов до нижних границ пашни. Пространственная структура единичного эрозионного события оказалась в значительной степени близка пространственной структуре расположения ареалов смытых и намывных почв, сформировавшихся за весь агрикультурный период.

Ключевые слова: серые лесные почвы, Luvic Greyzemic Phaeozems, водная эрозия, перераспределение наносов, WaTEM/SEDEM, почвенно-морфологический метод, радиоцезиевый метод, БПЛА съемка
DOI: 10.31857/S0032180X24050076, **EDN:** YLGHVT

ВВЕДЕНИЕ

Изменения климата, особенно заметные в последние 30 лет, оказывают существенное влияние на развитие процессов водной эрозии в различных регионах мира [44, 51, 60]. Большая часть земельных ресурсов, используемых в сельском хозяйстве,

располагается в умеренном климатическом поясе, в пределах которого изменения климата имеют однородный тренд. Он обусловлен постепенным повышением зимних температур воздуха и увеличением повторяемости выпадения экстремальных ливневых осадков в теплое время года [38, 40].

В пределах Центральной и Восточной Европы, включая Восточно-Европейскую равнину, потепление климата в значительной мере сказывается на условиях формирования склонового стока и смыва в период весеннего снеготаяния и повторяемости эрозионных событий, связанных с выпадением стокоформирующих ливней высокой интенсивности [4, 49, 56, 58].

Определенная цикличность климатических характеристик наблюдалась в последние 200 лет. В пределах Восточно-Европейской равнины данная цикличность выражалась в чередовании относительно влажных и засушливых периодов [27]. Вероятно, это сказывалось на варьировании эрозионного индекса дождей осадков. Температурный фон холодного времени года обеспечивал регулярное формирование талого стока в период весеннего снеготаяния, что подтверждается в основном высокими уровнями половодного стока на реках, дренирующих центр Европейской территории России (ЕТР) [2].

Кроме того, существенное влияние на эрозию почв в ЕТР оказало сокращение площади пахотных земель после 1991 г., особенно заметное в лесной зоне [24]. В меньшей мере сокращение площади пашни сказалось на снижении площади пахотных земель в пределах лесостепной зоны, что обусловлено высокой продуктивностью черноземов [48]. До 1991 г. площади пашни в центре ЕТР слабо изменялись с последней четверти XIX в. [14]. Детальная оценка наносов, переотложившихся в днищах сухих долин, расположенных в различных частях ЕТР, выявила общий тренд снижения потерь почвы от эрозии, произошедший в последние 30–35 лет по сравнению с предшествующим 25-летним периодом [46]. Фактическое сокращение темпов эрозии почв могло быть и меньше, учитывая, что продукты ливневого смыва в значительном объеме откладываются в нижних частях склонов, как по нижнему краю пашни, так и сразу за ее границей [37]. Оценки изменений потерь почвы, полученные на основе почвенно-морфологического метода в масштабах крупных обрабатываемых водосборов черноземной зоны ЕТР за весь период земледельческого освоения, указывают, что своего максимума они достигали во второй половине XX в. [45]. В этот период дополнительными факторами усиления водной эрозии стали укрупнение полей и изменение физических свойств почв (плотности сложения и водопроницаемости) в результате массового использования тяжелой сельскохозяйственной техники.

Особенности изменения эрозионно-аккумулятивных процессов на пахотных землях с преобладанием серых лесных почв не были в достаточной степени исследованы на основе использования набора полевых методов, в отличие от черноземной зоны. Между тем, противоэрозионная устойчивость

серых лесных почв существенно ниже, чем черноземов [21]. Широкое распространение серых лесных почв в сочетании с черноземами на границе лесостепной и лесной зон ЕТР определяет их достаточно высокую распаханность. В Орловской области эрозионные процессы протекают быстрыми темпами длительный период. Уже в 1939–1940 гг. в Новосильском районе по данным Новосильской зональной агролесомелиоративной опытной станции (ЗАГЛОС) из обследованных 38,5 тыс. га пашни смытых земель было 9%, а в Мценском районе – 7%. В целом в Орловской области в конце 1930-х гг. было эродировано 800 тыс. га пашни, из которых на сильно смытые почвы приходилось 5–6% площади. К концу 50-х гг. XX в. доля эродированных земель в целом по области составляла 2,5%, а в настоящее время – более 20% от площади пахотных земель. В настоящее время общая площадь эрозионно-опасных и подверженных эрозии почв в Орловской области составляет 1153,1 тыс. га, из них слабосмытых 301,2 тыс. га, среднесмытых 104,0 тыс. га и сильно смытых 19,3 тыс. га. Большая часть земель сельскохозяйственного назначения расположена на склоновых землях, в том числе 35,1% на склонах до 1°, 31,4% – на склонах до 2°, 26,4% – до 5°, 3,6% – до 7°, 2,8% – до 10 и 0,7% – свыше 10°, что способствует усиленному развитию водной эрозии почв. [13]. Таким образом, большие площади пашни, занятые серыми лесными почвами на склонах междуречий, являются потенциально эрозионно-опасными территориями, которые требуют повышенного внимания и изучения, в том числе в вопросах оценок флуктуаций эрозионно-аккумулятивных процессов в связи с изменениями агроэкологических условий.

Цель работы – детальная оценка трендов изменений темпов эрозионно-аккумулятивных процессов за различные интервалы времени на основе использования полевых методов и эрозионного моделирования на типичном малом водосборе с преобладанием в почвенном покрове серых и светло-серых лесных почв.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Основные физико-географические характеристики объекта. В качестве объекта исследования был выбран малый водосбор, расположенный близ с. Ломовец и являющийся основной частью водосбора крупного оврага, прорезающего левобережный борт р. Оки (рис. 1). Эта территория находится на северо-востоке Орловского района Орловской области в пределах северной половины Среднерусской возвышенности и занимает пограничное положение между лесостепной и лесной зонами.

Площадь исследуемой части водосбора составляет 42 га, из которых 97% занимает пашня, а 1,01 га приходится на залуженное и частично

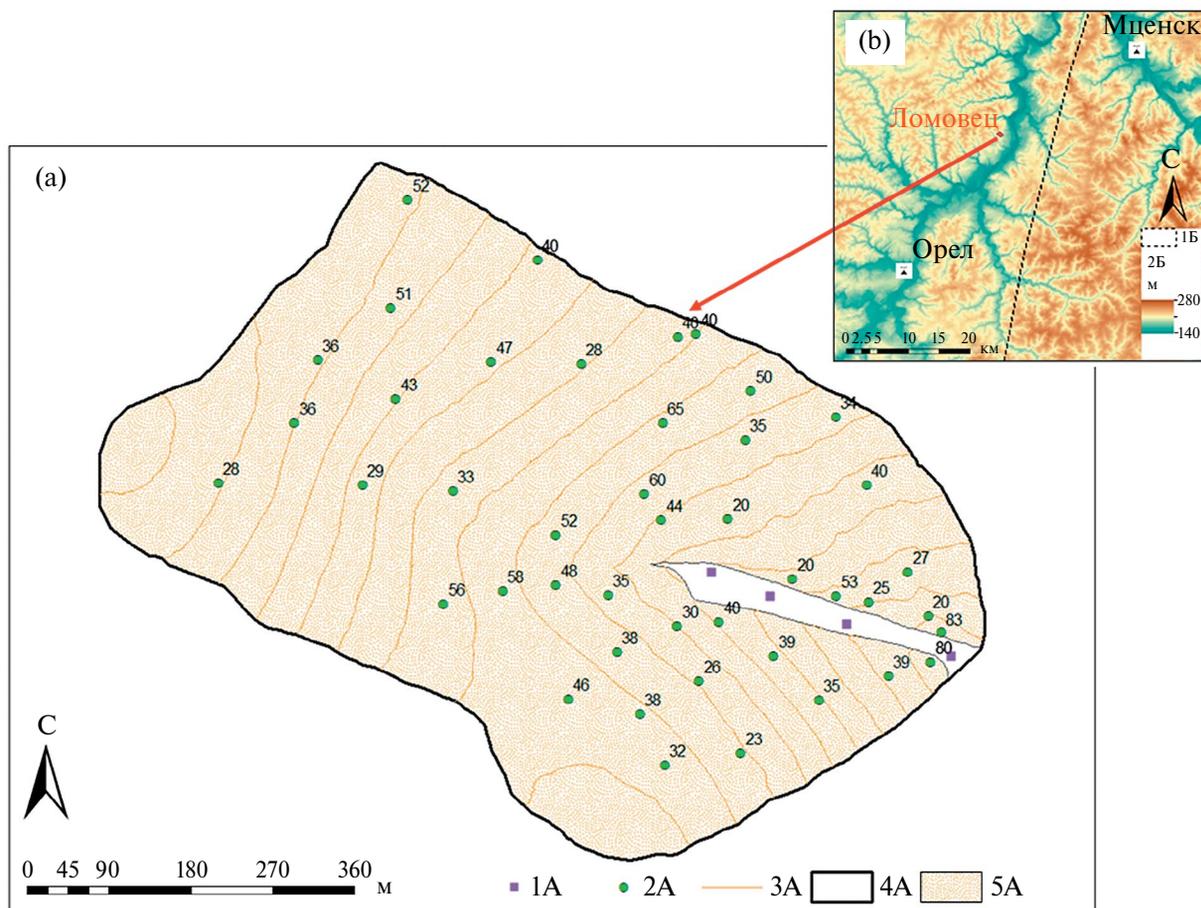


Рис 1. Водосбор Ломовец (а) и его расположение относительно рельефа и крупных городов с метеостанциями в Орловской области (б). 1А – почвенные разрезы и точки послыюного отбора образцов в днище ложбины; 2А – точки бурения почв и отбора образцов из пахотных горизонтов, рядом показана установленная мощность горизонтов А+АВ; 3А – горизонтали с сечением 2 м; 4А – граница водосбора; 5А – распахиваемая часть водосбора; 1Б – граница между лесной и лесостепной областями Русской равнины согласно [16]; 2Б – абсолютная высота, м.

залесенное днище крупной ложбины, дренирующей сток с площади водосбора в вершину оврага, расположенного в лесном массиве на левом борту долины р. Оки. Территория располагается в пределах Окского прогиба, разделяющего наиболее высокие части Среднерусской возвышенности: Новосильское и Дмитровское поднятия [31]. Коренные породы представлены глинами и песками юрского и мелового возраста, перекрытыми комплексом нерасчлененных песчано-суглинистых отложений водно-ледникового и аллювиального происхождения, залегающих на днепровской морене.

Почвенный покров Орловской области крайне неоднородный, в его составе 12 почвенных типов. Серые лесные почвы занимают 953 тыс. га или 46.3% площади сельхозугодий и 876 тыс. га площади пашни или 52.8% ее площади, в том числе темно-серые лесные (23.8% от площади пашни), серые лесные (22.1% от площади пашни), светло-серые лесные (6.9% от площади пашни) [19]. На малом водосборе Ломовец почвенный покров не очень контрастный.

В пределах пашни встречаются светло-серые лесные (Luvic Greyzemic Phaeozems) и серые лесные почвы (Luvic Retic Greyzemic Phaeozems).

Климатические условия и их изменения во времени во многом определяют интенсивность проявления талого и ливневого смыва на исследуемой территории. Согласно данным метеонаблюдений, основные изменения климата заключаются в постепенном повышении среднегодовых температур воздуха с 4.5°C в 1838–1842 гг. до 7.6°C в 2017–2021 гг. за счет в основном роста зимних температур [26]. При этом тенденция роста происходила на фоне похолоданий. В 40-е гг. XX в. зимняя температура была самой низкой (на 2.0–2.5°C ниже климатической нормы) [22]. Основной прирост температур пришелся на период с середины 1970-х гг. В итоге в последние десятилетия выросла продолжительность теплого времени года, а также существенно снизилась глубина промерзания почв. За последние 5 лет в год выпало 545–790 мм осадков, при этом среднегодовая

сумма осадков с середины до конца XX в. за 50 лет выросла на 141 мм преимущественно за счет весенних (на 40.2%), осенних (32.3%) и зимних месяцев (85.3%) [1].

Большую часть Орловской области (2465.2 тыс. га) по данным официальной статистики [67] на 2022 г. занимали сельхозугодия (2035.3 тыс. га), в составе которых на долю пашни приходилось 1569.7 тыс. га (63.6% от общей площади). Исторический анализ изменений площади пашни для территории нынешней Орловской области с 1695 г. показывает постепенный рост показателя в течение XVII и XIX вв. (рис. S1). Максимальное значение отмечается в 1956 г., за которым последовало сокращение, вплоть до 2011 г., когда площадь пашни была меньше, чем в 1887 г.

Во второй половине XVIII в. в Орловском крае повсеместно существовала трехпольная система земледелия, в дополнение к нему земледельцы использовали приемы других систем: подсечной и залежной. Основными культурами трехполья являлись озимая и яровая рожь, овес, ячмень, пшеница. Так, в XIX в. лесной перелог (лесопольная система) наряду с трехпольем бытовал в лесной полосе Орловщины, а на черноземных территориях трехпольный севооборот дополняли зяблевой вспашкой; озимые сеяли после яровых на этом же поле, а паровое поле засеивалось на следующую весну яровыми. Из-за высокого спроса на некоторые культуры меняли посевы: иногда сеяли ячмень после пшеницы, после ячменя – овес, после овса – гречиху, затем озимую рожь; при севе последней, особенно после гречихи, пашню не пахали, а сеяли по стерне. С 1868 г. многопольный севооборот вводился, прежде всего, в немногочисленных передовых помещичьих хозяйствах. Крестьяне обрабатывали свою землю с помощью одноконной сохи и деревянной бороны. К началу XX в. острая нехватка пахотных угодий, а также высокая арендная плата за нее [18] вынуждала крестьян переходить от трехполья к двуполью, а в некоторых случаях даже к однополюю [11]. С 1897 по 1956 гг. данные о площади пашни/посевов имеются в ограниченном количестве, так как значительно изменялась административная структура Орловской области. С 1913 по 1940 гг. посевная площадь под зерновыми культурами возросла на 19% и составила 1075.9 тыс. га. В 1930-х гг. создавались машинно-тракторная станция по области (например, в 1930 г. была создана Мценская МТС). В 1945 г. посевные площади сельскохозяйственных культур были в 2 раза меньше, чем в довоенные годы, в 1950 г. они были восстановлены на 87% [68].

Анализируя посевные площади под урожай и структуру посевов по доступным официальным статистическим данным с 1970 г. (рис. S2), можно выделить следующие экстремумы: максимальная площадь посевов была в 1975 г. (около 70% от

площади области), минимальная – в 2007 г. (около 40% от площади области), с 2007 г. наблюдается рост посевных площадей. В Орловской области с 2000 г. существенно возросла площадь посевов технических культур и сократилась площадь посевов кормовых культур. Во время проведения полевых исследований в июне и ноябре 2022 г. на исследуемом водосборе выращивалась сахарная свекла. Учитывая, что поле принадлежит компании Рус-Агро, специализирующейся на выращивании сахарной свеклы, можно предположить, что она занимает важное место в современном севообороте.

Методы. Для оценки деградации почв и перераспределения наносов на водосборе Ломовец был проведен комплекс исследований, включающий изучение архивных и исторических картографических материалов, полевые работы с применением набора традиционных и современных методов с отбором образцов почв для проведения лабораторных анализов и расчеты по эрозионной модели WaTEM/SEDEM.

Почвенно-морфологический метод использовали для оценки степени смытости почв за весь период земледельческого освоения [20]. В пределах пашни почвы были изучены в 45 точках, где было проведено бурение с помощью почвенного бура Эдельмана до иллювиального горизонта (В), т.е. в среднем до глубины около 1 м. В каждой точки обследования из пахотного горизонта брали образцы почв для анализа на содержание органического вещества и гранулометрического состава.

Учитывая высокую вариабельность мощностей почвенных горизонтов на плоских приводо-раздельных участках, было принято решение использовать два варианта эталонов несмытых почв с мощностью горизонтов А+АВ, равными 52 см и 56 см (рис. 1). При этом почвы с мощностью горизонтов А+АВ 56 см в основном располагаются топографически несколько выше ранее существовавшей грунтовой дороги, соединявшей села Ломовец и Паутово (рис. S3). Тип и степень смытости/намытости почв по площади пашни определяли на основе оценки мощностей почвенных горизонтов в 45 точках, которые размещали по катенам, равномерно распределенным по площади. По результатам проведенной съемки была построена почвенная карта с выделением ареалов почв различного типа и выделением участков с различной степенью смытости/намытости почв.

Суммарные потери почв почвенно-морфологическим методом рассчитывали по стандартной методике [6, 65]. Важно отметить, что расчеты проводили двумя способами: без и с учетом темпов самовосстановления почв. Согласно данным [29], скорость самовосстановления серых лесных почв составляет в среднем 0.35 мм/год. При этом более детальные исследования [23] позволили

установить, что скорость самовосстановления серых лесных почв варьирует в зависимости от степени их деградации и может достигать 1.1 мм/год при сильной степени смытости, а затем снижаться до <0.1 мм/год при средней и низкой степени смытости почв. На исследованном участке Ломовец среди эродированных почв преобладают слабо- и среднесмытые серые лесные почвы, а сильносмытые почвы были диагностированы в единичных профилях почв. Вероятно, скорость самовосстановления почв на участке Ломовец, варьирует от 0.1 до 0.35 мм/год. В расчетах были приняты максимальные скорости самовосстановления эродированных почв, равные 0.35 мм/год, для охвата максимального диапазона оценок темпов эрозии почв на основе почвенно-морфологического метода.

Оценки, полученные с использованием почвенно-морфологического метода, характеризуют суммарные потери почвы, включая водную и механическую эрозию, а также потери почвы при уборке корнеплодов, которые могут составлять от 0.65 до 2.75 т/га в год [28]. Расчет темпов смыва с пашни на основе почвенно-морфологического метода были проведен для 200-летнего временного интервала, который был определен на основании анализа исторических карт и архивных данных.

Радиоцезиевый метод. Для датировки отложенных наносов, накопившихся в днище залуженной ложбины за постчернобыльский и предшествующий ему периоды, использовался радиоцезиевый метод [3]. На основе крупномасштабной геоморфологической съемки днище нераспахиваемой ложбины было разделено на четыре морфологически однородных сектора. В днище нераспахиваемой ложбины, в которой концентрируется сток воды и наносов, поступающий со склонов, внутри каждого сектора был заложен разрез. В каждом из разрезов вскрывалась погребенная почва (рис. S4). Из передней стенки каждого разреза с площади 15 × 15 см послойно через 3 см до глубины 60–81 см (в зависимости от мощности отложений) отбирали образцы для определения содержания ¹³⁷Cs. В лаборатории образцы почв высушивали, растирали, просеивали через сито 2 мм. Гамма-спектрометрический анализ проб почвы проводили на гамма-спектрометрических комплексах с полупроводниковыми детекторами высокого разрешения из особо чистого германия с разрешением 1.95 кэВ по линии 1332 кэВ. Время экспозиции определяли статистически достоверным фиксированием пика ¹³⁷Cs на линии 661.66 кэВ.

По результатам проведения анализов содержания ¹³⁷Cs в послойно отобранных образцах почв построены эпюры вертикального распределения изотопа, на которых выделен пик, датирующий положение поверхности днища на момент выпадения ¹³⁷Cs из атмосферы в мае 1986 г. после аварии на ЧАЭС. Таким образом, толща отложений,

располагающаяся выше данного пика, накопилась за период с 1986 по 2022 г.

На поперечном профиле через ложбину в створе каждого разреза на разном удалении от него были дополнительно пробурены скважины, для определения суммарной мощности наносов, отложившихся по ширине днища на каждом створе. Мощность наносов, отложившихся за дочернобыльский период в скважинах, определяли по соотношению между мощностью всей аккумулятивной толщи и толщи, отложившейся после 1986 г. в разрезе данного сектора днища. Объем отложившихся в каждом секторе наносов определяли путем перемножения площади каждого сектора на среднюю мощность наносов, а суммарный объем наносов, накопившихся в днище за постчернобыльский период устанавливали сложением объемов отложенных в каждом из четырех секторов.

Инструментальные оценки объемов смыва и аккумуляции после эрозионного события. Во время проведения полевых работ в июне 2022 г. на водосборе Ломовец на посевах сахарной свеклы была обнаружена сеть свежих промоин и аккумулятивных конусов и шлейфов. По данным метеостанций городов Мценск и Орел ([66], дата обращения 11.06.2023) установлено, что ливневые осадки со средним слоем 26 мм, связанные с прохождением фронтальной зоны, наблюдались в период между 18–21 ч 31 мая 2022 г. в г. Мценск. В тот же день им предшествовал утренний дождь 9 мм. При этом, утром того же дня в г. Орле зафиксированы дождь 5 мм и поздно вечером осадки 3 мм. Учитывая расположение водосбора Ломовец между городами Орел и Мценск, можно предположить, что здесь выпало порядка 20 мм.

Были проведены оценки смыва и переотложения свежих наносов в пределах водосбора с использованием детального определения объемов аккумуляции на основе обмера площадей и мощности аккумулятивных форм и оценки выноса материала с пашни. Совместно применяли метод водороин и результаты детальной съемки водосбора с помощью БПЛА. Оценку объемов аккумуляции за эрозионное событие проводили на основе измерения мощности наносов по фиксированным на местности трансектам с шагом 2–3 м для конусов выноса на пашне и по поперечным профилям, располагающимся через 5 м, в днище нераспаханной ложбины. Также по поперечным профилям с шагом в 1 м были проведены измерения ширины и глубины пяти крупных промоин, образовавшихся в разных частях водосбора. Одновременно с помощью БПЛА была проведена съемка местности, по результатам которой был создан ортофотоплан и построена цифровая модель рельефа водосбора с размером пикселя 0.08 м. По ортофотоплану и цифровой модели рельефа были вручную оцифрованы границы: водосбора, крупных (в виде полигонов) и мелких (в виде линий) промоин, конусов выноса наносов

и дна залуженной ложбины. Это позволило рассчитать площади зон смыва и аккумуляции. Были сопоставлены параметры промоин, измеренные в поле методом водороин и полученные на основе съемки с БПЛА. Площади дна крупных промоин, полученные на основе полевых измерений и по ортофотоплану, совпали на 97%. В свою очередь глубины промоин, установленные по результатам БПЛА съемки, оказались в 4 раза больше полученных по наземным измерениям. Поэтому для расчета объема крупных промоин использовали площади дна промоин, оцифрованных по съемке БПЛА, и среднюю глубину промоин, выявленную на основе измерений методом водороин. Она составила 2.5 см. Небольшие промоины, читаемые на ортофотоплане, оцифровывали линиями. При расчетах их объемов использовали стандартную ширину 0.5 м и глубину 1 см. Для пересчета объема промоин в массу использовали стандартную плотность серых лесных почв 1.2 г/см³. Объем аккумуляции

оценивали на основе сплайн-интерполяции мощности отложившихся после эрозионного события наносов в предварительно оцифрованных в 202 точках определения мощности аккумуляции. Для пересчета объемов аккумуляции за единичное эрозионное событие в массу наносов использовали плотность 0.9–1 г/см³.

Важно отметить, что нижней границей водосбора является грунтовая дорога, которая гипсометрически располагается несколько выше дна залуженной ложбины. Она создает подпор на пути стока воды и наносов по залуженной ложбине в направлении вершины оврага. В результате большая часть смытых с пашни наносов, за исключением тонких фракций, переносимых во взвеси, аккумуляровалась в пределах водосбора и была учтена. Отсутствие свежих отложений в днах ложбины на участке, расположенном в лесу между грунтовой дорогой и уступом овражного вреза (рис. 2), подтверждает данное предположение.

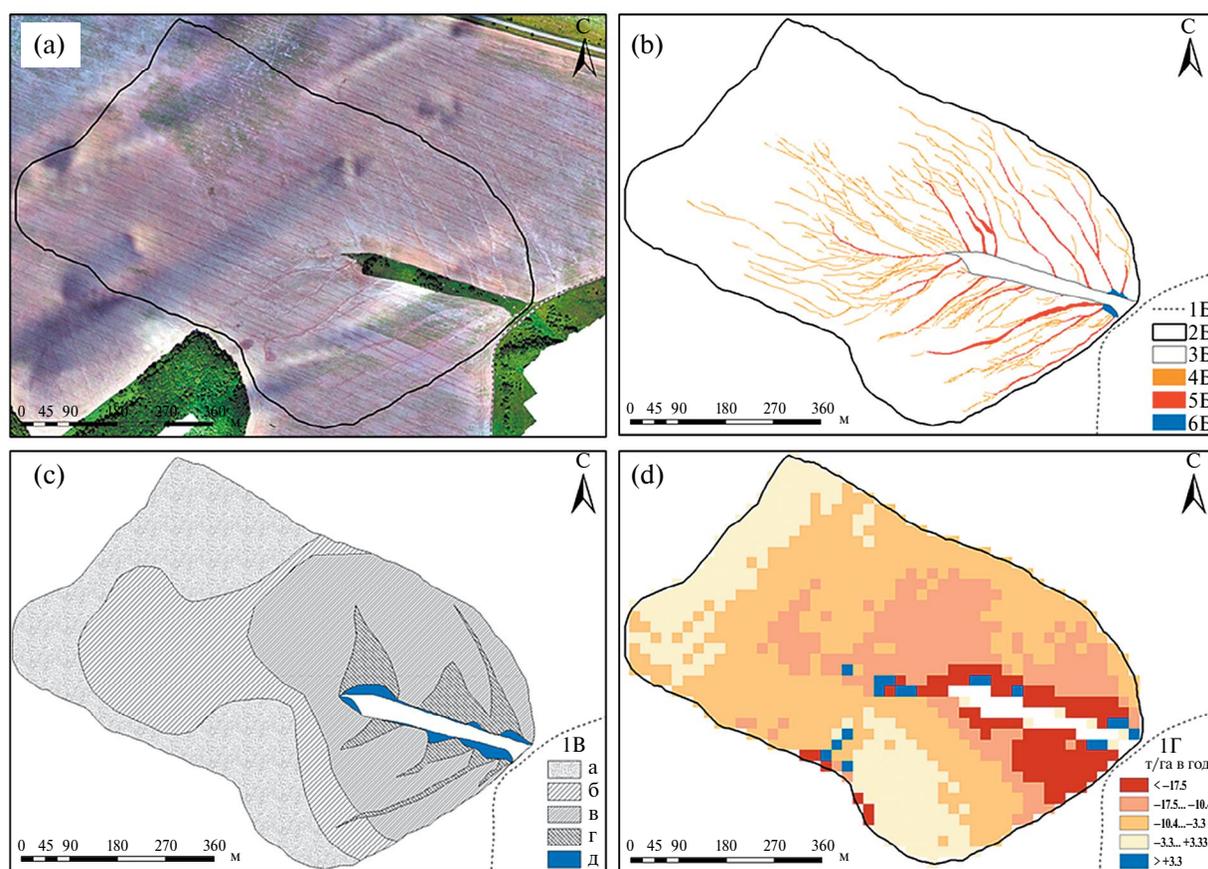


Рис. 2. а – ортофотоплан водосбора Ломовец; б – карта-схема сети промоин и крупных конусов выноса; с – карта эродированности почвенного покрова; д – карта расчетных темпов эрозионно-аккумулятивных процессов на водосборе Ломовец. 1Б – грунтовая дорога; 2Б – граница водосбора; 3Б – граница залуженной с отдельными деревьями и кустарниками части водосбора; 4Б – небольшие промоины; 5Б – крупные промоины, в основном сформировавшиеся по днам потяжин, хорошо выраженным в рельефе; 6Б – крупные конуса выноса на краю пашни; 1В – степень смывости почв: а – несмытые, б – слабо-, в – средне-, г – сильносмытые, д – намытые; 1Г – темпы эрозии почв (–) и аккумуляции наносов (+).

Расчеты темпов эрозионно-аккумулятивных процессов по модели WaTEM/SEDEM. Основной блок WaTEM/SEDEM [61, 63] для расчета смыва базируется на модифицированном уравнении RUSLE [55] и включает схожие параметры. Эрозионный индекс осадков был взят из базы данных Global Rainfall Erosivity [52]. Почвозащитный коэффициент севооборотов изменялся во времени в связи с различным набором культур, включенных в севооборот. Для реконструкции севооборотов использовали обобщенные данные по площадям посевов различных культур и используемых севооборотов из справочной литературы и архивных источников. Эродируемость почв рассчитывали на основе аналитических данных о свойствах почв. Содержание органического вещества определяли по методу Тюрина с фотоколориметрическим окончанием [10], гранулометрический состав почвы – методом седиментации [9]. Подробный анализ свойств почв и их эродируемости представлен в работе [35]. Для расчета LS-фактора использовали цифровую модель рельефа, созданную на основе съемки рельефа БПЛА с разрешением ячейки 20 × 20 м для учета влияния мезорельефа. Обработку полученных данных проводили в программах ArcGIS 10.5, SAGA GIS и WaTEM/SEDEM v2004.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Реконструкция продолжительности земледельческого освоения водосбора Ломовец. Водосбор Ломовец на период проведения Генерального межевания в 1785 г. в основном не использовался в качестве пашни. Только примерно 10% от общей площади было распахано. Вплоть до середины 1820-х гг. данная территория была слабо заселена, так как находилась в стороне от основных торговых путей. Так, на подробной карте Российской Империи и близлежащих заграничных владений, изданной в 1816 г. [33], с. Ломовец и близлежащие деревни не показаны. Однако уже на Специальной карте западной части России Шуберта 1832 г. издания того же масштаба, что и карта 1816 г., оно показано. Но главное – на карте 1832 г. изображена дорога с переправой через р. Оку рядом с с. Ломовец, которая соединяет старые торговые пути: Орел–Мценск и Орел–Болхов. На Трехверстовой военно-топографической карте издания 1861 г. вся территория водосбора, за исключением днища и бортов ложбины, показана как пашня. В этой связи можно с высокой долей уверенности утверждать, что продолжительность распашки водосбора составляет 200 ± 10 лет. Информация со старых карт разных лет издания позволяет предполагать, что с первой четверти XIX в. и вплоть до середины XX в. по подножию склона южной части водосбора вдоль ложбины проходила грунтовая дорога. Она пересекала обрабатываемую часть водосбора

в юго-западном направлении и соединяла села Ломовец и Паутово (рис. S2). В качестве полосы для прогона домашних животных данный путь сохранялся вплоть до 1985 г. Нераспахиваемое днище ложбины, вероятно, до начала 1990-х гг. использовалось для выпаса домашних животных, так как с. Ломовец было большим, и существовал дефицит пастбищ в условиях, когда пойменные луга р. Оки использовались как сенокосы.

Оценка потерь почвы за весь период земледельческого освоения на основе почвенно-морфологического метода. Результаты детальной почвенно-эрозионной съемки, выполненные для основной части водосбора, занятой пашней, позволили создать карту-схему ареалов почв разной степени смытости. Она отражает суммарные потери почв, обусловленные смывом почвы при ливневом и талом стоке воды, механическое перемещение почвы орудиями ее обработки и вынос почвы с урожаем корнеплодов при их уборке. Кроме того, следует учитывать, что данная территория до ее земледельческого освоения была облесена. Следовательно, сведение леса предполагало корчевание пней, что также приводило к механическим нарушениям почвы.

Во многом, в связи с этим фактически в качестве эталона в равной мере правомерно принимать почвы с мощностью горизонтов A+AB 52 см и 56 см.

Но следует учитывать, что несмытые почвы мощностью 56 см располагаются в непосредственной близости от существовавшей длительное время грунтовой дороги, а впоследствии скотопрогона, проходивших от верховьев залуженной ложбины по направлению к краю лесного массива, расположенного к юго-западу от водосбора (рис. S3). Можно предположить, что повышенная мощность почв в этих точках может быть связана с намывом почвы.

Темпы эрозии по почвенно-морфологическому методу были рассчитаны с и без учета самовосстановления почв (табл. S1). Кроме того, расчеты были выполнены для трех вариантов пространственной интерполяции данных. Данный подход позволил определить диапазон среднегодового смыва с площади водосбора при допущении распашки всего водосбора за исключением залуженной части в течение всего срока. Для варианта без учета самовосстановления почв темпы выноса почвы за пределы пашни составили 6.9–9.3 т/га в год, а при учете самовосстановления 11.4–13.5 т/га в год.

Отметим, что почвенно-морфологический метод учитывает вклад механической эрозии, темпы которой при отвальной обработке пашни, практикуемой на водосборе, могут быть сопоставимы с интенсивностью водно-эрозионных процессов [62]. Так, в Бельгии на лёссовых почвах темпы механической эрозии составляют 8.7 т/га в год [61]. Однако точность количественных оценок темпов

механической эрозии пока невысока и дополнительные полевые эксперименты необходимы для повышения достоверности расчетных оценок [42]. Тем не менее механическая эрозия способствует перераспределению почвенного материала на пашне, но не выносу его за ее пределы, поэтому влияние данного процесса на балансы наносов небольшое.

Оценка эрозионных потерь почвы за постчернобыльский период. Эпюры вертикального распределения ¹³⁷Cs позволяют достоверно определить накопления смытого материала в днище ложбины с мая 1986 г., когда произошло выпадение ¹³⁷Cs из атмосферы после аварии на ЧАЭС [64, 47]. Слой с максимальным содержанием ¹³⁷Cs соответствует поверхности почвы в момент выпадения изотопа. Соответственно, толща, накопившаяся выше него, отложилась в период с 1986 по 2022 гг. Только в разрезе MVL-2 пик несколько размыт (рис. 3), что вносит небольшую неопределенность с фиксацией поверхности почвы на май 1986 г. Тем не менее, отчетливо прослеживается увеличение слоя аккумуляции наносов за постчернобыльский период от

разреза MVL-4, расположенного в верхней части залуженного участка к разрезу MVL-1, который находится непосредственно выше грунтовой дороги с 24 см до 63 см. Подобная закономерность соответствует структуре стока воды и наносов на данном водосборе, когда часть стока идет вдоль напаша и переливается через нее только ближе к приустьевой части ложбины, где расположен разрез MVL-1. Там же за счет общего падения уклона днища ложбины, ее расширения и подпора, возникающего за счет небольшой насыпи грунтовой дороги, происходит уменьшение скоростей временного водотока.

С использованием данных о мощности аккумулятивных отложений, по результатам ручного бурения по поперечным профилям, были получены с применением разных способов интерполяции точечных данных на площадь залуженной части водосбора величины суммарных объемов аккумуляции за постчернобыльский период и определены среднегодовые темпы аккумуляции в нераспаханной части водосбора (табл. S2). Исходя из допущения, что основной объем наносов, смытых

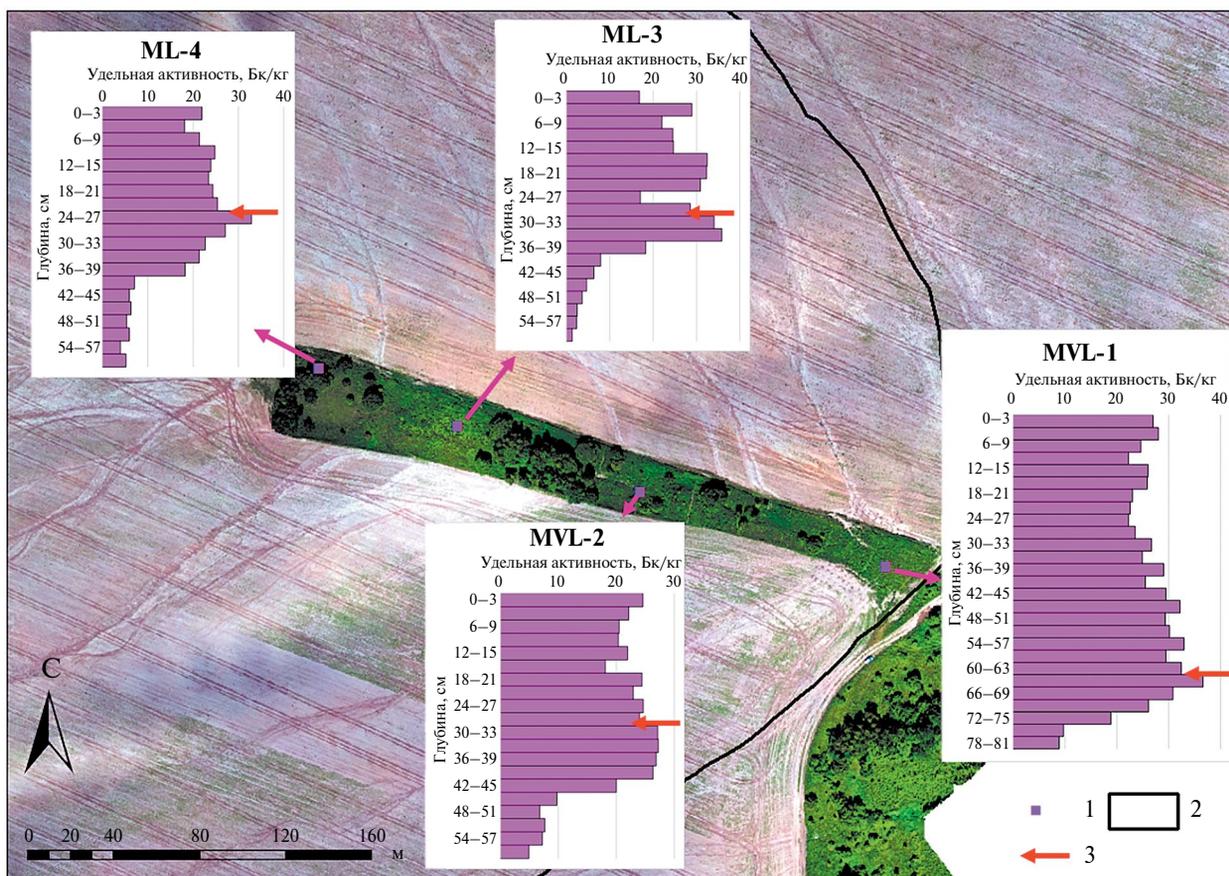


Рис. 3. Расположение почвенных разрезов в днище балки и эпюры распределения удельной активности ¹³⁷Cs по глубине. 1 – местоположение разреза; 2 – грунтовая дорога, 3 – предполагаемая поверхность на момент выпадения ¹³⁷Cs в 1986 г.

с пашни, переотлагался внутри залуженной части водосбора, были получены среднегодовые величины смыва. Они оказались в 1.3–1.8 раз меньше величин смыва за единичное эрозионное событие.

Были проанализированы доступные космические снимки водосбора за период с 1985 г. до момента отбора проб в июне 2022 г. В течение всех 37 лет пашня использовалась в указанных границах, распашка проводилась ежегодно.

При интерпретации оценок эрозии почв на основе радиоцезиевого метода важно учитывать редкую повторяемость и малый слой стока при снеготаянии в период 1987–2020 гг. (табл. 1). Новосильская ЗАГЛОС располагается всего в нескольких десятках километрах к востоку от водосбора Ломовец. Фактически существенное сокращение талого стока началось с 1975 г., которым датируется начало периода потепления климата. При этом в 1987–1998 гг. сток воды в период снеготаяния формировался в основном до 1990 г. Можно предполагать, что в данный интервал времени наряду со стоком воды мог происходить и смыв почвы в период снеготаяния. Но учитывая незначительный слой стока воды, который в среднем за 1987–1998 гг. составил 13–21 мм в зависимости от характера обработки почвы и невысокую мутность стока, характерную для периода снеготаяния [25], он не мог превышать ранее установленный среднегодовой смыв для лесостепной зоны ЕТР, составлявший 1 т/га в год [36]. В XXI в. поверхностный сток в период снеготаяния практически не формировался. Следовательно, подавляющая часть наносов, накопившихся за постчернобыльский период в залуженной части водосбора, является продуктами ливневого смыва.

Темпы смыва за единичное эрозионное событие. Измеренная площадь крупных промоин всего водосбора составила 7580 м², а их суммарный объем 190 м³. Мелкие промоины плохо диагностируются при полевом обследовании, что зачастую приводит к недоучету их вклада [41, 53]. Площадь мелких промоин составила 4370–13100 м² при допущении,

что их глубина равна 1 см, а ширина варьирует от 0.5 до 1.5 м. Объем вымытой из мелких промоин почвы составил 44–131 м³. Общий объем перемещенных за эрозионное событие наносов составляет 234–321 м³, что соответствует 281–385 т при плотности почвы 1.2 г/см³.

Суммарный объем отложений в зонах аккумуляции составил 346 м³, что соответствует 311–346 т с учетом, что плотность свежих наносов равна 0.9–1 г/см³. Таким образом, объемы и масса материала, переотложившегося на границах пашни и в залуженном днище ложбины, оказались сопоставимы с объемом и массой почвы, смытой с пашни. Вклад плоскостного смыва в этих расчетах не учитывался. Отметим, что это частично компенсируется недоучетом переотложения наносов внутри пашни в виде мелких конусов и шлейфов. Темпы смыва с пашни за единичное эрозионное событие составили 6.8–9.4 т/га. Различия в оценках объемов смытого и переотложившего по краю пашни и в залуженном днище почвенного материала составили порядка $10 \pm 5\%$ при сопоставлении с верхним значением величины смыва, определенной на основе обмера сети водороев. Незначительная часть взвешенных наносов транспортировалась совместно со стоком воды за пределы водосбора. Важно отметить, что основной объем смытого с пашни материала переотложился по краю пашни и в нераспаханной части водосбора, включающей собственно ложбину с ее бортами, а также фрагменты подножий южного склона водосбора. Это свидетельствует, что при ливневом смыве подавляющая часть смытых с пашни наносов переоткладывается по нижнему краю полей и на небольшом удалении от них.

Согласно данным наблюдений по двум ближайшим метеостанциям Орел и Мценск, между которыми расположен водосбор, за последние 18 лет в теплое время года в среднем выпадает 2.3–2.9 дождя со слоем 20–30 мм. При этом в мае в среднем выпадает 0.4 дождя, тогда как в июне 1.1. В наиболее эрозионно-опасный период, к которому относятся период с начала мая и до конца

Таблица 1. Обобщенные по временным интервалам характеристики стока в период снеготаяния по данным наблюдений на Новосильской агролесомелиоративной станции за различные интервалы времени (по данным [6, 30])

Годы	Среднегодовой сток воды, мм		Коэффициент стока		Число лет без стока	
	зябь	уплотненная пашня	зябь	уплотненная пашня	зябь	уплотненная пашня
1959–1974	43	53	0.43	0.57	0	0
1975–1986	13	26	0.14	0.22	4	1
1987–1998	13	21	0.16	0.26	4	3
1999–2020	2	2	0.01	0.03	20	18

июня, особенно для посевов пропашных, ежегодно в среднем выпадает 1.5 ливня с аналогичным словом. Ключевую роль помимо слоя осадков играет их максимальная интенсивность. К сожалению, эти данные отсутствуют. Важно отметить, что в данном случае, судя по структуре сети промоин, слой и интенсивность дождя были достаточно равномерны по всему водосбору.

Оценка темпов перераспределения почв на водосборе с использованием модели WaTEM/SEDEM. Расчеты темпов смыва/аккумуляции наносов на пашни и выноса материала за пределы обрабатываемых склонов представлены в табл. 3S. Оценки перераспределения наносов выполнены для различных севооборотов, один из которых предполагает стандартный набор сельскохозяйственных культур, который использовался начиная с 1950-х гг. и до начала нынешнего столетия с незначительной долей пропашных культур. С середины первого десятилетия 2000-х гг. в Орловской области стала нарастать доля площадей пашни под посевами пропашных культур, к которым относятся сахарная свекла (фабричная), масличные культуры, соя, рапс, горчица. К настоящему времени она увеличилась в 3.8 раза с 2000 г., тогда как площадь посевов кормовых культур с 2000 г. снизилась практически в 2.8 раза. Так как пашня водосбора Ломовец принадлежит компании РусАгро, которая специализируется на выращивании сахарной свеклы для производства сахара, то использование коэффициента почвозащитной роли севооборотов 0.45 представляется обоснованным для оценки темпов

перераспределения наносов за последние десятилетия. Кроме того, в период с начала распашки и минимум до начала XX в. в Орловской области использовали трехпольный севооборот, который включал пар, почвозащитный коэффициент севооборотов также был равен 0.45 [15].

ОБСУЖДЕНИЕ

Изменения темпов перераспределения наносов на водосборе за разные интервалы времени. В обобщенном виде результаты определения перераспределения наносов на водосборе Ломовец за разные интервалы времени представлены в табл. 2. Точность определения темпов и объемов перемещенного материала при каждом из используемых методов не абсолютна, но достаточна для выявления трендов и их флуктуаций во времени. Морфологические особенности склонов водосбора не способствуют переотложению значительных объемов наносов по пути их транспортировки к нижнему краю поля, поэтому при использовании почвенно-морфологического метода не было выявлено участков намывных почв повышенной мощности. Последствия эрозионного события показывают, что аккумулятивные конусы, сформировавшиеся по пути транспорта наносов внутри пашни, небольшие по площади и мощности отложений.

Консервативные факторы (рельеф и противоэрозионная устойчивость почв) мало меняются в течение 200 лет распашки водосбора. Изменения темпов эрозии почв во времени преимущественно

Таблица. 2. Результаты оценок перераспределения наносов на пашне водосбора Ломовец, полученные на основе использования различных методов, т/га в год

Параметр	Метод			
	БПЛА съемка и метод водорои	радиоцезиевый	почвенно-морфологический	эрозионное моделирование
Интервал времени	Эрозионное событие 31 мая 2022 г.	1986–2022 гг.	1820–2022 гг.	50 ± 25 лет от 2022 г.
Темпы перемещения наносов внутри пашни без учета аккумуляции наносов	6.8–9.4	—	11–12* 7–8	8.9–13.5
Темпы аккумуляции наносов на склонах (без учета аккумуляции на границе пашни с нераспахиваемым днищем ложбины)	Трудно определить	—	0.8* 1.3	0.8–2.3
Темпы выноса наносов за пределы пашни	8	4.2–6.9	10.7* 6.2	8.1–11.2**

* С учетом самовосстановления почв.

** С учетом аккумуляции у нижней границы пашни.

контролируются: а) условиями формирования такого стока, повторяемостью и распределением внутри теплого времени года стокоформирующих ливней; б) набором высеваемых сельскохозяйственных культур, периодичностью и способами обработки почвы; в) изменением границ полей.

Сокращение склонового поверхностного стока в период снеготаяния, начиная с последней четверти XX в., затронуло не только север лесостепной зоны ЕТР, но и распространилось на большей части южной половины Восточно-Европейской равнины [17]. Аналогичная тенденция отчетливо проявляется и на равнинах умеренного пояса Центральной и Западной Европы [49]. Одновременно происходит усиление интенсивности и повторяемости ливневых осадков в Германии и в целом в Европе. Число стокоформирующих ливней выросло в Германии на 45% в период 1981–2013 гг., по сравнению с периодом 1960–1980 гг. [43].

В отличие от Западной и Центральной Европы для ЕТР и ее центральной части пока характерны разнонаправленные тенденции изменений повторяемости ливней [40]. Статистически значимый рост повторяемости сильных ливней прослеживается только в Предкавказье, а также на юго-западе ЕТР России [39].

Согласно результатам длительного мониторинга эрозии почв на пашне, основным фактором, контролирующим ее темпы, является проективное покрытие почв [41, 54]. В этой связи для водосбора Ломовец, как и в целом Орловской области, ключевым изменением в части тренда темпов смыва в последние 20 лет стало существенное увеличение доли пропашных культур в севооборотах. Тем самым, оценки интенсивности смыва, полученные на основе радиоцезиевого метода, характеризуют, с одной стороны, интервал времени с полным доминированием ливневого смыва, а с другой стороны, около половины данного временного интервала приходится на период с резким увеличением доли пропашных культур в севообороте. Таким образом, можно утверждать, что современные среднегодовые темпы смыва на водосборе Ломовец точно превышают среднегодовые потери почвы за постчернобыльский период.

Расчеты темпов выноса почвенных частиц с пашни, полученные на основе расчетов по модели WaTEM/SEDEM, несколько больше этих значений, но они включают переотложение смытых наносов по краю пашни. Результаты съемки водосбора с БПЛА и обмеры аккумулятивных тел, сформировавшихся на границе пашни и нераспаиваемых подножий склоны и ложбины, позволили установить, что здесь переотложилось около 55% смытого со склонов почвенного материала. Согласно расчетам модели, среднегодовой вынос материала за пределы пашни составляет 3.1–3.5 т/год,

т.е. на долю аккумуляции по краю пашни, приходится 61–68% от суммарного расчетного объема, вынесенного к краю поля и за его пределы материала. В настоящем случае в расчетах не использовали блок расчета механической эрозии, так как она приводит к перераспределению почвенного материала внутри пашни, но не выносу за ее пределы. Большая плавность склонов водосбора, за исключением сети потяжин в северной половине водосбора, предполагает относительно равномерное и незначительное смещение почвы вниз по склону по его длине. Кроме того, обработка почвы с использованием сельскохозяйственной техники велась на водосборе Ломовец только последние 70–80 лет. При пахоте с использованием в качестве тягловой силы лошадей вклад механической эрозии в перераспределение почвы внутри пашни многократно ниже.

Изменения границ полей являются существенным фактором, влияющим на перераспределение наносов [57, 65]. Так, укрупнение полей при переходе от частных наделов к коллективным хозяйствам, которое происходило повсеместно в конце 1920-х гг. и начале 1930-х гг., вероятно, стимулировало усиление темпов смыва за счет увеличения протяженности линий тока и площадей микроводосборов. Отсутствие детальных картографических материалов вплоть до колхозного периода не позволяет достоверно судить о числе крестьянских наделов на исследуемом водосборе. Из исторических документов известно, что к началу XX в. в Орловской губернии были самые малые по сравнению с соседними регионами размеры земельных наделов из-за высокой плотности сельского населения [18], что вынуждало крестьян переходить от трехполья к двуполью, а в некоторых случаях даже к однополюю. Крестьяне обрабатывали свою землю с помощью одноконной сохи и деревянной бороны [11]. Можно предположить, что крестьяне с Ломовец, на границе которого расположен водосбор, также имели ограничения по площади земельных наделов. Подобная ситуация, вероятно, существовала вплоть до коллективизации. Возможно, что именно в этот период сформировались потяжины, особенно хорошо выраженные в рельефе левого борта водосбора и располагающиеся на относительно равном расстоянии друг от друга (рис. 2b). Они могли возникнуть за счет размыва межей между наделами крестьян. В любом случае характер обработки почвы в этот период способствовал поддержанию ее водопроницаемости, что снижало вероятность формирования ливневого стока и смыва. Талый сток, преимущественно, концентрировался по межам между наделами, которые служили удобным путем для сброса воды. Укрупнение полей произошло в начале 1930-х гг., но наиболее значимые изменения условий формирования стока произошли во второй половине

XX в. В этот период стала использоваться сельскохозяйственная техника для обработки почвы и посевов, а также уборки урожая, что сказалось на ухудшении структуры серых лесных почв [34] и на их водопроницаемости, которая сократилась в связи с формированием переуплотненного слоя ниже пахотного горизонта. Таким образом, правомерно предполагать, что до начала обработки почв с использованием сельскохозяйственной техники среднегодовые темпы смыва были несколько ниже, чем в период с начала 1950-х гг. и до настоящего времени.

Таким образом, полученные оценки за разные периоды свидетельствуют о существенных флуктуациях темпов эрозионно-аккумулятивных процессов за прошедшие 200 лет. Среднеголетние оценки эрозии почв за агрикультурный период колеблются от 7 до 12 т/га в год согласно почвенно-морфологическому методу. В доиндустриальный период темпы плоскостного и ручейкового смыва, вероятно, не могли быть высокими в связи с небольшими размерами отдельных полей и грубой обработкой почвы с использованием сохи [32]. В середине XX в. произошло существенное увеличение темпов эрозии почв. Наиболее сильный смыв, наблюдался в 1960-е—1980-е гг. в условиях одновременного воздействия ливневого и талого смыва, использования тяжелой тракторной и уборочной техники, а также распашки укрупненных пахотных угодий. В последние 30 лет темпы эрозии почв снова снизились. Согласно оценкам по радиоцезиевому методу, темпы смыва за постчернобыльский период составили 4.2—6.9 т/га в год, что меньше среднеголетних темпов эрозии почв за весь агрикультурный период. Такое снижение темпов эрозии почв в последнее десятилетие характерно в целом для ЕТР [5, 7, 12]. Уменьшению темпов эрозионных потерь в последние десятилетия преимущественно способствовало резкое сокращение талого смыва в результате глобального потепления. Также в период до середины 2010-х гг. пашня водосбора была разделена на ряд самостоятельных полей, которые меняли форму и площадь в разные годы, что могло способствовать частично-перееотложению наносов на их границах.

В последнее десятилетие в Орловской области наметился тренд возрастания темпов эрозии почв за счет увеличения доли пропашных культур (рис. S2). Согласно расчетным данным по модели WaTEM/SEDEM, такие изменения в составе севооборотов могут привести к повышению темпов эрозии почв выше среднеголетних за агрикультурный период в случае отсутствия применения специализированных агротехнических или иных противоэрозионных мероприятий.

Пространственные изменения эрозионно-аккумулятивных процессов по площади водосбора. Для борьбы с эрозией почв важное значение имеет

не только суммарные темпы эрозии почв, но и пространственная структура эрозионно-аккумулятивных процессов. Традиционным (визуально-экспертным) методом была создана карта эродированности почв водосбора Ломовец (рис. 2с). Карты расчетных темпов смыва почв (рис. 2d) были преобразованы с учетом соответствия степени эродированности почв и темпов эрозионных потерь, умноженных на длительность распашки (табл. S4).

На основе полученных картографических материалов были рассчитаны суммарные площади ареалов почв разной степени смытости и намытости. Оценка площадей почв разной степени деградации на основе мощностей гумусированной толщи проведены по четырем картам: визуально-экспертного картографирования (рис. 2с), а также автоматических способов интерполяции: кригинг, метод обратных взвешенных расстояний и сплайн. На рис. 4 показаны средние значения полученных результатов, а также пределы погрешностей, соответствующие минимальным и максимальным значениям. Полученные результаты демонстрируют очень высокую вариабельность в оценках площадей несмытых и слабосмытых почв на основе использования разных методов интерполяции точечных данных. Применение автоматической интерполяции показало значительно меньшую площадь несмытых почв, но при этом большую площадь слабосмытых почв по сравнению с визуально-экспертным картографированием. Кроме того, применение автоматической интерполяции очевидно недостаточно четко охарактеризовало суммарную площадь небольших ареалов сильносмытых и намытых почв, занизив их площади, по сравнению с визуально-экспертным способом.

В свою очередь площади почв разной степени деградации на основе моделирования были рассчитаны для двух сценариев с использованием значений С-фактора 0.29 и 0.45, а также с/без учета самовосстановления почв по аналогии с балансовыми оценками.

Оценки площадей и пространственной структуры потенциальной деградации почв от эрозии по эрозионной модели (рис. 2d) значительно совпадают с пространственным распределением почв разной степени эродированности, оцененных на основе визуально-экспертного картографирования (рис. 2с).

Больше всего ареалы почв разной степени эродированности на обеих картах схожи в северной и западной частях водосбора. Наиболее значительные отличия выявляются на юге водосбора, где расчетные данные существенно больше значений, установленных на основе применения почвенно-морфологического метода. Следует учитывать, что несмотря на достаточно высокую плотность

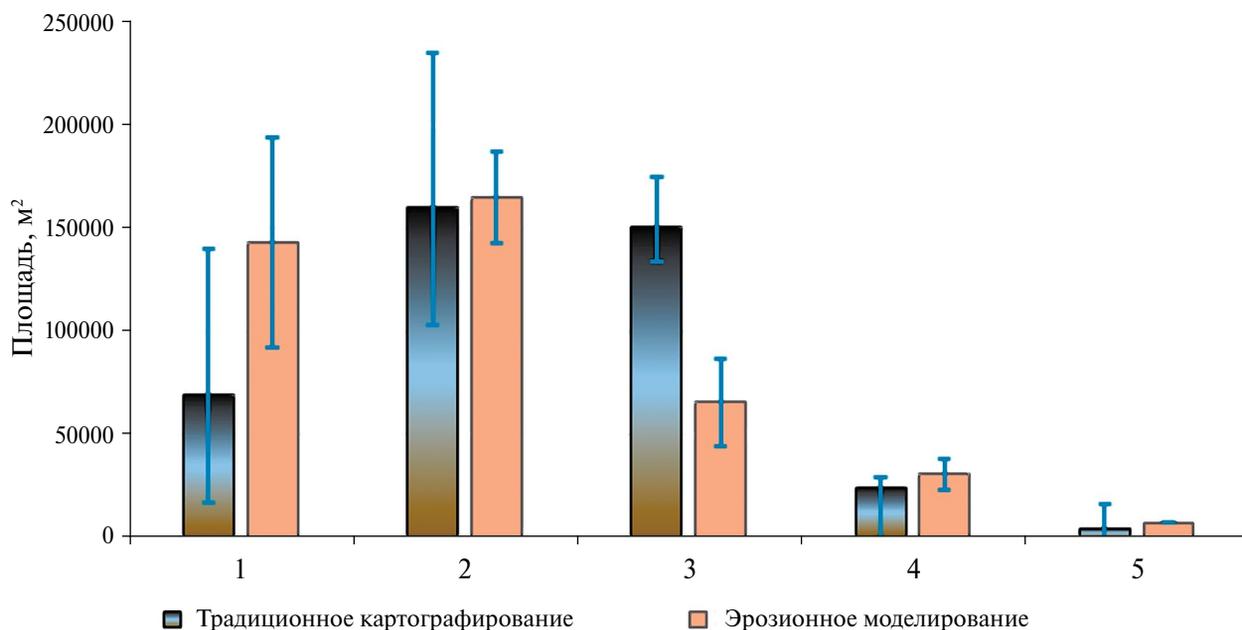


Рис. 4. Суммарная площадь ареалов почв разной степени смывости, полученные на основе морфологических свойств почв и эрозионного моделирования: 1 – несмытые, 2 – слабо, 3 – средне, 4 – сильносмытые, 5 – намывые.

точек обследования, выделения отдельных контуров почв не в полной мере обосновано.

В ряде случаев, например, внутри контура среднесмытых почв на северном склоне искусственно игнорируются две точки, в которых выявлены аномально высокие значения мощностей горизонтов А+АВ. Возможно, повышенная мощность в них обусловлена высокой аккумуляцией наносов на данном участке склона, связанной с наличием искусственной преграды. Например, в 1960-е гг. на зиму в поле часто оставляли стога соломы. Данная солома использовалась для прикорма скота в зимнее время, а также для постилок на бетонных полах в коровниках. В то же время для основной части склона северной половины водосбора отмечается хорошая пространственная сходимости контуров, полученных на основе двух независимых методов.

Причин существенных различий между площадями контуров сильносмытых почв на склоне южной половины водосбора, полученных на основе применения двух независимых методов, может быть несколько. Во-первых, граница пашни за весь период земледельческого освоения могла смещаться, так как именно здесь проходила грунтовая дорога между селами Ломовец и Паутово (рис. S3). Во-вторых, нельзя исключать, что периодически нижняя часть данного склона не пахалась и использовалась в качестве пастбища, например, это видно на снимке 1985 г. (рис. S5). В итоге периодического смещения границы пашни потери почвы при смыве за один период времени компенсировались переотложением наносов в другие временные

интервалы. Подобная ситуация весьма характерна для пахотных угодий и часто находит документальное подтверждение [45, 57, 65]. В итоге фактическая степень смывости нижней части данного склона несколько ниже расчетной, так как расчеты по модели базируются на существующей в настоящее время структуре землепользования.

Наконец, результаты многолетних мониторинговых наблюдений на конкретных полях, расположенных в пределах компактных территорий, свидетельствуют об очень высокой пространственно-временной вариабельности эрозии, связанной как с различиями в наборе культур, высеваемых на соседних полях в конкретный год, так и с существенными различиями в интенсивности и слое ливневых осадков на небольшом расстоянии [3, 53]. Так, 17-летний мониторинг 86 полей смыва почв на севере Германии позволил оценить величины среднегого смыва в 0.85 т/га в год с диапазоном 0.2–2.81 т/га в год. Но максимальный зафиксированный смыв с одного поля составил 53 т/га за событие [59].

Структура промоинно-ручейковой сети, сложившаяся в результате единичного эрозионного события, в целом очень хорошо соответствует контурам почв с различной степенью смывости, созданной на основе расчетов по эрозионной модели (рис. 2b). Так, в сравнительно пологом западной части водосбора нет крупных промоин, но густота мелких промоин увеличивается по длине склона. Крупные промоины равномерно распространены на южном и северном склонах водосбора с ростом

их числа и размеров вниз по склону. К сожалению, в настоящем исследовании не использовались машинное обучение, при применении которого повышается точность картирования на основе съемок, выполненных с дрона. Но в любом случае оценить вклад плоскостного смыва даже в этом случае невозможно [50].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Детальное изучение процессов эрозии и аккумуляции на малом пахотном водосборе Ломовец с использованием набора полевых методов позволило оценить темпы перераспределения наносов за различные интервалы времени от всего периода земледельческого освоения до единичного эрозионного события и оценить пространственное распределение участков смыва/намыва почв.

Среднегодовые потери почвы за счет водной (талой и ливневой) и механической эрозии, а также потерь почвы с урожаем за весь период земледельческого освоения составили 6.2–9.3 т/га в год. При этом в данном случае вклад водной эрозии почв в суммарные потери является доминирующим, так как общая плавность склонов водосбора снижает эффект перераспределения почвенного материала за счет механической эрозии. Данные о динамике изменений площадей эродированных почв в Орловской области позволяют утверждать, что в период с конца 1950-х гг. произошло резкое усиление темпов потерь почвы, что обусловлено повсеместным использованием тяжелой сельскохозяйственной техники, а в последние годы отчасти с ростом доли потерь почв при уборке корнеплодов.

С использованием радиоцезиевого метода определены объемы наносов, смытых с пашни и накопившихся в задернованной ложбине за постчернобыльский период (1986–2022 гг.), что позволило оценить среднегодовые потери почвы с распаханной части водосбора в 4.2–6.9 т/га в год в основном за счет ливневого смыва. Данные наблюдений за талым стоком на Новосильской ЗАГЛОС указывают на его резкое сокращение вплоть до прекращения в последние 20 лет. В результате сокращения талого смыва темпы смыва за постчернобыльский период оказались меньше среднесреднегодных темпов эрозии почв за весь агрикультурный период

Увеличение доли пропашных культур в составе севооборотов как в целом в Орловской области, так и конкретно на исследованном водосборе в последние десятилетия способствует возрастанию темпов водной эрозии почв. Согласно расчетам по модели WaTEM/SEDEM, такие изменения в составе севооборотов могут привести к повышению темпов эрозии почв выше среднесреднегодных за агрикультурный период в случае отсутствия

применения специализированных агротехнических или иных противоэрозионных мероприятий.

На основе оценок потерь почвы за счет ливневого стока и смыва и переотложившихся по нижнему краю поля и в залуженной ложбине за эрозионное событие наносов установлено, что не более 10% смытой почвы было вынесено со стоком за пределы водосбора, 55% смытых наносов переотложилось в конусах выноса и шлейфах, образовавшихся на границе пашни и залуженной части водосбора. Оставшиеся 35% наносов переотложилась в днище и на бортах частично закустаренной и залесенной ложбины. Пространственная структура единичного эрозионного события оказалась в значительной степени близка пространственной структуре расположения ареалов смытых и намытых почв, сформировавшихся за весь агрикультурный период.

Оценки потерь почвы с использованием модели WaTEM/SEDEM в целом сопоставимы с результатами определения потерь почв на основе почвенно-морфологического метода при условии учета перераспределения наносов до нижних границ пашни. Пространственное размещение контуров и суммарные площади ареалов почв разной степени смытости и намытости на картах, составленных на основе почвенно-эрозионного картографирования и расчетов по модели, в значительной степени совпадают. Это является свидетельством адекватного учета в модели механизмов перераспределения почвы процессами водной эрозии.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда (проект № 22-17-00071, <https://rscf.ru/project/22-17-00071/>).

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют об отсутствии у них конфликта интересов.

ДОПОЛНИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Онлайн-версия содержит дополнительные материалы, доступные по адресу <https://doi.org/10.31857/S0032180X24050076>

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Амелин А.В., Петрова С.Н.* Особенности изменений климата на территории Орловской области за последние 100 лет и их влияние на развитие растениеводства в регионе // Вестник Орловского гос. аграрного ун-та. 2006. № 2–3. С. 76–79.
2. *Георгиади А.Г., Коронкевич Н.И., Капустина Е.А., Барабанова Е.А.* Природно-климатические и антропогенные изменения стока Волги и Дона //

- Фундаментальная и прикладная климатология. 2016. № 2. С. 55–78.
<https://doi.org/10.21513/2410-8758-2016-2-55-78>
3. *Голосов В.Н.* Использование радиоизотопов при исследовании эрозионно-аккумулятивных процессов // Геоморфология. 2000. № 2. С. 26–33.
 4. *Голосов В.Н., Беляев В.Р., Маркелов М.В., Шамшурина Е.Н.* Особенности перераспределения наносов на малом водосборе за различные периоды его сельскохозяйственного освоения (водосбор Грачева Лощина, Курская область) // Геоморфология. 2012. № 1. С. 25–35.
<https://doi.org/10.15356/0435-4281-2012-1-25-35>
 5. *Голосов В.Н., Геннадиев А.Н., Олсон К.Р., Маркелов М.В., Жидкин А.П., Чендев Ю.Г., Ковач Р.Г.* Пространственно-временные особенности развития почвенно-эрозионных процессов в лесостепной зоне Восточно-Европейской равнины // Почвоведение. 2011. № 7. С. 861–869.
 6. *Голосов В.Н., Жидкин А.П., Петелько А.И., Осипова М.С., Иванова Н.Н., Иванов М.М.* Полевая верификация эрозионных моделей на основе исследований малого водосбора в бассейне р. Воробжи (Курская область) // Почвоведение. 2022. № 10. С. 1321–1338.
<https://doi.org/10.31857/S0032180X22100045>
 7. *Голосов В.Н., Иванова Н.Н., Гусаров А.В., Шарифуллин А.Г.* Оценка тренда деградации пахотных почв на основе изучения темпов формирования стратоземов с использованием ¹³⁷Cs в качестве хрономаркера // Почвоведение. 2017. № 10. С. 1–15.
<https://doi.org/10.7868/S0032180X17100033>
 8. *Голосов В.Н., Маркелов М.В., Беляев В.Р.* Современные тенденции перераспределения наносов в центре Русской равнины // Эрозия почв и русловые процессы. 2010. Т. 17. С. 46–60.
 9. ГОСТ 12536-2014. Грунты. Методы лабораторного определения гранулометрического (зернового) и микроагрегатного состава.
 10. ГОСТ 26213-91. Почвы. Методы определения органического вещества.
 11. *Гулярян А.Б.* Состояние сельского хозяйства Орловской губернии в конце XIX века и роль земств в его улучшении // Вестник ОрелГау. 2006. № 2–3 С. 116–123.
 12. *Гусаров А.В., Шарифуллин А.Г., Голосов В.Н.* Современный тренд эрозии пахотных черноземов обыкновенных Приволжской возвышенности (Саратовская область) // Почвоведение. 2018. № 12. С. 1517–1538.
<https://doi.org/10.1134/S0032180X18120043>
 13. Доклад об экологической ситуации в Орловской области в 2021 году.
 14. *Иванова Н.Н., Голосов В.Н., Сидорчук А.Ю.* История сельскохозяйственного освоения европейской части России и его влияние на развитие эрозионных процессов // Пространственно-временные закономерности развития современных процессов природно-антропогенной эрозии на Русской равнине. Казань, 2019. С. 17–35.
 15. *Иванова Н.Н., Фомичева Д.В., Рухович Д.И., Шамшурина Е.Н.* Ретроспективный анализ истории сельскохозяйственного освоения и оценка темпов эрозии почв в бассейне р. Локна, Тульская область // Почвоведение. 2023. № 7. С. 872–886.
<https://doi.org/10.31857/S0032180X22601475>
 16. Карта физико-географического районирования СССР. Масштаба 1: 8 млн. М., 1983.
 17. *Кашутина Е.А., Ясинский С.В., Коронкевич Н.И.* Весенний поверхностный склоновый сток на Русской равнине в годы различной водности // Известия РАН. Сер. Географическая. 2020. № 1. С. 37–46.
<https://doi.org/10.31857/S2587556620010100>
 18. *Ковальченко И.Д., Бородкин Л.И.* Аграрная типология губерний Европейской России на рубеже XIX–XX веков // История СССР. 1979. № 1. С. 59–95.
 19. *Коротеев В.И.* Агроэкологическая оценка темно-серых лесных почв юга Нечерноземья. Дис. ... канд. с./х. наук. Курск, 2005. 194 с.
 20. *Ларионов Г.А., Кирюхина З.П., Самодурова Л.С.* Определение темпов смыва методом парных разрезов // Эрозия почв и русловые процессы. 2000. Вып. 12. С. 63–70.
 21. *Ларионов Г.А.* Эрозия и дефляция почв: основные закономерности и количественные оценки. М.: Изд-во МГУ, 1993. 200 с.
 22. *Лебедева М.Г., Крымская О.В., Толстопятова О.С.* Климатические условия Белгородской области // Географический атлас Белгородской области: природа, общество, хозяйство. Белгород: Константа, 2018. С. 71–76.
 23. *Лисецкий Ф.Н., Голусов П.В.* Воспроизводство сельскохозяйственных земель подверженных эрозионной деградации // Доклады Рос. акад. с./х. наук. 2012. № 3. С. 33–37.
 24. *Литвин Л.Ф., Кирюхина З.П., Краснов С.Ф., Добровольская Н.Г.* География динамики сельскохозяйственной эрозии почв на Европейской территории России // Почвоведение. 2017. № 11. С. 1390–1400.
<https://doi.org/10.7868/S0032180X17110089>
 25. *Литвин Л.Ф.* География эрозии почв сельскохозяйственных земель России. М.: ИКЦ Академника, 2002. 255 с.
 26. *Лукашина, П. И., Хархардина Е.Л.* Динамика изменения климата на территории Орловской области 2015–2021 гг. // Природные ресурсы: состояние и рациональное использование. Матер. Междунар. науч.-пр. конф. Орел, 15–16 декабря 2021 года. Орел: Орловский гос. ун-т им. И.С. Тургенева, 2022. С. 240–245.
 27. *Ляхов М.Е.* Климатические экстремумы в центральной части Европейской территории СССР

- в XIII–XX веках // Изв. АН СССР. Сер. География. 1984. № 6. С. 68–74.
28. Мельничук М.М., Мольчак Я.А. Определение роли отчуждения мелкозема с урожаем пропашных культур в проявлении эрозии // Двенадцатое межвузовское координационное совещание по проблеме эрозионных, русловых и устьевых процессов: краткие сообщения. Пермь, 1997. С. 104–105.
29. Пацукевич З.В., Геннадиев А.Н., Герасимова М.И. Допустимый смыв и самовосстановление почв // Почвоведение. 1997. № 5. С. 634–641.
30. Петелько А.И., Панов В.И. Характеристика поверхностного стока талых вод с разных угодий за 50 лет // Вестник АПК Ставрополя. 2014. № 4. С. 155–162.
31. Раскатов Г.И. Геоморфология и неотектоника территории Воронежской антеклизы. Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 1969. 164 с.
32. Соболев С.С. Развитие эрозионных процессов европейской на территории европейской части России и борьба с ними. Т. 1. М.–Л.: Изд-во АН СССР, 1948. 305 с.
33. Подробная карта Российской империи и близлежащих заграничных владений, подготовленная Собственным Его Императорского Величества Депо карт. М–б 20 верст в 1 дюйме. 1816 г.
34. Уткаева В.Ф., Сапожников П.М., Щепотьев В.Н. Влияние уплотняющего действия сельскохозяйственной техники на почвенную структуру // Почвоведение. 1986. № 2. С. 54–62.
35. Фомичева Д.В., Жидкин А.П., Комиссаров М.А. Полимасштабные оценки варьирования эродированности почв в условиях высокой неоднородности почвенного покрова северной лесостепи среднерусской возвышенности // Почвоведение. 2024. № 2. С. 314–358. <https://doi.org/10.31857/S0032180X24020116>
36. Чернышев Е.П. Тенденции изменения эрозии на территории Южной части Русской равнины // Вопросы антропогенных изменений водных ресурсов. М.: Изд-во АН СССР. 1976. С. 47–63.
37. Beuselink L., Steegen A., Govers G., Nachtergaele J., Takken I., Poesen J. Characteristics of sediment deposits formed by intense rainfall events in small catchments in the Belgian Loam Belt // Geomorphology. 2000. V. 32. P. 69–82. [https://doi.org/10.1016/S0169-555X\(99\)00068-9](https://doi.org/10.1016/S0169-555X(99)00068-9)
38. Bulygina O.N., Razuvaev V.N., Korshunova N.N., Groisman P.Ya. Climate variations and changes in extreme climate events in Russia // Environ. Res. Lett. 2007V. 2. P. 045020. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/2/4/045020>
39. Chizhikova N., Yermolaev O., Golosov V., Mukharamova S., Saveliev A. Changes in the Regime of Erosive Precipitation on the European Part of Russia for the Period 1966–2020 // Geosciences. 2022. V. 12(7). P. 279. <https://doi.org/10.3390/geosciences12070279>
40. Contractor S, Donat M.G, Alexander L.V. Changes in observed daily precipitation over global land areas since 1950 // J. Climate. 2021. V. 34(1). P. 3–19. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-19-0965.1>
41. Evans R. Factors controlling soil erosion and runoff and their impacts in the upper Wissey catchment, Norfolk, England: a ten-year monitoring programme // Earth Surface Processes and Landforms. 2017. V. 42(14). P. 2266–2279. <https://doi.org/10.1002/esp.4182>
42. Fiener P., Wilken F., Aldana-Jague E., Deumlich D., Gómez J.A., Guzmán G., Hardy R.A., Quinton J.N., Sommer M., Van Oost K., Wexler R. Uncertainties in assessing tillage erosion – how appropriate are our measuring techniques? // Geomorphology. 2018. V. 304. P. 214–225. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2017.12.031>
43. Fischer E.M., Knutti R. Observed heavy precipitation increase confirms theory and early models // Nature Climate Change. 2016. V. 6(11). P. 986–991. <https://doi.org/10.1038/nclimate3110>
44. García-Ruiz J.M., Beguería S., Nadal-Romero E., González-Hidalgo J.C., Lana-Renault N., Sanjuán Y. A meta-analysis of soil erosion rates across the world // Geomorphology. 2015. V. 239. P. 160–173. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2015.03.008>
45. Golosov V.N., Collins A.L., Dobrovolskaya N.G., Bazhenova O.I., Ryzhov Yu V., Sidorchuk A.Yu. Soil loss on the arable lands of the forest-steppe and steppe zones of European Russia and Siberia during the period of intensive agriculture // Geoderma. 2021. V. 381. P. 114678. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2020.114678>
46. Golosov V., Koiter A., Ivanov M., Maltsev K., Gusev A., Sharifullin A., Radchenko I. Assessment of soil erosion rate trends in two agricultural regions of European Russia for the last 60 years // J. Soils Sediments. 2018. V. 18. P. 3388–3403. <https://doi.org/10.1007/s11368-018-2032-1>
47. Golosov V.N., Walling D.E., Konoplev A.V., Ivanov M.M., Sharifullin A.G. Application of bomb- and Chernobyl-derived radiocaesium for reconstructing changes in erosion rates and sediment fluxes from croplands in areas of European Russia with different levels of Chernobyl fallout // J. Environ. Radioact. 2018. V. 186. P. 78–89. <https://doi.org/10.1016/j.jenvrad.2017.06.022>
48. Golosov V., Yermolaev O., Litvin L., Chizhikova N., Kiryukhina Z., Safina G. Influence of climate and land use changes on recent trends of soil erosion rates within the Russian Plain // Land Degradation and Development 2018. V. 29(8). P. 2658–2667. <https://doi.org/10.1002/ldr.3061>
49. Hoffmann T.O., Baulig Y., Vollmer S., Blöthe J.H., Auerwald K., Fiener P. Pristine levels of suspended sediment in large German river channels during the Anthropocene? // Earth Surface Dynamics. V. 11(2). P. 287–303. <https://doi.org/10.5194/esurf-11-287-2023>, 2023

50. *Malinowski R., Heckrath G., Rybicki M., Eltner A.* Mapping rill soil erosion in agricultural fields with UAV-borne remote sensing data // *Earth Surface Processes and Landforms*. 2022. V. 48(3). P. 1–17. <https://doi.org/10.1002/esp.5505>
51. *Maltsev K., Yermolaev O.* Assessment of soil loss by water erosion in small river basins in Russia // *Catena*. 2020. V. 195. P. 104726. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2020.104726>
52. *Panagos P., Borrelli P., Meusburger K., Yu B., Klik A., Lim K.J., et al.* Global rainfall erosivity assessment based on high-temporal resolution rainfall records // *Sci. Rep.* 2017. V. 7(1). P. 4175. <https://doi.org/10.1038/s41598-017-04282-8>
53. *Prasuhn V.* Twenty years of soil erosion on-farm measurement: annual variation, spatial distribution and the impact of conservation programmes for soil loss rates in Switzerland // *Earth Surf. Process. Landf.* 2020. V. 45(7). P. 1539–1554. <https://doi.org/10.1002/esp.4829>
54. *Prasuhn V.* Experience with the assessment of the USLE cover-management factor for arable land compared with long-term measured soil loss in the Swiss Plateau // *Soil Till. Res.* 2022. V. 215. P. 105199. <https://doi.org/10.1016/j.still.2021.105199>
55. *Renard K., Foster G., Weesies G., McDool D., and Yoder D.* Predicting Soil Erosion by Water: A Guide to Conservation Planning with the Revised Universal Soil Loss Equation (RUSLE). *Agricultural Handbook* 1997. 703 p.
56. *Rodzik J., Furtak T., Zgłobicki W.* The impact of snowmelt and heavy rainfall runoff on erosion rates in a gully system, Lublin Upland, Poland // *Earth Surf Process Landf.* 2009. V. 34(14). P. 1938–1950. <https://doi.org/10.1002/esp.1882>
57. *Smetanova A., Verstraeten G., Notebaert B., Dotterweich M., L'etal A.* Landform transformation and long-term sediment budget for a Chernozem-dominated lowland agricultural catchment // *Catena*. 2017. V. 157. P. 24–34. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2017.05.007>
58. *Smolska E.* Extreme rainfalls and their impact on slopes-evaluation based on soil erosion measurements (as exemplified by the Suwalki Lakeland, Poland) // *Geogr. Pol.* 2007. V. 80. P. 151–163.
59. *Steinhoff-Knopp B., Burkhard B.* Mapping control of erosion rates: comparing model and monitoring data for croplands in northern Germany // *One Ecosystem* 2018. V. 3. P. e26382. <https://doi.org/10.3897/oneeco.3.e26382>
60. *Thaler E.A., Larsen, I.J., Yu Q.* The extent of soil loss across the US Corn Belt // *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*. 2021. V. 118. P. e1922375118. <https://doi.org/10.1073/pnas.1922375118>
61. *Van Oost K., Govers G. and Desmet P.* Evaluating the effects of changes in landscape structure on soil erosion by water and tillage // *Landscape Ecology*. 2000. V. 15. P. 577–589. <https://doi.org/10.1023/A:1008198215674/>
62. *Van Oost K., Govers G., de Alba S., Quine T.A.* Tillage erosion: a review of controlling factors and implications for soil quality // *Progress in Physical Geography*. 2006. V. 30(4). P. 443–466. <https://doi.org/10.1191/0309133306pp487ra>
63. *Van Rompay A., Verstraeten G., Van Oost K., Govers G., Poesen J.* Modelling mean annual sediment yield using a distributed approach // *Earth Surface Processes and Landforms*. 2001. V. 26(11). P. 1221–1236. <https://doi.org/10.1002/esp.275>
64. *Walling D.E., Russell M.A., Hodgkinson R.A., Zang Y.* Establishing sediment budgets for two small lowland agricultural catchments in the UK // *Catena*. 2002. V. 47(4). P. 323–353. [https://doi.org/10.1016/S0341-8162\(01\)00187-4](https://doi.org/10.1016/S0341-8162(01)00187-4)
65. *Zhidkin A., Gennadiev A., Fomicheva D., Shamshurina E., Golosov V.* Soil erosion models verification in a small catchment for different time windows with changing cropland boundary // *Geoderma*. 2023. V. 430. P. 116322. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2022.116322>
66. <https://rp5.ru>
67. <https://57.rosstat.gov.ru/>
68. https://istmat.org/files/uploads/63059/statisticheskiy_ezhegodnik_2017_orlovskaya_oblast_2011-2016_orlovskoy_oblasti_80_let.pdf

Spatio-Temporal Changes in Erosion-Accumulation Processes on a Small Watershed in the Northern Part of the Central Russian Upland

V. N. Golosov^{1,2}, E. N. Shamshurina^{1,2,*}, G. I. Kolos², A. I. Petel'ko³, and A. P. Zhidkin²

¹*Lomonosov Moscow State University, Moscow, 119199 Russia*

²*Dokuchaev Soil Science Institute, Moscow, 119017 Russia*

³*Novosil'skaya ZAGFES – branch of FSC of agroecology RAS, Mtsensk, 303035 Russia*

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

First time comprehensive studies of soil erosion were carried out in a 42-hectare catchment area (near the Lomovets, Orel region) in the zone of Luvic Phaeozems with erosion resistance is significantly lower than that of Chernozems. Analysis of archival and historical cartographic materials showed that the duration of plowing of the catchment is 200 ± 10 years. The rates of soil erosion and accumulation over the entire plowing period, post Chernobyl period, last 50 ± 25 years and single erosion event (which occurred on May 31, 2022) were determined based on the use of field methods (soil-morphological, radiocesium, rain rills method, detailed survey using drone) and WaTEM/SEDEM erosion model calculation. The estimates of soil losses and accumulation indicate significant fluctuations in the rates of erosion-accumulative processes over the past 200 years, which are mainly due to the conditions of the formation of melt runoff, the repeatability and distribution of runoff-forming heavy rain within the warm season, the set of crops sown, the frequency and methods of tillage, changes in field boundaries. The average annual estimates of soil erosion for the agricultural period are higher than those for the post-Chernobyl period, since the rates of soil erosion have decreased in the last three decades. Estimates of soil losses using the WaTEM/SEDEM model are generally comparable with the results of determining soil losses based on the soil-morphological method, provided that the redistribution of sediment to the lower boundaries of arable land is taken into account. The spatial structure of a single erosive event turned out to be largely close to the spatial structure of the location of the areas of eroded and aggradational soils formed during the entire agricultural period.

Keywords: Luvic Greyzemic Phaeozems, water erosion, sediment redistribution, WaTEM/SEDEM, soil-morphological method, radiocesium method, UAV survey

ВЛИЯНИЕ ТЕМПЕРАТУРЫ ГОРЕНИЯ И СОСТАВА ОРГАНОГЕННЫХ ГОРИЗОНТОВ ПОЧВ НА СОДЕРЖАНИЕ ПАУ (РЕЗУЛЬТАТЫ ЛАБОРАТОРНОГО ЭКСПЕРИМЕНТА)

© 2024 г. Н. М. Горбач^{a, b, *} (<http://orcid.org/0000-0002-5099-6868>),

Е. В. Яковлева^b (<http://orcid.org/0000-0003-0793-1468>),

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

^aСыктывкарский государственный университет им. Питирима Сорокина,
Октябрьский пр-т, 55, Сыктывкар, 167001 Россия

^bИнститут биологии Коми НЦ УрО РАН, ул. Коммунистическая, 28, Сыктывкар, 167982 Россия

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

*e-mail: nikolay.tbo@gmail.com

Поступила в редакцию 06.09.2023 г.

После доработки 25.10.2023 г.

Принята к публикации 15.11.2023 г.

Исследовано изменение содержания и состава полициклических ароматических углеводородов (ПАУ) в органогенных горизонтах почв бореальной зоны в результате сгорания в условиях дефицита кислорода. Рассмотрены органогенные горизонты почв верхового (олиготрофного) болота и двух типов древостоев (сосняк лишайниковый и ельник зеленомошный). Выявлено, что условия горения, состав сжигаемого органического материала и его воспламеняемость в значительной степени влияют на содержание и состав ПАУ. Формирование полиаренов в большей мере происходит при температуре в 300°C. По сравнению с исходными образцами их содержание увеличивается от 2.7 до 9.7 раз. Относительно пикового содержания ПАУ в образцах 300°C, при 500°C установлено его уменьшение от 5.8 до 33.0 раз. Вероятно, резкое сокращение содержания ПАУ происходит из-за разложения веществ до более простых. Полученное в рамках эксперимента отношение низкомолекулярных полиаренов к высокомолекулярным больше единицы способно служить индикатором пирогенного происхождения ПАУ.

Ключевые слова: пожары, полициклические ароматические углеводороды, бореальная зона, торф, почвы сосняка лишайникового, почвы ельника зеленомошного

DOI: 10.31857/S0032180X24050084, EDN: YLDEXC

ВВЕДЕНИЕ

Лесные пожары являются одним из основных факторов, влияющим на бореальные экосистемы и образующим новые послепожарные экосистемы [29, 43, 48]. Огромную роль в круговороте веществ лесов бореальной зоны играют почвы. При низовых пожарах органогенный горизонт почв часто горит (тлеет) в условиях недостаточного доступа кислорода. В результате из сгоревшего материала способны образовываться устойчивые к разложению токсичные для экосистем вещества, в том числе полициклические ароматические углеводороды (полиарены или ПАУ) [28]. ПАУ — это группа высокомолекулярных органических веществ (ОВ), базовым элементом которых является бензольное кольцо [19]. Наличие конденсированных бензольных колец

в структуре определяет основные химические и термодинамические свойства ПАУ, включая их крайне низкую растворимость (высокую гидрофобность), а также значительную стойкость в окружающей среде [18]. Соединения с 2–4 бензольными кольцами относятся к группе низкомолекулярных (легких), а с 5–6 кольцами — к группе высокомолекулярных (тяжелых) [22, 37]. Имеются работы, в которых к низко- и высокомолекулярным ПАУ относятся соединения, состоящие из 2–3 и 4–6 колец соответственно [10, 61]. Сложность в определении границы между низкомолекулярными и высокомолекулярными полиаренами заключается в резком изменении свойств в структурах, которые состоят из четырех колец (например, некоторые параметры пирена и бенз[а]антрацена отличаются на порядок и более).

Внесенные в списки приоритетных загрязнителей как Европейского союза, так и Агентства по охране окружающей среды США полиарены являются одними из наиболее экологически опасных загрязнителей, так как характеризуются высокой химической стабильностью и считаются канцерогенными, тератогенными и мутагенными веществами [16, 21, 63]. В Российской Федерации соблюдаются меры по контролю полиаренов в рамках Стокгольмской конвенции о стойких органических загрязнителях, в перечень которых входят ПАУ. Санитарно-эпидемиологической службой Российской Федерации приоритетным загрязнителем (1 класса опасности) в почвах считается только один представитель полиаренов – бенз[а]пирен, для которого установлена ПДК в 20 мкг/кг [15].

Климатические условия бореальной зоны способствуют невысокой активности деструкторов, разлагающих растительный опад. Благодаря таким условиям, часть хранящегося в почвах углерода практически не возвращается обратно в круговорот питательных веществ. Среди типов почв бореальной зоны, наибольший запас ОБ и их дальнейшее захоронение характерно торфяникам [5]. Ожидается, что изменения климата приведет к повышению частоты и интенсивности пожаров в экосистемах высоких широт, что, вероятно, увеличит образование ПАУ в органических горизонтах почв [31, 76]. Последующий перенос ПАУ способен негативно повлиять на экосистемы. Учитывая особенности аккумуляции ОБ в почвах бореальных ландшафтов и устойчивость ПАУ к разложению, необходимо устранить пробелы в понимании того, как и в каких количествах ПАУ поступают в почвы. Можно предположить, что условия, интенсивность горения, и состав органических горизонтов почв в значительной степени влияют на уровень формирования ПАУ в результате пожаров.

Цель работы – исследовать содержание и состав ПАУ в органических горизонтах почв бореальных ландшафтов и выявить особенности изменения ПАУ в результате сгорания органического материала в условиях дефицита кислорода.

Задачи исследования: провести эксперимент по сжиганию органических горизонтов почв для имитации низкоинтенсивного пожара. Определить содержание и состав ПАУ в органических горизонтах почв, в результате эксперимента (до и после воздействия температур в 200, 300 и 500°C).

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Описание территории и отбор проб органических горизонтов почв. Отбор образцов для эксперимента проводили на северо-востоке Европейской территории России в подзоне средней тайги Республики Коми. Современные среднегодовые температуры составляют от 0 до –2°C, а среднее количество

осадков – 600–800 мм/год [17]. По международной классификации Кеппена климат исследуемой территории – умеренный, с относительно холодным летом и холодной, богатой снегом зимой “Dfc” [60]. Исследуемые территории расположены на высоте от 90 до 150 м над ур. м. Для отбора проб выбрали верховое сфагновое болото (ассоциация *Lédum palústre* – *Sphagnum fuscum*) (61°96' N, 50°57' E) и два древостоя – сосняк лишайниковый (61°67' N, 51°06' E) и ельник зеленомошный (61°66' N, 50°69' E), представленные ассоциациями *Pinetum cladinosum* и *Piceetum hylocomium* соответственно. Растительность на исследуемом участке болота представлена *Sphagnum fuscum* (Schimp.) и *S. angustifolium* (C.E.O.Jensen ex Russow), *S. Magellanicum* (Brid.), *Vaccinium uliginosum* L., *V. Oxycoccum* (Hill), *Rubus chamaemorus* L., *Ledum palustre* L., *Eriophorum vaginatum* L. Исследуемые сосновые и еловые древостои расположены на типичных для бореальных лесов подзолах и подзолистых почвах соответственно. Наземные растительные слои характеризуются преобладанием зеленых мхов и лишайников: *Pleurozium schreberi* (Willd. ex Brid.), *Hylocomium splendens* (Hedw.), *Cladonia stellaris* (Opiz), *Cladonia arbuscula* (Wallr.) и др. В ельнике зеленомошном в травянисто-кустарниковый ярус постоянно присутствует *Vaccinium uliginosum* L. и *V. myrtillus* L. Образцы органического горизонта отобрали в конце вегетационного сезона. На каждой из исследуемых территорий выделяли образцы площадью 20 см². Отбор осуществляли в 15-кратной повторности равномерно с различных участков по всей исследуемой территории. Расстояние между участками варьировало от 2.5 до 20 м.

Образцы органического горизонта торфяной олиготрофной почвы (*Ombic Histosols*) извлекали из верхней части торфяной залежи (акротелм, или сфагновый очес), которая чаще подвергается пожарам [8, 70]. В сосняке лишайниковом и ельнике зеленомошном исследовали образцы органического горизонта почв. Образцы подразделяли на подгоризонты O(L), O(F), и O(H) [26, 62]. После отбора образцы сушили до воздушно-сухого состояния. Воздушно-сухое состояние было выбрано как наиболее подходящее при имитации естественного пожара. Подгоризонт O(L) для каждого из лесных подстилок разобрали на фракции для выявления массовой доли отдельных компонентов опада. Для сосняка лишайникового исследовали два типа образцов подгоризонта O(L), которые отличались долевым содержанием лишайника по массе. В O(L)–I доля лишайников составляла естественное содержание на исследуемом участке (21%). В O(L)–II дополнительно добавили лишайник, так чтобы его доля составила 51%. Два типа органического подгоризонта O(L) в сосняке лишайниковом были выделены, чтобы сравнить исследуемый участок с участком, где в органическом

горизонте лишайник преобладает по массе. В ельнике зеленомошном исследовали один образец подгоризонта O(L) с естественным содержанием мха (45%). Подгоризонты O(F) и O(H) в сосняке лишайниковом объединяли в один O(F+H), из-за отсутствия четкой границы между подгоризонтами и невозможности их точного разделения. Образцы органогенных горизонтов почв после разделения на подгоризонты гомогенизировали и просеивали через сито с диаметром ячеек 2 мм и хранили при комнатной температуре до проведения эксперимента.

Описание эксперимента по сжиганию. Образцы исследуемых органогенных подгоризонтов почв помещали в фарфоровые тигли и накрывали алюминиевой фольгой. Мембрана из алюминиевой фольги позволяла частично ограничить доступ кислорода и удерживать выбросы в процессе горения. Согласно исследованиям [49], при высокой скорости ветра происходит тушение языков пламени, и в большем количестве выбрасываются продукты неполного сгорания, которые включают ПАУ. Каждый из фарфоровых тиглей с образцом нагревали в течение 3 ч в печи для озоления LV9/11 P330 (Nabertherm, Lilienthal, Германия), при температурах 200, 300 и 500°C. Время нагрева 3 ч выбрано в соответствии с недавними исследованиями [12, 13, 23]. Часто наибольшая трансформация органогенных горизонтов почв происходит в условиях низовых пожаров при большой массе древесных остатков, которые характеризуются длительным временем горения. Известно, что температура в этих условиях может достигать 500–700°C [32], но основные потери массы подстилки происходят при температурах от 200–250 до 400°C [14]. Выбрали температуры в 200, 300 и 500°C для имитации низкоинтенсивного пожара, чтобы иметь возможность проанализировать изменения содержания и состава ПАУ в органогенных горизонтах почв.

Определение содержания ПАУ. Для полного извлечения ПАУ из органического материала использовали установку для ускоренной экстракции растворителями ASE-350 (Thermo Fisher Scientific, США) в ЦКП хроматография Института биологии Коми НЦ УрО РАН. Каждый анализируемый образец растирали через сито с диаметром ячеек 0.25 мм. Затем образец массой 1 г помещали в экстракционную ячейку и трижды экстрагировали смесью хлористый метилен : ацетон (1 : 1) при температуре 100°C. Экстракты концентрировали с применением аппарата Кудерна–Даниша при температуре в термостате 70°C и заменяли растворитель на гексан. Полученный концентрат пробы объемом 3 см³ очищали от неорганических примесей методом колоночной хроматографии, с использованием оксида алюминия(II) степени активности по Брокману. В качестве элюента использовали 50 см³ смеси гексан : хлористый метилен (4 : 1). Элюат

концентрировали с применением аппарата Кудерна–Даниша при температуре в термостате 85°C, до объема 5 см³, затем добавляли 3 см³ ацетонитрила и упаривали при температуре 90°C до полного удаления гексана. Концентрат пробы в ацетонитриле анализировали на содержание ПАУ методом высокоэффективной жидкостной хроматографии с применением жидкостного хроматографа Маэстро (ООО “Интерлаб”, Россия) с ВЭЖХ-инжектором Rheodyne 7725i (петля для образца 10 мкл), детектором на диодной матрице (DAD) (модель PDA 5430), флуоресцентным детектором (FLD) (модель FLD 5440) и колоночным отделением (модель TCC 5310). Для разделения ПАУ применяли колонку Agilent Zorbax Eclipse PAH (размер частиц 5 мкм, 250 × 2.1 мм I.D.), соединенную с защитной колонкой (5 мкм, 12.5 × 2.1 мм I.D.) (Zorbax Eclipse PAH guard column). Разделение проводили при скорости потока 0.2 мл/мин и температуре 30°C. В качестве подвижной фазы использовали градиент ацетонитрила и воды (0 мин – 60/40, 5 мин – 60/40, 25 мин – 100/0, 50 мин – 100/0). Флуоресцентное детектирование проводили с использованием программы длин волн возбуждения (E_x) и испускания (E_m): 270/330 нм от 0 до 16.1 мин (нафталин, аценафтен и флуорен), 250/375 нм от 16.1 до 20.4 мин (фенантрен и антрацен), 240/440 нм от 20.4 до 22.2 мин (флуорантен), 240/390 нм от 22.2 до 27.0 мин (пирен), 260/385 нм от 27.0 до 31.9 мин (бенз[а]антрацен, хризен), 290/410 нм от 31.9 до 44.3 мин (бенз[б]флуорантен, бенз[к]флуорантен, бенз[а]пирен, дибенз[а, h]антрацен, бенз[ghi]перилен), 245/460 нм от 44.3 до 50.0 мин (инденопирен). УФ-детектирование проводили с применением диодно-матричного детектирования при выбранной длине волны 251 нм. Определяли содержание 14 индивидуальных ПАУ. Степень канцерогенности ПАУ оценивали при помощи приведения всех изучаемых полиаренов к уровню канцерогенности бенз[а]пирена (бензпиреновый эквивалент $K_{ПАУ}$). $K_{ПАУ}$ рассчитывали по индексу токсичности (I_i) и содержанию полиаренов в почвах, согласно [40]. Список индивидуальных ПАУ включал: NP – нафталин, ACE – аценафтен, FL – флуорен, PHE – фенантрен, ANT – антрацен, FLA – флуорантен, PYR – пирен, BaA – бенз[а]антрацен, CHR – хризен, BbF – бенз[б]флуорантен, BkF – бенз[к]флуорантен, BaP – бенз[а]пирен, DahA – [a, h]антрацен, BghiP – бенз[g, h, i]перилен.

Статистическую обработку данных проводили с использованием программных пакетов Excel 2010 (Microsoft, США) и Statistica 10.0 (Stat. Soft Inc., США). Матрицу корреляции Пирсона строили с использованием пакетов readxl [73] и corrplot [72] в среде программирования R.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Широко известно, что при пожарах в подстилке происходят физические и химические изменения. В результате влияния высоких температур органический материал подвергается дегидрированию и последующему разложению, что часто приводит к тлению, обугливанию (образованию “черного углерода”) и полному окислению до CO_2 и H_2O . Значительную роль в трансформации органического материала играют влажность, температура горения и концентрация кислорода в окружающей среде [38, 42, 59]. В результате слабоинтенсивных пожаров ОВ разлагаются не полностью [50], часто образуя соединения ПАУ [3, 36]. Попадая на поверхность почвы, полиарены подвергаются двум группам разнонаправленных процессов. Первый – сорбция и, как следствие, аккумуляция. Второй – миграция, биodeградация и биотрансформация, т.е. рассеивание [55]. Учитывая высокую гидрофобность ПАУ и высокую сорбирующую способность верхнего гумусированного горизонта почв, полиарены в значительной степени остаются в органогенном горизонте и практически не переносятся водными потоками вниз по профилю, за исключением механического переноса [6, 24]. В значительной степени частичный переход продуктов пирогазного разложения органогенных горизонтов почв в минеральные горизонты может проходить в первые месяцы после пожара [34, 59]. Таким образом, остатки элементов, образованных в результате пожаров, с большей вероятностью будут равномерно распределены в хорошо разложенном органогенном горизонте почв.

Фракционный состав. В результате разделения подгоризонта О(L) появилась возможность изучить как фракционная составляющая образцов влияет на содержание и состав полиаренов. Вероятно, низележащие подгоризонты О(F) и О(H), частично соответствуют составу вышележащего О(L) и отличаются степенью разложения и минерализации. Следовательно, данные соотношения органического материала по фракциям (табл. 1) отчасти можно

использовать и для низележащих подгоризонтов. Отчасти, так как в данном случае не учтен фактор вымывания органического материала, который происходит с различной скоростью для разных фракций. Для торфяных почв эксперимент проводили для акротелма, где преобладает сфагновый мох. Образцы подстилки сосняка лишайникового и ельника зеленомошного характеризуются высокой долей лишайников и мха соответственно. Наиболее подробное описание морфологических, физических и химических изменений органогенных подгоризонтов почв ельника зеленомошного и сосняка лишайникового в результате влияния высоких температур при недостаточном доступе кислорода представлено в работе [44].

Общие свойства. Одним из наиболее существенных изменений в образцах органогенных горизонтов почв при нагревании является потеря массы. В торфяной олиготрофной почве потеря составила 28, 56 и 78% при 200, 300 и 500°C соответственно (рис. 1). В сосняке лишайниковом средняя потеря массы составила 10, 40 и 59% при 200, 300 и 500°C соответственно. В ельнике зеленомошном 12, 34 и 52% при 200, 300 и 500°C. Выявлено, что большая потеря веса характерна для верхних подгоризонтов органогенных горизонтов почв. Известно, что изменения при низких температурах (ниже 200°C) способны существенно влиять на биологические свойства [64, 65], особенно в органогенном горизонте почв. Физические свойства, такие как водоотталкивающая способность почвы и стабильность агрегатов, также могут быть изменены в результате горения [58]. Потеря веса при 200°C связана с дегидратацией, тогда как значительное снижение веса при 300 и 500°C объясняется разрушением органического вещества [47]. Известно, что значительная часть углерода может быть потеряна уже при температурах от 200 до 315°C при улетучивании органического материала [54]. В похожих работах, с применением термогравиметрического анализа, выявлено, что наиболее значительная часть органического материала способна выгорать уже при температуре близкой к 500°C [13, 41].

Таблица 1. Фракционный состав исследуемых органогенных подгоризонтов почв (% от общей массы) ($n = 15$)

Тип подгоризонта	Мох	Лишайник	Листва	Хвоя	Кора	Ветви
Торфяная олиготрофная почва (акротелм)						
Акротелм	90 ± 0.3	–	–	–	–	10 ± 0.1
Органогенный горизонт почв сосняка лишайникового						
О(L)–I	31 ± 0.4	22 ± 0.4	–	21 ± 0.1	12 ± 0.1	14 ± 0.3
О(L)–II	19 ± 0.2	51 ± 1.0	–	13 ± 0.1	8 ± 0.1	9 ± 0.2
Органогенный горизонт почв ельника зеленомошного						
О(L)	45 ± 0.4	–	18 ± 0.2	13 ± 0.1	9 ± 0.2	15 ± 0.2

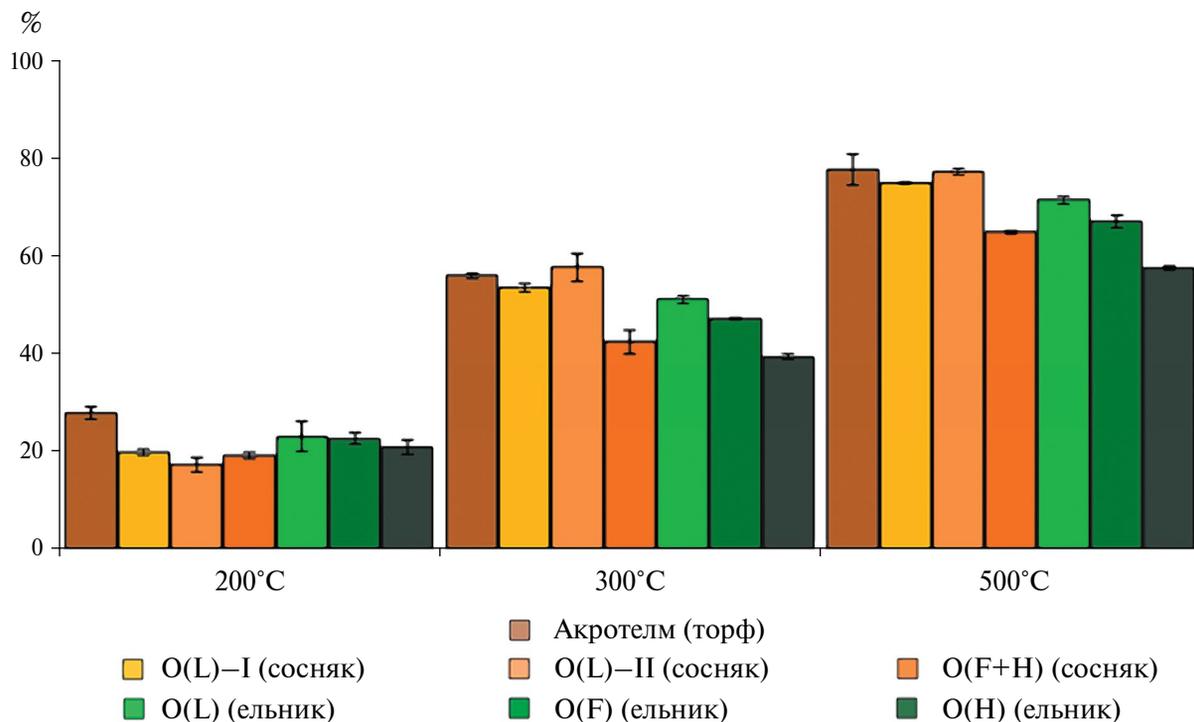


Рис. 1. Потеря массы органических горизонтов почв в результате влияния высоких температур.

ПАУ в акротелме торфа. В исходном образце торфяных олиготрофных почв обнаружено пять структур индивидуальных ПАУ, представленных легкими (71 нг/г) и тяжелыми ПАУ (4 нг/г) (табл. 2). В результате воздействия температуры в 200°C содержание ПАУ возросло более чем в два раза (до 189 нг/г), но представлено исключительно низкомолекулярными ПАУ (нафталин, флуорен, фенантрен, антрацен и хризен) (рис. 2). Вероятно, следовые количества более нестабильных тяжелых полиаренов распались до более стабильных легких ПАУ [19]. Распад полиаренов основан на последовательном разложении бензольных колец по процессу карбоксилирования [52, 53].

Воздействие температуры при 300°C привело к повышению содержания полиаренов в 10 раз, по сравнению с исходным образцом, и составило 801 нг/г с преобладанием легких ПАУ. Заметным отличием стало образование тяжелых ПАУ (до 15 нг/г). Вероятно, разложение естественных биополимеров в условиях высокой температуры и недостатка кислорода привело к образованию большего количества ПАУ [3]. При 500°C выявлено значительное уменьшение содержания ПАУ до 139 нг/г. Предположительно, в результате горения при температуре 500°C, ПАУ распадаются до более простых соединений либо высвобождаются в окружающую среду совместно с летучим

материалом. Аналогичные данные об увеличении доли продуктов неполного сгорания при сжигании торфа в рамках эксперимента описаны ранее [11]. Было указано, что торф является потенциальным источником огромного количества продуктов неполного сгорания, включая ПАУ.

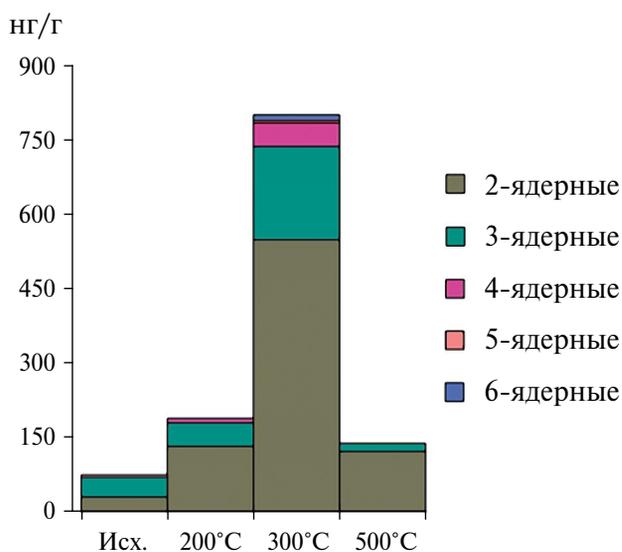


Рис. 2. Массовая доля ПАУ в торфяной олиготрофной почве.

Таблица 2. Содержание ПАУ в органических горизонтах почв до и после сжигания, нг/г

Образец	2-ядерные		3-ядерные		4-ядерные				5-ядерные				6-ядерные		Σ
	NP ± Δ	ACE ± Δ	FL ± Δ	RHE ± Δ	ANT ± Δ	FLA ± Δ	PYR ± Δ	BaA ± Δ	CHR ± Δ	BbF ± Δ	VkF ± Δ	BaP ± Δ	DahA ± Δ	BghiP ± Δ	
Торфяная олиготрофная почва (акротелм)															
Исходный	30 ± 15	—	—	37 ± 19	4 ± 2	—	—	—	—	—	2 ± 1	2 ± 1	—	—	75 ± 37
200°C	120 ± 60	—	13 ± 5	44 ± 22	3 ± 1	—	—	—	9 ± 4	—	—	—	—	—	189 ± 93
300°C	510 ± 180	7 ±	32 ± 13	180 ± 40	8 ± 4	49 ± 22	—	—	—	—	4 ± 2	—	—	11 ± 5	801 ± 269
500°C	110 ± 50	—	13 ± 5	16 ± 8	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	139 ± 63
Органогенный горизонт почв сосняка лишайникового O(L)–I															
Исходный	51 ± 26	—	14 ± 6	170 ± 40	8 ± 4	56 ± 26	—	9 ± 4	9 ± 5	9 ± 4	3 ± 1	4 ± 2	—	6 ± 3	339 ± 120
200°C	39 ± 19	—	—	160 ± 40	22 ± 5	67 ± 25	—	—	32 ± 17	130 ± 30	18 ± 9	11 ± 5	—	—	479 ± 151
300°C	900 ± 300	—	61 ± 25	370 ± 80	12 ± 6	41 ± 19	110 ± 50	80 ± 30	300 ± 100	120 ± 30	17 ± 8	45 ± 23	—	16 ± 7	2072 ± 678
500°C	38 ± 19	—	11 ± 4	26 ± 13	1 ± 1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	76 ± 37
Органогенный горизонт почв сосняка лишайникового O(L)–II															
Исходный	22 ± 11	—	7 ± 3	130 ± 30	5 ± 2	34 ± 16	—	—	9 ± 5	6 ± 3	2 ± 1	4 ± 2	—	—	219 ± 72
200°C	32 ± 16	—	14 ± 6	116 ± 25	15 ± 7	50 ± 23	—	—	49 ± 25	80 ± 30	9 ± 4	6 ± 3	—	—	371 ± 140
300°C	1220 ± 195	—	115 ± 29	405 ± 90	22 ± 5	41 ± 19	125 ± 55	—	77 ± 34	65 ± 27	2 ± 1	14 ± 7	—	33 ± 15	2119 ± 477
500°C	57 ± 29	—	8 ± 3	24 ± 12	1 ± 1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	90 ± 45
Органогенный горизонт почв сосняка лишайникового O(F+H)															
Исходный	170 ± 90	—	9 ± 3	310 ± 70	21 ± 5	130 ± 50	40 ± 19	—	26 ± 13	15 ± 6	13 ± 6	15 ± 8	—	35 ± 16	784 ± 286
200°C	120 ± 60	—	19 ± 8	210 ± 50	37 ± 9	120 ± 40	—	—	130 ± 40	120 ± 30	23 ± 11	30 ± 15	84 ± 25	51 ± 22	944 ± 310
300°C	660 ± 240	—	66 ± 26	480 ± 110	8 ± 4	72 ± 27	180 ± 60	—	280 ± 90	490 ± 130	10 ± 5	80 ± 19	—	—	2326 ± 712
500°C	43 ± 22	—	7 ± 3	17 ± 9	—	—	—	—	3 ± 2	—	—	—	—	—	70 ± 35
Органогенный горизонт почв ельника зеленомошного O(L)															
Исходный	30 ± 15	—	—	40 ± 20	5 ± 2	26 ± 12	—	—	8 ± 4	—	2 ± 1	2 ± 1	—	—	113 ± 55
200°C	44 ± 22	—	14 ± 5	80 ± 40	18 ± 4	150 ± 60	37 ± 17	7 ± 3	22 ± 12	26 ± 11	3 ± 1	3 ± 1	—	8 ± 4	412 ± 181
300°C	640 ± 230	—	43 ± 17	200 ± 40	10 ± 5	—	31 ± 14	—	22 ± 12	30 ± 12	5 ± 2	6 ± 3	—	—	987 ± 335
500°C	54 ± 27	—	15 ± 6	38 ± 19	3 ± 1	—	—	—	3 ± 2	—	—	—	—	—	113 ± 55
Органогенный горизонт почв ельника зеленомошного O(F)															
Исходный	60 ± 30	—	6 ± 2	91 ± 20	9 ± 5	53 ± 24	26 ± 12	—	10 ± 5	21 ± 9	6 ± 3	7 ± 3	—	16 ± 7	305 ± 120
200°C	58 ± 29	—	10 ± 4	70 ± 30	9 ± 5	31 ± 14	—	—	21 ± 11	28 ± 12	5 ± 2	5 ± 3	—	14 ± 6	251 ± 115
300°C	500 ± 180	—	43 ± 17	290 ± 60	16 ± 8	24 ± 11	28 ± 13	—	120 ± 40	—	—	4 ± 2	—	—	1025 ± 331
500°C	80 ± 40	—	13 ± 5	54 ± 27	3 ± 1	—	—	—	9 ± 5	—	—	—	—	—	159 ± 79
Органогенный горизонт почв ельника зеленомошного O(H)															
Исходный	150 ± 70	—	15 ± 6	180 ± 40	16 ± 4	120 ± 40	62 ± 28	—	11 ± 6	47 ± 20	17 ± 8	22 ± 11	—	42 ± 18	682 ± 251
200°C	80 ± 40	—	16 ± 6	124 ± 27	8 ± 4	40 ± 18	—	—	38 ± 20	60 ± 25	11 ± 5	10 ± 5	—	28 ± 12	415 ± 164
300°C	610 ± 220	—	67 ± 27	510 ± 110	36 ± 9	200 ± 80	90 ± 40	43 ± 18	180 ± 60	15 ± 6	10 ± 5	24 ± 12	—	83 ± 20	1868 ± 606
500°C	37 ± 19	—	10 ± 4	30 ± 15	2 ± 1	0	—	—	—	—	—	—	—	—	79 ± 39

Примечание. NP – нафталин; ACE – аценафтен; FL – флуорен; RHE – фенантрен; ANT – антрацен; FLA – флуорантен; PYR – пирен; BaA – бенз[а]антрацен; CHR – хризен; BbF – бенз[б]флуорантен; VkF – бенз[к]флуорантен; BaP – бенз[а]пирен; DahA – [а, h]антрацен; BghiP – бенз[г, h, i]перилен.

ПАУ в органогенных подгоризонтах почв сосняка лишайникового. В исходных образцах органо-генных подгоризонтов почв O(L)–I и O(L)–II выявлена значительная разница в содержании ПАУ (рис. 3). Подгоризонт O(L)–I с меньшей долей лишайника представлен практически всем спектром определяемых полиаренов, за исключением аце-нафтена, пирена и дибенз[а,h]антрацена. Суммарное содержание ПАУ в образце составило 339 нг/г. В исходном образце с высокой долей содержания лишайника (O(L)–II) количество ПАУ в 1.5 раза меньше, чем в образце без добавления лишайника и составляет 219 нг/г. Исходные образцы O(L) сосняка лишайникового представлены в основном легкими соединениями ПАУ. Разница в большем содержании ПАУ в O(L)–I обусловлена фракцион-ным составом. Ранее для северных широт выявлено, что в лишайниках содержится меньше ПАУ, чем в мхах [74].

В исходном образце подгоризонта O(F+H) содержание ПАУ значительно больше, чем в исходных образцах подгоризонтов O(L) и составляет 784 нг/г. Вероятно, в результате привноса или естественных процессов разложения органиче-ский материал был трансформирован, в резуль-тате чего образовались полиарены. Несмотря на дискуссионность данного предположения, стоит указать, что ПАУ могли быть синтезированы в результате процессов жизнедеятельности живых ор-ганизмов [2, 20]. Морфологически в исследуемых образцах не обнаружено частиц угля, но, согласно исследованиям [37, 66], в результате пройденных пожаров ПАУ способны столетиями накапливаться

в нижней части органогенного горизонта почв. Таким образом, ПАУ, в образцах, не содержащих от-личимые частицы угля, можно рассматривать как маркер пройденных пожаров [7].

При температурах 200 и 300°C наблюдается увеличение содержания ПАУ во всех образ-цах сосняка лишайникового. В образце O(L)–I и O(L)–II содержание полиаренов при 300°C до-стигло пиковых значений и составило 2072 и 2119 нг/г соответственно. В наибольшей степени со-держание ПАУ при 300°C увеличилось в нижнем подгоризонте (до 2326 нг/г). Стоит подчеркнуть, что немалая доля ПАУ в данном подгоризонте представлена тяжелыми соединениями (до 580 нг/г). Показано, что частично разложившиеся органические остатки, в которых уровень по-лиаренов изначально выше, в процессе горения образовали большее количество ПАУ, по сравне-нию с верхними подгоризонтами. При 500°C во всех образцах сосняка установлено понижение содержания ПАУ.

Образование полиаренов в значительной мере зависит от изначального содержания биополи-меров и степени разложения ОВ [3]. Учитывая, что исходные образцы представлены в основном неразложившимся материалом, стало неожидан-ностью наблюдать столь высокие значения ПАУ в образцах. Вероятно, к такому результату привела высокая сорбционная способность лишайника и мха. Резкое изменение содержания полиаренов в результате влияния высоких температур могло явиться результатом высокой горючести исследу-емого материала.

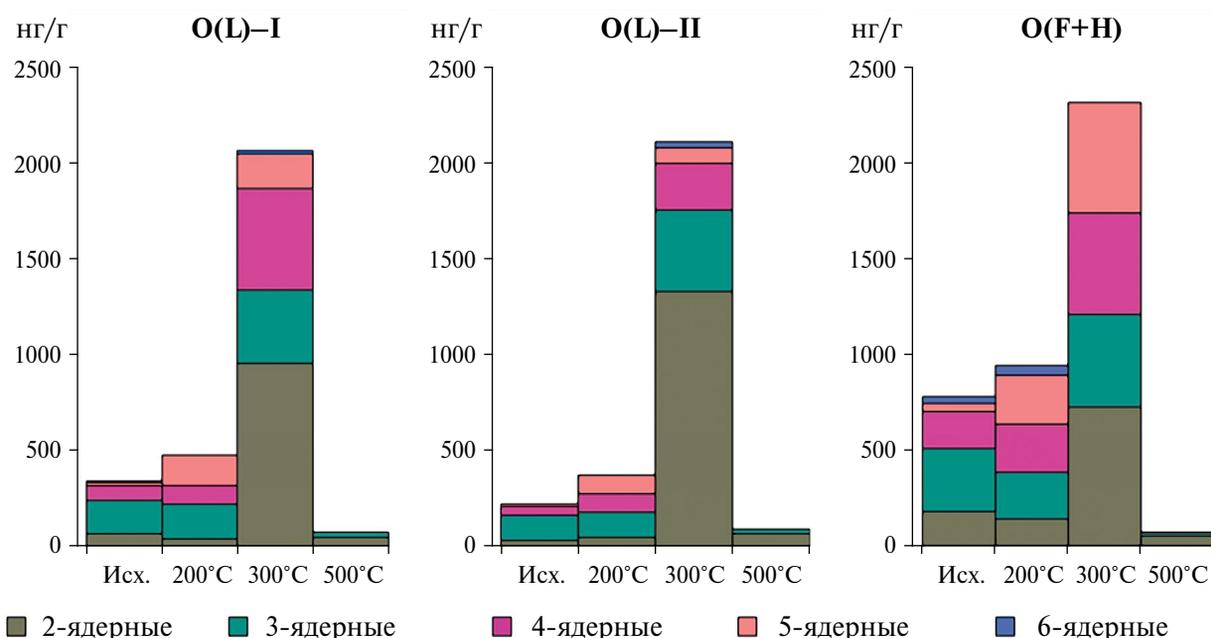


Рис. 3. Массовая доля ПАУ в органогенных подгоризонтах почв сосняка лишайникового.

ПАУ в органогенном горизонте почв ельника зеленомошного. В исходном образце О(L) выявлено суммарное содержание ПАУ в 113 нг/г. При повышении температуры до 200 и 300°C происходит рост содержания полиаренов до 412 и 987 нг/г соответственно. Показано, что при 500°C содержание ПАУ резко уменьшается (до 113 нг/г), по сравнению с образцами, которые подверглись влиянию температур в 200 и 300°C. Во всех образцах ельника выявлено преобладание легких ПАУ.

Установлено, что суммарное содержание ПАУ в исходном образце подгоризонта О(F) составляет 305 нг/г, из них 255 нг/г представлены легкими ПАУ. При повышении температуры до 200°C происходит снижение содержания полиаренов до 250 нг/г. Видимо, в ельниках ОВ менее горючее, поэтому разложение при 200°C практически не происходит, а если и идет, то медленнее, не до легких, а до тяжелых структур. Это соответствует поведению полиаренов, согласно которому в первую очередь происходит высвобождение низкомолекулярных ПАУ. Вероятно, поэтому возросла доля высокомолекулярных ПАУ в образце (до 26%). Также повышение тяжелых полиаренов можно объяснить наличием смолистых веществ в образце. Уменьшение содержания ПАУ при 200°C, объяснимо процессами дегидрирования органического материала и попутного улетучивания ПАУ. При 300°C происходит резкое увеличение содержания полиаренов до 1025 нг/г, с преобладанием низкомолекулярных ПАУ (1021 нг/г). При 500°C содержание ПАУ снижается до 159 нг/г.

В исходном образце подгоризонта О(Н) выявлено суммарное содержание ПАУ в 682 нг/г, из которых легкие 554 нг/г и тяжелые 128 нг/г. Изменение содержания ПАУ в результате воздействия высоких температур на подгоризонт О(Н) ельника схоже с изменениями в подгоризонте О(F), за исключением состава полиаренов. При 200, 300 и 500°C установлено 415, 1868 и 79 нг/г соответственно. При температурах в 200 и 300°C выявлено высокое содержание тяжелых ПАУ.

Изменение содержания и состава ПАУ в результате влияния высоких температур. В результате сравнения исходных образцов органогенных горизонтов почв (25°C) и образцов, подвергшихся влиянию высоких температур (200, 300 и 500°C), выявлены значительные различия в содержании и составе ПАУ. Для всех образцов выявлено резкое увеличение содержания ПАУ 300°C и дальнейшее уменьшение к 500°C. Вероятно, горение при 500°C способствовало минерализации [30] и улетучиванию [46] полиаренов, включая термическое разложение более тяжелых ПАУ. Выявлено, что процесс сгорания проходит с образованием преимущественно легких ПАУ при более низких температурах (200 и 300°C) и разложением до простых веществ при высоких (500°C). Это также подтверждается полученными данными о потерях массы при сжигании при 500°C (рис. 4). Однако не стоит исключать, что в описанных в рамках эксперимента условиях могли образовываться полиарены, не входящие в перечень анализируемых.

Установлено, что суммарное содержание ПАУ больше в ферментированном и гумусированном

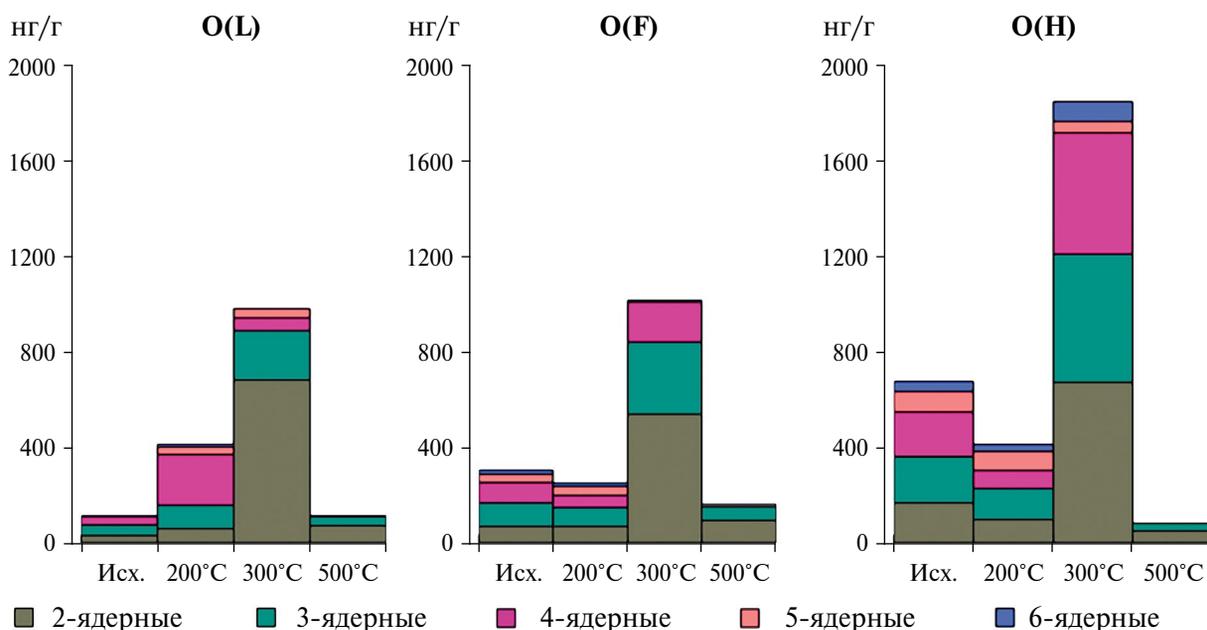


Рис. 4. Массовая доля ПАУ в органогенных подгоризонтах почв ельника зеленомошного.

подгоризонтах подстилок. Исходя из того, что в минеральном слое наибольшее накопление полиаренов происходит в верхней части (лишь незначительная часть ПАУ способно к перераспределению вниз по профилю, в зависимости от времени пройденного пожара) [6]. Также учитывая способность полиаренов адсорбироваться на почвенных частицах, в частности, в почвенном ОВ [67]. Согласно литературным данным, значительная часть ПАУ концентрируется непосредственно на границе минерального и органогенного слоев почв и способна играть важную роль в процессах гумификации [1]. С другой стороны, полиарены являются высокотоксичными компонентами, которые способны негативно влиять на микрофлору и растительность и приводить к деформации процесса почвообразования [9].

Считается, что биоуголь, образующийся в результате сжигания, является подходящим материалом для накопления углерода в почвах [33]. Повышение содержания ПАУ в почвах после пожаров указано во множестве работ [6, 35, 69]. Однако до сих пор имеются пробелы в понимании поведения

полиаренов, куда они переносятся, и как протекают процессы разложения. На содержание ПАУ в значительной степени влияют условия протекания пожара. Согласно исследованиям после лесных пожаров, с увеличением интенсивности пожара концентрации ПАУ в почве либо уменьшаются [30], либо увеличиваются [51] или не претерпевают значительных изменений вовсе [27]. Схожие с результатами текущей работы данные об увеличении содержания ПАУ при сжигании ОВ в лабораторных условиях при 350°C, и заметным уменьшением ПАУ при температурах 500°C и выше представлены в работах [33, 45, 75]. Считается, что путь к образованию ПАУ в диапазоне температур 300–650°C протекает через процесс карбонизации, при котором твердый остаток подвергается химическому превращению и перегруппировке с образованием более конденсированной полициклической ароматической структуры [56].

Согласно данным корреляции фракционного состава и индивидуальных ПАУ (рис. 5) выявлены некоторые закономерности. Проверка на

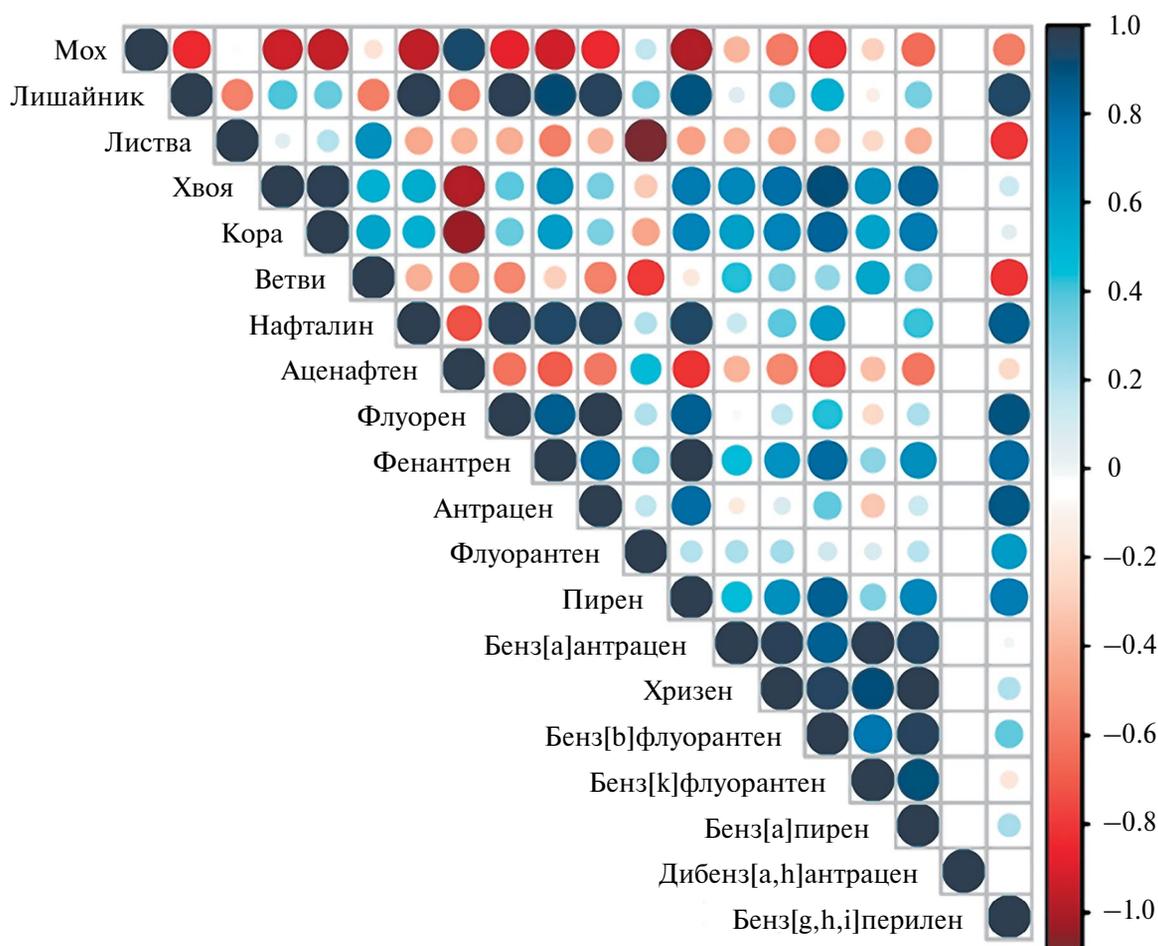


Рис. 5. Коэффициенты корреляции между фракционным составом и ПАУ в исходных образцах органогенных горизонтов почв.

значимость коэффициента корреляции выявила сильную положительную взаимосвязь между высоким содержанием хвои и содержанием пирена, бенз[а]антрацена, хризена, бенз[б]флуорантена, бенз[к]флуорантена и бензапирена в исходных образцах ($r \sim 0.8$, $p < 0.05$). Вероятно, кутикула хвоинок, содержащая воск, способна накапливать полиарены из атмосферы либо синтезировать их. Похожая, но менее сильная положительная корреляция выявлена между вышеназванными индивидуальными ПАУ и древесной корой.

Содержание и состав ПАУ часто используют как информационный ресурс для индикации источников полиаренов и геохимических процессов, происходящих в почвах [4]. Согласно более ранним работам [39, 57, 76], значения отношений отдельных полиаренов можно использовать для того, чтобы установить к какому источнику относятся ПАУ (пирогенному, биогенному или петрогенному). Для расчета отношений выбирают такие соединения, которые имеют определенные сходства в строении и физико-химических свойствах [71].

Согласно работе [78], отношение низкомолекулярных ПАУ к высокомолекулярным менее единицы говорит о пирогенном источнике полиаренов. В настоящем случае практически во всех образцах, во многом из-за высокого содержания нафталина, отношение превышает единицу. Возможно, при сгорании подстилки бореальных лесов о пирогенном источнике полиаренов можно говорить даже тогда, когда отношение легких ПАУ к тяжелым становится более единицы. Стоит подчеркнуть, что реакции, происходящие с ПАУ, например, во время их атмосферного переноса, могут менять диагностические отношения между ними. Таким образом, стоит учитывать, что диагностические индексы могут сильно изменяться из-за процессов окисления и биодegradации в почвах, что уменьшает достоверность такой диагностики [25, 68].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведен пирогенный эксперимент, в рамках которого симитировано влияние низкоинтенсивных пожаров на органогенные горизонты болотных и лесных почв средней тайги северо-востока Европейской территории России. В рамках эксперимента проанализировано содержание и состав ПАУ в акротелме торфяной олиготрофной почвы и органогенных подгоризонтах почв сосняка лишайникового и ельника зеленомошного до и после сжигания. Выявлено, что изменения, происходящие в органогенных горизонтах почв, зависят от природы и состава сжигаемого материала. Установлено, что при пожарах низкой интенсивности вероятно значительное изменение содержания и состава ПАУ. При различном фракционном составе ОВ исследуемых почв отмечена общая тенденция,

тогда как при 300°C наблюдается наибольшее повышение, а при 500°C резкое снижение содержания ПАУ. В результате оценки изменения состава полиаренов показано, что процесс сгорания проходит с образованием преимущественно легких ПАУ при более низких температурах (200 и 300°C) и разложением до простых веществ при высоких (500°C). Выявлено, что состав ПАУ в значительной степени зависит от фракционного состава ОВ. Показано, что наличие хвои и коры приводит к высокой доле содержания тяжелых ПАУ. Соотношение схожих полиаренов часто используют для установления источника ПАУ. В рамках работы получено отношение легких к тяжелым ПАУ больше единицы. Вероятно, данное отношение может послужить примером определения пирогенных полиаренов.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена в рамках темы государственного задания ИБ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН 122040600023-8.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют об отсутствии у них конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Безносиков В.А., Лодыгин Е.Д., Габов Д.Н., Василевич Р.С. Гуминовые вещества и полициклические ароматические углеводороды в тундровых почвах // Теоретическая и прикладная экология. 2015. № 1. С. 44–52.
2. Габов Д.Н., Безносиков В.А., Кондратенко Б.М., Яковлева Е.В. Закономерности формирования полициклических ароматических углеводородов в почвах северной и средней тайги // Почвоведение. 2008. № 11. С. 1334–1343.
3. Геннадиев А.Н., Пиковский Ю.И., Цибарт А.С., Смирнова М.А. Углеводороды в почвах: происхождение, состав, поведение (обзор) // Почвоведение. 2015. № 10. С. 1195–1195. <https://doi.org/10.7868/S0032180X15100020>
4. Геннадиев А.Н., Цибарт А.С. Факторы и особенности накопления пирогенных полициклических ароматических углеводородов в почвах заповедных и антропогенно-измененных территорий // Почвоведение. 2013. № 1. С. 32–32. <https://doi.org/10.7868/S0032180X13010024>
5. Головацкая Е.А., Никонова Л.Г. Разложение растительных остатков в торфяных почвах олиготрофных болот // Вестник Томск. гос. ун-та. Биология. 2013. № 3(23). С. 137–151. <https://doi.org/10.17223/19988591/23/13>
6. Дымов А.А., Дубровский Ю.А., Габов Д.Н. Пирогенные изменения подзолов иллювиально-желези-

- стых (средняя тайга, республика Коми) // Почвоведение. 2014. № 2. С. 144–144.
<https://doi.org/10.7868/S0032180X14020051>
7. *Дымов А.А., Милановский Е.Ю., Холодов В.А.* Состав и гидрофобные свойства органического вещества денсиметрических фракций почв Приполярного Урала // Почвоведение. 2015. № 11. С. 1335–1335.
<https://doi.org/10.7868/S0032180X15110052>
 8. *Инишева Л.И.* Торфяные почвы: их генезис и классификация // Почвоведение. 2006. № 7. С. 781–786
 9. *Казеев К.Ш., Одабабян М.Ю., Трушков А.В., Колесников С.И.* Оценка влияния разных факторов пирогенного воздействия на биологические свойства чернозема // Почвоведение. 2020. № 11. С. 1372–1382.
<https://doi.org/10.31857/S0032180X20110064>
 10. *Константинова Е.Ю., Сушкова С.Н., Минкина Т.М., Антоненко Е.М., Константинов А.О., Хорошавин В.Ю.* Полициклические ароматические углеводороды в почвах промышленных и селитебных зон Тюмени // Известия Томского политех. ун-та. Инжиниринг георесурсов. 2018. Т. 329. № 8. С. 66–79.
 11. *Косяков Д.С., Ульяновский Н.В., Мазур Д.М., Лебедев А.Т.* Масс-спектрометрия в исследовании загрязнения атмосферы Арктики // Лаборатория и производство. 2020. № 3–4. С. 56–68.
 12. *Масягина О.В., Токарева И.В., Прокушкин А.С.* Моделирование термического воздействия пожаров на физико-химические свойства и микробную активность подстилки криогенных почв // Почвоведение. 2014. № 8. С. 971–971.
<http://doi.org/10.7868/S0032180X14080097>
 13. *Прокушкин А.С., Токарева И.В.* Влияние нагрева на органическое вещество лесных подстилок и почв в условиях эксперимента // Почвоведение. 2007. № 6. С. 698–706
 14. *Прокушкин С.Г., Богданов В.В., Прокушкин А.С., Токарева И.В.* Послепожарное восстановление органического вещества в напочвенном покрове лиственничников криолитозоны центральной Эвенкии // Известия. РАН. Сер. биологическая. 2011. № 2. С. 227–234.
 15. СанПиН 1.2.3685–21 “Гигиенические нормы и требования к обеспечению безопасности и/или безвредности для человека факторов среды обитания”. 2021. <https://docs.cntd.ru/document/573500115#65401N> (дата обращения 04.09.2023)
 16. *Сушкова С.Н., Яковлева Е.В., Минкина Т.М., Габов Д.Н., Антоненко Е.М., Дудникова Т.С., Барбашев А.И., Минникова Т.В., Колесников С.И., Раджпут В.Д.* Накопление бенз(а)пирена в растениях разных видов и органо-генном горизонте почв степных фитоценозов при техногенном загрязнении // Известия Томского политех. ун-та. Инжиниринг георесурсов. 2020. Т. 331. № 12. С. 200–214.
<https://doi.org/10.18799/24131830/2020/12/2953>
 17. *Таскаев А.И.* Атлас Республики Коми по климату и гидрологии. М.: Дрофа, 1997. 115 с.
 18. *Хаустов А.П., Редина М.М.* Индикаторные соотношения концентраций полициклических ароматических углеводородов в объектах сжигания угольного топлива и биомассы // Антропогенная трансформация природной среды. 2019. № 5. С. 64–71.
 19. *Цибарт А.С., Геннадиев А.Н.* Полициклические ароматические углеводороды в почвах: источники, поведение, индикационное значение (обзор) // Почвоведение. 2013. № 7. С. 788–788.
<https://doi.org/10.7868/S0032180X13070125>
 20. *Яковлева Е.В., Безносиков В.А., Кондратенко Б.М., Габов Д.Н., Василевич М.И.* Биоаккумуляция полициклических ароматических углеводородов в системе почва растение // Агрохимия. 2008. № 9. С. 66–74.
 21. *Яковлева Е.В., Габов Д.Н., Василевич Р.С., Гончарова Н.Н.* Участие растений в формировании состава полициклических ароматических углеводородов торфяников // Почвоведение. 2020. № 3. С. 316–329.
<https://doi.org/10.31857/S0032180X20030107>
 22. *Яковлева Е.В., Габов Д.Н., Василевич Р.С.* Формирование состава полициклических ароматических углеводородов бугристых болот в зональном ряду лесотундра–северная тундра // Почвоведение. 2022. № 3. С. 296–314.
<https://doi.org/10.31857/S0032180X22030145>
 23. *Araya S.N., Fogel M.L., Berhe A.A.* Thermal alteration of soil organic matter properties: A systematic study to infer response of Sierra Nevada climosequence soils to forest fires // Soil. 2017. V. 3. P. 31–44.
<https://doi.org/10.5194/soil-3-31-2017>
 24. *Atanassova I., Brümmer G.W.* Polycyclic aromatic hydrocarbons of anthropogenic and biopedogenic origin in a colluviated hydromorphic soil of Western Europe // Geoderma. 2004. V. 120. № 1. P. 27–34.
<https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2003.08.007>
 25. *Biache C., Mansuy-Huault L., Faure P.* Impact of oxidation and biodegradation on the most commonly used polycyclic aromatic hydrocarbon (ПАХ) diagnostic ratios: Implications for the source identifications // J. Hazardous Mater. 2014. V. 267. P. 31–39.
<https://doi.org/10.1016/j.jhazmat.2013.12.036>
 26. *Broll G., Brauckmann H.J., Overesch M., Junge B., Erber C., Milbert G., Baize D., Nachtergaele F.* Topsoil characterization: recommendations for revision and expansion of the FAO-draft (1998) with emphasis on humus forms and biological factors // J. Plant Nutrition Soil Sci. 2006. V. 169. № 3. P. 453–461.
<https://doi.org/10.1002/jpln.200521961>

27. *Campos I., Abrantes N., Pereira P., Micaelo A.C., Vale C., Keizer J.J.* Forest fires as potential triggers for production and mobilization of polycyclic aromatic hydrocarbons to the terrestrial ecosystem // *Land Degrad. Dev.* 2019. V. 30. № 18. P. 2360–2370. <https://doi.org/10.1002/ldr.3427>
28. *Certini G.* Effects of fire on properties of forest soils: A review // *Oecologia.* 2005. T. 143. P. 1–10. <https://doi.org/10.1007/s00442-004-1788-8>
29. *Certini G.* Fire as a soil-forming factor // *Ambio.* 2014. V. 43. № 2. P. 191–195. <https://doi.org/10.1007/s13280-013-0418-2>
30. *Chen H., Chow A.T., Li X.W., Ni H.G., Dahlgren R.A., Zeng H., Wang J.J.* Wildfire burn intensity affects the quantity and speciation of polycyclic aromatic hydrocarbons in soils // *ACS Earth and Space Chemistry.* 2018. V. 2. № 12. P. 1262–1270. <https://doi.org/10.1021/acsearthspacechem.8b00101>
31. *Chen Y., Hu F.S., Lara M.J.* Divergent shrub-cover responses driven by climate, wildfire, and permafrost interactions in Arctic tundra ecosystems // *Glob. Change Biol.* 2021. V. 27. № 3. P. 652–663. <https://doi.org/10.1111/gcb.15451>
32. *DeBano L.F.* The role of fire and soil heating on water repellency in wildland environments: A review // *J. Hydrol.* 2000. V. 231. P. 195–206. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(00\)00194-3](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(00)00194-3)
33. *Devi P., Saroha A.K.* Effect of pyrolysis temperature on polycyclic aromatic hydrocarbons toxicity and sorption behaviour of biochars prepared by pyrolysis of paper mill effluent treatment plant sludge // *Bioresour. Technol.* 2015. V. 192. P. 312–320. <https://doi.org/10.1016/j.biortech.2015.05.084>
34. *Dymov A.A., Abakumov E.V., Bezkorovaynaya I.N., Prokushkin A.S., Kuzyakov Y.V., Milanovsky E.Y.* Impact of forest fire on soil properties (review) // *Theor. Appl. Ecol.* 2018. № 4. P. 13–23. <https://doi.org/10.25750/1995-4301-2018-4-013-023>
35. *Dymov A.A., Gabov D.N.* Pyrogenic alterations of Podzols at the North-east European part of Russia: Morphology, carbon pools, PAH content // *Geoderma.* 2015. V. 241. P. 230–237.
36. *Dymov A.A., Grodnitskaya I.D., Yakovleva E.V., Dubrovskiy Y.A., Kutuyavin I.N., Startsev V.V., Prokushkin A.S.* Albic Podzols of Boreal Pine Forests of Russia: Soil Organic Matter, Physicochemical and Microbiological Properties across Pyrogenic History // *Forests.* 2022. V. 13. № 11. P. 1831. <https://doi.org/10.3390/f13111831>
37. *Dymov A.A., Startsev V.V., Yakovleva E.V., Dubrovskiy Y.A., Milanovsky E.Y., Severgina D.A., Prokushkin A.S.* Fire-Induced Alterations of Soil Properties in Albic Podzols Developed under Pine Forests (Middle Taiga, Krasnoyarsky Krai) // *Fire.* 2023. V. 6. № 2. P. 67. <https://doi.org/10.3390/fire6020067>
38. *Frandsen W.H.* Ignition probability of organic soils // *Can. J. Forest Res.* 1997. V. 27. P. 1471–1477. <https://doi.org/10.1139/x97-106>
39. *Froehner S., de Souza D.B., Machado K.S., Falcao F., Fernandes C.S., Bleninger T., Neto D.M.* Impact of coal tar pavement on polycyclic hydrocarbon distribution in lacustrine sediments from non-traditional sources // *Int. J. Environ. Sci. Technol.* 2012. V. 9. P. 327–332. <https://doi.org/10.1007/s13762-012-0044-8>
40. *Gabov D., Yakovleva E., Vasilevich R.* Vertical distribution of PAHs during the evolution of permafrost peatlands of the European arctic zone // *Appl. Geochem.* 2020. V. 123. P. 104790. <https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2020.104790>
41. *Giovannini G., Lucchesi S., Giachetti M.* Effect of heating on some physical and chemical parameters related to soil aggregation and erodibility // *Soil Sci.* 1988. V. 146. № 4. P. 255–261. <https://doi.org/10.1097/00010694-198810000-00006>
42. *Gleixner G., Czimeczik C.J., Kramer C., Lühker B., Schmidt M.W.* Plant compounds and their turnover and stabilization as soil organic matter // *Glob. Biogeochem. Cycles Clim. Syst.* 2001. P. 201–215. <https://doi.org/10.1016/B978-012631260-7/50017-0>
43. *Goldammer J.G., Furyaev V.V.* Fire in ecosystems of boreal Eurasia: Ecological impacts and links to the global system // *Fire in ecosystems of Boreal Eurasia.* Dordrecht: Springer Netherlands. 1996. P. 1–20. https://doi.org/10.1007/978-94-015-8737-2_1
44. *Gorbach N.M., Startsev V.V., Mazur A.S., Milanovskiy E.Y., Prokushkin A.S., Dymov A.A.* Simulation of smoldering combustion of organic horizons at pine and spruce boreal forests with lab-heating experiments // *Sustainability.* 2022. V. 14. № 24. P. 16772. <https://doi.org/10.3390/su142416772>
45. *Hale S.E., Lehmann J., Rutherford D., Zimmerman A.R., Bachmann R.T., Shitumbanuma V., O'Toole A., Sundqvist K.L., Arp H.P.H., Cornelissen G.* Quantifying the total and bioavailable polycyclic aromatic hydrocarbons and dioxins in biochars // *Environ. Sci. Technol.* 2012. V. 46. № 5. P. 2830–2838. <https://doi.org/10.1021/es203984k>
46. *Harper A.R., Santín C., Doerr S.H., Froyd C.A., Albiní D., Otero X.L., Pérez-Fernández B.* Chemical composition of wildfire ash produced in contrasting ecosystems and its toxicity to *Daphnia magna* // *Int. J. Wildland Fire.* 2019. V. 28. № 10. P. 726–737. <https://doi.org/10.1071/WF18200>
47. *Iglesias T., Cala V., Gonzalez J.* Mineralogical and chemical modifications in soils affected by a forest fire in the Mediterranean area // *Sci. Total Environ.* 1997. V. 204. № 1. P. 89–96. [https://doi.org/10.1016/S0048-9697\(97\)00173-3](https://doi.org/10.1016/S0048-9697(97)00173-3)
48. *Ivanov A.V., Neumann M., Darman G.F., Danilov A.V., Susloparova E.S., Solovyov I.D., Bryanin S.* Vulnerability of larch forests to forest fires along a latitudinal

- gradient in eastern Siberia // *Can. J. For. Res.* 2022. T. 52. № 12. P. 1543–1552.
<https://doi.org/10.1139/cjfr-2022-0161>
49. *Jenkins B.M., Jones A.D., Turn S.Q., Williams R.B.* Particle concentrations, gas-particle partitioning, and species intercorrelations for polycyclic aromatic hydrocarbons (PAH) emitted during biomass burning // *Atmos. Environ.* 1996. V. 30. № 22. P. 3825–3835.
[https://doi.org/10.1016/1352-2310\(96\)00084-2](https://doi.org/10.1016/1352-2310(96)00084-2)
50. *Jian M., Berhe A.A., Berli M., Ghezzehei T.A.* Vulnerability of physically protected soil organic carbon to loss under low severity fires // *Front. Environ. Sci.* 2018. V. 6. P. 66.
<http://doi.org/10.3389/fenvs.2018.00066>
51. *Kim E.J., Choi S.D., Chang Y.S.* Levels and patterns of polycyclic aromatic hydrocarbons (PAHs) in soils after forest fires in South Korea // *Environ. Sci. Pollut. Res.* 2011. V. 18. P. 1508–1517.
<http://doi.org/10.1007/s11356-011-0515-3>
52. *Knicker H.* Pyrogenic organic matter in soil: Its origin and occurrence, its chemistry and survival in soil environments // *Quat. Int.* 2011. T. 243. № 2. P. 251–263.
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2011.02.037>
53. *Kosyakov D.S., Ul'yanovskii N.V., Latkin T.B., Pokryshkin S.A., Berzhonskis V.R., Polyakova O.V., Lebedev A.T.* Peat burning – An important source of pyridines in the earth atmosphere // *Environ. Pollut.* 2020. T. 266. P. 115109.
<https://doi.org/10.1016/j.envpol.2020.115109>
54. *Lide D.R.* CRC Handbook of Chemistry and Physics. CRC Press: Boca Raton. 2004. V. 85. P. 2712.
55. *Lodygin E., Abakumov E., Nizamutdinov T.* The content of polyarenes in soils of antarctica: Variability across landscapes // *Land.* 2021. V. 10. № 11. P. 1162.
<https://doi.org/10.3390/land10111162>
56. *McGrath T.E., Chan W.G., Hajaligol M.R.* Low temperature mechanism for the formation of polycyclic aromatic hydrocarbons from the pyrolysis of cellulose // *J. Anal. Appl. Pyrolysis.* 2003. V. 66. № 1–2. P. 51–70.
[https://doi.org/10.1016/S0165-2370\(02\)00105-5](https://doi.org/10.1016/S0165-2370(02)00105-5)
57. *Mizwar A., Trihadiningrum Y.* PAH contamination in soils adjacent to a coal-transporting facility in Tapin District, South Kalimantan, Indonesia // *Archives of Environmental Contamination and Toxicology.* 2015. V. 69. P. 62–68.
<https://doi.org/10.1007/s00244-015-0141-z>
58. *Negri S., Stanchi S., Celi L., Bonifacio E.* Simulating wildfires with lab-heating experiments: Drivers and mechanisms of water repellency in alpine soils // *Geoderma.* 2021. V. 402. P. 115357.
<http://doi.org/10.1016/j.geoderma.2021.115357>
59. *Ngole-Jeme V.M.* Fire-induced changes in soil and implications on soil sorption capacity and remediation methods // *Appl. Sci.* 2019. V. 9. № 17. P. 3447.
<http://doi.org/10.3390/app9173447>
60. *Peel M.C., Finlayson B.L., McMahon T.A.* Updated world map of the Köppen-Geiger climate classification // *Hydro. Earth Syst. Sci.* 2007. V. 11. № 5. P. 1633–1644.
<http://doi.org/10.5194/hess-11-1633-2007>
61. *Peng C., Ouyang Z., Wang M., Chen W., Li X., Crittenden J.C.* Assessing the combined risks of PAHs and metals in urban soils by urbanization indicators // *Environ. Pollut.* 2013. V. 178. P. 426–432.
<https://doi.org/10.1016/j.envpol.2013.03.058>
62. *Potapov A.M., Sun X., Barnes A.D., Briones M.J., Brown G.G., Cameron E.K., Chang C.-H., Cortet J., Eisenhauer N., Franco A.L., Fujii S., Geisen S., Guerra C., Gongalsky K., Haimi J., Handa I.T., Janion-Sheepers C., Karaban K., Lindo Z., Wall D.* Global monitoring of soil animal communities using a common methodology // *Soil Org.* 2022. V. 94. № 1. P. 55–68.
<https://doi.org/10.25674/so94iss1id178>
63. *Qu Y., Gong Y., Ma J., Wei H., Liu Q., Liu L., Chen Y.* Potential sources, influencing factors, and health risks of polycyclic aromatic hydrocarbons (PAHs) in the surface soil of urban parks in Beijing, China // *Environ. Pollut.* 2020. V. 260. P. 114016.
<https://doi.org/10.1016/j.envpol.2020.114016>
64. *Santín C., Knicker H., Fernández S., Menéndez-Duarte R., Álvarez M.Á.* Wildfires influence on soil organic matter in an Atlantic mountainous region (NW of Spain) // *Catena.* 2008. V. 74. № 3. P. 286–295.
<https://doi.org/10.1016/j.catena.2008.01.001>
65. *Santín C., Doerr S.H.* Fire effects on soils: The human dimension // *Philos. Trans. R. Soc. B Biol. Sci.* 2016. V. 371. P. 20150171.
<http://doi.org/10.1098/rstb.2015.0171>
66. *Startsev V.V., Yakovleva E.V., Kutuyavin I.N., Dymov A.A.* Fire impact on carbon pools and basic properties of retisols in native spruce forests of the European North and Central Siberia of Russia // *Forests.* 2022. V. 13. № 7. P. 1135.
<https://doi.org/10.3390/f13071135>
67. *Tang L., Tang X., Zhu Y.G., Zheng M.H., Miao Q.L.* Contamination of polycyclic aromatic hydrocarbons (PAHs) in urban soils in Beijing, China // *Environ. Int.* 2005. V. 31. P. 822–828.
<https://doi.org/10.1016/j.envint.2005.05.031>
68. *Tobiszewski M., Namiеньnik J.* PAH diagnostic ratios for the identification of pollution emission sources // *Environ. Pollut.* 2012. V. 162. P. 110–119.
<https://doi.org/10.1016/j.envpol.2011.10.025>
69. *Tsibart A.S., Gennadiev A.N., Koshovskii T.S.* Polycyclic aromatic hydrocarbons in post-fire soils of drained peatlands in western Meshchera (Moscow region, Russia) // *Solid Earth.* 2014. V. 5. № 2. P. 1305–1317.
<https://doi.org/10.5194/se-5-1305-2014>
70. *Turetsky M.R., Benscoter B., Page S., Rein G., Van Der Werf G.R., Watts A.* Global vulnerability of peatlands to fire and carbon loss // *Nat. Geosci.* 2015. V. 8. № 1. P. 11–14.
<https://doi.org/10.1038/NNGEO2325>

71. Uhler A.D., Emsbo-Mattingly S.D. Environmental stability of PAH source indices in pyrogenic tars // *Bull. Environ. Contam. Toxicol.* 2006. V. 76. P. 689–696. <https://doi.org/10.1007/s00128-006-0975-1>
72. Wei T., Simko V.R. Package “Corrplot”: Visualization of a Correlation Matrix (Version 0.92). Package Corrplot for R Software. 2021. 26 p.
73. Wickham H., Bryan J. Readxl: Read Excel Files R Package Version 1.3.1. R Package. Vienna, Austria. 2019. P. 10.
74. Yakovleva E.V., Gabov D.N. Polyarenes accumulation in tundra ecosystem influenced by coal industry of Vorkuta // *Pol. Polar Res.* 2020. V. 41. № 3. P. 237–267. <https://doi.org/10.24425/ppr.2020.134122>
75. Yang B., Shi Y., Xu S., Wang Y., Kong S., Cai Z., Wang J. Polycyclic aromatic hydrocarbon occurrence in forest soils in response to fires: a summary across sites // *Environ. Sci.: Process. Impacts.* 2022. V. 24. № 1. P. 32–41. <https://doi.org/10.1039/D1EM00377A>
76. Young A.M., Higuera P.E., Duffy P.A., Hu F.S. Climatic thresholds shape northern high-latitude fire regimes and imply vulnerability to future climate change // *Ecography.* 2016. V. 40. P. 606–617. <http://doi.org/10.1111/ecog.02205>
77. Yunker M.B., Macdonald R.W., Vingarzan R., Mitchell R.H., Goyette D., Sylvestre S. PAHs in the Fraser River basin: a critical appraisal of PAH ratios as indicators of PAH source and composition // *Org. Geochem.* 2002. V. 33. № 4. P. 489–515. [https://doi.org/10.1016/S0146-6380\(02\)00002-5](https://doi.org/10.1016/S0146-6380(02)00002-5)
78. Zhang W., Zhang S., Wan C., Yue D., Ye Y., Wang X. Source diagnostics of polycyclic aromatic hydrocarbons in urban road runoff, dust, rain and canopy through-fall // *Environ. Pollut.* 2008. V. 153. № 3. P. 594–601. <https://doi.org/10.1016/j.envpol.2007.09.004>

Combustion Temperature and Soil Organic Horizons Composition Influence on the PAHs Content (Laboratory Experiment Results)

N. M. Gorbach^{1, 2, *}, E. V. Yakovleva², and A. A. Dymov^{2, 3}

¹*Pitirim Sorokin Syktyvkar State University, Syktyvkar, 167001 Russia*

²*Institute of Biology of Komi Science Centre of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences, Syktyvkar, 167982 Russia*

³*Faculty of Soil Science, Lomonosov Moscow State University, Moscow, 119991 Russia*

*e-mail: nikolay.tbo@gmail.com

Fire induced changes in the content and composition of polycyclic aromatic hydrocarbons (PAHs) in organic horizons of the boreal zone soils are considered. Experiment of combustion under oxygen deficient conditions were conducted. The organic horizons of soils as peat (sphagnum oligotrophic) and two types of forests (lichen pine and green-moss spruce) were selected. The PAHs content was determined by high-performance liquid chromatography. It was found that combustion conditions, composition of organic horizons and combustibility significantly affect the content and composition of PAHs. The formation of PAHs occurs to a greater extent at 300°C. Compared with the original samples, the content increases from 2.7 to 9.7 times. Compared with the peak PAHs content (in 300°C) samples, a decrease from 5.8 to 33.0 times is found at 500°C. It is likely that the significant decrease in the content of polycyclic aromatic hydrocarbons is due to the decomposition of substances to simpler ones. The ratio of low molecular to high molecular weight PAHs is indicated. The obtained ratio greater than 1.0 can serve as an indicator of pyrogenic origin of polyarenes.

Keywords: wildfires, polycyclic aromatic hydrocarbons, boreal zone, peat, pine forest soil organic horizon, spruce forest soil organic horizon

ОЦЕНКА ЭКОТОКСИЧНОСТИ ЧАСТИЦ СЕРЕБРА РАЗНОГО РАЗМЕРА ПО БИОЛОГИЧЕСКИМ ПОКАЗАТЕЛЯМ ЧЕРНОЗЕМА

© 2024 г. Н. И. Цепина^а, С. И. Колесников^а, Т. В. Минникова^{а, *},
А. С. Русева^а, Д. А. Труфанов^а, К. Ш. Казеев^а

^аЮжный федеральный университет, Академия биологии и биотехнологии им. Д.И. Ивановского,
пр-т Стачки, 194/1, Ростов-на-Дону, 344090 Россия

*e-mail: loko261008@yandex.ru

Поступила в редакцию 19.05.2023 г.

После доработки 15.12.2023 г.

Принята к публикации 16.12.2023 г.

Оценивали экотоксичность частиц Ag разного размера по микробиологическим, биохимическим и фитотоксическим показателям верхнего слоя (0–20 см) чернозема обыкновенного (Haplic Chernozem) в лабораторном модельном эксперименте. Исследовали влияние нано- (10 и 100 нм) и микрочастиц (1000 нм) Ag в концентрациях 1, 10 и 100 мг/кг на биологические показатели чернозема обыкновенного через 30 сут после загрязнения: активность каталазы, дегидрогеназ, ферриредуктазы, уреазы, пероксидазы, полифенолоксидазы, инвертазы, фосфатазы, общую численность бактерий, обилие бактерий рода *Azotobacter*, количество проросших семян и длину корневой редиса. Установлено, что экотоксичность частиц Ag зависит от их размера: в большинстве случаев частицы Ag размером 10 нм оказывали более сильное экотоксическое влияние на биологические показатели, чем частицы размером 100 и 1000 нм. Существенных различий в экотоксичности частиц Ag размером 100 и 1000 нм выявлено не было. Разница в воздействии частиц Ag различного размера усиливалась с увеличением концентрации Ag в почве: чем больше концентрация Ag в почве (от 1 до 100 мг/кг), тем более выражено отличие в экотоксичности между частицами Ag 10 нм и частицами 100 и 1000 нм. Более чувствительны к загрязнению наночастицами Ag фитотоксические показатели при всех исследованных концентрациях (1, 10 и 100 мг/кг); общая численность бактерий, активность инвертазы и фосфатазы – при 10 и 100 мг/кг; обилие бактерий рода *Azotobacter* и активность дегидрогеназ – при 100 мг/кг. Эти показатели целесообразно использовать при биодиагностике экотоксичности наночастиц Ag.

Ключевые слова: загрязнение почв, наночастицы Ag, микрочастицы Ag, биотестирование

DOI: 10.31857/S0032180X24050093, **EDN:** YLAOHV

ВВЕДЕНИЕ

В результате деятельности человека, включающей синтез, переработку и утилизацию продукции, содержащей наночастицы серебра (AgNPs), увеличивается поступление Ag в окружающую среду, в том числе в почву [11, 35, 38]. При этом экологические последствия загрязнения почв Ag, в том числе наночастицами, исследованы в значительно меньшей степени, чем загрязнение другими тяжелыми металлами. Благодаря антибактериальным свойствам AgNPs широко используются в различных промышленных и бытовых целях, что приводит к неуклонно растущему производству AgNPs и, как следствие, загрязнению ими почв и наземных экосистем [45]. Когда AgNPs попадают в потоки отходов, они накапливаются в осадке сточных вод на очистных сооружениях. Осадки сточных вод могут

быть использованы в качестве удобрений для сельскохозяйственных почв [11, 19]. Кроме того, AgNPs часто применяются в сельском хозяйстве в качестве нанопестицидов и противогрибковых средств [16]. Среди ученых возникают опасения по поводу вероятных угроз AgNPs для здоровья экосистем. Попадая в почву, AgNPs оказывают непосредственное влияние на животных, растения, бактерии и ферменты. Существуют исследования, которые демонстрируют экотоксические эффекты AgNPs, проявляющиеся в ингибировании активности почвенных ферментов [21, 26, 43, 44, 54], численности бактерий [24, 26, 40] и почвенных животных [37, 48], снижении количества проросших семян, длины корней и побегов растений [20, 33, 34, 50, 52]. Таким образом, изменения ферментативной активности, микробиологических и фитотоксических показателей

почвы под воздействием частиц Ag могут служить ранними индикаторами любого неблагоприятного воздействия, которое эти частицы оказывают на здоровье и качество почвы и, как следствие, на ее плодородие.

В литературе встречаются исследования, посвященные сравнительной оценке экотоксичности AgNPs разного размера для обитателей почвенных экосистем. Однако результаты этих исследований противоречивы. Ранее выявлено, что более экотоксичны AgNPs меньшего размера (10–20 нм) [36], для растений (20 нм) [23], для бактерий (10 нм) [56] и для дождевых червей (20 нм) [37]. Показано, что уровень прорастания семян и последующий их рост снижались с увеличением размеров и концентраций AgNPs [52]. Однако есть исследование, в которых экотоксичность AgNPs (30, 80 и 200 нм) [39] и AgNPs (10 и 50 нм) [21], оцененная по активности почвенных ферментов, не зависела от размера частиц.

Представляется актуальным провести комплексную оценку экотоксичности частиц Ag разного размера (10, 100 и 1000 нм) по широкому спектру биологических показателей почвы.

Цель работы – оценка экотоксичности частиц Ag разного размера (10, 100 и 1000 нм) по микробиологическим, биохимическим и фитотоксическим показателям чернозема обыкновенного (Naplic Chernozem) в лабораторном модельном эксперименте.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Характеристика объектов исследования. В качестве объекта исследования выбраны черноземы обыкновенные, Naplic Chernozem [53]. Они занимают значительные территории на Юге России и играют огромную роль в производстве сельскохозяйственной продукции, поэтому снижение их плодородия в результате загрязнения крайне нежелательно. Образцы почвы для модельных лабораторных исследований отбирали из поверхностного слоя ($A_{\text{пах}}$ 0–20 см) почвы на пашне опытного участка Ботанического сада Южного федерального университета (г. Ростов-на-Дону, Россия). Используемая в исследовании почва имеет тяжелосуглинистый гранулометрический состав, содержание гумуса 4.4% и нейтральную реакцию среды pH 7.8. В данном исследовании pH определяли в водной вытяжке почва : вода 1 : 2.5. В инкубационные сосуды закладывали почву с диаметром частиц от 3 до 5 мм, после просеивания почвы через сито с соответствующими размерами отверстий. Частицы Ag сначала растирали с небольшим количеством почвы, а затем смешивали с основной массой образца. В пластиковые контейнеры объемом 500 мл в трехкратной повторности вносили по 300 г почвы с частицами Ag.

Характеристика наночастиц. В исследовании использовали частицы Ag трех размеров (10, 100 и 1000 нм) в виде порошков, форма сферическая, CAS 7440-22-4, производства Alfa Aesar by Thermo Fisher Scientific (Германия). Химическая чистота частиц Ag составляла около 99.99%. Данные характеристики частиц Ag заявлены производителем.

Методика лабораторного моделирования. В лабораторных условиях было смоделировано загрязнение чернозема обыкновенного нано- (размером 10 и 100 нм) и микрочастицами (размером 1000 нм) Ag в концентрациях 1, 10 и 100 мг/кг почвы. Согласно литературным данным, размер наночастиц, содержащихся в образцах окружающей среды и потребительских товарах, составляет от 10 до 100 нм, однако чаще всего встречаются частицы размером 10–20 нм [14], содержание Ag в почвах составляет от 0.01 до 126 мг/кг [27]. Для оценки влияния нано- (10 и 100 нм) и микрочастиц (1000 нм) Ag на биологические показатели чернозема обыкновенного исследовали верхний слой почвы (0–20 см). Именно в этом слое почвы происходит накопление тяжелых металлов, в том числе Ag. Дозы были рассчитаны исходя из фоновых концентраций Ag. Фоновое содержание Ag в черноземе обыкновенном составляет 0.10 мг/кг. Фоновое содержание Ag в почве было определено методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ИСП-МС) на приборах Elan-DRC-e или Agilent 7700x в ФГУП “Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского”. Оценку влияния нано- (10 и 100 нм) и микрочастиц (1000 нм) Ag на биологические свойства чернозема проводили через 30 сут после загрязнения. Как установлено ранее [31], максимальную экотоксичность тяжелые металлы (в том числе Ag) проявляют на 30 сут после загрязнения, далее наблюдается тенденция восстановления биологических свойств почв. Эксперимент проводили при температуре 22°C и оптимальном увлажнении (60% от полевой влагоемкости). Инкубационные сосуды с почвой и частицами Ag закладывали в трехкратной повторности.

Методы исследования. Для оценки биологических свойств чернозема и экотоксичности частиц Ag исследовали биологические показатели, поскольку именно они первыми реагируют на антропогенное воздействие и показывают нарушение нормального состояния и функционирования почвы [6].

Методы оценки экотоксичности частиц Ag представлены в табл. 1 [6]. Выбор биологических показателей обусловлен следующими причинами. Почвенные микроорганизмы играют ключевую роль в экологических функциях почвы и непосредственно влияют на биологические и геохимические процессы. Они регулируют циклы углерода, азота и серы посредством разложения органических веществ, иммобилизации и минерализации элементов питания [24, 47]. Почвенные микроорганизмы обладают

высокой чувствительностью к загрязнению тяжелыми металлами [8]. Общее количество бактерий в почве характеризует состояние редуцентов в экосистеме. Бактерии рода *Azotobacter* традиционно используются в качестве индикатора состояния почвы при химическом загрязнении. Отклик бактериального сообщества почв на загрязнение Ag определяли по показателям общей численности бактерий (методом люминесцентной микроскопии по Д.Г. Звягинцеву) и обилия бактерий рода *Azotobacter* (методом обрастания комочков на среде Эшби).

В качестве тест-объекта для оценки фитотоксичности выбран редис (*Raphanus sativus* L. var. *radicula*), сорт “18 дней”, поскольку семена этого растения имеют небольшой запас питательных веществ и чувствительны к внешним воздействиям, в частности, к загрязнению тяжелыми металлами [3]. Для оценки фитотоксичности из каждого

вегетационного сосуда через 30 сут после загрязнения было отобрано по 40 г почвы в трехкратной повторности. Навеску почвы помещали в чашки Петри, увлажняли до 80% полной влагоемкости и перемешивали до однородной консистенции. В подготовленную таким образом почву высаживали по 20 семян редиса. Исследуемые образцы находились в условиях постоянной оптимальной температуры, влажности и освещения в климатической камере KBW 240 (Binder). Продолжительность эксперимента составляла 7 сут. Фитотестирование основывалось на сравнении количества проросших семян (шт.) и длины корней (мм) в контрольном и опытных вариантах, поскольку они являются наиболее информативными среди широкого спектра показателей прорастания семян и интенсивности начального роста растений [32].

Таблица 1. Методы исследования экотоксичности частиц Ag

Параметр	Метод	Ссылка
Общая численность бактерий	Метод люминесцентной микроскопии с использованием красителя акридинового оранжевого, подсчет численности бактерий проводили при увеличении $\times 40$	[5]
Обилие бактерий рода <i>Azotobacter</i>	Методом обрастания комочков почвы бактериями рода <i>Azotobacter</i> на среде Эшби	[12]
Количество проросших семян редиса	Оценка количества проросших семян редиса (<i>Raphanus sativus</i> L. var. <i>radicula</i>), через 7 сут эксперимента	[1]
Длина корней редиса	Измерение длины редиса (<i>Raphanus sativus</i> L. var. <i>radicula</i>) через 7 сут эксперимента	[1]
Активность каталазы (H_2O_2 : H_2O_2 – оксидоредуктаза, КФ 1.11.1.6)	Волюметрический метод по скорости разложения перекиси водорода, мл O_2 /(г почвы мин)	[2]
Активность дегидрогеназ (субстрат: НАД (Ф) – оксидоредуктаза, КФ 1.1.1.1)	По интенсивности восстановления в анаэробных условиях трифенилтетразолия хлористого (ТТХ) до трифенилформазанов (ТФФ), мг ТФФ/(10 г почвы 24 ч)	[13]
Активность пероксидазы (донор: H_2O_2 – оксидоредуктаза, КФ 1.11.1.7)	Колориметрическим методом по окислению гидрохинона в хиноны, мг 3,4-бензохинона в 1 г почвы за 30 мин	[7]
Активность полифенолоксидазы (О-дифенол оксидоредуктаза, КФ 1.10.3.1)	Колориметрическим методом по окислению гидрохинона в хиноны, мг 3,4-бензохинона/(1 г почвы 30 мин)	[7]
Активность ферриредуктазы (НАД (Ф) $\times H_2$: Fe_2O_3 – оксидоредуктаза, КФ 1.6.99)	Колориметрическим методом по количеству восстановленного трехвалентного железа, мг Fe_2O_3 /(100 г почвы 48 ч)	[13]
Активность инвертазы (β -фруктофуранозидаза, сахароза, КФ 3.2.1.26)	Колориметрическим методом по изменению содержания редуцирующих сахаров, мг глюкозы/(г почвы 24 ч)	[13]
Активность фосфатазы (фосфогидролазы моноэфиров ортофосфорной кислоты, КФ 3.1.3.1–2)	Колориметрическим методом по изменению содержания нитрофенолов с образованием органического фосфора и минеральных субстратов, мкг п-нитрофенола/(г почвы ч)	[22, 51]
Активность уреазы (карбамид – амидогидролаза, КФ 3.5.1.5)	Гидролиз карбамида до аммиака и углекислого газа, мг NH_3 /(10 г почвы за 24 ч)	[2]

Ферментативная активность является важным показателем качества почв, отражает широкий диапазон биологических процессов в почве, многие из показателей ферментативной активности являются чувствительными и информативными при оценке почв, загрязненных тяжелыми металлами [10]. В связи с чем был исследован широкий спектр показателей ферментативной активности почвы класса оксидоредуктаз (каталаза, дегидрогеназы, пероксидаза, полифенолоксидаза, ферриредуктаза) и гидролаз (уреаза, инвертаза, фосфатаза) с использованием соответствующих методов.

Для проверки полученных данных на достоверность был проведен дисперсионный анализ с последующим определением наименьшей существенной разницы (НСР).

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Изменение микробиологических показателей при загрязнении частицами Ag разного размера (10, 100 и 1000 нм). Результаты влияния нано- (10 и 100 нм) и микрочастиц (1000 нм) Ag на микробиологические показатели (общую численность бактерий и обилие бактерий рода *Azotobacter*) представлены в табл. 2. Концентрация 1 мг/кг микрочастиц Ag (1000 нм) вызвала снижение общей численности бактерий на 15% относительно контроля. При внесении 10 мг/кг наночастиц размером 10 нм общая численность бактерий снижалась на 88%, при внесении наночастиц Ag размером 100 нм – на 22%, микрочастицы Ag размером 1000 нм снижали численность бактерий на 20% относительно контрольных значений соответственно. При концентрации 100 мг/кг наночастицы размером 10 и 100 нм вызвали уменьшение общей

Таблица 2. Влияние нано- (10 и 100 нм) и микрочастиц (1000 нм) Ag на микробиологические свойства и фитотоксичность чернозема обыкновенного

Размер частиц Ag, нм	Контроль	Содержание элемента в почве, мг/кг			НСР _{0.05}
		1	10	100	
Микробиологические показатели					
Общая численность бактерий, млрд/г почвы					
10	3.67	3.38	0.81	0.40	0.19
100	3.67	3.42	3.23	2.29	0.29
1000	3.67	3.11	2.93	2.48	0.28
НСР _{0.05}		0.35	0.25	0.18	
Обилие бактерий рода <i>Azotobacter</i> , %					
10	100	100	95	23	12
100	100	100	100	100	-
1000	100	100	100	100	-
НСР _{0.05}		-	10	8	
Фитотоксические показатели					
Количество проросших семян редиса, шт					
10	17.5	15.0	13.0	10.5	1.4
100	17.5	17.5	16.5	15.0	1.75
1000	17.5	16.0	15.5	15.0	1.58
НСР _{0.05}		1.75	1.58	0.89	
Длина корней редиса, мм					
10	52.3	38.5	27.5	6.7	3.14
100	52.3	58.7	52.3	35.5	5.23
1000	52.3	47.1	55.0	34.0	4.71
НСР _{0.05}		5.23	4.71	2.62	

численности бактерий на 89 и 38%, а микрочастицы Ag размером 1000 нм – на 32%. Ранее установлено, что дозы 0,5, 5, 10, 50 и 100 мг/кг наночастиц Ag (AgNPs) уменьшали относительную популяцию почвенных бактерий относительно контрольных значений на 22, 40, 59, 73 и 82% соответственно [15]. Как и в настоящем исследовании, степень снижения микробиологических показателей зависела от дозы AgNPs в почве, а максимальное снижение показателя зафиксировано при 100 мг/кг [15]. В работе [26] аналогичная концентрация 1 мг/кг наночастиц Ag вызвала уменьшение микробной биомассы и численности азотфиксирующих бактерий.

При концентрациях 10 и 100 мг/кг частицы Ag размером 10 нм оказали более сильное экотоксическое влияние на общую численность бактерий, чем частицы Ag размеров 100 и 1000 нм, что подтверждено статистически. Однако при дозе 1 мг/кг статистически достоверная разница между степенью экотоксического влияния частиц Ag на общую численность бактерий отсутствовала.

Снижение обилия бактерий рода *Azotobacter* отмечено только при концентрации 100 мг/кг наночастиц размером 10 нм на 77% относительно контроля.

При дозе 100 мг/кг частицы Ag размером 10 нм оказали более сильное экотоксическое влияние на обилие бактерий рода *Azotobacter*, чем частицы Ag размеров 100 и 1000 нм, что статистически подтверждено. При концентрациях 1 и 10 мг/кг статистически достоверной разницы между степенью экотоксического влияния частиц Ag на обилие бактерий рода *Azotobacter* не наблюдали.

Наночастицы Ag размером 10 нм оказывали более сильное экотоксическое влияние на степень фиксации азота почвенными бактериями *Azotobacter vinelandii*, чем наночастицы размером 50 нм [56].

По результатам предыдущих исследований показано, что наночастицы Ag меньшего размера (10 нм) обладают способностью напрямую проникать в клетку и изменять окислительно-восстановительный процесс, приводить к нарушению синтеза ДНК и белков, а также функционирования органелл [18, 41].

Изменение фитотоксических показателей при загрязнении частицами Ag разного размера (10, 100 и 1000 нм). Результаты влияния нано- (10 и 100 нм) и микрочастиц (1000 нм) Ag на фитотоксические показатели (количество проросших семян и длина корней редиса) чернозема обыкновенного представлены в табл. 2. При концентрации 1 мг/кг наночастиц Ag размером 10 нм установлено снижение количества проросших семян редиса на 14% относительно контроля. Концентрация 10 мг/кг наночастиц Ag размером 10 нм и микрочастиц Ag размером 1000 нм вызвала уменьшение количества проросших семян редиса относительно контрольных значений на 26 и 11% соответственно.

При концентрации 100 мг/кг наночастиц размеров 10 и 100 нм и микрочастиц Ag размера 1000 нм отмечено снижение проросших семян редиса относительно контроля на 40, 24 и 24%.

При дозах 10 и 100 мг/кг отмечено, что частицы Ag размером 10 нм оказали большее экотоксическое влияние на количество проросших семян, чем частицы Ag размеров 100 и 1000 нм, что подтверждается наличием статистически достоверной разницы. В то же время при концентрации 1 мг/кг статистически достоверной разницы между степенью экотоксического влияния частиц Ag на количество проросших семян не зафиксировано.

Наночастицы Ag размером 10 нм концентрацией 1 мг/кг ингибировали длину корней редиса на 26%. При концентрации 1 мг/кг наночастиц Ag размером 100 нм отмечен стимулирующий эффект на длину корней редиса на 12%. Наночастицы Ag размером 10 нм дозы 10 мг/кг и микрочастицы Ag размером 1000 нм снижали длину корней редиса на 47 и 10% соответственно. При концентрации 100 мг/кг наночастиц размером 10 и 100 нм и микрочастиц Ag размером 1000 нм зафиксировано сокращение длины корней редиса на 87, 32 и 35%.

На всех концентрациях наблюдали, что частицы Ag размером 10 нм оказывали более сильное экотоксическое влияние на длину корней редиса, чем частицы Ag размеров 100 и 1000 нм, что подтверждено статистически.

Ранее в исследованиях был отмечен дозозависимый ингибирующий эффект наночастиц Ag на прорастание семян риса, их последующий рост и развитие [43], на морфометрические показатели пшеницы [34, 36], на количество проросших семян и длину корней редиса [30]. Наночастицы Ag размером 10 и 20 нм уменьшали рост корней пшеницы в большей степени, чем при размерах наночастиц 40, 60 и 100 нм [36]. Наночастицы Ag негативно влияют на процесс фотосинтеза при накоплении в листьях, причем степень влияния зависит от размера частиц. Наночастицы Ag диаметром 20 нм были более токсичны, чем наночастицы диаметром 51 и 73 нм [23].

В литературе встречаются исследования, свидетельствующие, что частицы Ag большего размера могут быть более токсичными: экотоксическое влияние наночастиц Ag размером 120 и 150 нм на прорастание семян и рост риса (*Oryza sativa* L.) выражено сильнее, чем при размерах 20 и 30–60 нм [52]. Однако объяснений более высокой экотоксичности частиц Ag большего размера относительно частиц меньшего размера нами встречено не было. Данное явление требует дополнительных исследований.

Изменение ферментативной активности при загрязнении частицами Ag разного размера (10, 100 и 1000 нм). Результаты влияния нано- (10 и 100 нм) и микрочастиц (1000 нм) Ag на активность

ферментов класса оксидоредуктаз (каталазы, дегидрогеназы, ферриредуктазы, пероксидазы, полифенолоксидазы) и гидролаз (уреазы, инвертазы и фосфатазы) чернозема обыкновенного представлены в табл. 3.

При концентрации 1 мг/кг наночастиц Ag размером 10 нм отмечено снижение активности каталазы на 17%, наночастиц Ag размером 100 нм и микрочастиц Ag размером 1000 нм на 10 и 12% соответственно. Зафиксировано ингибирование активности каталазы при концентрации 10 мг/кг наночастиц размером 10 и 100 нм и микрочастиц Ag размером 1000 нм относительно контроля на 18, 22 и 15% соответственно. Показатели активности каталазы при концентрации 100 мг/кг наночастиц размером 10 и 100 нм и микрочастиц Ag размером 1000 нм были ингибированы на 22, 24 и 20% соответственно. В результатах исследований, проведенных ранее, отмечено, что наночастицы Ag ингибировали активность каталазы при 10 и 100 мг/кг на 14 и 17% соответственно [30].

Во всех концентрациях статистически достоверной разницы между степенью экотоксического влияния частиц Ag на активность каталазы не установлено.

Концентрация 1 мг/кг микрочастиц Ag размером 1000 нм оказала стимулирующий эффект на активность дегидрогеназ чернозема обыкновенного на 14%. Концентрация 10 мг/кг наночастиц размером 100 нм и микрочастиц Ag размером 1000 нм вызвала одинаковое ингибирование активности дегидрогеназ на 11%. При внесении в почву 100 мг/кг наночастиц Ag размером 10 и 100 нм активность дегидрогеназ снижалась на 50 и 13% соответственно.

При дозах 1, 10 и 100 мг/кг частицы Ag размером 10 нм оказали более сильное экотоксическое влияние на активность дегидрогеназ, чем частицы Ag размеров 100 и 1000 нм, что статистически подтверждено. Однако при 10 мг/кг достоверной разницы между степенью экотоксического влияния частиц Ag размером 10 и 100 нм на активность дегидрогеназ не зафиксировано.

По результатам ранее проведенных исследований показано, что наночастицы Ag ингибировали активность дегидрогеназ при 10 и 100 мг/кг относительно контроля на 17 и 41% соответственно [30]. Также при обработке почвы концентрацией 100 мг/кг была отмечена наименьшая активность почвенной дегидрогеназы через 7 сут инкубации [15]. Отмечена высокая чувствительность активности дегидрогеназ к наночастицам с Ag, при 100 мг/кг снижение показателя происходит на 92% от контроля через сутки после загрязнения [54]. При этом активность дегидрогеназ была более чувствительна к загрязнению наночастицами Ag, чем активность каталазы [30].

При концентрации 10 мг/кг микрочастиц Ag размером 1000 нм активность пероксидазы была

ингибирована на 11%. Концентрация 100 мг/кг наночастиц размером 10 и 100 нм и микрочастиц Ag размером 1000 нм вызвала ингибирование активности пероксидазы на 17, 16 и 14% соответственно.

На всех концентрациях статистически достоверной разницы между степенью экотоксического влияния частиц Ag на активность пероксидазы не зафиксировано.

Концентрация 10 мг/кг наночастиц Ag размером 100 нм снизила активность полифенолоксидазы на 17%. При 100 мг/кг наночастиц Ag размером 10 и 100 нм зафиксировано ингибирование активности полифенолоксидазы на 16 и 20% соответственно.

При дозе 100 мг/кг частицы Ag размеров 10 и 100 нм оказали более сильное экотоксическое влияние на активность полифенолоксидазы, чем частицы 1000 нм, что подтверждено статистически. Однако при концентрациях 1 и 10 мг/кг статистически достоверной разницы между степенью экотоксического влияния частиц Ag на активность полифенолоксидазы не наблюдали.

Концентрация 10 мг/кг наночастиц Ag размером 100 нм ингибировала активность ферриредуктазы на 77%. При внесении в почву 10 мг/кг наночастиц размером 10 и 100 нм и микрочастиц Ag размером 1000 нм показатели активности ферриредуктазы были ингибированы на 36, 47 и 22% соответственно. Концентрация 100 мг/кг наночастиц размером 10 и 100 нм и микрочастиц Ag размером 1000 нм ингибировала активность ферриредуктазы на 90, 89 и 51% соответственно.

На всех концентрациях частицы Ag размеров 10 и 100 нм оказали более сильное экотоксическое влияние на активность ферриредуктазы, чем частицы Ag размером 1000 нм, что подтверждено статистически.

При концентрации 1 мг/кг наночастиц размером 10 и 100 нм и микрочастиц Ag размером 1000 нм отмечено ингибирование активности инвертазы на 18, 10 и 17% соответственно. При внесении в почву 10 мг/кг наночастиц размеров 10 и 100 нм и микрочастиц Ag размером 1000 нм активность инвертазы была ингибирована на 49, 21 и 20% соответственно. Концентрация 100 мг/кг наночастиц размеров 10 и 100 нм и микрочастиц Ag размера 1000 нм вызвала ингибирование активности инвертазы на 49, 25 и 41% соответственно.

При концентрациях 10 и 100 мг/кг статистически подтверждено, что частицы Ag размером 10 нм более экотоксичны, чем частицы Ag размеров 100 и 1000 нм. При дозе 1 мг/кг статистически достоверной разницы между экотоксическим влиянием частиц Ag на активность инвертазы не зафиксировано.

Концентрация 1 мг/кг наночастиц размером 100 нм вызвала стимулирующий эффект активности фосфатазы на 16%.

Таблица 3. Влияние нано- (10 и 100 нм) и микрочастиц (1000 нм) Ag на ферментативную активность чернозема обыкновенного

Размер частиц Ag, нм	Контроль	Содержание элемента в почве, мг/кг			НСР _{0.05}
		1	10	100	
Ферментативная активность					
Активность каталазы, мл O ₂ /(г почвы 1 мин)					
10	14.57	12.07	11.93	11.33	1.03
100	14.57	13.17	11.43	11.00	1.03
1000	14.57	12.77	12.43	11.63	1.06
НСР _{0.05}		0.95	0.89	0.86	
Активность дегидрогеназ, мг ТФФ/(10 г почвы 24 ч)					
10	46.16	41.88	41.22	22.95	3.83
100	46.16	46.33	45.33	40.25	4.39
1000	46.16	52.41	46.48	45.07	4.8
НСР _{0.05}		4.93	4.52	3.79	
Активность пероксидазы, мг 3,4 бензохинона/(г почвы 30 мин)					
10	0.87	0.84	0.82	0.73	0.08
100	0.87	0.84	0.79	0.73	0.08
1000	0.87	0.83	0.77	0.75	0.08
НСР _{0.05}		0.09	0.08	0.08	
Активность полифенолоксидазы, мг 3,4 бензохинона/(г почвы 30 мин)					
10	0.54	0.52	0.49	0.45	0.05
100	0.54	0.49	0.45	0.43	0.05
1000	0.54	0.52	0.50	0.49	0.05
НСР _{0.05}		0.05	0.05	0.05	
Активность ферриредуктазы, мг Fe ₂ O ₃ /(100 г почвы 48 ч)					
10	3.08	2.90	1.98	0.30	0.21
100	3.08	2.79	1.65	0.35	0.13
1000	3.08	3.18	2.42	1.50	0.26
НСР _{0.05}		0.25	0.17	0.26	
Активность инвертазы, мг глюкозы/(г почвы 24 ч)					
10	43.06	35.41	22.05	21.80	3.1
100	43.06	38.70	34.14	32.50	3.75
1000	43.06	35.95	34.41	25.44	3.49
НСР _{0.05}		3.83	3.19	2.8	
Активность фосфатазы, мкг <i>n</i> -нитрофенола/(г почвы 1 ч)					
10	145.89	145.48	134.03	131.68	14.01
100	145.89	169.25	150.69	144.08	15.46
1000	145.89	157.43	151.32	139.82	15.02
НСР _{0.05}		16.49	15.32	14.59	
Активность уреазы, мг NH ₃ /(10 г почвы за 24 ч)					
10	3.37	2.90	2.84	2.74	0.3
100	3.37	3.07	3.01	2.73	0.31
1000	3.37	3.30	3.09	2.80	0.32
НСР _{0.05}		0.32	0.31	0.28	

В работе [21] установлено ингибирующее влияние AgNPs аналогичного размера (10 нм) на активность кислой фосфатазы. В исследовании [46] дозы наночастиц Ag (0.01, 0.1, 0.5, 1, 5, 10) оказывали стимулирующий эффект на активность фосфатазы, а дозы 20 и 50 мг/кг ингибировали активность фермента.

На всех концентрациях статистически достоверной разницы между степенью экотоксического влияния частиц Ag на активность фосфатазы не зафиксировано. Степень уменьшения активности фосфатазы при загрязнении наночастицами Ag зависела от дозы, а размер частиц влияния не оказывал [19].

При концентрации 1 мг/кг наночастиц Ag размером 10 нм отмечено снижение активности уреазы относительно контроля на 14%. Концентрация 10 мг/кг наночастиц размером 10 и 100 нм вызвала уменьшение активности уреазы на 16 и 11% соответственно. Концентрация 100 мг/кг наночастиц размером 10 и 100 нм и микрочастиц Ag размера 1000 нм ингибировала активность уреазы на 19, 19 и 17% соответственно.

На всех концентрациях не зарегистрировано статистически достоверной разницы между экотоксическим влиянием частиц Ag разного размера на активность уреазы.

По результатам исследований, проведенных ранее, показано, что активность уреазы максимально снизилась при концентрации 100 мг/кг AgNPs [15]. Концентрации наночастиц Ag (0.01, 0.1, 0.5, 1, 5, 10) оказывали стимулирующий эффект на активность уреазы, а 20 и 50 мг/кг ингибировали активность фермента [46].

Оценка экотоксичности частиц Ag в зависимости от их размера. Как видно из полученных результатов, в большинстве случаев наночастицы Ag размером 10 нм оказывали более сильное экотоксическое влияние на исследуемые биологические показатели, чем наночастицы Ag размером 100 нм и микрочастицы Ag размером 1000 нм. Существенных различий в экотоксичности частиц Ag размером 100 и 1000 нм выявлено не было. Разница в воздействии частиц Ag разного размера усиливалась с увеличением концентрации Ag в почве: чем больше концентрация Ag в почве (от 1 до 100 мг/кг), тем более выражена разница в экотоксичности между частицами Ag 10 нм и частицами 100 и 1000 нм. Более чувствительны к загрязнению наночастицами Ag фитотоксические показатели при всех исследованных концентрациях (1, 10 и 100 мг/кг); общая численность бактерий, активность инвертазы и фосфатазы – при 10 и 100 мг/кг; обилие бактерий рода *Azotobacter* и активность дегидрогеназ – при 100 мг/кг. Эти показатели целесообразно использовать при биодиагностике экотоксичности наночастиц Ag.

Большая токсичность наночастиц Ag по сравнению с микрочастицами, по-видимому, обусловлена

рядом факторов. Наночастицы Ag обладают более выраженной способностью проникать через биологические барьеры организма, накапливаться в клетках и высвобождать ионы Ag под действием окислителей [25]. Более высокая реакционная способность наночастиц Ag обусловлена большой площадью их поверхности [55]. Антимикробная активность наночастиц Ag вызвана высвобождением катионов Ag с наноструктурированной поверхности [17], а также их способностью изменять проницаемость клеток и продуцировать активные формы кислорода [29, 42]. Наночастицы Ag размером менее 10 нм могут проникать в цитоплазму и нарушать клеточный метаболизм и ингибировать биохимические процессы [41, 49]. Между AgNPs размером 10 нм и клеткой происходит более эффективный контакт, что приводит к более высокой внутриклеточной биодоступности Ag, чем в случае с более крупными нано- и микрочастицами Ag [28].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Загрязнение чернозема обыкновенного нано- (10 и 100 нм) и микрочастицами (1000 нм) Ag ведет к уменьшению значений биологических показателей чернозема обыкновенного. Степень экотоксичности Ag зависит от концентрации металла в почве. Чем выше концентрация Ag в почве, тем сильнее снижение значений биологических показателей. Степень экотоксичности Ag зависит от размера его частиц. В большинстве случаев наночастицы Ag размером 10 нм оказывали более сильное экотоксическое влияние на исследуемые биологические показатели, чем наночастицы Ag размером 100 нм и микрочастицы Ag размером 1000 нм.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Исследование выполнено при государственной поддержке гранта Российского научного фонда № 22-74-00054 в Южном федеральном университете.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что конфликт интересов у них отсутствует.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Бабьева И.П., Зенова Г.М.* Биология почв М.: Изд-во Моск. ун-та, 1983. 248 с.
2. *Галстян А.Ш.* Ферментативная диагностика почв. Проблемы и методы биологической диагностики и индикации почв // Тр. Всес. совещания. М., 1976. С. 22–24.
3. *Дикарев А.В., Дикарев В.Г., Дикарева Н.С.* Исследование фитотоксичности свинца для растений реписа и салата при выращивании на разных типах почв // Агрехимия. 2019. № 6. С. 72–80. <https://doi.org/10.1134/S0002188119030050>

4. Добровольская Т.Г., Звягинцев Д.Г., Чернов И.Ю., Головченко А.В., Зенова Г.М., Лысак Л.В., Манучарова Н.А., Марфенина О.Е., Полянская Л.М., Степанов А. Л., Умаров М.М. Роль микроорганизмов в экологических функциях почв // Почвоведение. 2015. № 9. С. 1087–1096.
5. Звягинцев Д.Г., Бабьева И.П., Зенова Г.М. Биология почв. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2005. 445 с.
6. Казеев К.Ш., Колесников С.И., Акименко Ю.В., Даденко Е.В. Методы биодиагностики наземных экосистем. Ростов-на-Дону: Изд-во ЮФУ, 2016. 356 с.
7. Карягина Л.А., Михайлова Н.А. Определение активности полифенолоксидазы и пероксидазы // Вест. АН БССР. Сер. сельскохозяйств. наук, 1986. № 2. С. 40–41.
8. Колесников С.И., Казеев К.Ш., Вальков В.Ф. Экологические последствия загрязнения почв тяжелыми металлами. Ростов-на-Дону: Изд-во СКНЦ ВШ, 2000. 232 с.
9. Колесников С.И., Казеев К.Ш., Татосян М.Л., Вальков В.Ф. Влияние загрязнения нефтью и нефтепродуктами на биологическое состояние чернозема обыкновенного // Почвоведение. 2006. № 5. С. 616–620.
10. Колесников С.И., Тимошенко А.Н., Казеев К.Ш., Акименко Ю.В., Мясникова М.А. Оценка экотоксичности наночастиц меди, никеля и цинка по биологическим показателям чернозема // Почвоведение. 2019. № 8. С. 986–992.
11. Куликова Н. А. Наночастицы серебра в почве: поступление, трансформация, токсичность // Почвоведение. 2021. № 3. С. 304–319. <https://doi.org/10.31857/S0032180X21030096>
12. Методы почвенной микробиологии и биохимии. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1980. 223 с.
13. Хазиев Ф.Х. Методы почвенной энзимологии. М.: Наука, 2005. 252 с.
14. Aznar R., Barahona F., Geiss O., Ponti J., Luis T. J., Barrero-Moreno J. Quantification and size characterisation of silver nanoparticles in environmental aqueous samples and consumer products by single particle-ICPMS // Talanta. 2017. V. 175. P. 200–208. <https://doi.org/10.1016/j.talanta.2017.07.048>
15. Balandeh S., Lakzian A., Javadmanesh A. Effects of Silver Nanoparticles on Soil Microbial Activity and Bacterial Populations in a Calcareous Soil Using qPCR // J. Water Soil. 2022. V. 35(6). P. 859–843. <https://doi.org/10.22067/JSW.2021.67908.1004>
16. Bhattacharyya A., Duraisamy P., Govindarajan M., Buhroo A.A., Prasad R. Nano-biofungicides: emerging trend in insect pest control // Advances and applications through fungal nanobiotechnology. 2016. P. 307–319. https://doi.org/10.1007/978-3-319-42990-8_15
17. Chernousova S., Eppele M. Silver as antibacterial agent: ion, nanoparticle, and metal // Angewandte Chemie International Edition. 2013. V. 52. P. 1636–1653. <https://doi.org/10.1002/anie.201205923>
18. Choi O., Hu, Z. Size-dependent and reactive oxygen species nanoselective toxicity to nitrifying bacteria // Environ. Sci. Technol. 2008. V. 42. P. 4583–4588. <https://doi.org/10.1021/es703238h>
19. Courtois P., Vaufleury A., Grosser A., Lors C., Vandenbulcke F. Transfer of sulfidized silver from silver nanoparticles, in sewage sludge, to plants and primary consumers in agricultural soil environment // Sci. Total Environ. 2021. V. 777. P. 145900. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2021.145900>
20. Cyjetko P., Milošić A., Domijan A-M., Vinković Vrček I., Tolić S., Peharec Štefanić P., Letofsky-Papst I., Tkalec M., Balen B. Toxicity of silver ions and differently coated silver nanoparticles in *Allium cepa* roots // Ecotoxicology and Environmental Safety. 2017. V. 137. P. 8–28. <https://doi.org/10.1016/j.ecoenv.2016.11.009>
21. Eivazi F., Afrasiabi Z., Jose E. Effects of Silver Nanoparticles on the Activities of Soil Enzymes Involved in Carbon and Nutrient Cycling // Pedosphere. 2018. V. 28. P. 209–214.
22. Eivazi F., Tabatabai M. A. Phosphatases in soils // Soil biology and biochemistry. 1977. V. 9(3). P. 167–172.
23. Falco W. F., Scherer M. D., Oliveir S. L., Wender H., Colbeck I., Lawson T., Caires A. R.L. Phytotoxicity of silver nanoparticles on *Vicia faba*: Evaluation of particle size effects on photosynthetic performance and leaf gas exchange // Scie. Total Environ. 2020. V. 701. P. 134816 <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2019.134816>
24. Forstner C., Orton T. G., Wang P., Kopittke P.M., Dennis P.G. Soil chloride content influences the response of bacterial but not fungal diversity to silver nanoparticles entering soil via wastewater treatment processing // Environ. Poll. 2019. V. 255. P. 113274. <https://doi.org/10.1016/j.envpol.2019.113274>
25. Gliga A.R., Skoglund S., Odnevall I., Fadeel B., Karlsson H. Size-dependent cytotoxicity of silver nanoparticles in human lung cells: the role of cellular uptake, agglomeration and Ag release // Particle and Fibre Toxicology. 2014. V. 11. P. 11. <https://doi.org/10.1186/1743-8977-11-1>
26. Grün A., Straskraba S., Schulz S., Schloter M., Emmerling C. Long-term effects of environmentally relevant concentrations of silver nanoparticles on microbial biomass, enzyme activity, and functional genes involved in the nitrogen cycle of loamy soil // J. Environ. Sci. 2018. V. 69. P. 12–22. <https://doi.org/10.1016/j.jes.2018.04.013>
27. Huang Y.N., Qian T.T., Dang F., Yin Y.G., Li M., Zhou D.M. Significant contribution of metastable particulate organic matter to natural formation of silver nanoparticles in soils // Nat. Commun. 2019. V. 10. P. 4–11. <https://doi.org/10.1038/s41467-019-11643-6>
28. Ivask A., Kurvet I., Kasemets K., Blinova I., Aruoja V., Suppi S., Vija H., Kähkönen A., Titma T., Heinlaan M., Visnapuu M., Koller D., Kisand V., Kahru A. Size-de-

- pendent toxicity of silver nanoparticles to bacteria, yeast, algae, crustaceans and mammalian cells in vitro // PLoS One. 2014. V. 9(7). P. e102108. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0102108>
29. Jin X., Li M., Wang J., Marambio-Jones C., Peng F., Huang X., Damoiseaux R., Hoek E. M.V. High-throughput screening of silver nanoparticle stability and bacterial inactivation in aquatic media: influence of specific ions // Environ. Sci. Technol. 2010. V. 44. P. 7321–7328. <https://doi.org/10.1021/es100854g>
 30. Kolesnikov S.I., Tsepina N.I., Minnikova T.V., Kazeev K.S.H., Mandzhiyeva S.S., Sushkova S.N., Minkina T.M., Mazarji M., Singh R.K., Rajput V.D. Influence of Silver Nanoparticles on the Biological Indicators of Haplic Chernozem // Plants. 2021. V. 10. P. 1022. <https://doi.org/10.3390/plants10051022>
 31. Kolesnikov S.I., Tsepina N.I., Sudina L.V., Minnikova T.V., Kazeev K.Sh., Akimenko Yu.V. Silver ecotoxicity estimation by the soils state biological indicators // Appl. Environ. Soil Sci. 2020. P. 1–9. <https://doi.org/10.1155/2020/1207210>
 32. Kolesnikov S.I., Yaroslavtsev M.V., Spivakova N.A., Kazeev K.Sh. Comparative Assessment of the Biological Tolerance of Chernozems in the South of Russia towards Contamination with Cr, Cu, Ni, and Pb in a Model Experiment // Eurasian Soil Science. 2013. V. 46. P. 176–181.
 33. Kuamri M., Ernest V., Mukherjee A., Chandrasekaran N. In Vivo Nanotoxicity Assays in Plant Models // Nanotoxicity. 2012. V. 926. P. 399–410. https://doi.org/10.1007/978-1-62703-002-1_26
 34. Kulikova N.A., Volkov D.S., Volikov A.B., Abroskin D.P., Krepak A.I., Perminova I.V. Silver nanoparticles stabilized by humic substances adversely affect wheat plants and soil // J. Nanoparticle Res. 2020. V. 22. P. 100. <https://doi.org/10.1007/s11051-020-04788-9>
 35. Künniger T., Gerecke A.C., Ulrich A., Huch A., Vonbank R., Heeb M., Wichser A., Haag R., Kunz P., Faller M. Release and environmental impact of silver nanoparticles and conventional organic biocides from coated wooden façades // Environ. Poll. 2014. V. 184. P. 464–471. <https://doi.org/10.1016/j.envpol.2013.09.030>
 36. Lahuta L.B., Szablinska-Piernik J., Stałanowska K., Głowacka K., Horbowicz M. The Size-Dependent Effects of Silver Nanoparticles on Germination, Early Seedling Development and Polar Metabolite Profile of Wheat (*Triticum aestivum* L.) // Int. J. Molecular Sci. 2022. V. 23. P. 13255. <https://doi.org/10.3390/ijms232113255>
 37. Makama S., Piella J., Undas A., Dimmers W.J., Peters R., Puntjes V.F., van den Brink N.W. Properties of silver nanoparticles influencing their uptake in and toxicity to the earthworm *Lumbricus rubellus* following exposure in soil // Environ. Poll. 2016. V. 218. P. 870–878. <https://doi.org/10.1016/j.envpol.2016.08.016>
 38. Michels C., Perazzoli S., Soares M. Inhibition of the enriched culture of ammonium-oxidizing bacteria by two different nanoparticles: silver and magnetite // Common Environ. Sci. 2017. V. 586. P. 995–1002. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2017.02.080>
 39. Mishra P., Xue Y., Eivazi F., Afrasiabi Z. Size, concentration, coating, and exposure time effects of silver nanoparticles on the activities of selected soil enzymes // Geoderma. 2021. V. 381. P. 114682. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2020.114682>
 40. Montes de Oca-Vásquez G., Solano-Campos F., Vega-Baudrit J.R., López-Mondéjar R., Vera A., Morenó J.L., Bastida F. Organic amendments exacerbate the effects of silver nanoparticles on microbial biomass and community composition of a semiarid soil // Sci. Total Environ. 2020. V. 744. P. 140919. <https://doi.org/10.1016/j.jhazmat.2020.122224>
 41. Morones J.R., Elechiguerra J.L., Camacho A., Holt K., Kouri J.B., Ramirez J.T., Yacaman M.J. The bactericidal effect of silver nanoparticles // Nanotechnology. 2005. V. 16. P. 2346–2353. <https://doi.org/10.1088/0957-4484/16/10/059>
 42. Musee N., Thwala M., Nota N. The antibacterial effects of engineered nanomaterials: implications for wastewater treatment plants // J. Environ. Monitoring. 2011. V. 13. P. 1164–1183. <https://doi.org/10.1039/c1em10023h>
 43. Ottoni C.A., Lima Neto M.C., Leo P., Ortolan B.D., Barbieri E., De Souza A.O. Environmental impact of biogenic silver nanoparticles in soil and aquatic organisms // Chemosphere. 2020. V. 239. P. 124698. <https://doi.org/10.1016/j.chemosphere.2019.124698>
 44. Peyrot C., Wilkinson K.J., Desrosiers M., Sauvé S. Effects of silver nanoparticles on soil enzyme activities with and without added organic matter // Environ. Toxicol. Chem. 2014. V. 33. P. 115–125. <https://doi.org/10.1002/etc.2398>
 45. Pulit-Prociak J., Banach M. Silver nanoparticles—a material of the future...? // Open Chem. 2016. V. 14. P. 76–91. <https://doi.org/10.1515/chem-2016-0005>
 46. Rahmatpour S., Shirvani M., Mosaddeghi M.R., Farshid N., Bazarganipour M. Dose–response effects of silver nanoparticles and silver nitrate on microbial and enzyme activities in calcareous soils // Geoderma. 2017. V. 285. P. 313–322. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2016.10.006>
 47. Samarajeewa A.D., Velicogna J.R., Princz J.I., Subasinghe R.M., Scroggins R.P., Beaudette L.A. Effect of silver nanoparticles on soil microbial growth, activity and community diversity in a sandy loam soil // Environ. Poll. 2017. V. 220. P. 504–513. <https://doi.org/10.1016/j.envpol.2016.09.094>
 48. Shoults-Wilson W.A., Reinsh B.B., Tsyusko O.V., Bertsh P.M., Lowry G.V., Unrin J.M. Role of particle size and soil type in the toxicity of silver nanoparticles to worms // Soil Sci. Soc. Am. J. 2011. V. 75. P. 365–377. <https://doi.org/10.2136/sssaj2010.0127nps>

49. Sibbald R.G., Contreras-Ruiz J., Coutts P., Fierhellner M., Rothman A., Woo K. Bacteriology, inflammation, and healing: a study of nanocrystalline silver dressings in chronic venous leg ulcers // *Advances in SkinWound Care*. 2007. V. 20. P. 549–558. <https://doi.org/10.1097/01.ASW.0000294757.05049.85>
50. Song U., Jun H., Waldman B., Roh J., Kim Y., Yi J., Lee E.J. Functional analyses of nanoparticle toxicity: a comparative study of the effects of TiO₂ and Ag on tomatoes (*Lycopersicon esculentum*) // *Ecotoxicology and Environmental Safety*. 2013. V. 93. P. 60–67. <https://doi.org/10.1016/j.ecoenv.2013.03.033>
51. Tabatabai M.A., Bremner J.M., Use of p-nitrophenol phosphate in assay of soil phosphatase activity // *Soil Biol. Biochem.* 1969. V. 1. P. 301–307.
52. Thuesombat P., Hannongbua S., Akasit S., Chadchanwan S. Effect of silver nanoparticles on rice (*Oryza sativa* L. cv. KDML 105) seed germination and seedling growth // *Ecotoxicol. Environ. Saf.* 2014. V. 104. P. 302–309. <https://doi.org/10.1016/j.ecoenv.2014.03.022>
53. World Reference Base for Soil Resources 2014. Update 2015. International soil classification system for naming soils and creating legends for soil maps. 3rd. Rome. FAO, 2015. ISBN 978-92-5-108370-3.
54. Yan C., Huang J., Cao C., Li R., Ma Y., Wang Y. Effects of PVP-coated silver nanoparticles on enzyme activity, bacterial and archaeal community structure and function in a yellow-brown loam soil // *Environ. Sci. Poll. Res.* 2020. V. 27. P. 8058–8070. <https://doi.org/10.1007/s11356-019-07347-5>
55. Yu H., Xu X., Chen X., Lu T., Zhang P. Preparation and antibacterial effects of PVA-PVP hydrogels containing silver nanoparticles // *J. Appl. Polymer Sci.* 2007. V. 103. P. 125–133. <https://doi.org/10.1002/app.24835>
56. Zhang L., Wu L., Si Y., Shu K. Size-dependent cytotoxicity of silver nanoparticles to *Azotobacter vinelandii*: Growth inhibition, cell injury, oxidative stress and internalization // *PLoS ONE*. 2018. V. 13(12). P. e0209020. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0209020>

Assessment of Different Sizes Silver Particles According to the Haplic Chernozem Biological Indicators

N. I. Tsepina¹, S. I. Kolesnikov¹, T. V. Minnikova^{1,*},
A. S. Ruseva¹, D. A. Trufanov¹, and K. S. Kazeev¹

¹*Southern Federal University, Academy of Biology and Biotechnology, Rostov-on-Don, 344090 Russia*

**e-mail: loko261008@yandex.ru*

The ecotoxicity of Ag particles of different sizes was assessed by microbiological, biochemical and phytotoxic indicators of the upper layer (0–20 cm) of ordinary chernozem (Haplic Chernozem) in a laboratory model experiment. We studied the effect of nano- (10 and 100 nm) and microparticles (1000 nm) of Ag at concentrations of 1, 10 and 100 mg/kg on the biological parameters of ordinary chernozem 30 days after contamination: the activity of catalase, dehydrogenases, ferrereductase, urease, peroxidase, poliphenoloxidase, invertase, phosphatase, the total number of bacteria, the abundance of bacteria of the genus *Azotobacter*, the number of germinated seeds and the length of radish roots. It was found that the ecotoxicity of Ag particles depends on their size: in most cases, Ag particles 10 nm in size had a stronger ecotoxic effect on biological parameters than particles 100 and 1000 nm in size. There were no significant differences in the ecotoxicity of 100 and 1000 nm Ag particles. The difference in the effects of Ag particles of different sizes increased with increasing Ag concentration in the soil: the higher the Ag concentration in the soil (from 1 to 100 mg/kg), the more pronounced the difference in ecotoxicity between 10 nm Ag particles and 100 and 1000 nm Ag particles. Phytotoxic indicators are more sensitive to contamination by Ag nanoparticles at all concentrations studied (1, 10 and 100 mg/kg); total number of bacteria, invertase and phosphatase activity – at 10 and 100 mg/kg; the abundance of bacteria of the genus *Azotobacter* and the activity of dehydrogenases – at 100 mg/kg. It is advisable to use these indicators in biodiagnostics of the ecotoxicity of Ag nanoparticles.

Keywords: pollution, nanoparticles, microparticles, biotesting