



ПОЧВОВЕДЕНИЕ

www.sciencejournals.ru

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.



СОДЕРЖАНИЕ

Номер 9, 2023

**Спецвыпуск ПОЧВЕННОЕ ДЫХАНИЕ: ФАКТОРЫ, МЕХАНИЗМЫ,
МЕТОДОЛОГИЧЕСКИЕ И РЕГИОНАЛЬНЫЕ АСПЕКТЫ**
Редакторы: В.Н. Кудеяров, И.Н. Курганова

Почвенное дыхание и секвестрация углерода (обзор)
В. Н. Кудеяров 1011

ДЫХАНИЕ ПОЧВ В ПРИРОДНЫХ ЦЕНОЗАХ

Дыхание почв лесных экосистем юга Дальнего Востока
*А. В. Иванов, Д. Г. Замолодчиков, М. А. Сало, А. В. Кондратова,
О. А. Пилецкая, С. В. Брянин* 1023

Эмиссия CO₂ почвами экотонной зоны севера Западной Сибири
*О. Ю. Гончарова, Г. В. Матышак, М. В. Тимофеева,
С. В. Чуванов, М. О. Тархов, А. В. Исаева* 1034

Эмиссия CO₂ с поверхности почвы на 10-летней вырубке среднетаежного
сосняка черничного на европейском Северо-Востоке России
А. Ф. Осипов 1049

Температурная чувствительность дыхания почв луговых ценозов в зоне
умеренно-континентального климата: анализ данных 25-летнего мониторинга
*И. Н. Курганова, В. О. Лопес де Гереню, Т. Н. Мякшина,
Д. В. Сапронов, Д. А. Хорошаев, В. А. Аблеева* 1059

Дыхание почвы в аграрных и природных экосистемах европейской территории России
О. Э. Суховеева, Д. В. Карелин, А. Н. Золотухин, А. В. Почикалов 1077

ДЫХАНИЕ ГОРОДСКИХ ПОЧВ

Влияние мезо- и микроклиматических условий на эмиссию CO₂ почв объектов
городской зеленой инфраструктуры Московского мегаполиса
*В. И. Васенев, М. И. Варенцов, Д. А. Саржанов, К. И. Махия,
Д. Д. Госсе, Д. Г. Петров, А. В. Долгих* 1089

Краткосрочная динамика эмиссии CO₂ и содержания углерода в городских
почвенных конструкциях степной зоны
*С. Н. Горбов, В. И. Васенев, Е. Н. Минаева, С. С. Тагивердиев,
П. Н. Скрипников, О. С. Безуглова* 1103

Влияние отдельных деревьев на дыхание почвы лесных экосистем в условиях
промышленного загрязнения
И. А. Сморкалов, Е. Л. Воробейчик 1116

МОДЕЛИРОВАНИЕ ДЫХАНИЯ ПОЧВ

Имитационное моделирование дыхания лесных почв на примере дерново-подбура
хвойно-широколиственного леса в южном Подмосковье
*И. В. Припутина, П. В. Фролов, В. Н. Шанин, С. С. Быховец, И. Н. Курганова,
В. О. Лопес де Гереню, Д. В. Сапронов, Е. В. Зубкова, Т. Н. Мякшина, Д. А. Хорошаев* 1128

ОРГАНИЧЕСКОЕ ВЕЩЕСТВО И МИКРОБНАЯ АКТИВНОСТЬ ПОЧВ

| | |
|--|------|
| Оценка запасов углерода и потенциала продуцирования CO ₂ почвами хвойно-широколиственных лесов | |
| <i>И. М. Рыжова, М. А. Подвезенная, В. М. Телеснина, Л. Г. Богатырев, О. В. Семенюк</i> | 1143 |
| Измерение почвенных пулов органического углерода, выделенных био-физико-химическими способами фракционирования | |
| <i>В. М. Семенов, Т. Н. Лебедева, Д. А. Соколов, Н. Б. Зинякова, В. О. Лопес де Гереню, М. В. Семенов</i> | 1155 |
| Биоиндикация состояния темно-серой почвы в сосняках Красноярской лесостепи при антропогенном воздействии | |
| <i>И. Д. Гродницкая, В. А. Сенашова, Г. И. Антонов, Г. Г. Полякова, О. Э. Пашкеева, Н. В. Пашенова</i> | 1173 |
| Оценка направленности и механизмов влияния внесения биоугля на субстрат-индуцированное дыхание почв в длительном лабораторном эксперименте | |
| <i>Е. В. Смирнова, К. Г. Гиниятуллин, Р. В. Окунев, А. А. Валеева, С. С. Рязанов</i> | 1190 |

Contents

No. 9, 2023

SOIL RESPIRATION: FACTORS, MECHANISMS, METHODOLOGICAL AND REGIONAL ASPECTS Editors: V.N. Kudeyarov, I.N. Kurganova

Soil Respiration and Carbon Sequestration

V. N. Kudeyarov

1011

Soil Respiration in Natural Cenoses

Soil Respiration of Forest Ecosystems in the South of the Far East

*A. V. Ivanov, D. G. Zamolodchikov, M. A. Salo, A. V. Kondratova,
O. A. Piletskaya, and S. V. Bryanin*

1023

CO₂ Emission by Soils of the Ecotone Zone in the North of Western Siberia

*O. Yu. Goncharova, G. V. Matyshak, M. V. Timofeeva, S. V. Chuvanov,
M. O. Tarkhov, and A. A. Isaeva*

1034

Carbon Dioxide Emission from the Soil Surface of the 10-Year Felled Area of the Pine Forest
in the European North-East of Russia

A. F. Osipov

1049

Temperature Sensitivity of Soil Respiration in Grasslands under the Temperate Continental
Climate Zone: Analysis of 25-Year Monitoring Data

*I. N. Kurganova, V. O. Lopes de Gerenyu, T. N. Myakshina, D. V. Sapronov,
D. A. Khoroshaev, and V. A. Ableeva*

1059

Soil Respiration in Agrarian and Natural Ecosystems of the European Part of Russia

O. E. Sukhoveeva, D. V. Karelin, A. N. Zolotukhin, and A. V. Pochikalov

1077

Respiration of Urban Soils

The Influence of Meso- and Microclimatic Conditions on the CO₂ Emission of Soils
of the Urban Green Infrastructure of the Moscow Metropolis

*V. I. Vasenev, M. I. Varentsov, D. A. Sarrzhanov, K. I. Makhinya,
D. D. Gosse, D. G. Petrov, and A. V. Dolgikh*

1089

Short-Term Dynamics of CO₂ Emission and Carbon Content in Urban Soil Structures
in the Steppe Zone

*S. N. Gorbov, V. I. Vasenev, E. N. Minaeva, S. S. Tagiverdiev,
P. N. Skripnikov, and O. S. Bezuglova*

1103

Effect of Individual Trees on the Soil Respiration in Forest Ecosystems under Industrial Pollution

I. A. Smorkalov and E. L. Vorobeichik

1116

Modeling of Soil Respiration

Simulation Modeling of Forest Soil Respiration on the Example of Entic Carbic Podzol
of Coniferous-Broad-Leaved Forest in the South of Moscow Region

*I. V. Pripulina, P. V. Frolov, V. N. Shanin, S. S. Bykhovets, I. N. Kurganova,
V. O. Lopes de Gerenyu, D. V. Sapronov, E. V. Zubkova,
T. N. Mjakshina, and D. A. Khoroshaev*

1128

Organic Matter and Microbial Activity of Soils

Assessment of Carbon Stock and CO₂ Production Potential for Soils
of Coniferous-Broad-Leaved Forests

*I. M. Ryzhova, M. A. Podvezennaya, V. M. Telesnina,
L. G. Bogatyrev, and O. V. Semenyuk*

1143

Measurement of Soil Organic Carbon Pools Isolated Using Bio-Physical-Chemical
Fractionation Methods

*V. M. Semenov, T. N. Lebedeva, D. A. Sokolov, N. B. Zinyakova,
V. O. Lopes de Gerenu, and M. V. Semenov*

1155

Biindication of the Dark Gray Soil State in the Pine Forests of the Krasnoyarsk Forest-Steppe
under Anthropogenic Influence

*I. D. Grodnitskaya, V. A. Senashova, G. I. Antonov, G. G. Polyakova,
O. E. Pashkeeva, and N. V. Pashenova*

1173

Evaluation of Direction and Mechanisms of Biochar Application Effect on Substrate-Induced
Soil Respiration in a Long-Term Laboratory Experiment

E. V. Smirnova, K. G. Genyatullin, P. V. Okunev, A. A. Valeeva, and S. S. Ryazanov

1190

ПОЧВЕННОЕ ДЫХАНИЕ И СЕКВЕСТРАЦИЯ УГЛЕРОДА (ОБЗОР)

© 2023 г. В. Н. Кудеяров*

*Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН,
ул. Институтская ул., 2, Пушкино, Московская область, 142290 Россия*

**e-mail: vnikolaevich2001@mail.ru*

Поступила в редакцию 09.06.2023 г.

После доработки 19.06.2023 г.

Принята к публикации 19.06.2023 г.

Прирост концентрации углекислоты в атмосфере является триггером для активации всех процессов углеродного цикла, включая и дыхание почвы (SR), поскольку вызывает не только рост парникового эффекта атмосферы, но и ее фертилизацию. Следствием фертилизации является тенденция увеличения мировой чистой первичной продукции фотосинтеза (NPP) и гетеротрофного дыхания почв (RH). Повышение глобального наземного стока углерода сопровождалось увеличением CO₂ в атмосфере. Мировое увеличение RH находится в связи с мировыми потерями органического углерода почв и подтверждается моделями, в соответствии с которыми среднее время пребывания органического углерода в почвенном пуле за прошлое столетие уменьшилось на 4.4 года. Для оценки уровня секвестрации C в почвах необходимо определение баланса между RH почвы и величиной нового почвенного C-стока в форме чистой биомной продукции (NBP) – устойчивой к минерализации. Сток углерода в экосистемную продукцию (NEP) определяет краткосрочную неустойчивую секвестрацию углерода.

Ключевые слова: общее дыхание почв, гетеротрофное дыхание почв, корневое дыхание почв, эмиссия CO₂, сток углерода, чистая первичная, экосистемная и биомная продукция фотосинтеза

DOI: 10.31857/S0032180X23990017, **EDN:** YUFLKS

Многие тысячелетия до середины XIX в. концентрация CO₂ в атмосфере Земли поддерживалась ниже 300 ppm [31–33], поскольку все источники углекислого газа были в относительном равновесии с его стоком в наземные экосистемы и океан. Самый большой глобальный источник CO₂ – почвенное дыхание. Промышленная революция вызвала взрывной характер роста CO₂ в атмосфере, и в 2022 г. концентрация CO₂ в ней достигла 417 ppm, что на 51% выше доиндустриального уровня. В течение десятилетия 2012–2021 гг. антропогенная эмиссия CO₂ (индустриальная + изменение землепользования) достигала 10.8 ± 0.6 Гт С/год [39, 40]) и относительно естественной эмиссии CO₂ (наземные экосистемы + океан) составляла всего лишь 5% (табл. 1). Рост концентрации углекислоты в атмосфере способствовал усилению активации процессов углеродного цикла, включая и дыхание почвы.

Оценки основных составляющих мирового баланса углерода со временем претерпевают изменения в связи с накоплением новых данных и их уточнением. Это хорошо видно из отчетов Межправительственной группы экспертов по изменению климата (IPCC) за последние 30 лет [32, 40]. Долгие годы в отчетах IPCC принималось, что

пул почвенного (органического) углерода (SOM) на Земле составлял 1500 Гт С в слое 0–100 см (1 Гт = 10¹⁵ г). Судя по литературным данным, диапазон оценок запасов C_{орг} в почвах довольно широк. Авторы [66] цитируют источники, в соответствии с которыми запасы SOM в слое 0–100 см оцениваются в 1220–1576 Гт, а в 0–200 см – 2376–2456 Гт.

Авторы [67] обобщили данные 10 моделей, описывающих вековое изменение (1901–2010 гг.) запасов SOM и гетеротрофного дыхания почв (RH). Модели показали, что установленные мировые запасы SOM находились в интервале 425–2111 Гт С с медианой 1158 Гт С для 2010 г., а гетеротрофное дыхание почв изменялись от 35 до 69 Гт С/год с медианой 51 Гт С/год в течение 2001–2010 г. В отчете IPCC за 2022 г. [40] мировые запасы SOM оценены в 1700 Гт плюс запасы в мерзлоте – 1400 Гт С. Почти такая же оценка запасов C_{орг} в мерзлоте (1466 Гт С) была приведена в 2009 г. в работе [66]. Эти данные позволяют допустить, что при потеплении климата может усилиться эмиссия CO₂, CH₄ и N₂O в атмосферу. Однако это допущение не делает более реальными прогнозные оценки эмиссий парниковых газов в высоких широтах, поскольку совершенно не

Таблица 1. Основные составляющие глобального цикла углерода в среднем за год, за период 2012–2021 гг. (по данным [39, 40])

| Источники CO ₂ | | | Сток | | |
|---|------------|--------------------|--|-----------|-------------------|
| вид | Гт С/год | % от общей эмиссии | вид | Гт С/год | % от общего стока |
| Сжигание ископаемого топлива + карбонизация цемента | 9.6 ± 0.5* | 4.3 | Прирост С–CO ₂ атмосферы | 5.2* | 2.3 |
| Изменение землепользования (<i>E_{LUC}</i>) | 1.2 ± 0.7* | 0.5 | Дополнительный (неучтенный) сток в наземные экосистемы | 3.1 ± 0.6 | 1.4 |
| Почвенное дыхание | 130 | 58.9 | NPP наземных экосистем | 130 | 58.8 |
| Эмиссия CO ₂ с поверхности океана | 80 | 36.2 | NPP океана | 80 | 36.2 |
| | | | Дополнительный (неучтенный) сток в океане | 2.9 ± 0.4 | 1.3 |
| Всего | 220.8 | 100 | Всего | 221.2 | 100 |

* Наиболее надежные величины.

ясно как сложится будущий баланс между первичной продукцией фотосинтеза (NPP) и гетеротрофным дыханием в экосистемах.

Карелин и Замолотчиков [10] показали, что в основных типах тундр в разгар вегетации выявляются устойчивые значения среднесуточной температуры в растительном пологе, при которой отмечалась температура максимума стока углерода (10–12°C) и величина, при переходе которой происходит обратимое переключение знака С-баланса на CO₂-источник (14–15°C).

На примере Карского моря в работе [4] впервые показано, что интенсивное потепление арктического региона привело не к возрастанию, как ожидалось, а к снижению NPP. За 20 лет температура поверхностного слоя моря возросла на 3.55°C при тренде 10% в год. Величина относительной или точечной первичной продукции в столбе воды значимо уменьшалась во всех районах бассейна Карского моря. За два последних десятилетия это уменьшение составило 38 мг С/м² в день при тренде 1.1% в год. Также во всех районах зарегистрированы достоверные отрицательные тренды содержания хлорофилла *a* на поверхности моря.

Оценки основных наземных потоков углерода показывают, что за счет роста потребления ископаемого топлива эмиссия CO₂ в 2022 г. по сравнению с 1992 г. выросла на 4.1 Гт С/год. Эмиссия CO₂ за счет изменения землепользования за последние полвека удерживается на уровне 1.3 ± 0.7 Гт С/год [39].

Среднемировые темпы роста концентрации CO₂ в атмосфере существенно ниже, чем его антропогенный выброс. Авторы [40] полагают что из 10.6 Гт эмитированного в атмосферу техноген-

ного С–CO₂ в 2021 г. было депонировано в наземных экосистемах 3.1 ± 0.6 Гт С/год, а в океане 2.8 ± 0.4 Гт С/год. Прирост концентрации CO₂ в атмосфере составил всего 48% от общего объема выбросов CO₂. Это обстоятельство всегда вызывало вопросы. Где искать “недостающее” количество CO₂, которое должно было быть в атмосфере, но его там нет. Поиск этого “недостающего” углерода и идентификация процессов, приводящих к поглощению углерода, были одним из доминирующих вопросов для исследований углеродного цикла в последние десятилетия.

Работа международной группы авторов [64] посвящена поиску этого “недостающего” углерода и идентификации процессов, приводящих к поглощению углерода. Был использован набор из девяти динамических моделей глобальной растительности (DGVMs) для оценки тенденций, обусловленных глобальным и региональным климатом и обменом CO₂ между сушей и атмосферой. Согласно этим моделям, за период 1990–2009 гг. среднее глобальное поглощение углерода на суше составляло 2.4 ± 0.7 Гт С/год. В результате отмечены тенденции увеличивающегося стока углерода в 0.22 ± 0.08 Гт С/год. Одновременно обнаружено увеличение тенденций роста и гетеротрофного дыхания почв на 0.16 ± 0.05 Гт С/год. Увеличение стока CO₂ и RH почв по мнению авторов были обусловлены увеличением чистой первичной продукции естественных экосистем вследствие удобрительного воздействия на растительные сообщества повышающейся концентрации CO₂ в атмосфере. Другими словами, рост концентрации CO₂ в атмосфере вызывает ее “фертилизацию” [55]. Общая величина NPP на Земном шаре была

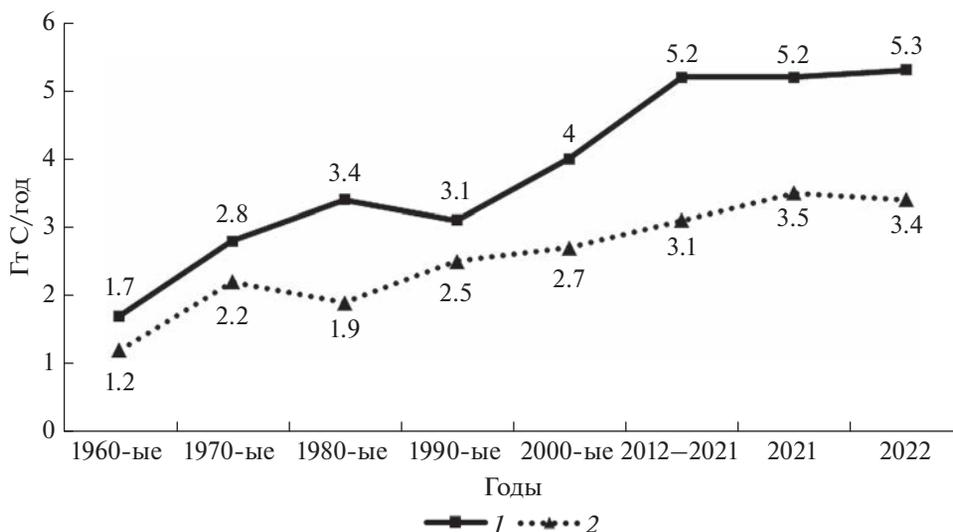


Рис. 1. Многолетняя динамика прироста атмосферного пула углерода (1) и его дополнительного стока в наземные экосистемы (2). Рисунок составлен автором по материалам [38, 39]. 1 – прирост C-CO₂ в атмосфере, 2 – дополнительный наземный сток CO₂.

оценена в 62.9 Гт С/год, а в Северном полушарии без тропических регионов – 24.0 Гт С/год. При этом гетеротрофное дыхание почв Мира оценено в 57.4 Гт С/год, а почв Северного полушария без тропиков – 21.8 Гт С/год [64]. Отсюда можно сделать вывод, что бореальная зона и зона умеренного климата являются территориями стока CO₂ в размере 2.9 Гт С/год. Интересен факт, что величины отношения RH/NPP для мировых экосистем Северного полушария без тропиков и тропических экосистем очень близки: 0.91, 0.91 и 0.92 соответственно, что указывает на глобальное преобладание NPP над RH.

Подтверждение нарастающей фертилизации атмосферы можно видеть из сопоставления данных по атмосферному пулу C-CO₂ и данных по его дополнительному наземному стоку (рис. 1). Прирост поглощения CO₂ растительностью естественно ведет к увеличению поступления в почвы растительных остатков и усилению гетеротрофного дыхания почв. Мировой рост NPP, очевидно, также связан с увеличением в бореальной зоне длительности вегетационного периода и уменьшением продолжительности снежного покрова. Этот факт подтверждается целым рядом динамических моделей глобальной растительности. Следует добавить, что спутниковые наблюдения показывают и большее “зеленение” тундры [64].

Рост почвенного дыхания подтверждается работами Бонд-Ламберти и Томсона [29, 30], собравших данные сорокалетних камерных измерений SR. Оказалось, что интегрированное глобальное SR в 2008 г. составляло 98 ± 12 Гт С, оно увеличивалось на 0.1 Гт С/год в период с 1989 по 2008 гг., отражая реакцию на глобальное потепле-

ние ($Q_{10} = 1.5$). Авторы показали, что бореальная, умеренная и тропическая экосистемы вкладывают в мировое годовое дыхание почв 13, 20 и 67% соответственно. Вклад бореальной экосистемы в мировое SR увеличился за этот же период почти на 7%, в то время как умеренная и тропическая экосистемы увеличили вклад примерно на 2 и 3% соответственно.

В работе [53] представлен анализ глобальных наблюдений SR за 1987–2016 гг. В общей сложности было обработано 2428 ежегодных данных SR, отобранных из 693 исследований, проведенных по всему миру. Оказалось, что во всем мире в 1987–1999 гг. почвенное дыхание увеличивалось со скоростью 27.66 г С/(м² год) (эквивалентно 0.161 Гт С/год). Эта величина практически совпадает с данными, приведенными в работе [64]. В 2000–2016 гг. изменчивость SR оставалась практически неизменной, что, как полагают авторы, было связано со сложными временными вариациями температурных аномалий и запасов углерода в почвах. Однако глобальное гетеротрофное дыхание почвы, как результат микробного разложения SOM, за весь исследуемый период (1987–2016 гг.) увеличивалось, что свидетельствует о потерях в это время органического углерода почв. Об этом говорят и данные [67], согласно которым мировое увеличение RH находится в связи с мировыми потерями органического углерода почв и подтверждается моделями, описывающими вековое изменение (1901–2010 гг.) отношений SOM : RH. Все проанализированные модели показали, что среднее время пребывания (MRT – mean residence time) органического углерода в почвенном пуле за прошлое столетие уменьшилось на 4.4 года. Вариация MRT органи-

ческого углерода почвы с учетом RH определена в диапазоне 10.8–39.3 лет. Доминантным путем потеря углерода из пула почвенного $C_{орг}$ и определяющим фактором MRT являлось гетеротрофное дыхание почв.

ДЫХАНИЕ ПОЧВ РОССИИ

В начале девяностых годов прошлого века в России была принята Государственная научно-техническая программа “Глобальные изменения природной среды и климата”, в рамках которой было выделено направление “Воздействие климата на биосферу”, которое возглавлял акад. Г.А. Заварзин. В этой междисциплинарной работе участвовали институты Отделения биологических наук РАН и МГУ им. М.В. Ломоносова. Этот биосферный блок программы включал проект “Дыхание почв”.

По результатам первых работ в рамках проекта в 1993 г. был опубликован сборник “Дыхание почв” [5]. Примечательно предисловие к сборнику, написанное Г.А. Заварзиним [7]. Им была обрисована глобальная картина состояния цикла углерода на период начала 90-х годов прошлого века. Было отмечено, что в глобальных изменениях природной среды и климата ведущая роль принадлежит циклу углерода, с которым связаны биогеохимические циклы остальных элементов, а через парниковый эффект и состояние атмосферы, обуславливающее климат.

Цикл углерода в наземных системах, как отмечал Георгий Александрович, определяется балансом между поглощением CO_2 наземной растительностью и дыханием почвы. Например, в гумидном тропическом поясе интенсивный фотосинтез полностью уравнивается не менее интенсивным, а потенциально и более интенсивным дыханием почвенных организмов. Несмотря на высокую скорость оборота CO_2 в годичном цикле, влияние таких экосистем на баланс $C_{орг}$ в почве может быть незначительным. С другой стороны, возможна такая ситуация, при которой умеренный или даже слабый фотосинтез не уравнивается еще более слабым дыханием, и при этом происходит нетто-сток углерода в экосистемах. Отражением этого процесса будет накопление органического углерода в экосистеме. Крайним примером таких экосистем могут служить тундры, где происходит оторфовывание почвы и накопление органического углерода. Но в глобальном масштабе NPP тундры невелика и максимум накопления в наземных экосистемах углерода приходится на гумидный пояс Северного полушария. Именно этот пояс имеет наибольшее значение для глобального баланса углерода, поскольку аридный пояс отличается небольшой NPP и быстрым разложением органического вещества.

Российская Федерация в ее современных границах близко совпадает с естественнонаучным понятием гумидного пояса Северной Евразии. В тот же гумидный пояс входят Скандинавия, Канада, Аляска. В этом поясе находятся имеющие глобальное значение стоки и резервуары парниковых газов.

Доказательством этого положения является распределение органического углерода по экосистемам. Г.А. Заварзин [7] отмечал, что в тропических лесах органический углерод находится главным образом в биомассе, а в бореальных лесах он в гораздо большей степени находится в почве. Вклад тех и других лесов в углеродный баланс по меньшей мере одинаков. В степях, саваннах, тундре соотношение наземной биомассы и углерода почвы сильно сдвинуто в сторону почвы. Еще более сильно это соотношение выражено в болотных системах, где происходит мощное накопление торфа. При этом следует учитывать, что нетто-продукция кислорода на экосистемном уровне связана стехиометрически не столько с фотосинтезом, сколько с органическим углеродом в экосистеме. Поэтому продуцентом O_2 служат те экосистемы, где происходит накопление $C_{орг}$. Об этом можно судить по “подстилочному коэффициенту”, т.е. отношению массы опада от массы подстилки. Этот коэффициент очень мал в тундре и велик во влажных субтропиках. Он определяется деструкцией, коррелирующей с почвенным дыханием. Поэтому крылатое выражение “легкие планеты”, относимое к тропическим лесам, совершенно неверно. На самом деле “легкими планеты” являются те области, где происходит накопление органического углерода, что позволяет идентифицировать их как увлажненные земли гумидного пояса Северного полушария, в первую очередь в России.

Другим аргументом в пользу значимости этих систем служит сезонная динамика углекислоты. В высоких широтах Северного полушария сезонная амплитуда колебаний концентрации CO_2 в атмосфере наиболее велика, она постепенно уменьшается к экваториальному поясу [41]. В Южном полушарии колебания невелики и отражают общий тренд увеличения CO_2 в атмосфере. Особенность баланса биологических процессов в бореальном поясе заключается в том, что поглощение углекислоты растительными экосистемами во время вегетационного периода и формирование NPP значительно превышает RH . За пределами вегетационного периода накопление NPP снижается до нуля, но эмиссия CO_2 из почв, хотя и в меньшей степени, чем в теплый период продолжается. Кроме того, отопительный сезон также вносит свой вклад в повышение концентрации CO_2 атмосферы в зимний период.

Многообразие почвенно-климатических условий и обширность территории России (1/8 часть суши Земли) определяют ее одно из главных мест в глобальном балансе углерода. На начало 90-х годов были накоплены обширные данные по биопродуктивности для основных почвенно-растительных зон России [2, 21]. Имелись хотя и разрозненные, но многочисленные данные по SR в различных климатических зонах. Однако отсутствовали какие-либо оценки баланса углерода на территории России. В связи с этим большую актуальность приобрели исследования по обобщению накопленных данных по дыханию почв, изучению особенностей динамики SR (суточная, декадная, сезонная, годовая, многолетняя) [17], ее связь с гидротермическим режимом, типами землепользования.

В течение вегетационного сезона определяющую роль в изменениях скорости выделения CO₂ играет влажность почвы. Время кинетического ответа эмиссии CO₂ на изменения внешних факторов зависит от инерционности почв и их отдельных компонентов. Проявление инерционности в циклах продуцирования и эмиссии CO₂ наблюдается для разных типов почв и является закономерным. Внутрисуточные колебания SR составляют, как правило, 25–40% от среднесуточных значений SR. Варьирование SR в течение дня до 120% от среднего значения наблюдалось в условиях недостатка влаги, когда абсолютные значения SR невелики [17].

Оценка парциальной дыхательной активности почвенных бактерий и грибов представляется весьма важной, поскольку названные группы микроорганизмов характеризуются принципиально разными адаптивными возможностями и, следовательно, вкладом в эмиссию CO₂ из почвы [20].

Представление о закономерностях варьирования интенсивности дыхания почвы в зависимости от имеющейся растительности и особенностей микробного комплекса почвы крайне необходимо для корректной оценки размеров выделения CO₂ почвенным покровом. Поэтому столь важно оценивать вклад дыхания корней и разных групп микроорганизмов – эукариотов и прокариотов – в суммарное дыхание почвы для различных биогеоценозов [3]. Вклад дыхания корней и микроорганизмов в общее почвенное дыхание чаще всего варьирует в пределах (1 : 2)...(1 : 3), причем вклад корней для разной растительности может меняться в широких пределах [16].

В экосистемах на серой лесной почве [18] усредненный по всем исследованным экосистемам годовой вклад корней составлял 33%, однако он варьировал в широком диапазоне – от 10 до 58% от SR почвы. В агроэкосистемах величина вклада тесно связана с продолжительностью вегетационного периода сельскохозяйственных культур,

в естественных экосистемах она определяется типом почвы, экосистемой и гидротермическими условиями. В процессе дыхания корней за год в виде CO₂ выделялось 16–52% от суммарных затрат углерода на рост и дыхание корней [16].

Большое значение имеют методы разделения корневого и микробного дыхания. Евдокимов с соавт. [6] экспериментально определяли вклад корневого (RA) и микробного (RH) дыхания в общую эмиссию CO₂ с поверхности серой лесной и дерново-подзолистой почв в лаборатории и полевых условиях методами субстрат-индуцированного дыхания и интеграции компонентов. Оказалось, что RA в луговых экосистемах варьировало в пределах 24–60%, а в лесных – 7–56% от общей эмиссии CO₂ с почвенной поверхности в зависимости от использованного метода и типа почвы.

В монографии [1] представлены результаты натуральных измерений потоков парниковых газов (CO₂ и CH₄) в природных экосистемах подзоны южно-таежных лесов северо-запада России. Разделение дыхания почвы на корневое и микробное проводили методом субстрат-индуцированного дыхания в модификации Евдокимова с соавт. [6]. Оказалось, что для здорового южно-таежного елового леса средняя оценка вклада микробного дыхания в общее почвенное составляет 65%, а корневого – 35%. Авторы показали, что вклад холодного сезона в общее почвенное дыхание в среднем за 4 года составил 30%.

В более поздних обзорах, в частности [56, 57], на большом объеме данных рассчитаны средние величины вклада корневого дыхания в общее почвенное дыхание на территории России. Получены следующие результаты (%): для лесов – 39, для кустарников – 41, для лугов – 46 и пахотных угодий 31. В среднем для всей территории России доля RA составила 40%, что близко к более ранним оценкам других авторов вклада автотрофного дыхания в общее почвенное [3, 6, 16].

Проблема эмиссии CO₂ в атмосферу с поверхности тундровых почв заслуживает пристального внимания, поскольку полагают, что при потеплении климата именно тундровая зона может составить заметный вклад в глобальную эмиссию CO₂. Однако зона арктических и субарктических тундр наименее изучена в плане эмиссии CO₂ с поверхности почвы. Сотрудниками лаборатории криологии почв ИФХиБПП РАН [19, 23, 24] обобщены экспериментальные данные по эмиссии CO₂, полученные в ходе комплексного изучения почвенного покрова Колымской низменности. Показано, что величина содержания CO₂ в почве находится в прямой, а величина потока CO₂ в атмосферу – в обратной зависимости от степени гидроморфизма почвенного профиля. Характерной особенностью сезонной эмиссии CO₂ является осенний

Таблица 2. Основные пулы углерода, участвующие в его наземном круговороте

| СО ₂ атмосферы | | Запасы С, Гт | | | | | |
|---------------------------|------|---------------------------------|------|------------|------|------------------------------|------|
| | | в почвах мира, слой 0–100 см | | в мерзлоте | | в наземной растительности | |
| 1992 | 2022 | 1992 | 2022 | 1992 | 2022 | 1992 | 2022 |
| 730 | 875 | 1500 | 1700 | Нет данных | 1400 | 500 | 450 |

* По отчетам IPCC [32, 40].

максимум концентрации СО₂ в почвенном воздухе, что сопряжено с началом промерзания профиля и “отжатию” СО₂ из промерзающего почвенного раствора и концентрированием его в незамерзающих пленках воды. Немаловажное значение имеет и снижение скорости диффузии газа из-за образования корки льда и мерзлой почвы на поверхности.

Почвенный покров – один из основных продуцентов СО₂ – одновременно является значительным буферным резервуаром органического и неорганического углерода, способным в зависимости от условий аккумулировать или отдавать его в окружающее пространство. При этом немаловажную роль играет карбонатная система почв. Карбонаты твердой фазы и почвенного раствора могут ассимилировать часть продуцируемой в почве углекислоты, которая таким образом может выводиться из активного круговорота и складироваться. При изменении внешних условий запасенный в карбонатах углерод может снова быть вовлеченным в круговорот. Показано, что орошение черноземов в первые годы сопровождается существенным увеличением эмиссии СО₂, которая через несколько лет снижается почти до исходных значений. При этом резко активизируется динамика карбонатной системы почв, многократно увеличивается ее емкость как обменного, так и необменного резервуаров [22].

Первые оценки дыхания в целом почвенного покрова России были сделаны в 1995 г. [13]. На основе собранных за предшествующие 20–30 лет данных по почвенной эмиссии СО₂ был рассчитан его общий поток в атмосферу почвами наземных экосистем России за вегетационный сезон и составлена карта-схема выделения СО₂ различными почвами. Карта-схема была разработана на основе данных по определению средних значений (за вегетационный период) выделения СО₂ почвами и по результатам анализа связи между биоклиматическими параметрами, свойствами почв и продуцированием ими СО₂. Проведена группировка почвенных типов и подтипов с учетом их биоклиматических параметров, строения почвенного профиля, гумусированности и некоторых водно-физических свойств. Общая вели-

чина эмиссии СО₂ в атмосферу с почвами наземных экосистем России была оценена в 3.12 Гт углерода за вегетационный сезон.

Согласно более поздним данным по круглогодичной эмиссии СО₂ за 20 лет показано, что за холодный период года к количеству SR за вегетационный период прибавляется еще не менее 30% [14, 15, 50, 51].

Средние показатели удельной дыхательной активности почв мира в период, благоприятный для вегетации растений (оптимальное увлажнение и температура), варьируют не в столь широком интервале и практически не зависят от географического положения региона. Среднесуточные показатели почвенного дыхания за вегетационный период в различных зонах России также не имеют зональной зависимости [20].

Основываясь на анализе и обобщении данных за 80 лет наблюдений за 57 лесами, плантациями, саваннами, кустарниками и лугопастбищами от бореального до тропического климата, авторы [27] показали, что общий годовой SR тесно связан со среднегодовой температурой почвы (SRMAT), независимо от типа экосистемы и биома. Авторы делают вывод, что достаточно измерить SRMAT для получения оценки годового SR. Это должно существенно расширить наши возможности по оценке пространственного распределения эмиссии СО₂ из почвы по экосистемам, ландшафтам и регионам и тем самым способствовать улучшению пространственного разрешения основного компонента глобального углеродного цикла.

Многолетними натурными наблюдениями (более 20 лет) на дерново-подзолистой и серой лесной почвах (южное Подмосковье) показано, что доля холодного периода (ноябрь–апрель) в годовом потоке СО₂ из почв в отдельные годы могла достигать 38–39% [13].

Оценки дыхания почвенного покрова России разными авторами на протяжении последней четверти века приведены в табл. 2.

Ошибки величин гетеротрофного дыхания почвенного покрова России по данным авторов находятся в пределах не менее, чем 20%. Отсюда можно сделать вывод – различия оценок RH для

Таблица 3. Оценки общего дыхания почвенного покрова России различными авторами

| Ссылка | Общее дыхание почв | Гетеротрофное дыхание |
|--------------------------------|--------------------|-----------------------|
| | C, млн т/год | |
| Кудеяров с соавт. 1995 [13] | 3120* | — |
| Курганова, Кудеяров, 1998 [14] | 4300 | |
| Кудеяров, 2000 [12] | 4300 | 2850 |
| Kurganova, 2003 [51] | 5670 | 2890 |
| Nilsson et al., 2000 [58] | | 3200 |
| Mukhortova et al., [57] | | 3470 |
| Dolman A.J. et al., 2012 [37] | | 3463 |
| Mukhortova et al., 2021 [56] | | 3200 |
| Среднее | 5000 | 3178 |

* За вегетационный сезон.

почвенного покрова России, сделанные авторами в разное время, находятся в пределах погрешности определения. Необходимо подчеркнуть, что количество индивидуальных данных RH опубликованных в литературе крайне мало для такой огромной территории, как Россия, и требуются дальнейшие усилия по сбору данных и проведению наблюдений за составляющими углеродного баланса страны.

СЕКВЕСТРАЦИЯ УГЛЕРОДА

Человечество стоит перед лицом глобальной проблемы, как при продолжающемся росте мирового производства сельскохозяйственной и промышленной продукции и энергопотребления снизить эмиссию парниковых газов. При этом для снижения парникового эффекта должно быть не только значительное сокращение выбросов парниковых газов в атмосферу, но и новые технологии отъема из нее CO₂ с целью последующего долговременного захоронения (секвестрации).

Термин “секвестрация углерода” подразумевает антропогенное вмешательство в усиление поглощения CO₂ атмосферы экосистемами и/или технологическими приемами (карбонизация, захоронение углекислоты на больших глубинах мирового океана и др.). Другими словами, истинная секвестрация подразумевает связывание CO₂ в формы “невозвратного углерода” в атмосферу в обозримом будущем. В случае земледелия секвестрация углерода заключается в наращивании в почвах запасов углерода в форме чистой биомной продукции (NBP).

Вполне обоснованно, что для разрешения проблемы секвестрации CO₂ взоры обращаются, прежде всего, на возможность увеличения абсорбции углекислоты почвенно-растительным покровом, поскольку почва является основным храни-

лищем углерода, и ей принадлежит главная роль в секвестрации CO₂ атмосферы. В большом объеме информации по приемам секвестрации CO₂ одно из главных мест отводится минимальной обработке почв (no-till), при которой увеличение запасов C_{орг} в почвах достигается при одновременном снижении и интенсивности микробного дыхания [11, 34, 35, 44, 47, 48, 61, 62, 65].

Под термином “секвестрация углерода” в почве в большинстве работ подразумевается накопление в почве органического углерода в результате внесения в нее различных органических материалов: навоза [25, 63] компостов [36], соломы [28], биоугля [26, 38, 54, 58, 69]. Прирост общих запасов органического углерода в почвах без анализа его баланса в агроэкосистеме создает иллюзию секвестрации. Для оценки уровня секвестрации углерода в почвах необходимо обязательное определение баланса между RH почвы и величиной нового почвенного стока органического углерода в форме устойчивого к минерализации органического углерода (чистая биомная продукция, NBP). Сток углерода в NEP-продукции (коротко живущие формы углерода с MRT < 100 лет) определяет краткосрочную неустойчивую секвестрацию углерода. Переход органического углерода из NEP-пула в NBP-пул (иными словами процесс гумификации) длительный процесс и сопровождается потерей углерода в результате гетеротрофного дыхания и эмиссии CO₂ в атмосферу.

Применение органических удобрений (прежде всего навоза) и различных компостов, являющихся NEP-продукцией, можно отнести к краткосрочному типу секвестрации органического углерода. Последствия внесения свежих легкоразлагаемых органических материалов в почву вызывает прайминг-эффект, т.е. усиление минерализации почвенного C_{орг}. [68]. Затраты NPP и NEP (т С/га) на

формирование 1 т С/га в NBP-пуле могут колебаться от нескольких до десятков тонн С/га в зависимости от продолжительности и доз внесения органического удобрения в почву [12, 49]. Затраты NPP и NEP на образование единицы NBP представляют собой потери углерода в результате дыхания почвенной биоты и эмиссии CO_2 в атмосферу. Применение органических удобрений усиливает RH почв и не обеспечивает длительную секвестрацию углерода. Однако внесение в почву органических удобрений значительно повышают ее энергетический статус, который способствует усилению соокисления и детоксикации множества загрязняющих почву веществ. Очень важно, что внесение навоза и других органических материалов способствует возврату в почвы питательных веществ, отчуждаемых с урожаями сельскохозяйственных культур.

Перспективным приемом секвестрации атмосферной CO_2 является внедрение севооборотов с подсевом покровных культур. По результатам метаисследований [45] на большом количестве экспериментов сравнения (около 2000) показано, что, если бы на 15% нынешних мировых пахотных земель внедрили покровные культуры, это привело бы к увеличению SOM в почвах на 0.16 ± 0.06 Гт С/год, что аналогично 1–2% текущих выбросов от сжигания ископаемого топлива или почти полностью компенсировало бы эмиссию С– CO_2 от изменения мирового землепользования (E_{LUC}).

Перспективным приемом секвестрации органического углерода в почвах может служить минимальная обработка почвы (no-till), которая способствует изменению почвенного профиля в результате накопления в верхних горизонтах большего количества растительных остатков и формированию горизонта A_0 . Это в свою очередь уменьшает поверхностное испарение и увеличивает запасы влаги в почвенном профиле, а также RH. Однако в определенных условиях no-till увеличивает потоки закиси азота из почвы, что может свести на нет любые климатические выгоды потенциального хранения $\text{C}_{\text{орг}}$ в почве [61]. Комбинация минимальной обработки почвы и применения азотных удобрений может приводить к усилению эмиссии N_2O , поскольку в гумусовом горизонте из-за слабой аэрации создаются благоприятные условия для процесса денитрификации [60].

В предшествующие годы в связи с реализацией рекомендаций Киотского протокола, а в настоящее время в соответствии с Парижским климатическим соглашением пропагандируются мероприятия по усилению стока атмосферного углекислого газа за счет восстановления и расширения площадей, открытых лесом.

Особенность накопления углерода в лесных экосистемах состоит в том, что оно происходит

только тогда, когда леса растут. Интенсивное накопление биомассы в лесах умеренной зоны наблюдается до возраста 50–70 лет, затем происходит снижение темпов прироста. В спелых насаждениях баланс CO_2 приближается к нулю, а в перестойных – лес становится источником CO_2 , поскольку возрастной отпад деревьев и разложение дробиса превосходят нарастание новообразованной биомассы [8, 9]. Леса часто подвергаются рискам залпового выброса CO_2 в случаях лесных пожаров или массового нашествия вредителей и болезней.

Секвестрация углерода путем новых лесопосадок, безусловно, имеет определенный положительный эффект, но в долговременной перспективе он может быть сведен к нулю. Кроме того, ограниченность земельных ресурсов на планете, прежде всего, необходимость пахотных угодий, не позволяет безгранично расширять лесопосадки. Емкость пулов углерода наземной растительной биомассы так же, как пулы органического углерода в почвах, имеют свое ограничение, связанное с почвенно-климатическими условиями.

При обсуждении проблемы секвестрации атмосферного CO_2 можно привести опыт Российской Федерации, который возник не как результат специально проведенного эксперимента, а как следствие экономического кризиса и перестройки сельского хозяйства. За период 1992–2010 гг. площадь пашни сократилась почти на 40 млн га. Неволею эти земли перешли в разряд залежных. Накопление SOM в залежных землях России за период 1990–2010 гг. могло составить 897 млн т С или около 45 млн т С/год, что компенсировало около 10% промышленной годовой эмиссии С– CO_2 [52].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Общее почвенное дыхание – главный источник CO_2 на Земле, превышает антропогенную эмиссию на порядок. Если сравнивать данные IPCC 1992 г. [32] по SR, которое оценивалось в 115 Гт С/год, а в 2022 г. – 130 Гт С/год [40], то встает вопрос можно ли считать, что разница в 15 Гт С/год (130–115) является действительной величиной роста почвенного дыхания за последние 30 лет, или это лишь уточнение данных за счет значительного расширения мировой базы данных по дыханию почв. По-видимому, может иметь место и то, и другое. Объективно рост фертилизации атмосферы и потепление климата [42, 43, 46] увеличивает NPP наземных экосистем и как следствие SR и RH.

Наиболее динамичными и объективными являются величины антропогенной эмиссии CO_2 , составляющие всего лишь 4.9% от ее общей эмиссии (антропогенная + природная). Но именно прирост углекислоты в атмосфере является триггером для активации всех процессов углеродного

цикла, включая и дыхание почвы, поскольку вызывает не только рост парникового эффекта атмосферы, но и ее фертилизацию. Следствием фертилизации является тенденция увеличения мирового NPP, статистически значимый тренд которого был определен в размере 0.22 ± 0.08 Гт/С/год и гетеротрофного дыхания почв с трендом в 0.16 ± 0.05 Гт/С/год [64]. Однако данные по превышению тренда увеличения NPP над трендом RH находятся в противоречии с данными уменьшения среднего времени пребывания (MRT) органического углерода в почвенном пуле на 4.4 года за прошлое столетие (1901–2010 гг.) [67]. Доминантным путем потерь углерода из пула почвенного $C_{\text{орг}}$ и определяющим фактором MRT является гетеротрофное дыхание. Другими словами, повышение глобального наземного стока углерода привело к сокращению времени его пребывания в почвенном органическом веществе.

Для оценки уровня секвестрации углерода в почвах необходимо определение баланса между RH почвы и величиной нового почвенного стока органического углерода в форме устойчивого к минерализации органического углерода (чистая биомная продукция – NBP). Сток углерода в NBP-продукцию (короткоживущие формы углерода) определяет краткосрочную неустойчивую секвестрацию углерода. Переход органического углерода из NBP-пула в NBP-пул (процесс гумификации) длительный процесс и сопровождается потерей углерода в результате гетеротрофного дыхания и эмиссии CO_2 в атмосферу. Применение органических удобрений (прежде всего навоза) и различных компостов, являющихся чистой экосистемной продукцией, можно отнести к кратковременному типу секвестрации органического вещества. Внедрение в земледелие подсева покровных культур может оказаться эффективным приемом секвестрации углерода.

Сельскохозяйственные угодья России обладают высоким потенциалом секвестрации углерода на образовавшихся залежах. Однако в настоящее время все чаще раздаются голоса о возврате залежей в пахотные угодья. При этом следует принимать во внимание тот факт, что распашка залежей или луговых угодий приводит к быстрой потере накопленного органического углерода. Залежи в Российской Федерации образовались в основном на деградированных и сильнодеградированных почвах и в процессе их забрасывания началось восстановление, заключающееся в накоплении в почвах органического вещества. Распашка залежей без применения должных систем мелиорации, удобрений и почвосберегающих технологий возделывания неизбежно приведет к возобновлению эрозии и быстрой потере накопленного десятилетиями органического углерода.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена по государственному заданию № 122040500037-6.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Автор заявляет об отсутствии конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алферов А.М., Блинов В.Г., Гитарский М.Л., Грабар В.А., Замолодчиков Д.Г. и др. Мониторинг потоков парниковых газов в природных экосистемах. Саратов: Амирит, 2017. 279 с.
2. Базилевич Н.И. Биологическая продуктивность экосистем Северной Евразии. М.: Наука, 1993. 293 с.
3. Благодатский С.А., Ларионова А.А., Евдокимов И.В. Вклад дыхания корней в эмиссию CO_2 из почвы // Дыхание почвы. Пушкино, 1993. С. 26–32.
4. Демидов А.Б., Гагарин В.И., Шеберстов С.В. Влияние регионального потепления на первичную продукцию Карского моря в последние две декады (2002–2021 гг.) // Океанология. 2023. Т. 63. № 2. С. 224–242.
5. Дыхание почв / Под ред. Заварзина Г.А., Кудеярова В.Н. Пушкино, 1993. 130 с.
6. Евдокимов И.В., Ларионова А.А., Шмитт М., Лопес де Гереню В.О. Экспериментальная оценка вклада дыхания корней растений в эмиссию углекислого газа из почвы // Почвоведение. 2010. № 12. С. 1479–1488.
7. Заварзин Г.А. Предисловие // Дыхание почвы. Пушкино, 1993. С. 3–10.
8. Исаев А.С., Коровин Г.Н. Углерод в лесах Северной Евразии. Круговорот углерода на территории России // Глобальные изменения природной среды и климата. Избр. научн. труды. М., 1999. С. 63–95.
9. Исаев А.С., Коровин Г.Н., Сухих В.И. и др. Экологические проблемы поглощения углекислого газа посредством лесовосстановления и лесоразведения в России. (аналитический обзор). М.: Центр экол. полит., 1995. 156 с.
10. Карелин Д.В., Замолодчиков Д.Г. Углеродный обмен в криогенных экосистемах. М.: Наука, 2008. 344 с.
11. Кирюшин В.И., Кирюшин С.В. Агротехнологии. СПб: Лань, 2015. 480 с.
12. Кудеяров В.Н. Вклад почвы в баланс CO_2 атмосферы на территории России // Докл. РАН. 2000. Т. 375. № 2. С. 275–277.
13. Кудеяров В.Н., Хакимов Ф.И., Деева Н.Ф. и др. Оценка дыхания почв России // Почвоведение. 1995. № 1. С. 33–42.
14. Курганова И.Н., Кудеяров В.Н. Оценка потоков диоксида углерода из почв таежной зоны России // Почвоведение. 1998. № 9. С. 1058–1070.
15. Курганова И.Н., Лопес де Гереню В.О., Хорошаев Д.А., Мякишина Т.Н., Сапронов Д.В., Жмурин В.А., Кудеяров В.Н. Анализ многолетней динамики дыхания почв в лесном и луговом ценозах Приокско-Террас-

- ного биосферного заповедника в свете современных климатических трендов // Почвоведение. 2020. № 10. С. 1220–1236.
<https://doi.org/10.31857/S0032180X20100111>
16. Ларионова А.А., Евдокимов И.В., Курганова И.Н., Сапронов Д.В., Кузнецова Л.Г., Лопес де Гереню В.О. Дыхание корней и его вклад в эмиссию из почвы // Почвоведение. 2003. № 3. С. 183–194.
 17. Ларионова А.А., Иванникова Л.А., Демкина Т.С. Методы определения эмиссии CO₂ из почвы // Дыхание почвы. Пушино, 1993. С. 11–26.
 18. Ларионова А.А., Лопес де Гереню В.О., Сапронов Д.В. и др. Определение вклада дыхания корней травянистых и древесных растений в эмиссию CO₂ из почвы // Почвоведение. 2006. № 10. С. 1248–1257.
 19. Остроумов В.Е., Буценко А.Н. Дыхание почвы. Пушино, 1993. 142 с.
 20. Пулы и потоки углерода в наземных экосистемах России / Под ред. Заварзина Г.А., Кудеярова В.Н. М.: Наука, 2007. 315 с.
 21. Паников Н.С., Палеева М.В., Дедыш С.Н., Дорофеев А.Г. Кинетические методы определения биомассы и активности различных групп почвенных микроорганизмов // Почвоведение. 1991. № 8. С. 109–120.
 22. Родин Л.Е., Базилиевич Н.И. Динамика органического вещества и биологический круговорот зольных элементов и азота в основных типах растительности земного шара. М.–Л.: Наука, 1965. 253 с.
 23. Рысков Я.Г., Иванов И.В., Демкин В.А., Хакимов Р.Ф. Динамика запасов карбонатов в почвах России за историческое время и их роль как буферного резервуара атмосферной углекислоты // Почвоведение. 1997. № 8. С. 934–942.
 24. Федоров-Давыдов Д.Г. Дыхательная активность тундровых биогеоценозов и почв Колымской низменности // Почвоведение. 1998. № 3. С. 291–301.
 25. Шевцова Л.К., Романенков В.А., Блоговецкий Г.В., Хайдуков Г.В., Канзываа С.О. Структура баланса углерода и биоэнергетическая оценка его компонентов в агроценозах длительных полевых опытов // Агрохимия. 2015. № 12. С. 67–75.
 26. Ali E.F., Al-Yasi H.M., Kheir A.M.S., Eissa M.A. et al. Effect of biochar on CO₂ sequestration and productivity of pearl millet plants grown in saline sodic soils // J. Soil Sci. Plant Nutr. 2021. V. 21. № 2. P. 897–907.
<https://doi.org/10.1007/s42729-021-00409-z>
 27. Bahn M., Reichstein M., Davidson E.A., Grünzweig J. et al. Soil respiration at mean annual temperature predicts annual total across vegetation types and biomes // Biogeosciences. 2010. V. 7. P. 2147–2157.
<https://doi.org/10.5194/bg-7-2147-2010>
 28. Berhane M., Xu M., Liang Z.Y., Shi J. et al. Effects of long-term straw return on soil organic carbon storage and sequestration rate in North China upland crops: A meta-analysis // Glob. Change Biol. 2020. V. 26. № 4. P. 2686–2701.
<https://doi.org/10.1111/gcb.15018>
 29. Bond-Lamberty B., Thomson A. A global database of soil respiration data // Biogeosciences. 2010. V. 7. P. 1915–1926.
<https://doi.org/10.5194/bg-7-1915-2010>
 30. Bond-Lamberty B., Thomson A. Temperature-associated increases in the global soil respiration record // Nature. 2010. V. 464. P. 579–582.
<https://doi.org/10.1038/nature08930>
 31. Canadell J.G., Monteiro P.M.S., Costa M.H., Cotrim da Cunha L., Cox P.M. et al. Global Carbon and other Biogeochemical Cycles and Feedbacks // Climate Change. Cambridge, 2021. P. 673–816.
<https://doi.org/10.1017/9781009157896.007>
 32. Climate Change. The Supplementary Report to the IPCC Scientific Assessment / Ed. Houghton J.T. et al. Cambridge, 1992. 200 p.
 33. Climate change / Eds. Houghton J.T. et al. IPCC, 1996.
 34. Cooper H.V., Sjogersten S., Lark R.M. et al. To till or not to till in a temperate ecosystem? Implications for climate change mitigation // Environ. Res. Lett. 2021. V. 16. P. 054022.
 35. Dewi R.K., Fukuda M., Takashima N. et al. Soil carbon sequestration and soil quality change between no-tillage and conventional till soil management after 3 and 11 years of organic farming // Soil Sci. Plant Nutr. 2022. V. 68. № 1. P. 133–148.
<https://doi.org/10.1080/00380768.2021.1997552>
 36. Ding W., Luo J., Li J., Yu H. et al. Effect of long-term compost and inorganic fertilizer application on background N₂O and fertilizer induced N₂O emissions from an intensively cultivated soil // Sci. Total Environ. 2013. V. 465. P. 115–124.
<https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2012.11.020>
 37. Dolman A.J., Shvidenko A., Schepaschenko D. et al. An estimate of the terrestrial carbon budget of Russia using inventory-based, eddy covariance and inversion method // Biogeosciences 2012. V. 9. P. 5323–5340.
<https://doi.org/10.5194/bg-9-5323-2012>
 38. El-Naggar A., El-Naggar A.H., Shah S.M. et al. Biochar composition-dependent impacts on soil nutrient release, carbon mineralization, potential environmental risk: A review // J. Environ. Managem. 2019. V. 241. P. 458–467.
<https://doi.org/10.1016/j.jenvman.2019.02.044>
 39. Friedlingstein P., Jones M.W., O'Sullivan M., Andrew R.M. et al. Global Carbon Budget 2021 // Earth Syst. Sci. Data. 2022. V. 14. P. 1917–2005.
<https://doi.org/10.5194/essd-14-1917-2022>
 40. Global Carbon Project. Supplemental data of Global Carbon Budget 2022. Version 1.0. Data set. Global Carbon Project. 2022.
<https://doi.org/10.18160/gcp-2022>
 41. GAW DATA Greenhouse Gases and Other Atmospheric Gases. World Meteorological Organization. Japan, 2018. V. IV. 101 p.
 42. Haaf D., Six J., Doetterl S. Global patterns of geo-ecological controls on the response of soil respiration to warming // Nat. Clim. Chang. 2021. V. 11. P. 623–627.
<https://doi.org/10.1038/s41558-021-01068-9>
 43. IPCC 2019. Refinement to the 2006 IPCC Guidelines for National Greenhouse Gas Inventories / Eds: Buendia E. IPCC, 2019.

44. Jia S.X., Liang A.Z., Zhang S.X. et al. Effect of tillage system on soil CO₂ flux, soil microbial community and maize (*Zea mays* yield) // *Geoderma*. 2021. V. 384. P. 114813.
<https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2020.114813>
45. Jian J.S., Du X., Reiter M.S. et al. A meta-analysis of global cropland soil carbon changes due to cover cropping // *Soil Biol. Biochem.* 2020. V. 143. P. 107735.
<https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2020.107735>
46. Jian J., Vargas R., Anderson-Teixeira K., Stell E. et al. A restructured and updated global soil respiration database (SRDB-V5) // *Earth Syst. Sci. Data*. 2021. V. 13. P. 255–267.
<https://doi.org/10.5194/essd-13-255-2021>
47. Kan Z.R., Liu W.X., Liu W.S. et al. Mechanisms of soil organic carbon stability and its response to no-till: A global synthesis and perspective // *Global Change Biol.* 2022. V. 28. № 3. P. 693–710.
<https://doi.org/10.1111/gcb.15968>
48. Kan Z.R., Liu Q.Y., Virk A.L. et al. Effects of experiment duration on carbon mineralization and accumulation under no-till // *Soil Till. Res.* 2021. V. 209. P. 104939.
<https://doi.org/10.1016/j.still.2021.104939>
49. Kuderyarov V.N. Soil Carbon Sequestration: Facts and Challenges (Analytical Review) // *Biol. Bull. Rev.* 2022. V. 12. P. S109–S122.
50. Kuderyarov V.N., Kurganova I.N. Carbon dioxide emission and net primary production of Russian terrestrial ecosystems // *Biol. Fert. Soils*. 1998. V. 27. P. 246–250.
51. Kurganova I.N. Carbon dioxide emission from Soils of Russian terrestrial ecosystems // *Laxemburg (Austria)*. 2003. 63 p.
52. Kurganova I.N., Lopes de Gerenyu V., Kuzyakov Y. Large-scale carbon sequestration in post-agrogenic ecosystems in Russia and Kazakhstan // *Catena*. 2015. V. 133. P. 461–466.
53. Lei J., Guo X., Zeng Y. et al. Temporal changes in global soil respiration since 1987 // *Nat Commun.* 2021. V. 12. P. 403.
<https://doi.org/10.1038/s41467-020-20616-z>
54. Majumder S., Neogi S., Dutta T. et al. The impact of biochar on soil carbon sequestration: Meta-analytical approach to evaluate environmental and economic advantages // *J. Environ. Management*. 2019. V. 250. P. 109466.
<https://doi.org/10.1016/j.jenvman.2019.109466>
55. Melillo J.M., Prentice I.E., Farquhar G.D., Schulze E.D., Sala G.E. 9 Terrestrial Biotic Responses to Environmental Change and Feedbacks to Climate // *IPCC 1996. The Science of Climate Change*. N.Y.: Melbourne, 1996. P. 445–481.
56. Mukhortova L., Schepaschenko D., Moltchanova E., Shvidenko A. et al. Respiration of Russian soils: Climatic drivers and response to climate change // *Sci. Total Environ.* 2021. V. 785. P. 147314.
<https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2021.147314>
57. Mukhortova L., Schepaschenko D., Shvidenko A., McCallum I., Kraxner F. Soil contribution to carbon budget of Russian forests // *Agricultural and Forest Meteorology*. 2015. V. 200. P. 97–108.
58. Nilson S., Shvidenko A., Stolbovoi V. et al. Full carbon account for Russia. Laxemburg, 2000 180 p.
59. Oladele S.O., Adetunji A.T. Agro-residue biochar and N fertilizer addition mitigates CO₂-C emission and stabilized organic carbon pools in a rain-fed agricultural cropland // *Int. Soil Water Conservation Res.* 2021. V. 9. № 1. P. 76–86.
<https://doi.org/10.1016/j.iswcr.2020.09.002>
60. Palma R.M., Rímolo M., Saubidet M.I., Conti M.E. Influence of tillage system on denitrification in maize-cropped soils // *Biol Fert. Soils*. 1997. V. 25. № 2. P. 142–146.
<https://doi.org/10.1007/s003740050294>
61. Pelster D.E., Chantigny M.H., Royer I., Angers D.A. et al. Reduced tillage increased growing season N₂O emissions from a fine but not a coarse textured soil under the cool, humid climate of eastern Canada // *Soil Till. Res.* 2021. V. 206. P. 104833.
<https://doi.org/10.1016/j.still.2020.104833>
62. Reinsch T., Struck I.J.A., Loges R., Kluss C. et al. Soil carbon dynamics of no-till silage maize in ley systems // *Soil and Tillage Research*. 2021. V. 209. P. 104957.
<https://doi.org/10.1016/j.still.2021.104957>
63. Rothamsted. Long-term experiments. Guide to the Classical Long-term Experiments: Datasets and sample archive. Harpenden Herts, UK. 2006 (reprinted 2012). 52 p.
64. Sitch S., Friedlingstein P., Gruber N., Jones S.D. et al. Recent trends and drivers of regional sources and sinks of carbon dioxide // *Biogeosciences*. 2015. V. 12. P. 653–679.
<https://doi.org/10.5194/bg-12-653-2015>
65. Sperow M. Marginal cost to increase soil organic carbon using no-till on U.S. cropland // *Mitig Adapt Strateg Glob Change*. 2019. V. 24. № 1. P. 93–112.
<https://doi.org/10.1007/s11027-018-9799-7>
66. Tarnocai C., Canadell J.D., Schuur E.A., Kuhry P., Mazhitova G., Zimov S. Soil organic carbon pools in the northern circumpolar permafrost region // *Global Biogeochem. Cycles*. 2009. V. 23. GB2023.
<https://doi.org/10.1029/2008GB003327>
67. Tian H., Lu C., Yang J., Banger K. et al. Global patterns and controls of soil organic carbon dynamics as simulated by multiple terrestrial biosphere models: current status and future directions // *Global Biogeochemical Cycles*. 2015. V. 29. № 6. P. 775–792.
<https://doi.org/10.1002/2014GB005021>
68. Tian J., Pausch J., Yu G., Blagodatskaya E., Gao Y., Kuzyakov Y. Aggregate size and their disruption affect ¹⁴C-labeled glucose mineralization and priming effect // *Appl. Soil Ecol.* 2015. V. 90. P. 1–10.
<https://doi.org/10.1016/j.apsoil.2015.01.014>
69. Yang S., Sun X., Ding J. et al. Effects of biochar addition on the NEE and soil organic carbon content of paddy fields under water-saving irrigation // *Environ. Sci. Pollut. Res.* 2019. V. 26. № 8. P. 8303–8311.
<https://doi.org/10.1007/s11356-019-04326-8>

Soil Respiration and Carbon Sequestration

V. N. Kudeyarov*

Institute of Physico-Chemical and Biological Problems of Soil Science RAS, Pushchino, 142290 Russia

**e-mail: vnikolaevich2001@mail.ru*

An increase in the concentration of carbon dioxide in the atmosphere is a trigger for the activation of all processes of the carbon cycle, including soil respiration (SR), since it causes not only an increase in the greenhouse effect of the atmosphere, but also its fertilization. The consequence of fertilization is the tendency to increase the world's net primary production of photosynthesis (NPP) and heterotrophic respiration of soils (RH). The increase in global terrestrial carbon sink was accompanied by an increase in CO₂ in the atmosphere. The global increase in RH is due to global losses of soil organic carbon and is confirmed by models according to which the average residence time of organic carbon in the soil pool has decreased by 4.4 years over the past century. To assess the level of C sequestration in soils, it is necessary to determine the balance between the RH of the soil and the amount of new soil C-sink in the form of net biome production (NBP) – resistant to mineralization. Carbon sink into net ecosystem production (NEP) determines short-term unsustainable carbon sequestration.

Keywords: total respiration of soils, heterotrophic respiration of soils, root respiration of soils, CO₂ emission, carbon sink, net primary, ecosystem and biome production of photosynthesis

ДЫХАНИЕ ПОЧВ В ПРИРОДНЫХ ЦЕНОЗАХ

УДК 631.4

ДЫХАНИЕ ПОЧВ ЛЕСНЫХ ЭКОСИСТЕМ ЮГА ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

© 2023 г. А. В. Иванов^{a, *} (ORCID: 0000-0003-4560-9824), Д. Г. Замолотчиков^{b, c}, М. А. Сало^d,
А. В. Кондратова^a, О. А. Пилецкая^a, С. В. Брянин^a

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

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

^cНациональный исследовательский университет “Высшая школа экономики”,
Покровский бул., 11, Москва, 109028 Россия

^dСихотэ-Алинский государственный природный биосферный заповедник, Терней, 692150 Россия

*e-mail: aleksandrsg86@mail.ru

Поступила в редакцию 10.03.2023 г.

После доработки 10.05.2023 г.

Принята к публикации 11.05.2023 г.

Дальний Восток – наименее изученная в отношении потоков углерода часть России. Проведен обзор результатов натурных измерений эмиссии CO₂ с поверхности лесных почв, полученных на 26 участках в южной части Дальнего Востока на территории 4 субъектов России. Измерения выполнены в разных лесных формациях (лиственничники, кедровники, дубняки, ясенево-ильмовые леса), включая леса в зоне многолетней мерзлоты. Представлены сведения о сезонной и суточной динамике эмиссии. По 14 участкам представлены параметры уравнений для оценки эмиссии по данным о температуре воздуха на ближайшей метеостанции. Годичные потоки варьируют по пунктам измерения в пределах 5.5–10.1 т С/га, с максимальным значением в старовозрастном кедрово-пихтовом лесу южного Приморья. Вклад летнего сезона в годовой поток составляет 46–65%. В Республике Бурятия эмиссия CO₂ с поверхности почв сильно зависит от температуры и влажности почв. В переувлажненных почвах на эмиссию значимо влияет уровень грунтовых вод ($R^2 = 0.42$).

Ключевые слова: эмиссия CO₂, органический углерод почвы, температура почвы, температура воздуха, лесные формации

DOI: 10.31857/S0032180X23600397, **EDN:** FKKVGO

ВВЕДЕНИЕ

Всестороннее изучение процессов эмиссии CO₂ с поверхности почв, расширение баз данных по почвенному дыханию (здесь и далее термины “эмиссия”, “дыхание почвы” и обозначение SR используются как синонимы), организация сети мониторинга элементов углеродного цикла в России и других странах мира иллюстрируют необходимость понимания и корректного расчета углеродного баланса на разных территориальных уровнях. Дыхание почв – важная функциональная характеристика экосистем, определяющая величину баланса углерода в конкретных условиях. В настоящее время глобальный поток углерода из почв оценивается в 91 Гт С/год, а антропогенные эмиссии составляют 11.2% этой величины [15]. Для России аналогичные величины составляют 4.3 Гт С/год и 13.9% [2, 21]. Рост температуры воздуха ускоряет процессы минерализации почвенного органического вещества, поэтому наблюдается достоверный тренд увеличения дыхания почв в мире со скоростью 0.09 Гт С/год [15].

В этих изменениях значима роль бореальных лесов, которые обеспечивают 15% всей почвенной эмиссии и 23% ее ежегодного увеличения [16]. Усиление эмиссий в бореальном биоме на 45% вызвано климатическими причинами и на 55% – изменениями в землепользовании [16].

Существенные неопределенности региональных оценок бюджета углерода и дыхания почв связаны с рядом проблем, одной из которых является недостаточно репрезентативная выборка точек измерений. Наиболее полная база данных по дыханию почв, включающая 10366 записей по материалам 2266 публикаций, содержит всего 10 записей для территории Дальнего Востока России, из которых 6 приходятся на Якутию и 4 – на Приморский край [19]. Такое же количество записей в этой базе данных приходится на Антарктиду. При этом Дальний Восток России занимает 4.6% всей площади суши.

Леса Дальнего Востока подвергаются интенсивным нарушениям, что приводит к усилению эмиссий и снижению стоков углерода. Согласно “Стратегии развития лесного комплекса Российской Федерации на период до 2030 года” [20], в настоящее время леса Дальнего Востока являются основным источником углерода в атмосферу.

ской Федерации до 2030 г.”, Дальневосточный федеральный округ (ДФО) имеет наибольший показатель по площади лесов, переданных в пользование, – 100 млн га [11]. Это, прежде всего, площадь лесов, арендованных в целях заготовки древесины. Одновременно ДФО отличается наибольшей долей площадей, затронутых лесными пожарами. В 2019 г. здесь зафиксировано 3.9 млн га гарей, что составляет 67% всех лесных гарей страны [1]. Дополнительным эмиттером углерода является протаивающая многолетняя мерзлота, распространенная почти на всей площади ДФО.

Цель настоящей работы – формирование региональной базы данных по дыханию лесных почв южной части Дальнего Востока. Анализ литературы и общение с экспертами показали, что полевых измерений выполнено значительно больше, чем содержится в известных базах данных и опубликовано в высокорейтинговых журналах. Для составления базы использованы публикации в журналах, материалах и тезисах конференций, личные архивы, а также собственные данные авторов, не опубликованные до настоящего времени.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Объекты исследования. Анализ литературных источников и обработка собственных данных позволили получить информацию о дыхании почв лесных экосистем для 26 участков, расположенных в четырех субъектах России (табл. 1). Два участка измерений расположены в Республике Бурятия в сосново-лиственничных лесах на многолетней мерзлоте, три участка – в лиственничниках различной степени нарушения пожарами и рубками в Амурской области, один участок – во вторичном дубняке в Хабаровском крае и двадцать участков – в Приморском крае в хвойно-широколиственных лесах различных стадий лесовозобновительного процесса.

Все данные о дыхании почв, за исключением участков 1 и 2 в Республике Бурятия, получены камерным методом. Измерения в Бурятии выполнены абсорбционным методом [12]. Измерения дыхания почв на участках 7–25 выполнены по единой методике с использованием газоанализатора на основе сенсора AZ. Подробное описание объектов исследования представлено в работах [3, 4, 17].

Полнота данных на участках различается. Только для 13 из них проведен расчет годичной эмиссии CO₂. Для всех 26 участков представлено среднесуточное значение потока CO₂ с поверхности почвы за летний период, рассчитанное как среднее арифметическое по фактическим измеренным *n* значениям. Для тех участков, на которых представлены величины суммарных летних потоков, среднесуточная летняя эмиссия может

быть рассчитана как отношение суммарной величины к числу дней летнего периода (92 сут).

Согласно данным, вклад летнего периода в общую годичную эмиссию изменяется в пределах 46–65%. Изменчивость этого показателя может быть связана как с широтным и высотным градиентами температуры, так и с особенностями формирования снежного покрова в конкретный год и близостью к морю. Максимальный вклад летнего периода отмечен на участках 22–25 в Сихотелинском заповеднике, наиболее близких к морскому побережью. В Приморье возможны бесснежные зимы, когда почва сильно промерзает и продукция CO₂ в холодный период сильно снижается.

Расчет годичных потоков эмиссии. Одним из возможных способов расчета суммарного дыхания почвы за год является оценка значений эмиссии по температуре. Обычно исходные данные представлены непрерывным рядом значений температуры с определенным шагом (ч, сут) и уравнением зависимости эмиссии от этой температуры. Важно, чтобы зависимость была построена на данных соответствующего ряда температур. Регулярные данные по температуре воздуха и почвы непосредственно на участках измерения могут быть получены с помощью логгеров (регистраторов) температуры. Также могут быть использованы данные о температуре воздуха с ближайшей метеостанции.

Как правило, самая тесная связь получается при построении зависимости дыхания почвы от температуры почвы на участке измерения. Такие зависимости, имеющие коэффициенты детерминации $R^2 = 0.7–0.9$, были определены для некоторых участков, представленных в табл. 1 [4, 17].

В настоящей работе для расчета суммарной эмиссии использованы данные о температуре воздуха на ближайших к объектам исследования метеостанциях, поскольку они являются регулярными и открытыми. Связь дыхания почвы с температурой описывается экспоненциальным уравнением, которое для удобства может быть приведено к виду линейного. Расчет годичного потока выполнен на основе линейной модели:

$$\ln(SR) = kT + b,$$

где SR – эмиссия CO₂, г C/(м² сут); *T* – температура воздуха по метеостанции; °C, *k* и *b* – коэффициенты уравнения.

Суммарные потоки CO₂ за год и летний период для измерений, выполненных в Приморье, рассчитаны на основе однофакторных зависимостей дыхания от температуры воздуха ближайшей метеостанции (табл. 2). Для участков 7–19 использованы данные метеостанции “Тимириязевская”, для участков 20, 21 – “Красный Яр”, для участков 22–25 – “Терней”.

Таблица 1. Данные по дыханию лесных почв южных регионов Дальнего Востока. T_{cp} – среднегодовая температура воздуха, R – годовая сумма осадков, n – число измерений, SR_m – средняя эмиссия за лето, SR_{sum} – суммарная эмиссия за лето, SR_{tot} – суммарная эмиссия за год, PS – вклад летнего периода

| № | Координаты (широта N, долгота E) | T_{cp} , °C | R , мм | Вид древостоя | Возраст, лет | Почва | Период измерений | SR_m , г C/(м ² сут) | SR_{sum} , т C/(га год) | SR_{tot} , т C/(га год) | PS , % | Источник |
|------------------|----------------------------------|---------------|----------|--|--------------|--------------------|------------------------|-----------------------------------|---------------------------|---------------------------|----------|----------|
| Бурятия | | | | | | | | | | | | |
| 1 | 52.538, 112.375 | -5.0 | 370 | Разреженный лиственничник на мерзлоте | – | Haplic Chernozem | Июль–октябрь 2004 | 0.28 | – | – | – | [7] |
| 2 | 52.133, 106.300 | -1.0 | 412 | Сосновый лес на приречной равнине р. Селенга | – | Umbric Albeluvisol | Май–сентябрь 2007–2012 | 5.61 | 5.05 | – | – | [9] |
| Амурская область | | | | | | | | | | | | |
| 3 | 54.014, 127.039 | | | Лиственничник | 5 | | | 9.79 | | | | |
| 4 | 54.008, 127.047 | 4.7 | 690 | Лиственничник после пожара | 60 | Dystric Cambisol | Май–сентябрь 2018 | 8.57 | – | – | – | [10] |
| 5 | 54.011, 127.038 | | | Вырубка 2003 г. | 70 | | | 7.96 | | | | |
| Приморский край | | | | | | | | | | | | |
| 6 | 43.026, 131.896 | 4.9 | 818 | Вторичный дубняк | 60–80 | Haplic Cambisol | Апрель–ноябрь 2018 | 2.92 | 2.57 | – | – | [6] |
| 7 | 43.649, 132.259 | | | Кедровник | 50 | Albic Cambisol | | 5.11 | 3.80 | 8.08 | 47 | |
| 8 | 43.639, 132.246 | | | Кедровник | 80 | | | 4.53 | 3.14 | 6.87 | 46 | [17] |
| 9 | 43.643, 132.268 | | | Кедровник | 130 | Haplic Cambisol | 2014–2016 | 5.27 | 3.63 | 7.56 | 48 | |
| 10 | 43.652, 132.261 | | | Кедровник | 200 | | | 6.00 | 4.77 | 10.14 | 47 | |
| 11 | 43.649, 132.194 | 4.7 | 760 | Дубняк | 10 | | | 6.27 | – | – | – | |
| 12 | 43.656, 132.215 | | | Дубняк | 40 | | | 6.77 | | | | |
| 13 | 43.652, 132.220 | | | Дубняк | 80 | Dystric Cambisol | 2013–2014 | 7.63 | | | | [3] |
| 14 | 43.655, 132.216 | | | Дубняк | 90 | | | 5.28 | | | | |
| 15 | 43.661, 132.212 | | | Дубняк | 120 | | | 7.36 | | | | |

Таблица 1. Окончание

| № | Координаты (широта N, долгота E) | T_{cp} , °C | R, мм | Вид древостоя | Возраст, лет | Почва | Период измерений | n | SR _m , г C/(м ² сут) | SR _{sum} , т C/(га год) | SR _{tot} , т C/(га год) | PS, % | Источник |
|------------------|--|---------------|-------|---------------------------------------|-----------------|------------------|------------------------|----|---|-------------------------------------|-------------------------------------|-------|----------|
| 16 | 43.648, 132.256 | | | Ясенежник | 50 | Dystric Cambisol | | 35 | 6.55 | 5.60 | 9.82 | 57 | |
| 17 | 43.651, 132.259 | | | Ясенежник | 60 | | 2015–2017 | 38 | 6.73 | 5.36 | 9.57 | 56 | [4] |
| 18 | 43.640, 132.242 | | | Ясенежник | 90 | Haplic Cambisol | | 34 | 3.78 | 2.90 | 5.58 | 52 | |
| 19 | 43.638, 132.240 | | | Топольник | 110 | Cambic Fluvisol | | 38 | 4.94 | 3.90 | 7.36 | 53 | |
| 20 | 46.694, 135.765 | | | Старовозрастный кедровник | 250 | Cambisol | Апрель–октябрь 2016 | 8 | 5.63 | 4.22 | 8.12 | 52 | – |
| 21 | 46.538, 135.377 | 1.2 | 960 | Кедровник с елью | 180 | Gleyic Cambisol | | 7 | 5.11 | 3.78 | 7.72 | 49 | |
| 22 | 45.139, 136.319 | | | Вторичный березняк | 100 | | | 13 | 3.7 | 3.58 | 5.51 | 65 | |
| 23 | 45.138, 136.315 | | | Вторичный березняк после ветровала | 100 | | | 13 | 5.18 | 4.93 | 7.83 | 63 | |
| 24 | 45.137, 136.303 | 4.2 | 1088 | Кедровник | 200 | Dystric Cambisol | 2019–2021 | 13 | 4.5 | 4.23 | 6.61 | 64 | [18] |
| 25 | 45.133, 136.300 | | | Кедровник после ветровала | 200 | | | 13 | 3.4 | 3.74 | 5.75 | 65 | |
| Хабаровский край | | | | | | | | | | | | | |
| 26 | 47.972, 135.231 | –0.3 | 995 | Вторичный дубняк | 40 | Dystric Cambisol | Июль 2012 | 4 | 6.6 | – | – | – | – |

Таблица 2. Коэффициенты уравнения для определения эмиссии CO_2 с поверхности почв по температуре воздуха по данным метеостанции (7–19 – “Тимирязевская”, 20–21 – “Красный Яр”, 22–25 – “Терней”). $SE(k)$, $SE(b)$ – стандартные ошибки коэффициентов. Диапазон температур для применения уравнений от -40 до 40°C

| № (табл. 1) | Вид древостоя | k | b | $SE(k)$ | $SE(b)$ | R^2 | p |
|-------------|--|-------|--------|---------|---------|-------|--------|
| 7 | Кедровник 50 лет | 0.062 | 0.155 | 0.007 | 0.14 | 0.65 | <0.001 |
| 8 | Кедровник 80 лет | 0.058 | 0.054 | 0.008 | 0.17 | 0.58 | <0.001 |
| 9 | Кедровник 130 лет | 0.064 | 0.064 | 0.007 | 0.15 | 0.67 | <0.001 |
| 10 | Кедровник 200 лет | 0.062 | 0.385 | 0.008 | 0.16 | 0.58 | <0.001 |
| 16 | Ясеневник 50 лет | 0.094 | -0.230 | 0.016 | 0.29 | 0.79 | <0.001 |
| 17 | Ясеневник 60 лет | 0.091 | -0.146 | 0.013 | 0.23 | 0.77 | <0.001 |
| 18 | Ясеневник 90 лет | 0.078 | -0.460 | 0.011 | 0.21 | 0.77 | <0.001 |
| 19 | Топольник 110 лет | 0.082 | -0.241 | 0.011 | 0.19 | 0.76 | <0.001 |
| 20 | Старовозрастный кедровник 250 лет | 0.060 | 0.300 | 0.006 | 0.08 | 0.66 | <0.001 |
| 21 | Кедровник с елью 180 лет | 0.054 | 0.337 | 0.008 | 0.10 | 0.46 | <0.001 |
| 22 | Вторичный березняк 100 лет | 0.117 | -0.900 | 0.012 | 0.19 | 0.88 | <0.001 |
| 23 | Вторичный березняк после ветровала 100 лет | 0.092 | -0.114 | 0.014 | 0.21 | 0.84 | <0.001 |
| 24 | Кедровник 200 лет | 0.091 | -0.268 | 0.021 | 0.31 | 0.72 | <0.001 |
| 25 | Кедровник после ветровала 200 лет | 0.102 | -0.593 | 0.017 | 0.25 | 0.67 | <0.001 |

Для четырех участков в Сихотэ-Алинском заповеднике (участки 22–25) дополнительно проведено сравнение результатов расчетов годовых потоков с использованием двух вариантов данных: температуры почвы с логгеров на участках измерений и по данным измерения температуры воздуха на ближайшей метеостанции (рис. 1). Расчет по данным температуры воздуха дает как завышенные, так и заниженные значения относительно величин, полученных на основе данных с регистраторов температуры почвы. Среднее отклонение составляет 7.8%, а различия не являются значимыми ($p > 0.05$). При этом ошибка спрогнозированных величин (RMSE), вычисленная на основе фактических и предсказанных значений, составляет 40–50%. Источником ошибки при вычислении эмиссии по температуре воздуха являются сильно различающиеся значения эмиссионных потоков в межсезонья (ранняя весна и поздняя осень) при близких значениях температуры. Например, на участке 16 измерения 27 апреля и 11 октября 2014 г. были выполнены при температурах воздуха 17.3 и 16.9°C , а эмиссия CO_2 с поверхности почв различалась в 2 раза и составила 1.15 и 3.44 г $\text{C}/(\text{m}^2 \text{сут})$ соответственно.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Локальная и региональная специфика величин эмиссии. Участок исследований 1 (здесь и далее номера соответствуют табл. 1) расположен в условиях мерзлотных почв Витимского плоскогорья, Республика Бурятия [7]. Дефицит влаги, в связи с малым количеством осадков, обуславливает за-

висимость дыхания от влажности почв: летние осадки приводят к кратному возрастанию эмиссии. В целом дыхание почв весной и летом определялось ходом температуры, а в летний период больше зависело от влажности почвы [7].

Исследование, проведенное в Бурятии на участке 2, является наиболее продолжительным – авторы измеряли эмиссию на протяжении сезонов 2007–2012 гг. с частотой один раз в 7–10 дней с мая по сентябрь [9]. При этом летний суммарный поток имеет сильную изменчивость по годам – от 3.6 до 6.0 т $\text{C}/(\text{га год})$. В целом связь дыхания с температурой и влажностью почвы аналогична закономерностям, полученным в работе [7], однако средние за летний период показатели дыхания почв для двух районов Бурятии сильно отличаются, что может быть связано как с различиями объектов исследования, так и с различиями в постановке натурных работ.

Для почв лиственничников Зейского заповедника (Амурская область, участки 3–5) показаны максимальные из имеющихся данных значения среднесуточной эмиссии за летний период 8–10 г $\text{C}/(\text{m}^2 \text{сут})$ [10]. При этом потоки CO_2 из почв нарушенных лесов (более 10 лет после пожара и рубки) были меньше, чем на контрольном участке.

Измерение дыхания почвы в Приморье в дубняке на территории кампуса Дальневосточного федерального университета на о. Русском (г. Владивосток) выполнено в 2018 г. В данной работе получены наименьшие величины средней эмиссии за летний период – 2.92 г $\text{C}/(\text{m}^2 \text{сут})$ и суммарного летнего дыхания – 2.57 т $\text{C}/(\text{га год})$. Основ-

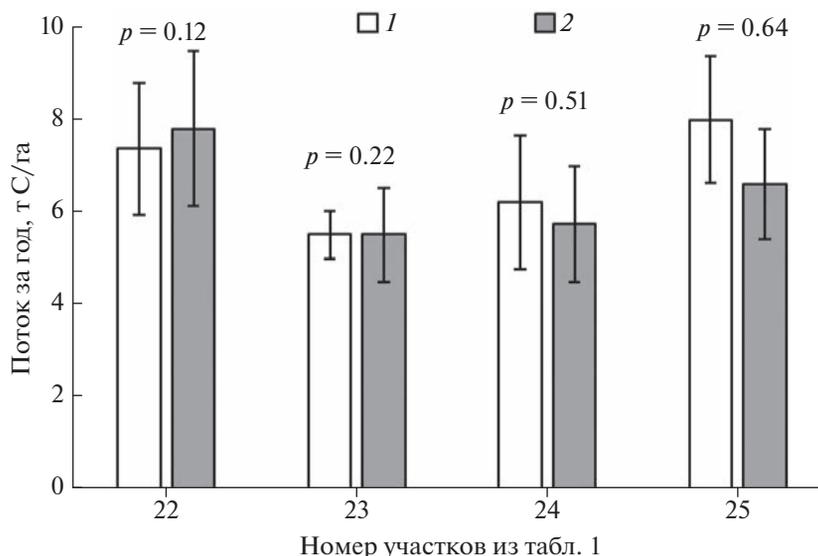


Рис. 1. Годичные потоки SR на четырех участках в Сихотэ-Алинском заповеднике, рассчитанные по температуре почвы на участке измерения с логгеров (1) и по температуре воздуха метеостанции “Терней” (2).

ной причиной низкой биологической активности исследуемой почвы является высокая рекреационная нагрузка на участок леса.

Лесные насаждения участков 7–10 представляют собой хронологическую последовательность развития кедровника одного типа леса. Суммарная годовая эмиссия возрастает в интервале возраста от 80 до 200 лет с 6.87 до 10.14 т С/(га год) или в среднем на 28 кг/год. При этом 200-летний лес представляет собой старовозрастное многовидовое сообщество с господством кедра корейского (*Pinus koraiensis* Siebold & Zucc.) и пихты цельнолистной (*Abies holophylla* Maxim.), с отсутствием признаков рубок и пожаров.

Закономерностей в изменении дыхания почв с возрастом в дубняках (участки 11–15) и пойменных лесах (16–19) не прослеживается, что связано с различиями почвенно-грунтовых условий и рельефа между участками. Ясенево-ильмовые леса, произрастающие в поймах рек, характеризуются более интенсивной эмиссией CO₂ с поверхности почв в течение года, по сравнению с кедровниками, преимущественно занимающими склоны и террасы (средние значения 8.9 и 8.1 т С/(га год) соответственно).

В национальном парке “Бикин” на севере Приморского края дыхание почв измерялось в 2016 г. на двух участках, один из которых (участок 20) расположен в 5 км от с. Красный Яр, а другой – в 40 км выше по течению р. Бикин, в месте впадения р. Ульмы (участок 21). Оба района исследований удалены на 600 км к северу от рассмотренных выше участков 7–19. Однако эта удаленность в пространстве не нашла отражения в различии величин суммарного годовичного дыхания почв, хотя

среднегодовая температура в “Бикине” на 3.5°С выше, чем в южном Приморье.

На территории Сихотэ-Алинского заповедника в 2019–2021 гг. изучалось влияние ветровала на почвенную эмиссию CO₂ [18]. Измерения выполняли на 4 пробных площадях: березняк-контроль, березняк-ветровал, кедровник-контроль, кедровник-ветровал (участки 22–25). Спустя 4 года после ветровала показатели эмиссии в березняке уменьшились на 25%, а в кедровнике, наоборот, увеличились на 29%, что, по-видимому, связано с разными темпами разложения тонких корней у хвойных и лиственных видов [17].

На территории Хабаровского края (участок 26) измерения дыхания почвы выполнены в окрестностях с. Павленково во вторичном низкопродуктивном дубняке. Измерения проводили в июле 2012 г. Среднее значение, равное 6.6 г С/(м² сут), соответствовало средним показателям для почв в дубняках Приморского края. При этом средняя эмиссия за июль в дубняках Приморья, расположенных на 550 км южнее, была на 20% выше.

Сезонная динамика дыхания почв проанализирована на примере объектов Приморского края (рис. 2). В целом пространственная изменчивость ($C_v = 19\%$) существенно меньше сезонной ($C_v = 45–74\%$), что характерно и для других регионов России [5, 8, 23]. Согласно анализу данных, включенных в настоящий обзор, максимальные значения дыхания почв для территории Приморья и всей южной части Дальнего Востока наблюдались в начале августа. Эмиссия в январе–феврале на юге Приморского края при наличии снежного покрова (20–30 см) составляла 0.1–0.3 г С/(м² сут). Вклад зимнего периода в общее дыхание составляет 4–7%, на лето приходится 45–65%.

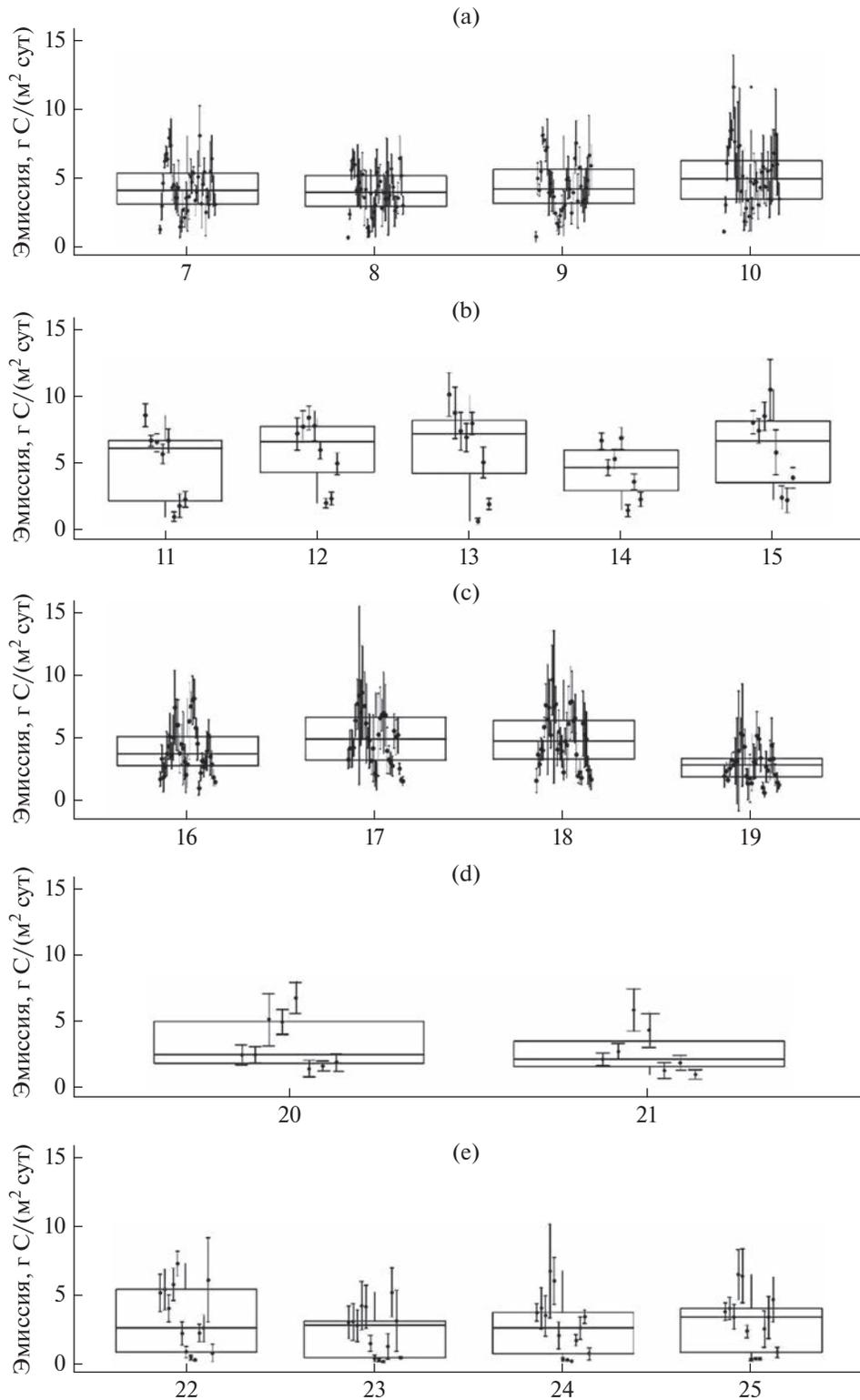


Рис. 2. Дыхание почв разных лесных формаций в Приморском крае: а – кедровники, б – дубняки, с – пойменные леса, д – кедровники национального парка “Бикин”, е – контрольные и ветровальные участки в Сихотэ-Алинском заповеднике. Период измерений указан в табл. 1. Планки показывают стандартное отклонение ($n = 8$).

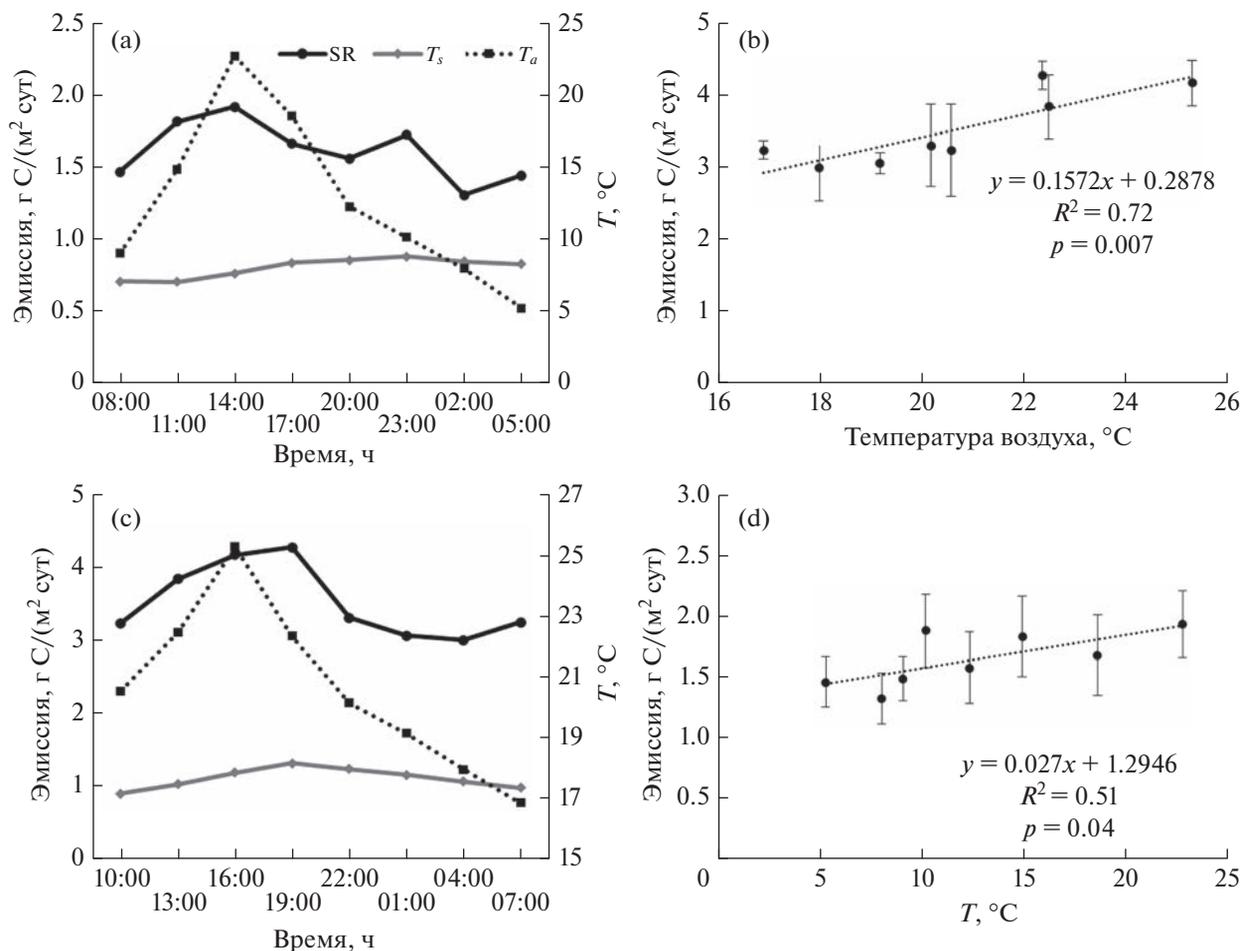


Рис. 3. Суточная динамика дыхания почв в дубняке (участок 13) 10–11 августа 2014 г. (а) и кедровнике (участок 10) 21–22 мая 2015 г. (с), SR – эмиссия CO₂, T_s – температура почвы, T_a – температура воздуха. (в) и зависимости дыхания почв от температуры воздуха в течение суток для этих объектов (b – дубняк, d – кедровник). Планки показывают стандартное отклонение ($n = 6$).

На территории Бурятии, где выпадает 300–400 мм осадков, влажность почв, наряду с температурой, вносит значительный вклад в объяснение сезонной динамики дыхания почв [7, 9], тогда как в Приморском крае влажность почвы отвечает не более чем за 10% изменчивости эмиссии [17], что связано с лучшей влагообеспеченностью региона (количество осадков 800–1100 мм).

Суточная динамика дыхания почв определялась на двух участках в Приморском крае – в 80-летнем дубняке (участок 13) и 200-летнем кедровнике (участок 10) (рис. 3). Измерения выполняли в дубняке 10 августа 2014 г., в кедровнике – 21 мая 2015 г. на 6 камерах с временным интервалом 1 раз в 3 ч. В обоих случаях суточные изменения эмиссии хорошо объяснялись динамикой температуры воздуха в течение суток.

Дыхание почв и уровень грунтовых вод. На участке 90-летнего пойменного леса (участок 18) параллельно с измерениями дыхания почв прово-

дили измерения уровня грунтовых вод. Получена значимая ($R^2 = 0.42$, $p < 0.05$) линейная зависимость эмиссии от глубины залегания грунтовых вод (рис. 4). При этом показатели эмиссии на этом участке были ниже, чем из почв остальных пойменных лесов данного района исследований, разница составила в среднем 37%. Таким образом, в лесах с высоко располагающимися грунтовыми водами уровень воды является значимым фактором эмиссии.

ОБСУЖДЕНИЕ

Из обзора данных по дыханию лесных почв разных регионов мира следует, что годовое дыхание почв в северных бореальных лесах составляет 3.22 т С/га, в зоне средней и южной тайги – 6.81 т С/га, в тропических влажных лесах – 12.50 т С/га [25]. Приведенные в настоящей работе оценки для

лесных почв Дальнего Востока (среднее значение 7.61 т С/га) соответствуют этому ряду значений.

Территорией, близкой к южным районам российского Дальнего Востока по климатическим и почвенно-растительным условиям, является северо-восточная часть Китая, где активно ведутся измерения потоков углерода из почв лесных экосистем. Измерения в лиственнично-березовых лесах провинции Хэйлунцзян показывают средние значения эмиссионных потоков за летний период на уровне 2.4–3.3 г С/(м² сут) [13]. В лиственничниках Большого Хингана был поставлен эксперимент по оценке влияния пожара на почвенное дыхание. Средние значения за летний период составили в этом исследовании 2.9–6.1 г С/(м² сут), а большие показатели эмиссии зафиксированы в послепожарных лесах [14]. Эти значения очень близки к данным, полученным в Бурятии на участках 1 и 2. При этом в исследованиях в Китае средние летние потоки оказались в 2 раза ниже, чем в исследованиях в лесах той же формации в Зейском заповеднике [10]. Причины расхождений могут заключаться как в методических подходах, так и в локальных различиях климата и пожарных нарушений.

В лесах Большого Хингана, произрастающих на многолетней мерзлоте, определены годовые потоки углерода, которые составили для сосняка 6.97, лиственничника 6.52, березняка 5.81 т С/га [14], что близко к значениям, полученным в северном Приморье. Климат северо-восточного Китая более теплый и сухой по сравнению с южной частью российского Дальнего Востока. По-видимому, сходные значения общей годичной эмиссии связаны как с уменьшением среднесуточных значений, так и с увеличением безморозного периода в Китае по сравнению с Россией.

Согласно опубликованному обзору исследований дыхания почв в лесах Китая [26], включающему 139 оценок годового потока CO₂, 33 выполнены в хвойно-широколиственных лесах – формации, наиболее близкой к лесам Приморья и Хабаровского края. Среднее значение показателей эмиссии для этой группы лесов в Китае составило 7.9 т С/(га год). Среднее значение для рассмотренных в данной работе участков Приморского края – 7.1 т С/(га год). Несмотря на более аридный климат, в расположенном южнее Китае повышение температуры приводит к увеличению общего эмиссионного потока углерода с поверхности почв хвойно-широколиственных лесов. Вместе с этим в провинции Хэйлунцзян влажность почв становится существенным лимитирующим фактором почвенного дыхания [14, 26].

Проблемой оценки и сравнительного анализа дыхания почв в ареале распространения лиственницы является крайне высокое разнообразие вариантов стадий послепожарного восстановления

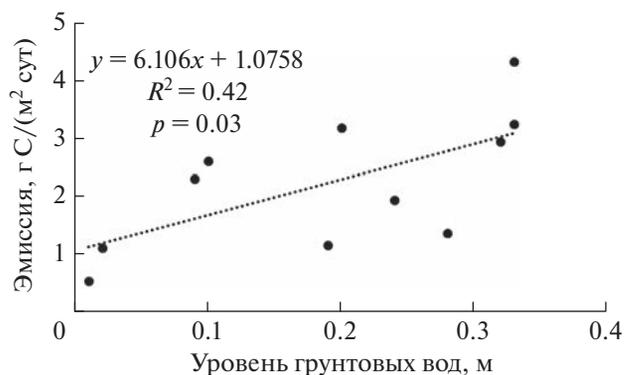


Рис. 4. Влияние уровня грунтовых вод на эмиссию в пойменном лесу (участок 18).

древостоев этой обширной лесной формации [26], которые характеризуются сильно различающимися величинами дыхания почв.

Оценки вклада разных сезонов года в общее дыхание почвы продолжают оставаться немногочисленными. В результате многолетних измерений дыхания лесной дерново-подзолистой почвы в Московской области вклад зимнего и летнего периодов установлен на уровне 12 и 43% соответственно, что может объясняться более мягким климатом по сравнению с Дальним Востоком [22]. Доля холодного периода (ноябрь–апрель) в общем дыхании почвы 60- и 120-летних залежей в более южной Орловской области составила 9.6 и 9.8%, что близко к результатам, полученным в Приморье [20]. Исследования, выполненные в окрестностях оз. Эби-Нур в аридном регионе Северного Китая, установили вклад зимнего дыхания в диапазоне 4–31% для разных экосистем [24], что в среднем выше, чем в Приморском крае.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенный анализ предоставляет новые сведения о дыхании лесных почв в южных районах Дальнего Востока. Исследования в 4 дальневосточных субъектах России, выполненные на основе современных методов, дают возможность детально рассмотреть региональную специфику процессов почвенной эмиссии CO₂. Использование полученных оценок в рамках создаваемой в России сети мониторинга элементов углеродного цикла будет способствовать уточнению имеющихся региональных и глобальных расчетов бюджета углерода и уменьшению их неопределенностей.

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. *Барталев С.А., Егоров В.А., Ефремов В.Ю., Лупян Е.А., Стыценок Ф.В., Флитман Е.В.* Оценка площади пожаров на основе комплексирования спутниковых данных различного пространственного разрешения MODIS и Landsat-TM/ETM+ // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из Космоса. 2012. Т. 9. № 2. С. 9–26.
2. *Ваганов Е.А., Порфирьев Б.Н., Широков А.А., Колпаков А.Ю., Пыжжев А.И.* Оценка вклада российских лесов в снижение рисков климатических изменений // Экономика региона. 2021. Т. 17. Вып. 4. С. 1096–1109. <https://doi.org/10.17059/ekon.reg.2021-4-4>
3. *Иванов А.В., Замолодчиков Д.Г., Линева Д.А., Осипов Э.А.* Почвенная эмиссия CO₂ в дубняках разного возраста в условиях южного Сихотэ-Алиня // Инновации и технологии в лесном хозяйстве. Тез. докл. IV междунауч.-пр. конф. СПб., 2014. С. 52.
4. *Иванов А.В., Момот А.А.* Эмиссия углерода с поверхности почв пойменных лесов на юге Приморского края // Вестник Поволжского гос. технол. ун-та. Сер. Лес. Экология. Природопользование. 2016. № 1. С. 69–78.
5. *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.
6. *Ковошицкий С.А., Маркезини Л.Б., Трегубова В.Г.* Оценка сезонной динамики эмиссии углекислого газа и метана почвами островных территорий (на примере почв о. Русский, Приморский край) // Природа без границ. Сб. мат.-лов. Владивосток, 2018. С. 145–147.
7. *Малханова Е.В., Егорова Р.А., Чимитдоржиева Г.Д.* Сезонная динамика эмиссии CO₂ мерзлотными почвами Забайкалья // Агрехимия. 2008. № 2. С. 66–69.
8. *Махныкина А.В., Прокушкин А.С., Ваганов Е.А. и др.* Динамика потоков CO₂ с поверхности почвы в сосновых древостоях Средней Сибири // Журн. Сибирского федерального ун-та. Сер. Биология. 2016. Т. 9. № 3. С. 338–357. <https://doi.org/10.17516/1997-1389-2016-9-3-338-357>
9. *Мильхеев Е.Ю., Чимитдоржиева Г.Д.* Сезонная эмиссия углекислого газа из почв дельты р. Селенга (Западное Забайкалье) // Агрехимия. 2015. № 2. С. 46–51.
10. *Пилецкая О.А.* Эмиссия углекислого газа в нарушенных бореальных лесах // Сборник избранных статей по материалам научных конференций ГНИИ “Нацразвитие”. Мат. науч. конф. СПб., 2019. С. 82–84.
11. Распоряжение Правительства Российской Федерации “Об утверждении стратегии развития лесного комплекса Российской Федерации” до 2030 года от 20.09.2018 № 1989-р. <https://inlnk.ru/9PP7Ra> (дата обращения 01.03.2023).
12. *Шарков И.Н.* Совершенствование абсорбционного метода определения выделения CO₂ из почвы в полевых условиях // Почвоведение. 1987. № 1. С. 127–133.
13. *Duan B., Xiao R., Cai T., Man X., Ge Z. et al.* Strong responses of soil greenhouse gas fluxes to litter manipulation in a boreal larch forest, Northeastern China // Forests. 2022. V. 13. P. 1–16. <https://doi.org/10.3390/f13121985>
14. *Duan B., Cai T., Man X., Xiao R., Gao M. et al.* Different variations in soil CO₂, CH₄, and N₂O fluxes and their responses to edaphic factors along a boreal secondary forest successional trajectory // Sci. Total Environ. 2022. V. 838. P. 155983. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2022.155983>
15. *Hashimoto S., Carvalhais N., Ito A., Migliavacca M., Nishina K., Reichstein M.* Global spatiotemporal distribution of soil respiration modeled using a global database // Biogeosciences. 2015. V. 12. P. 4121–4132. <https://doi.org/10.5194/bg-12-4121-2015>
16. *Huang N., Wang L., Song X.-P., Black T.A., Jassal R.S., Myneni R.B. et al.* Spatial and temporal variations in global soil respiration and their relationships with climate and land cover // Sci. Adv. 2020. V. 6. P. 8508. <https://doi.org/10.1126/sciadv.abb8508>
17. *Ivanov A.V., Tataurov V.A., Braun M.* Seasonal and daily dynamics of the CO₂ emission from soils of pinus koraiensis forests in the south of the Sikhote-Alin range // Eurasian Soil Science. 2018. T. 51. P. 290–295. <https://doi.org/10.1134/S1064229318030043>
18. *Ivanov A.V., Salo M.A., Tolstikova Y.Yu., Bryanin S.V.; Zamilodchikov D.G.* Effects of Windfall on Soil Surface Carbon Emission and Fine Root Stocks in the Central Sikhote-Alin // Eurasian Soil Science. V. 55. P. 1405–1413. <https://doi.org/10.1134/s1064229322100052>
19. *Jian J., Vargas R., Anderson-Teixeira K.J., Stell E., Herrmann V., Horn M., Kholod N. et al.* // A Global Database of Soil Respiration Data, Version 5.0. ORNL DAAC, 2021. Oak Ridge, Tennessee, USA. <https://doi.org/10.3334/ornldaac/1827>
20. *Karelin D.V., Goryachkin S.V., Kudikov A.V. et al.* Changes in carbon pool and CO₂ emission in the course of postagrogenic succession on gray soils (Luvic Phaeozems) in European Russia // Eurasian Soil Science. 2017. V. 50. P. 559–572. <https://doi.org/10.1134/S1064229317050076>
21. *Kudeyarov V.N.* Soil Respiration and Biogenic Carbon Dioxide Sink in the Territory of Russia: An Analytical Review // Eurasian Soil Science. 2018 V. 5. P. 599–612. <https://doi.org/10.1134/S1064229318060091>
22. *Kurganova I.N., Lopes de Gerenyu V.O., Myakshina T.N., Sapronov D.V., Zhmurin V.A., Kudeyarov V.N., Romash-*

- kin I.V. Experimental and model estimates of respiration of the forest sod-podzolic soil in the Prioksko-Terrasny nature reserve // *Contemporary Problems of Ecology*. 2020. V. 7. P. 813–824.
23. Menyailo O.V., Matvienko A.I., Stepanov A.L., Makarov M.I. Measuring soil CO₂ efflux: Effect of collar depth // *Russ. J. Ecology*. 2015. V. 46. P. 152–156. <https://doi.org/10.1134/S1067413615020071>
24. Qin L., Lv G.H., He X. M. et al. Winter soil CO₂ efflux and its contribution to annual soil respiration in different ecosystems of Ebinur Lake Area // *Eurasian Soil Science*. 2015. V. 48. P. 871–880. <https://doi.org/10.1134/S1064229315080050>
25. Raich J.W., Schlesinger W.H. The global carbon dioxide flux in soil respiration and its relationship to vegetation and climate // *Tellus*. 1992. V. 44B. P. 81–89. <https://doi.org/10.3402/tellusb.v44i2.15428>
26. Song X., Wang G., Ran F., Chang R. et al. Effects of topography and fire on soil CO₂ and CH₄ flux in boreal forest underlain by permafrost in northeast China // *Ecological Engineering*. 2017. V. 106. P. 35–43. <https://doi.org/10.1016/j.ecoleng.2017.05.033>

Soil Respiration of Forest Ecosystems in the South of the Far East

A. V. Ivanov^{1, *}, D. G. Zamolodchikov^{2, 3}, M. A. Salo⁴, A. V. Kondratova¹,
O. A. Piletskaya¹, and S. V. Bryanin¹

¹*Institute of Geology and Nature Management of the Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences, Blagoveshchensk, 675000 Russia*

²*Center for Ecology and Forest Productivity of the Russian Academy of Sciences, Moscow, 117234 Russia*

³*National Research University "Higher School of Economics", Moscow, 109028 Russia*

⁴*Sikhote-Alinsky State Natural Biosphere Reserve, Terney, 692150 Russia*

*e-mail: aleksandrgrg86@mail.ru

The Far East has been and remains the part of Russia least studied with respect to carbon fluxes. We reviewed the results of in situ measurements of carbon emission from the surface of forest soils obtained at 26 points in the southern part of the Far East on the territory of 4 constituent entities of Russia. The measurements were taken in different forest formations (larch, cedar, oak, ash, and elm forests), including forests in the permafrost zone. Information on seasonal and daily dynamics of emission is presented. Equations are presented for 14 sites to estimate the emission from the air temperature of the nearest weather station. Annual fluxes vary by measurement points in the range of 5.5–10.1 t C/ha, with a maximum value in the old-growth cedar-fir forest of southern Primorye. The contribution of the summer season to the annual flux is 49–81%. In the western part of the territory under consideration (Buryatia), carbon emission from the soil surface strongly depends on soil temperature and moisture. In over moistened soils, the emission is significantly affected by the groundwater level ($R^2 = 0.42$). In Primorye forests, the soil moisture factor ceases to have a significant effect on the emission. Discussion of the results in the context of modern studies in other regions shows comparability of the survey estimates and possibility of their use for analysis of global trends and regularities. Translated with www.DeepL.com/Translator (free version).

Keyword: CO₂ emissions, soil organic carbon, soil temperature, air temperature, forest formations

ДЫХАНИЕ ПОЧВ В ПРИРОДНЫХ ЦЕНОЗАХ

УДК 631.4:574.4

ЭМИССИЯ CO₂ ПОЧВАМИ ЭКОТОННОЙ ЗОНЫ СЕВЕРА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

© 2023 г. О. Ю. Гончарова^а, * (ORCID: 0000-0003-1099-215X), Г. В. Матышак^а,
М. В. Тимофеева^{а, б}, С. В. Чуванов^{а, б}, М. О. Тархов^а, А. В. Исаева^{а, с}

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

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

^сИнститут глобального климата и экологии им. академика Ю.А. Израэля,

ул. Глебовская, 20б, Москва, 107258 Россия

*e-mail: goncholga@gmail.com

Поступила в редакцию 28.02.2023 г.

После доработки 12.05.2023 г.

Принята к публикации 13.05.2023 г.

Район исследования почвенного дыхания, север Западной Сибири, расположен на южном пределе распространения близко залегающих многолетнемерзлых пород, в экотонной зоне на границе типичных таежных ландшафтов и южной тундры. Участок характеризуется наличием контрастных ландшафтов: сосняков с торфяно-подбурами и подзолами (Albic Podzols); мерзлых торфяников (Cryic Histosols) с торфяно-криоземами (Histic Oxyaquic Turbic Cryosols) и болотных экосистем с торфяными олиготрофными почвами (Fibric Histosols). В задачи исследования входила оценка величин эмиссии CO₂ (ЭМ_{CO₂}) почвами ключевых ландшафтов в вегетационные сезоны 2019–2022 гг. и анализ факторов пространственной вариабельности данного показателя и его межгодовой изменчивости. Исследование включало анализ базы данных ЭМ_{CO₂} (метод статичных закрытых камер) и гидротермических параметров почв, фиксированных в течение 4 лет в августе. При отсутствии тренда к изменению климатических параметров за последние 10 лет, наблюдалось постепенное увеличение температуры почв всех ландшафтов и увеличение глубины протаивания на торфяниках. Данные изменения не сопровождались существенными изменениями величины ЭМ_{CO₂}. Она составила в лесных экосистемах в среднем от 485 до 540 мг CO₂/(м² ч), на торфяно-болотном комплексе от 150 до 255 мг CO₂/(м² ч) с высокими коэффициентами пространственной вариабельности. Высокие величины ЭМ_{CO₂} в лесных экосистемах определяются благоприятными гидротермическим режимом, водно-физическими свойствами, высокими запасами корневой биомассы. Часть CO₂, продуцируемого почвами торфяников, переносится надмерзлотными водами и выделяется с поверхности болотных почв. Температура почв, регулируемая сезонным протаиванием, явилась значимым предиктором пространственной вариабельности ЭМ_{CO₂} на почвах торфяно-болотного комплекса.

Ключевые слова: дыхание почвы, гидротермические параметры, мерзлые торфяники, болотные экосистемы, лесные экосистемы, цикл углерода

DOI: 10.31857/S0032180X23600336, **EDN:** QRTQQL

ВВЕДЕНИЕ

Одной из важнейших экосистемных функций почв, актуальность которой в настоящее время несомненна, является ее газообмен с атмосферой [6, 9]. Почва активно участвует сейчас и участвовала в прошлом в формировании газового состава атмосферы. Почвенное дыхание (SR) имеет решающее значение для глобального углеродного цикла, поскольку, по имеющимся оценкам, почвы содержат в 2 раза больше углерода, чем атмосфера [38, 44]. Ежегодные выбросы CO₂ в атмосферу через SR в глобальном масштабе примерно в 10 раз превышают таковые от ископаемого топлива [18], и ежегодно десятая часть атмосферного

CO₂ проходит через почву [40]. Таким образом, несомненна связь почвы с изменениями климата, и один из ключевых вопросов — какова будет реакция почвы на климатические изменения, а именно величина и потенциал этой обратной связи [18].

SR — это общая продукция CO₂ в результате дыхания всех почвенных компонентов: корней растений, мезо- и микробиоты. Данное понятие не тождественно понятию “эмиссия” CO₂ с поверхности почвы (ЭМ_{CO₂}), так как второе — это скорей физический процесс выделения газа из почвы в атмосферу [10], источником которого могут быть в том числе небиологические процес-

сы. Наравне с этим, часть CO₂, образованного в результате дыхания, может сорбириваться почвой и не эмитировать через ее поверхность [13]. В работе будем применять термины в соответствии с данными определениями.

Существует множество причин отсутствия до настоящего времени точных оценок величин ЭМ_{CO₂} как в региональном, так и в глобальном масштабах и определенностей в прогнозном моделировании данной статьи углеродного баланса. Основная причина – это обилие предикторов, влияющих на SR [37]. Их можно объединить в несколько групп. Первая – это собственно почвенные свойства: качество, количество и доступность почвенного органического вещества [25, 41, 42]; величина кислотности почв и обеспеченность питательными веществами [46]; состав и активность почвенной микробиоты [31]; физические свойства почв: плотность, пористость, гранулометрический состав [34]. Вторая группа – характер и состояние растительного покрова, так как от него зависит величина корневого дыхания и характер растительного материала, поступающего в почву [43, 50]. Третья группа – это гидротермические параметры. В данном случае можно говорить как о глобальном климате, как предикторе формирования тех или иных экосистем, так и более узко – о режимах температуры и влажности почв. Гидротермические характеристики почв – наиболее активно изучаемые параметры в контексте почвенной продукции парниковых газов [49]. SR, как и любой другой биохимический процесс, является зависимым от температуры. Увеличение SR с ростом температуры имеет экспоненциальный характер и описывается величиной Q_{10} , коэффициентом температурной чувствительности. По обширным литературным данным он варьирует в очень широких пределах, но подавляющее большинство величин находится в диапазоне от 1.5 до 3 [53]. Влияние влажности описывается более сложными зависимостями, но, по общим представлениям, влажность лимитирует ЭМ_{CO₂} как в низком, так и в высоком диапазонах величин [22]. Принято рассматривать и моделировать величину SR как функцию от обоих параметров [47].

Таким образом, широкий спектр факторов, влияющих на SR, их сложные взаимосвязи, обуславливают крайне высокую пространственную вариабельность и временную изменчивость данной величины, которую трудно смоделировать или предсказать [54]. Годовая динамика SR чаще всего хорошо описывается сезонным изменением гидротермических параметров и фенологическими особенностями жизнедеятельности растительности и широко представлена для различных биомов, особенно это касается лесных экосистем северного полушария [19, 26]. Существуют обоб-

щенные оценки ЭМ_{CO₂} для большинства биомов. При этом пространственная вариабельность, особенно крупномасштабная (локальная), широко обсуждается, но гораздо сложнее описывается обычным набором предикторов. В последних работах показано, что температура не всегда является фактором пространственной вариабельности эмиссии [7]. Часто пространственная вариабельность ЭМ_{CO₂} на локальном уровне превышает таковую на региональном [45]. Безусловно, все эти обстоятельства определяют необходимость подробных исследований процессов, обуславливающих величину SR, поиск закономерностей ее пространственного варьирования на уровне отдельных экосистем, что неоднократно подчеркивается в обзорных работах [49]. Особенно это касается регионов, где такого рода исследований объективно мало. В частности, для тундровых экосистем отмечено, что крайне небольшое количество работ по исследованию баланса углерода включает измерение SR.

Север Западной Сибири является уникальным регионом, который расположен на южном пределе распространения близко залегающих многолетнемерзлых пород (ММП) и характеризуется наличием контрастных ландшафтов на небольших по площади участках. Данный регион является естественным полигоном для мониторинга всех процессов, связанных с быстрыми климатическими изменениями [11]. В настоящем исследовании поставили несколько задач: (1) оценка величин ЭМ_{CO₂} контрастных ландшафтов региона исследования в вегетационные сезоны за период 2019–2022 гг.; (2) анализ факторов, определяющих пространственную вариабельность данного показателя и его межгодовую изменчивость.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Объекты и природные условия района исследования. Интенсивность потоков климатически активных газов на севере Западной Сибири (ЯНАО) на временных площадках наблюдений оценивали в окрестностях г. Надым. Площадку исследований организовали в 2009 г. сотрудники факультета почвоведения МГУ на междуречье рек Хейгияха, Левая Хетта в 40 км от г. Надым (Надымский район, Тюменская обл.) (65°18'52.8" N, 72°52'54.2" E). Стационар представляет собой сезонный палаточный лагерь, устанавливаемый ежегодно в период проведения работ. Территория исследования не нарушена и не несет антропогенной нагрузки, за исключением локальных – линейные сооружения (газопровод и дорога вдоль него). Из естественных нарушений развиты пожары, следы которых встречаются в почвенном покрове всей территории. На участках с современными ММП идут активные термодеграционные процессы:

термоэрозия и термокарст. На открытых пространствах торфяников развиты дефляционные процессы, встречаются массивы раздувов на повышениях.

Территория исследования расположена на северной границе северной тайги и представляет собой экотонную зону, где на небольшой территории представлены как типичные таежные ландшафты, так и участки южной тундры с массивами торфяников и наличием прерывистых ММП [11]. На территории Западной Сибири сплошное пространство ММП мощностью несколько десятков метров фиксируется за Полярным кругом. К югу ММП разделяются на два неравномерных слоя, образуя в сечении структуру “ласточкин хвост” [15]. Поверхностный слой мощностью около 50 м залегает прерывисто между 66° и 64° N и считается продуктом позднего голоценового похолодания. Второй, значительно более мощный слой, отделенный от поверхностной мерзлоты таликом мощностью 100–200 м, простирается до 60-й параллели и считается плейстоценовым реликтом [2].

Климат района характеризуется как среднеконтинентальный с очень холодной зимой. По данным метеостанции г. Надым, расположенной в 30 км к северу от района исследования, среднее значение годовых температур воздуха начиная с 2004 г. составило -4.5°C (варьирование $-2.4...-6.8^{\circ}\text{C}$), среднее количество осадков – 550 мм (варьирование 466–687 мм) [36]. Ландшафты территории резко контрастируют и подразделяются на два основных типа, отличающихся по наличию ММП и степени гидроморфизма. Это автоморфные лесные ландшафты, где ММП в настоящий момент отсутствуют, и гидроморфные ландшафты, представленные комплексом олиготрофных болот и специфическими вариантами мерзлотных экосистем: плоско- и крупнобугристыми торфяниками с расположением многолетнемерзлых пород в пределах 1–2 м. В качестве ключевых выбрали три основных ландшафта, контрастные по геокриологическим условиям, характеру растительных сообществ, почвенным свойствам. Все участки исследования расположены недалеко друг от друга в пределах небольшой площади и заложены в автоморфных лесных экосистемах и в комплексе бугристых торфяников, развитых в гидроморфных и полугидроморфных условиях. Почвы, описанные на ключевых участках, отражают наиболее характерные условия почвообразования на изучаемой территории (рис. 1). Внутри некоторых ландшафтов выделены специфические структуры или растительные группировки, которые также включены в исследование.

Лесной участок представлен кочковато-западинным сосняком зеленомошным со слабовыраженным бугристо-западинным рельефом (абсо-

лютные отметки 22 м над ур. м.). Растительность состоит из *Pinus sibirica*, *Larix sibirica*, *Betula* sp. в верхнем ярусе; представителей семейства Ericaceae – в среднем ярусе; *Polytrichum strictum*, *Cladonia rangiferina*, *Sphagnum* sp. – в нижнем. Почвообразующие породы песчаные, озерно-аллювиального происхождения. Современные ММП отсутствуют, однако на формирование ландшафтов данного типа оказывают влияние процессы палеокриогенеза: наличие псевдоморфоз по повторно-жильным льдам, палеокриотурбации. Данные явления приводят к формированию выраженного остаточного-полигонального рельефа и высокой неоднородности структуры почвенного покрова и свойств почв. Почвенный покров представлен подзолами иллювиально-железистыми и подбурами оподзоленными (Albic Podzol) [8, 52]. Профиль подзола/подбура (O–E)–ВНФ–ВС состоит из оторфованной подстилки мощностью 5–10 см, осветленного песчаного подзолистого горизонта различной мощности (иногда выражен фрагментарно или отсутствует), иллювиально-железистого супесчаного горизонта мощностью до 30 см, постепенно переходящего в песчаную породу неоднородной окраски: от серой до желтовато-бурой. Реакция среды изменяется от сильноокислой в органогенном горизонте до кислой в нижележащих минеральных горизонтах. В органогенном горизонте содержание общего углерода достигает 46%, в минеральной толще – не превышает 1%. Запасы углерода в среднем составляют около 6 кг С/м² (из расчета на весь исследованный профиль – около 60 см). Запасы корневой биомассы составляют от 1800 до 3000 г/м². В верхнем подстилочно-торфяном горизонте сосредоточено от 80 до 90% корней. Заметное количество корней отмечено в нижних горизонтах, 5–15% всей корневой биомассы приходится на горизонт ВНФ [4]. Максимальное долевое участие отмечено для корней средней толщины в верхнем горизонте и тонких – в нижних. На территории стационара встречаются специфические лесные участки – сосняки лишайниковые с абсолютным доминированием в напочвенном покрове кладонии оленьей *Cladonia rangiferina* (L.) Weber ex F.H. Wigg. Данные экосистемы встречаются фрагментарно, занимая не более 5–10% общей площади сосняков. Почвы характеризуются развитым подзолистым горизонтом и классифицируются как подзолы языковатые. Мощность подзолистого горизонта может достигать 40–50 см, подстилочно-торфяный горизонт выражен слабо. Почвы характеризуются низкими запасами углерода, наибольшими запасами корневой биомассы.

Торфяники представлены плоско- и крупнобугристыми формами. Плоскобугристые торфяники за счет криогенного пучения приподняты над общим уровнем верховых болот на 0.5–1.5 м и характеризуются плоскими и слабонаклонными

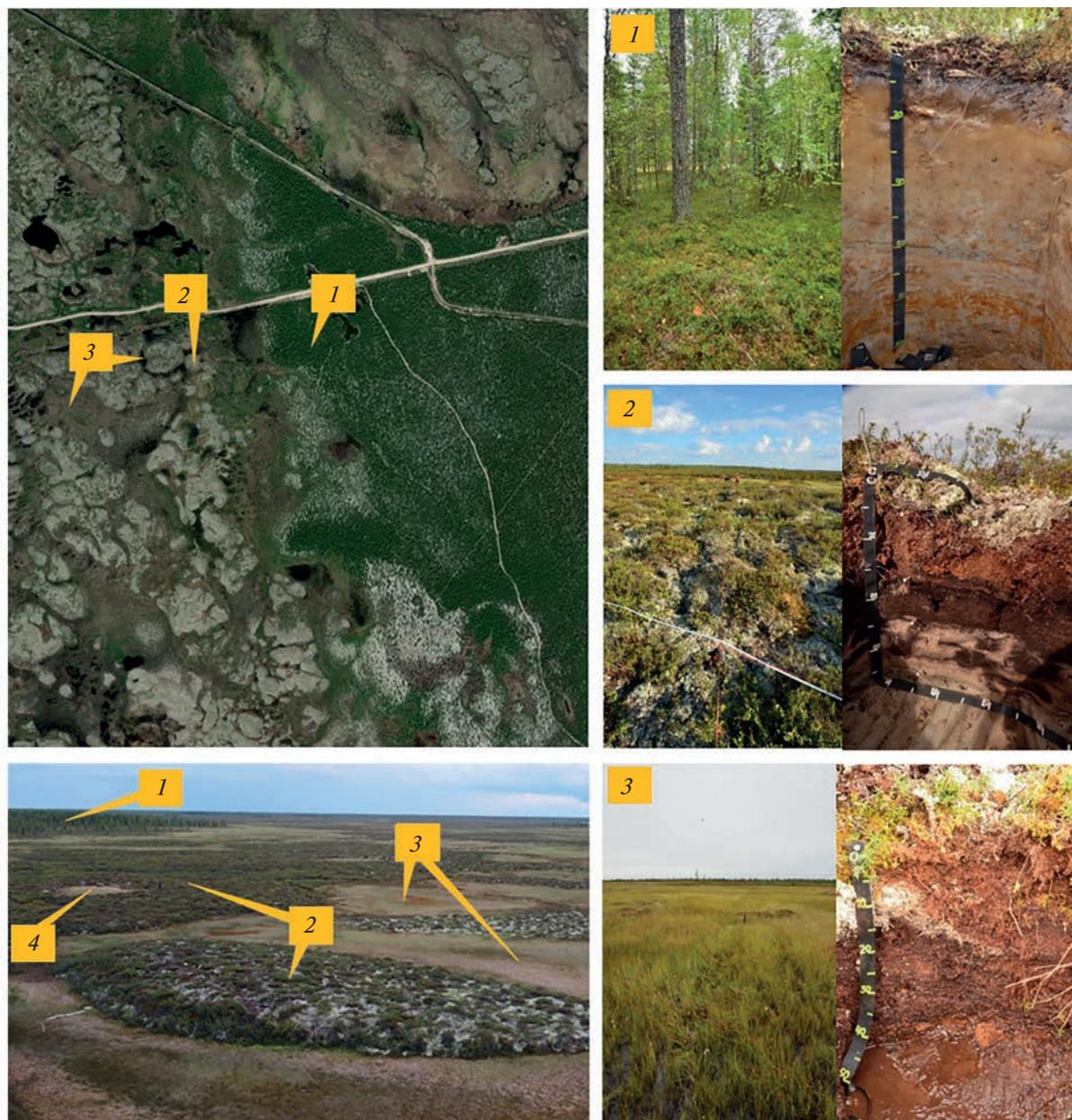


Рис. 1. Основные ландшафты — объекты района исследования: лесные экосистемы (1), мерзлые бугристые торфяники (2), болотные экосистемы (3), термокарстовые понижения (4).

крупнокочковатыми формами поверхности. Растительность в напочвенном покрове — *Cladonia rangiferina*, *C. stellaris*, *C. sylvatica*, *Sphagnum* sp.; в кустарничковом ярусе — *Betula nana*, *Rubus chamaemorus*, *Ledum* sp., *Vaccinium uliginosum*, *Vaccinium myrtillus*; для травяного яруса характерны представители семейства Сурегасеae. Почвообразующие породы — песчаные и реже суглинистые, озерно-аллювиального происхождения. ММП расположены на глубинах в среднем 60 см и представлены отложениями песчано-супесчаного состава. Почвенный покров состоит из комплекса

торфянистых почв. Наиболее распространены торфяно-криоземы потечногумусовые супесчано-легкосуглинистые, Histic Oxyaquic Turbic Cryosol (Arenic). Профиль (O-TO-CR₁) состоит из ягелевого очеса, 1–2 слабо- или среднеразложённых торфяных горизонтов олиготрофного типа. Общая мощность торфяной толщи не превышает 50 см. Минеральная часть представлена криотурбированным супесчаным горизонтом неоднородной окраски: серой, белесой, коричневатой, который сменяется мерзлой песчаной породой. Реакция среды меняется от сильнокислой в торфяных

горизонтах до слабокислой в минеральных. Содержание общего углерода в торфяных горизонтах около 43%, в минеральных – не превышает 1%. Зольность торфа в среднем 9%. Запасы С в торфяно-криоземах составляют в среднем 26 кг С/м² (до мерзлой породы). Запасы корневой биомассы в почве от 200 до 300 г/м², причем практически 100% всех корней находится в верхнем торфяном горизонте мощностью 6–10 см. В почве отсутствуют корни больше 5 мм, долевое участие тонких корней от 25 до 45% [4]. Крупнобугристые формы торфяника имеют куполообразную форму, приподняты над уровнем окружающих верховых болот на 3–4 м (абсолютные отметки 25 м над ур. м.). Для них характерно отсутствие сплошного растительного покрова: встречаются значительные участки обнаженного торфа с растрескавшейся, нарушенной поверхностью. На участках бугристых торфяников спорадически наблюдаются термодеградационные процессы, выражающиеся в развитии термокарстовых понижений. Для них характерно резкое снижение кровли многолетнемерзлых пород, значимая просадка поверхности, смена растительных сообществ.

Гидроморфные (болотные) экосистемы представляют собой вытянутые переувлажненные депрессии (ложбины) между бугристыми торфяниками (абсолютные отметки 20 м над ур. м.). Уровень болотных вод в пределах 0.1–0.2 м. Растительность представлена преимущественно мхами видов *Sphagnum fuscum* и травянистой растительностью семейства Суграеае – *Eriophorum vaginatum*, *Carex* sp. В пределах 2 м многолетнемерзлые породы не обнаруживаются. Почвенный покров однороден и представлен торфяной олиготрофной почвой, состоящей из 1–2 слоев слабо разложившего сфагнового торфа, мощностью 0.5 м и более. В качестве мониторинговых объектов выбрали участки ложбины с торфяной олиготрофной типичной почвой (ТО-ТТ) (Fibric Histosol).

Методы исследования. Все исследования проводили в августе. Для данного региона это не самый теплый месяц (самый теплый июль), но в этом месяце наблюдается максимальная температура почвы, что связано как с сезонным прогреванием, так и с максимальным оттаиванием сезонно-талого слоя. Измерения ЭМ_{CO₂} с поверхности почвы проводили в течение 2–3 недель ежедневно, исключая дни с обильными осадками. Общее число измерений ежегодно составляет от 200 до 300. Наибольшее число приходилось на торфяники и болотные экосистемы, так как они представляют основной объект исследования. Измерения проводились как на стационарных площадках, расположенных на нескольких торфяниках и окружающих болотных экосистемах (от 6 до 12 повторностей на каждом, 5–6 раз за сезон), так и на других участках, выбираемых ежегодно, по регу-

лярной или нерегулярной сетке или с помощью радиальных трансект протяженностью 100–200 м с шагом 10–20 м (20–40 повторностей). ЭМ_{CO₂} с поверхности почвы измеряли методом статичных закрытых камер [13]. Камера для измерений представляла собой цилиндр из нержавеющей стали (высота 12, диаметр 10 см), который устанавливали либо в пластиковое основание, стационарно помещенное в почву на глубину 2–4 см, либо непосредственно на поверхность почвы с заглублением на 2 см. Измерения проводили с предварительно удаленной растительностью. В динамике пробы воздуха из изолированного объема надпочвенной атмосферы в шприцы объемом 20 см³ отбирали сразу после установки камеры и по истечении 10–20 мин (для отбора проб в камерах имеются отверстия, закрытые резиновыми пробками). Время экспозиции зависело от интенсивности потока. Концентрацию CO₂ определяли в полевых условиях с помощью портативных газовых анализаторов с инфракрасным датчиком RMT DX 6210 (точность 0.002%) и LI-830 (точность 0.001%). ЭМ_{CO₂} рассчитывали по формуле (1) [13] с учетом изменения концентрации газа в камере, барометрического (атмосферного) давления, температуры, объема камеры и времени экспозиции. Результаты выражали в мг CO₂/(м² ч).

$$Q = \frac{\Delta CPMh}{100RT\Delta t} = \frac{3.18\Delta CPh}{T\Delta t}, \quad (1)$$

где Q , мг CO₂/(м² ч) – ЭМ_{CO₂}; ΔC , ppm – изменение концентрации газа в камере; P , кПа – атмосферное давление; h , см – высота камеры; T , К – температура по шкале Кельвина; Δt , мин – время экспозиции, 3.18 – коэффициент, учитывающий числовые значения входящих в формулу констант, R , M и соотношения размерностей (Па/кПа, ч/мин, м/см, мг/г, %/ppm).

Мощность сезонно-талого слоя (СТС) измеряли методом зондирования шупом, представляющим собой заостренный металлический стержень диаметром 10 мм и длиной 1.2 м по ГОСТ 26262-2014, 2015. Во время исследований контролировали температуру воздуха (датчики устанавливали на весь период исследования), температуру почвы измеряли с помощью логгеров Thermochron iButton TM (Dallas Semiconductor Corporation, TX, США; разрешение 0.5°C, точность ±1°C) и электронных термометров TP3001 (разрешение 0.1°C, точность ±1°C), а также объемную влажность с помощью полевого влагомера Field Scout TDR 100 (разрешение 0.1%, точность ±3.0%) в слое 10–12 см для минеральных почв и 15–20 см для органических. Температуру воздуха, поверхность почвы, а также почвы на глубинах 20, 40, 60 см измеряли в круглогодичном режиме с помощью датчиков-логгеров с периодичностью измерения раз в 4 ч. Для анализа климатических условий и

расчета показателей температурного режима почв использовали как собственные микроклиматические измерения, так и материалы из базы данных ВНИИ гидрометеорологической информации – Мировой центр данных [1]. Температурного режима почв исследовали на полигоне с 2014 г. [23, 24, 36], и традиционно рассматриваем анализируемый год не в календарном аспекте (с января по декабрь), а в сезонном, с сентября по август. Это связано как и с возможностью перепрограммировать датчики только в августе, так и с более удобной оценкой режимов. Например, оценка влияния зимнего периода целиком на функционирование экосистем в летний период и т.д.

Температурный режим почвы – это распределение температуры в почвенном профиле и непрерывные изменения этого распределения во времени [12]. Для его характеристики применяются различные показатели, основанные на температурных показателях почвенных горизонтов или выделенных слоев, измеренных различными временным и пространственным интервалами. Использовали как стандартные показатели, предложенные Димо [5], так и параметры, активно применяющиеся за рубежом в экологии, климатологии, ботанике, почвоведении. Один из таких показателей – N-фактор – температурный индекс поверхности – метод параметризации поверхностного энергетического баланса [33]. Рассчитывали летние (N_л) N-факторы через отношение сумм среднесуточных температур больше нуля на поверхности почвы к аналогичным суммам в воздухе за тот же период. Зимние N-факторы (N_з) рассчитывали аналогично с использованием сумм температур меньше нуля и сумм отрицательных температур воздуха. Максимальное влияние на величину морозных N-факторов оказывает величина снежного покрова (чем мощность снежного покрова больше, тем величина фактора меньше), безморозных – характер напочвенного растительного покрова [29].

Однофакторный дисперсионный анализ (ANOVA) использовали для проверки различий в ЭМ_{CO₂}, температуре и влажности почв между экосистемами. Значимость определяли с использованием критерия наименьшей значимой разницы Фишера (LSD) при уровне вероятности 95 и 99% ($P < 0.05$ и < 0.1). Корреляции между ЭМ_{CO₂} и факторами среды оценивали с использованием корреляционного анализа Пирсона. Расчеты выполняли в программе StatSoft Statistica 8.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Климатические условия в период исследования и гидротермический режим почв. Из четырех сезонов, в которые проводили исследования, можно выделить два относительно холодных: 2018/2019 и

2020/2021 по среднегодовым температурным показателям (табл. 1). Два других года 2019–2020 и 2021–2022 были относительно теплыми, что определилось как очень теплыми зимами, так и теплыми вегетационными сезонами. 2018/2019 сезон выделялся очень мощным снежным покровом и обилием осадков в теплый период. Остальные года близки по количеству осадков. По годовым температурным данным для почв торфяника и леса, которые были получены в ходе круглогодичного мониторинга, выделяется последний сезон – максимальным прогревом почвы. Нужно отметить, что именно в 2022 г. были зафиксированы наибольшие величины сезонного протаивания (СТС) почв как на исследуемых участках, так и на мониторинговых площадках программы CALM, которые находятся на территории исследования [55]. Очевидно, что это является следствием теплой зимы, слабого промерзания почв (практически его отсутствия) и теплого вегетационного сезона. Несмотря на то, что по данным метеостанции Надым высота снежного покрова зимой 2021/2022 гг. не выдающаяся. Величины N_з для этой зимы наименьшие из всех представленных, что свидетельствует о существенной изоляции почв от промерзания и, вероятно, более мощном снежном покрове, относительно расположения метеостанции. Еще один важный показатель, дающий представление о количестве тепла, поступающего на поверхность почвы – это температура ее поверхности. За рассматриваемый период она также была максимальна для последнего сезона.

Проанализированы данные по температуре верхних горизонтов почв, измерение которой проводили одновременно с измерением эмиссии для всех точек опробования во все года наблюдений (рис. 2а). Закономерно самым холодным профилем характеризовались почвы торфяников, которые функционируют при близком залегании ММП. Температура верхнего слоя почвы торфяников значимо не различалась в августе всех лет наблюдений, можно отметить лишь тенденцию к ее увеличению от 5.9 до 6.6°C. Температура верхних горизонтов лесных почв значимо не различалась в 2019, 2021, 2022 гг. (данных 2020 г. мало для статистического анализа) и в среднем составляла от 10.2 до 11.7°C. Наиболее прогретыми за все годы наблюдений были болотные почвы, наибольшие температуры наблюдались в 2019 г. – в среднем 15.9°C, несколько ниже в 2020 – 14.6°C. В 2021 и 2022 гг. температуры верхних горизонтов болотных почв значимо не различались и составляли в среднем 13°C. Закономерно, почвы болотных участков наиболее увлажненные (рис. 2б), влажность превышает 60%, слабо меняется по годам. Наименьшей влажностью верхних горизонтов характеризуются почвы лесных участков, она составляет около 8–12%. Влажность почв торфяника также слабо меняется по годам, ее величины

Таблица 1. Годовые температурные показатели воздуха и почвы для периода 2018–2022 гг. в по данным микрометеорологических наблюдений и данных метеостанции Надым

| Год наблюдений | Экосистема | Среднегодовая T , °C | | Среднемесячная T , °C | | Сумма осадков в теплый период, мм* | Максимальная высота снежного покрова, см* | Дата схода снега* | Среднегодовая T почвы, °C | Сумма T , °C | | Среднемесячная T , °C | | Число дней с $T > 0$ °C | Среднегодовая T поверхности почвы, °C | N_l | N_z | | | | | | |
|----------------|------------|------------------------|--------|-------------------------|--------|------------------------------------|---|-------------------|-----------------------------|----------------|-----|-------------------------|------|-------------------------|---|-------|-------|---------|----------|----------|------------------------|------|--------|
| | | воздух | января | июля | января | | | | | июля | >0 | <0 | июля | | | | | февраля | на 20 см | на 20 см | | | |
| | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | Среднегодовая T , °C | июля | января |
| | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 2018/2019 | Лес | -4.6 | 19.3 | -2.5 | 434 | 108 | 21.05.19 | 1.6 | 670 | -124 | 8.8 | -1.0 | 190 | - | - | | | | | | | | |
| | Торфяник | -4.1 | 20.5 | -22.9 | - | - | - | -0.1 | - | - | 2.7 | -1.1 | 240 | 0.3 | 0.42 | | | | | | | | |
| 2019/2020 | Лес | -2.9 | 15.7 | -19.2 | 295 | 93 | 28.04.20 | 2.4 | 898 | -67 | 9.1 | -0.5 | 135 | 2.5 | 0.82 | | | | | | | | |
| | Торфяник | -2.9 | 16.7 | -5.4 | - | - | - | 0.1 | 153 | -121 | 3.2 | -0.7 | 228 | 1.3 | 0.49 | | | | | | | | |
| 2020/2021 | Лес | -5.7 | 13.7 | -30.2 | 265 | 63 | 28.04.21 | 2.3 | 884 | -93 | 7.6 | -1.0 | 99 | 2.1 | 0.80 | | | | | | | | |
| | Торфяник | -5.9 | 13.9 | -30.4 | - | - | - | 0.5 | 231 | -65 | 2.5 | -0.7 | 97 | 1.7 | 0.56 | | | | | | | | |
| 2021/2022 | Лес | -3.9 | 16.0 | -9.0 | 245 | 68 | 12.05.22 | 2.7 | 912 | 0 | 8.4 | 0.0 | 0 | 2.7 | 0.70 | | | | | | | | |
| | Торфяник | -3.7 | 16.8 | -18.9 | - | - | - | 0.0 | 111 | -126 | 1.4 | -0.5 | 252 | 1.9 | 0.54 | | | | | | | | |

* По данным метеостанции Надым. Примечание. Температурный индекс поверхности: N_l – летний, N_z – зимний.

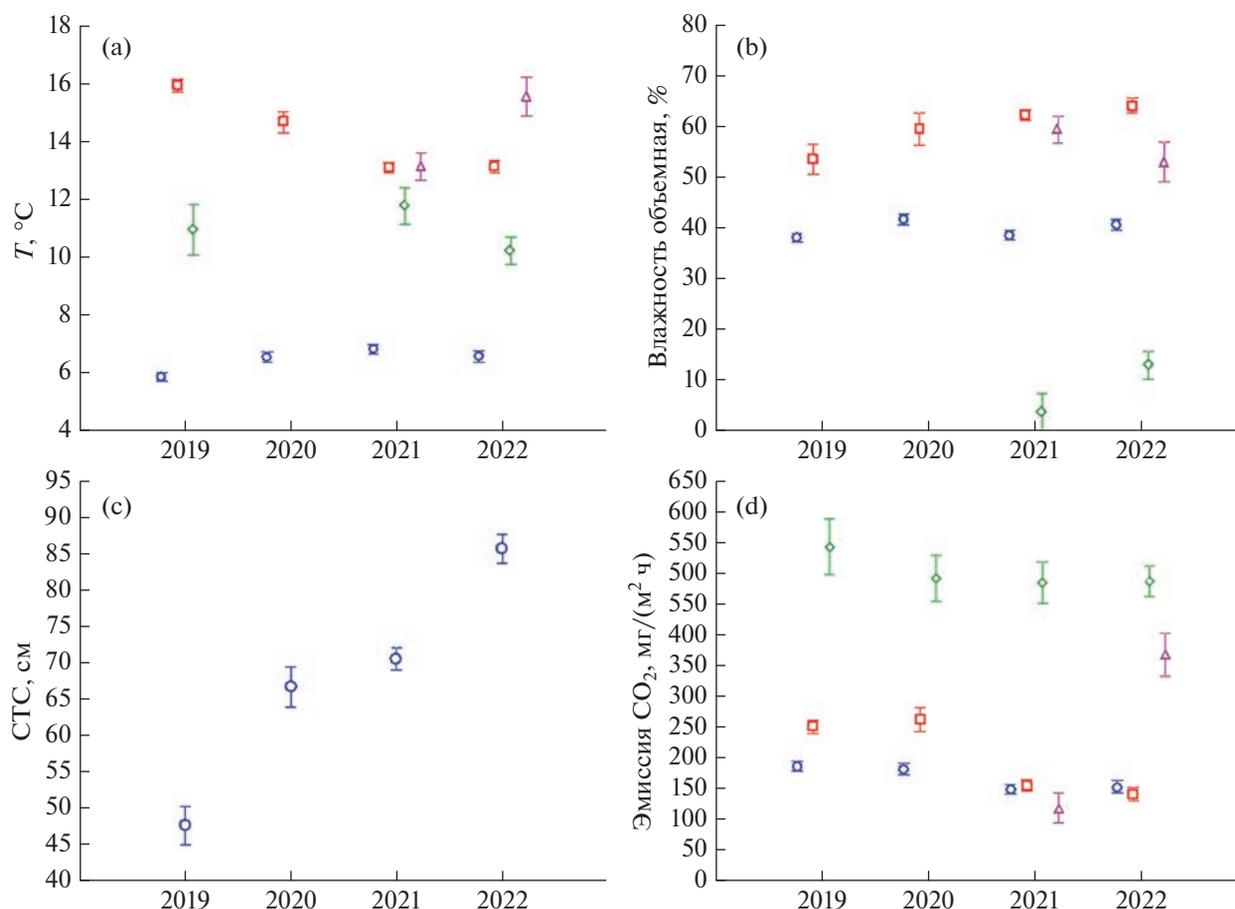


Рис. 2. Параметры функционирования почв района исследования: температура верхнего горизонта (а), влажность верхнего горизонта (б), мощность сезонно-талого слоя (с) и эмиссия CO₂ с поверхности почвы (д). Синие круги – мерзлые торфяники, зеленые ромбы – лесные экосистемы, красные квадраты – болотные экосистемы, фиолетовые треугольники – термокарстовые понижения. Показаны средние величины и стандартная ошибка среднего.

колеблются около 40%. Максимальная пространственная вариабельность температуры почвы наблюдалась для торфяников (коэффициент вариации (КВ) 30–50%), невысокая вариабельность отмечена для почв болотных и лесных экосистем (КВ 8–12%). Похожие закономерности наблюдаются для вариабельности влажности: максимальная отмечена для торфяников, минимальная – для болотных почв. В 2021 и 2022 гг. проводили исследование на термокарстовых понижениях, гидротермические условия на них близки к болотным экосистемам. Мощность СТС на стандартных участках наблюдений (торфяниках) увеличилась приблизительно в 2 раза – в среднем с 47 до 85 см (рис. 2с). Следует отметить, что в статистическую обработку включали только точки с мощностью СТС меньше 1 м. Количество точек с большим протаиванием существенно увеличилось за годы наблюдений, особенно в 2022 г.

Эмиссия CO₂ с поверхности почв. Максимальные величины ЭМ_{CO₂} с поверхности почв во все годы наблюдений были зафиксированы для зональных автоморфных почв лесных экосистем –

подзолов и подбуров, они значимо отличались от таковых для других экосистем. По данным дисперсионного анализа ($P < 0.05$) межгодовых различий для лесных экосистем выявлено не было, средние величины колебались в узком диапазоне: 540 ± 173 ; 490 ± 291 , 483 ± 241 , 502 ± 139 мг CO₂/(м² ч) в 2019, 2020, 2021, 2022 гг. соответственно (рис. 2д). Величины ЭМ_{CO₂} с поверхности плоскобугристых торфяников (преимущественно торфянокриоземы) и болотных почв значимо различались в 2019 и 2020 гг., различий не выявлено в 2021 и 2022 гг. В среднем величины ЭМ_{CO₂} на торфяноболотном комплексе были в 2–2.5 раза ниже, чем для лесных экосистем. В первые два года наблюдений ЭМ_{CO₂} на торфяниках значимо не различалась и составляла 186 ± 116 и 182 ± 106 мг CO₂/(м² ч), в последующие два года 150 ± 90 и 153 ± 67 мг CO₂/(м² ч). Для болотных экосистем ЭМ_{CO₂} в 2019 и 2020 гг. составляла 251 ± 140 и 262 ± 134 мг CO₂/(м² ч), в последующие два года значимо не отличалась от таковой на торфяниках и составля-

Таблица 2. Коэффициенты корреляции между температурой, влажностью верхнего горизонта почв, мощностью СТС и ЭМ_{CO₂} (приведены только значимые корреляции, * и ** обозначают значимую корреляцию между ЭМ_{CO₂} и факторами на уровне $p < 0.05$ или < 0.1 соответственно)

| Год | Экосистема | Температура почвы | Влажность почвы | СТС |
|------|------------|-------------------|-----------------|-------|
| 2019 | Торфяник | 0.12** | -0.25* | — |
| | Болото | — | — | — |
| | Лес | — | — | — |
| 2020 | Торфяник | 0.42* | — | 0.36* |
| | Болото | — | — | — |
| | Лес | — | — | — |
| 2021 | Торфяник | 0.31* | 0.14** | 0.16* |
| | Болото | 0.31* | — | — |
| | Лес | -0.54** | — | — |
| 2022 | Торфяник | — | 0.22* | — |
| | Болото | 0.21** | — | — |
| | Лес | — | 0.60* | — |

ла 156 ± 90 и 141 ± 104 мг $\text{CO}_2/(\text{м}^2 \text{ч})$. Внутригодовые КВ высокие для всех экосистем: в лесных — 30–60%, на торфяниках и болотах — 50–75%. Величина ЭМ_{CO₂} из молодых термокарстовых депрессий, расположенных непосредственно на изучаемых торфяниках, в первый год наблюдений не отличалась от таковой для торфяников и болот. В 2022 г. эмиссия была существенно выше, в среднем составляя 370 ± 79 мг $\text{CO}_2/(\text{м}^2 \text{ч})$.

Влияние факторов среды на ЭМ_{CO₂}. Если рассмотреть весь четырехлетний массив данных, ЭМ_{CO₂} имеет очень слабую положительную корреляцию с температурой почвы и слабую отрицательную с влажностью. Очевидно, что значимость корреляции достигается большим объемом данных. При этом по отдельности влажность и температура объясняют всего несколько процентов общей дисперсии ЭМ_{CO₂}, при включении в модель обоих параметров объясненная дисперсия повышается лишь до 10%. Если исключить межгодовую вариабельность и рассмотреть зависимость ЭМ_{CO₂} от температуры и влажности отдельно для каждого года, тенденции в целом сохраняются: слабая положительная связь с температурой почвы и слабая отрицательная с влажностью наблюдаются во все годы наблюдений.

Полученный массив данных позволяет рассмотреть факторы пространственной вариабельности для каждой экосистемы по годам (табл. 2). В 2019, 2020, 2021 гг. обнаруживается корреляция ЭМ_{CO₂} и температуры почвы на торфяниках. Влажность на торфяниках за три года играла значимую роль в пространственной вариабельности

ЭМ_{CO₂}, но в 2021 и 2022 гг. связь положительная, а в 2019 г. — отрицательная. Для болотных экосистем связь с влажностью не была выявлена ни в один год наблюдения, значимая положительная связь с температурой наблюдалась в 2021 и 2022 гг. Значимая положительная связь с мощностью СТС была обнаружена в 2020 и 2021 гг. Отсутствие значимой связи в другие годы может быть связано с недостаточным объемом данных.

ОБСУЖДЕНИЕ

Климатические тренды и изменение температурных режимов почв района исследования. Поскольку мониторинг температурного режима почв ключевых ландшафтов и микроклиматических особенностей района исследования проводится в многолетнем круглогодичном режиме, можно попытаться оценить тенденции в их изменении за последние 8–10 лет, сравнить показатели за 2018–2022 гг. с таковыми за 2011–2015 гг. по данным предыдущих публикаций [3]. Сравнивая два периода, нужно отметить, что изменений в среднегодовой температуре не наблюдалось, чередовались годы с относительно низкими и относительно высокими годовыми показателями. В отношении сезонных показателей наблюдается существенное смягчение зим. Что касается показателей температурного режима почв, то наблюдается явная тенденция к их повышению: увеличилась среднегодовая температура почв торфяника и леса как на глубине 20 см, так и на поверхности. Так, температура почвы торфяников на глубине 20 см стала устойчиво положительной, а на поверхности увеличилась почти на 1°C. Явных при-

чин этого выявить не удалось, вероятно, движущей силой увеличения температуры почвы является сочетание факторов в конкретные года и сезоны, как было показано ранее [3].

Общие тенденции различий—сходств в ЭМ_{CO₂} между экосистемами и годовые тренды. Средние величины ЭМ_{CO₂}, полученные в ходе исследований для северо-таежных экосистем и бугристых торфяников, согласуются с данными, представленными в литературе. Величины, полученные для болотных участков, выше, чем представлены для схожих экосистем [21, 27, 35, 51]. При анализе литературных данных по ЭМ_{CO₂} столкнулись с очень ограниченным их количеством для тундровых экосистем, особенно для экотонных ландшафтов. Это отмечается и в обзорной работе [49], большинство исследований в тундровых ландшафтах связаны с оценкой экосистемного дыхания и нетто-экосистемной продукции, т.е. вклад процессов минерализации почвенного органического вещества в общий экосистемный поток углерода не оценивается. Такие работы в основном проводятся в лабораторных условиях.

По величинам ЭМ_{CO₂} в сторону существенно больших величин, по сравнению с другими экосистемами, выделяются почвы сосняков. Объяснить данный факт можно как более благоприятным температурным режимом почв, по сравнению с криогенными почвами торфяников, так и значительными запасами корневой биомассы лесных экосистем. Температура лесных почв на глубине 10 см в августе составляла 10–12°C, что на 4–6°C (иногда и большее) выше, чем в почвах торфяников. Запасы корневой биомассы в лесных почвах приблизительно в 10 раз больше, чем в почвах торфяников, и вклад корневого дыхания 80% [4]. Причиной высокой эмиссии также может быть оптимальный водно-воздушный режим, обусловленный песчаным гранулометрическим составом, что препятствует застою влаги и обеспечивает активную диффузию газов.

Интересный факт, выявленный в ходе исследований — это высокие величины ЭМ_{CO₂} с поверхности болот, которые либо были схожими с таковыми торфяников, либо превышали их в среднем на 50 мг CO₂/(м² ч) в зависимости от года наблюдений. В литературе не встречали таких оценок, основная тенденция — это приблизительно вдвое большие величины ЭМ_{CO₂} почв торфяников, по сравнению с окружающими болотами [21]. Если говорить об углеродном балансе подобных экосистем, то по литературным данным торфяники (палса) в основном выступают источниками CO₂, а болота — стоком CO₂ и источником метана [16, 30, 39]. Объяснений полученным результатам несколько. Во все годы наблюдений болотные почвы характеризовались максимальны-

ми, по сравнению с другими экосистемами, температурами, которые достигали 12–16°C, что, очевидно, способствовало как интенсификации биохимических процессов, так и активной физической дегазации болотных вод. Второе обстоятельство — это гидрологический перенос растворенного диоксида углерода с торфяников в болотные экосистемы. На верхней границе ММП, которые залегают на глубине от 30 см до 1 м и глубже на торфяниках, располагаются надмерзлотные воды (образуются при таянии сезонно-мерзлого слоя), характеризующиеся низкими температурами (1–2°C), в которых CO₂ может растворяться и накапливаться либо переноситься в окружающие торфяники ложбины — болотные экосистемы. Это находит подтверждение в повышенных (в 2–4 раза) величинах ЭМ_{CO₂} на болотных участках, непосредственно примыкающих к торфяникам, а также на небольших участках болот, со всех сторон окруженных торфяниками [14].

Что касается годовых трендов. Несмотря на небольшое повышение сезонных температур почв торфяников, тенденции к увеличению ЭМ_{CO₂} не обнаружили, наблюдалось незначительное ее снижение в последние два года наблюдений (рис. 2d). Не сказалось на величине ЭМ_{CO₂} и существенное увеличение СТС. Для болотных экосистем наблюдается другая картина: средние величины ЭМ_{CO₂} в отдельные годы четко положительно коррелировали со средними температурами почв и летними температурами воздуха, но не годовыми трендами температур. Следовательно, можно констатировать, что почвы болотных экосистем более чувствительны в отношении ЭМ_{CO₂} к погодным условиям вегетационного сезона. Величина ЭМ_{CO₂} в лесных экосистемах практически не менялась за 4 года наблюдений, так же как температура и влажность почвы. Интересные тенденции отмечены для почв термокарстовых понижения. За два года наблюдений данные по ЭМ_{CO₂} различались очень существенно. Произошло ее увеличение во второй год наблюдений в 3 раза, что почти в 2 раза выше таковой на окружающем депрессии торфянике. Связано это может быть с увеличением скорости разложения торфа по мере развития термокарста во времени, а также с необычайно теплыми условиями лета 2022 г., которые привели к прогреву верхнего горизонта почв термокарстовых понижений до 15°C. Это максимальные температуры среди всех объектов исследования.

Обращает на себя внимание такой факт: при низкой вариабельности условий (температура и влажность почвы) в болотных экосистемах, по сравнению с торфяниками, вариабельность эмиссии одинакова в двух экосистемах. Высокая вариабельность ЭМ_{CO₂} на болотных экосистемах может

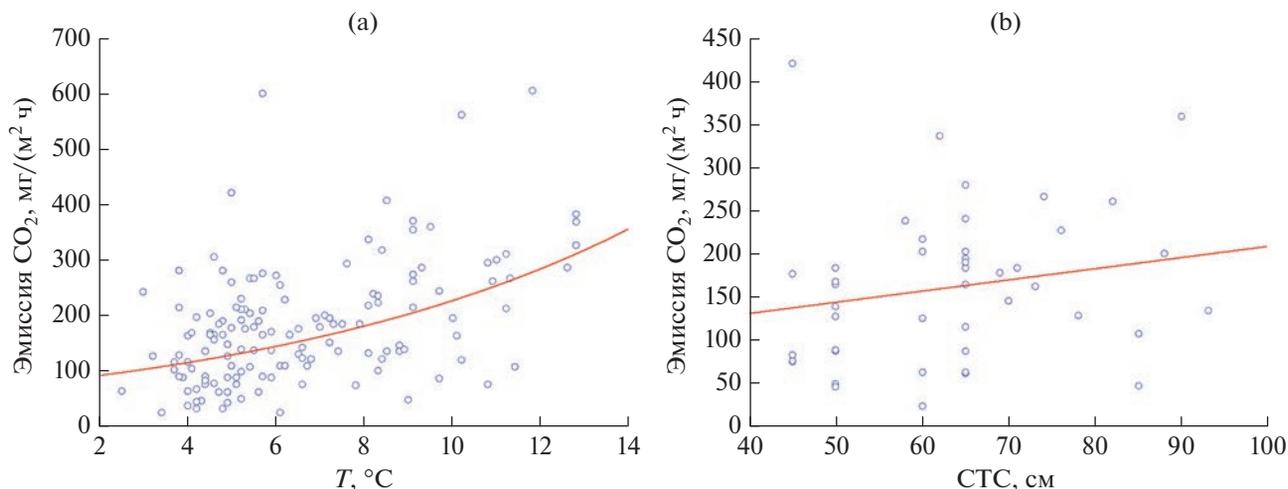


Рис. 3. Связь эмиссии CO_2 с температурой почвы ($\text{ЭМ}_{\text{CO}_2} = 73.294e^{0.1129T}$, $R^2 = 0.19$) (а) и мощностью активного слоя (б) в августе 2020 г. на участках мерзлых торфяников.

быть связана как с “газовыми полостями”, которые могут образовываться в торфяных почвах, где происходит накопление воздуха с повышенным содержанием биогенных газов [13], так и с “краевым” эффектом, который был описан выше.

Факторы пространственной вариабельности ЭМ_{CO_2} . В целом для почв торфяно-болотного комплекса температура почвы являлась фактором пространственной вариабельности ЭМ_{CO_2} , но значимая связь была обнаружена не во все годы наблюдений и не для всех экосистем. Очевидно, что влияние температуры на ЭМ_{CO_2} может усиливаться или уменьшаться из-за влияния других факторов, например влажности. В работе [20] показано, что для тундровых экосистем температура почвы имеет значение в пространственной вариабельности ЭМ_{CO_2} только при достаточной увлажненности. В арктических экосистемах с недостаточной увлажненностью именно влажность играет ключевую роль в пространственной вариабельности ЭМ_{CO_2} [17]. Многими авторами отмечается, что температура играет подчиненную роль в регулировании пространственной вариабельности ЭМ_{CO_2} [7, 32], но в основном работы связаны с лесными экосистемами. Полученные величины корреляций, являющиеся в отдельные годы достаточно высокими, особенно для торфяников, свидетельствуют о том, что именно теплообеспеченность почв в данных условиях является лимитирующей и определяющей. Особенно это проявляется для наиболее холодных почв. Очевидно, что теплообеспеченность почв торфяников в том числе определяется вариабельностью гео-криологических условий (мощность СТС), что следует из полученных результатов (рис. 3). Можно предположить, что отсутствие связи темпера-

туры почвы с ЭМ_{CO_2} в 2022 г. связано с резким увеличением в этот год мощности СТС и, как следствие, уменьшением влияния ММП на температурный режим почв и процессы образования CO_2 в профиле. Был рассчитан коэффициент температурной чувствительности Q_{10} по полевым данным 2019–2021 гг. для торфяников на основе экспоненциальной зависимости ЭМ_{CO_2} от температуры почвы [28, 48], он находился в диапазоне от 1.1 до 3.1 в зависимости от года наблюдений.

Поскольку изучаемые мерзлые торфяники представляют собой полугидроморфные, а иногда и автоморфные экосистемы, в вегетационный сезон влажность также может быть лимитирующим фактором, что выражается в значимой положительной ее корреляции с ЭМ_{CO_2} для некоторых лет наблюдений.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Несмотря на то, что значимых тенденций в изменении климатических параметров за последние 10 лет на территории севера Западной Сибири не выявлено, наблюдалось постепенное увеличение среднегодовых температур почв лесных и тундровых экосистем. Отмечено значимое увеличение глубины сезонного протаивания. Анализ базы данных по ЭМ_{CO_2} с поверхности почв в пик вегетационного сезона для основных экосистем района исследования (более 1000 измерений) позволил заключить, что значимого ее увеличения не наблюдалось. В связи с этим можно предположить, что при изменении климатических параметров (потеплении) увеличение эмитирующей роли изучаемых экосистем будет не за счет увеличения удельной ЭМ_{CO_2} (на единицу площа-

ди в единицу времени), а за счет увеличения длительности вегетационного периода.

Сочетание современных и палеокриогенных процессов обуславливает специфику формирования и функционирования экосистем района исследования, которая выражается в их высокой неоднородности и динамичности, в том числе с точки зрения углеродного цикла. ЭМ_{CO₂} автоморфными почвами лесных экосистем в 2–2.5 раза превышает таковую почвами торфяно-болотного комплекса, что определяется благоприятным гидротермическим режимом, высокими запасами корневой биомассы, хорошими водно-физическими свойствами. ЭМ_{CO₂} полугидроморфными почвами мерзлых торфяников и болотных почв практически одинакова, несмотря на существенную разницу в гидротермических условиях. Причинами этого является как взаимовлияние факторов, так и процессы растворения, гидрологического переноса и выделения газа. Следовательно, наблюдается перераспределение потоков CO₂: не весь CO₂, продуцируемый почвами торфяников, выделяется с их поверхности, частично он переносится надмерзлотными водами и выделяется с поверхности болотных почв.

Температура почв явилась значимым предиктором пространственной вариабельности ЭМ_{CO₂} на почвах торфяно-болотного комплекса, наиболее тесная связь выявлена для мерзлых торфяников, где температурный режим регулируется сезонным протаиванием. Хотя влажность (положительная корреляция) и увеличивает объясненную дисперсию ЭМ_{CO₂}, на долю не учтенных в исследовании факторов приходится более 70%.

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” (№ 123030300031-6).

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бульгина О.Н., Разуваев В.Н., Трофименко Л.Т., Швец Н.В. Описание массива данных среднемесячной температуры воздуха на станциях России. Св-во о гос. регистрации базы данных № 2014621485

<http://meteo.ru/data/156-temperature#описание-массива-данных>.

2. Геокриология СССР: монография. Западная Сибирь. М., 1989. Вып. Недра. 453 с.
3. Гончарова О.Ю., Матышак Г.В., Бобрик А.А., Петров Д.Г., Тархов М.О., Удовенко М.М. Вклад климатических факторов в формирование температурных режимов почв прерывистой криолитозоны северной тайги Западной Сибири // Бюл. Почв. ин-та им. В.В. Докучаева. 2017. № 87. С. 39–54. <https://doi.org/10.19047/0136-1694-2017-87-39-54>
4. Гончарова О.Ю., Матышак Г.В., Бобрик А.А., Тимофеева М.В., Сефилян А.Р. Оценка вклада корневого и микробного дыхания в общий поток CO₂ из торфяных почв и подзолов севера Западной Сибири методом интеграции компонентов // Почвоведение. 2019. № 2. С. 234–245. <https://doi.org/10.1134/S0032180X19020059>
5. Димо В. Тепловой режим почв СССР. М., 1972. Вып. Колос. 360 с.
6. Добровольский Г.В. Педосфера – оболочка жизни планеты Земля // Биосфера. 2009. Т. 1. № 1. С. 6–14.
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. <https://doi.org/10.1134/S0024114819010078>
8. Классификация и диагностика почв России. Смоленск: Изд-во Ойкумена, 2004. 341 с.
9. Кудеяров В.Н. Современное состояние углеродного баланса и предельная способность почв к поглощению углерода на территории России // Почвоведение. 2015. Т. 2015. № 9. С. 1049–1060. <https://doi.org/10.7868/S0032180X15090087>
10. Кудеяров В.Н. Почвенные источники эмиссии углекислого газа на территории России // Круговорот углерода на территории России. М., 1999. С. 165–201.
11. Матышак Г.В., Богатырев Л.Г., Гончарова О.Ю., Бобрик А.А. Особенности развития почв гидроморфных экосистем северной тайги Западной Сибири в условиях криогенеза // Почвоведение. 2017. № 10. С. 1155–1164. <https://doi.org/10.7868/S0032180X17100069>
12. Полевые и лабораторные методы исследования физических свойств и режимов почв / Под ред. Шейна Е.В. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2001. 200 с.
13. Смагин А.В. Газовая фаза почв. М.: Изд-во МГУ, 2005. 301 с.
14. Тимофеева М.В., Гончарова О.Ю., Матышак Г.В., Чуванов С.В. Потоки углерода в экосистеме торфяно-болотного комплекса криолитозоны Западной Сибири // Геосферные исследования. 2022. № 3. С. 109–125. <https://doi.org/10.17223/25421379/24/7>
15. Astakhov V., Nazarov D. Correlation of Upper Pleistocene sediments in northern West Siberia // Quaternary

- Sci. Rev. 2010. V. 29. № 25–26. P. 3615–3629.
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2010.09.001>
16. *Bäckstrand K., Crill P.M., Jackowicz-Korczyński M., Mastepanov M., Christensen T.R., Bastviken D.* Annual carbon gas budget for a subarctic peatland, Northern Sweden // *Biogeosciences*. 2010. V. 7. P. 95–108.
<https://doi.org/10.5194/bg-7-95-2010>
 17. *Ball B.A., Virginia R.A., Barrett J.E., Parsons A.N., Wall D.H.* Interactions between physical and biotic factors influence CO₂ flux in Antarctic dry valley soils // *Soil Biology and Biochemistry*. 2009. V. 41. P. 1510–1517.
<https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2009.04.011>
 18. *Bond-Lamberty B., Thomson A.* A global database of soil respiration data // *Biogeosciences*. 2010. V. 7. P. 1915–1926.
<https://doi.org/10.5194/bg-7-1915-2010>
 19. *Cai Y., Sawada K., Hirota M.* Spatial Variation in Forest Soil Respiration: A Systematic Review of Field Observations at the Global Scale // *SSRN J.* 2023. V. 874. P. 162348.
<https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2023.162348>
 20. *Dagg J., Lafleur P.* Vegetation Community, Foliar Nitrogen, and Temperature Effects on Tundra CO₂ Exchange across a Soil Moisture Gradient // *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*. 2011. V. 43. P. 189–197.
<https://doi.org/10.1657/1938-4246-43.2.189>
 21. *Estop-Aragónés C., Czimczik C.I., Heffernan L., Gibson C., Walker J.C., Xu X., Olefeldt D.* Respiration of aged soil carbon during fall in permafrost peatlands enhanced by active layer deepening following wildfire but limited following thermokarst // *Environ. Res. Lett.* 2018. V. 13. P. 085002.
<https://doi.org/10.1088/1748-9326/aad5f0>
 22. *Falloon P., Jones C.D., Ades M., Paul K.* Direct soil moisture controls of future global soil carbon changes: An important source of uncertainty: soil moisture and soil carbon // *Global Biogeochem. Cycles*. 2011. V. 25. P. n/a–n/a.
<https://doi.org/10.1029/2010GB003938>
 23. *Goncharova O.Yu., Matyshak G.V., Bobrik A.A., Petrov D.G., Tarkhov M.O., Udovenko M.M.* The Input of the Climatic Factors in the Temperature Regime of Soils of Discontinuous Permafrost of Northern Taiga of Western Siberia // *DSB*. 2017. P. 39–54.
<https://doi.org/10.19047/0136-1694-2017-87-39-54>
 24. *Goncharova O.Yu., Matyshak G.V., Epstein H.E., Sefilian A.R., Bobrik A.A.* Influence of snow cover on soil temperatures: Meso- and micro-scale topographic effects (a case study from the northern West Siberia discontinuous permafrost zone) // *Catena*. 2019. V. 183. P. 104224.
<https://doi.org/10.1016/j.catena.2019.104224>
 25. *Hartley I.P., Ineson P.* Substrate quality and the temperature sensitivity of soil organic matter decomposition // *Soil Biol. Biochem.* 2008. V. 40. P. 1567–1574.
<https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2008.01.007>
 26. *Jauhainen J., Alm J., Bjarnadottir B., Callesen I., Christiansen J.R., Clarke N., Dalsgaard L., He H. et al.* Reviews and syntheses: Greenhouse gas exchange data from drained organic forest soils – a review of current approaches and recommendations for future research // *Biogeosciences*. 2019. V. 16. P. 4687–4703.
<https://doi.org/10.5194/bg-16-4687-2019>
 27. *Karelin D., Goryachkin S., Zazovskaya E., Shishkov V., Pochikalov A., Dolgikh A., Sirin A., Suvorov G., Badmaev N., Badmaeva N., Tsybenov Y., Kulikov A., Danilov P., Savinov G., Desyatkin A., Desyatkin R., Kraev G.* Greenhouse gas emission from the cold soils of Eurasia in natural settings and under human impact: Controls on spatial variability // *Geoderma Regional*. 2020. V. 22. P. e00290.
<https://doi.org/10.1016/j.geodrs.2020.e00290>
 28. *Kirschbaum M.* The temperature dependence of organic-matter decomposition—still a topic of debate // *Soil Biol. Biochem.* 2006. V. 38. P. 2510–2518.
<https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2006.01.030>
 29. *Klene A.E., Nelson F.E., Shiklomanov N.I., Hinkel K.M.* The N-factor in Natural Landscapes: Variability of Air and Soil-Surface Temperatures, Kuparuk River Basin, Alaska, U.S.A. // *Arctic, Antarctic, and Alpine Res.* 2001. V. 33. P. 140–148.
<https://doi.org/10.2113/gscpgbull.63.2.192>
 30. *Lagomarsino A., Agnelli A.E.* Influence of vegetation cover and soil features on CO₂, CH₄ and N₂O fluxes in northern Finnish Lapland // *Polar Sci.* 2020. V. 24. P. 100531.
<https://doi.org/10.1016/j.polar.2020.100531>
 31. *Liang C., Schimel J.P., Jastrow J.D.* The importance of anabolism in microbial control over soil carbon storage // *Nat Microbiol.* 2017. V. 2. P. 17105.
<https://doi.org/10.1038/nmicrobiol.2017.105>
 32. *Luan J., Liu S., Zhu X., Wang J., Liu K.* Roles of biotic and abiotic variables in determining spatial variation of soil respiration in secondary oak and planted pine forests // *Soil Biol. Biochem.* 2012. V. 44. P. 143–150.
<https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2011.08.012>
 33. *Lunardini V.* Theory of n-factors and correlation of data // 3rd International Conference on Permafrost. Ottawa: National Research Council of Canada, 1978. P. 40–46.
 34. *Luo J., Chen Y., Wu Y., Shi P., She J., Zhou P.* Temporal-Spatial Variation and Controls of Soil Respiration in Different Primary Succession Stages on Glacier Forehead in Gongga Mountain, China // *PLoS ONE*. 2012. V. 7. P. e42354.
<https://doi.org/10.1371/journal.pone.0042354>
 35. *Masyagina O.V., Menyailo O.V.* The impact of permafrost on carbon dioxide and methane fluxes in Siberia: A meta-analysis // *Environ. Res.* 2020. V. 182. P. 109096.
<https://doi.org/10.1016/j.envres.2019.109096>
 36. *Matyshak G.V., Goncharova O.Y., Moskalenko N.G., Walker D.A., Epstein H.E., Shur Y.K.* Contrasting Soil Thermal Regimes in the Forest-Tundra Transition Near Nadym, West Siberia, Russia // *Permafrost and Periglacial Processes*. 2017. V. 28. P. 108–118.
<https://doi.org/10.1002/ppp.1882>
 37. *Oertel C., Matschullat J., Zurba K., Zimmermann F., Erasmí S.* Greenhouse gas emissions from soils—A re-

- view // *Geochemistry*. 2016. V. 76. P. 327–352.
<https://doi.org/10.1016/j.chemer.2016.04.002>
38. Post W.M., Emanuel W.R., Zinke P.J., Stangenberger A.G. Soil carbon pools and world life zones // *Nature*. 1982. V. 298. P. 156–159.
<https://doi.org/10.1038/298156a0>
 39. Poyatos R., Heinemeyer A., Ineson P., Evans J.G., Ward H.C., Huntley B., Baxter R. Environmental and Vegetation Drivers of Seasonal CO₂ Fluxes in a Sub-arctic Forest–Mire Ecotone // *Ecosystems*. 2014. V. 17. P. 377–393.
<https://doi.org/10.1007/s10021-013-9728-2>
 40. Reichstein M., Beer C. Soil respiration across scales: The importance of a model–data integration framework for data interpretation // *Z. Pflanzenernähr. Bodenk.* 2008. V. 171. P. 344–354.
<https://doi.org/10.1002/jpln.200700075>
 41. Rustad L.E., Huntington T.G., Boone R.D. Controls on soil respiration: Implications for climate change // *Biogeochemistry*. 2000. V. 48. P. 1–6.
<https://doi.org/10.1023/A:1006255431298>
 42. Ryan M.G., Law B.E. Interpreting, measuring, and modeling soil respiration // *Biogeochemistry*. 2005. V. 73. P. 3–27.
<https://doi.org/10.1007/s10533-004-5167-7>
 43. Saiz G., Byrne K.A., Butterbach-Bahl K., Kiese R., Blujdea V., Farrell E.P. Stand age-related effects on soil respiration in a first rotation Sitka spruce chronosequence in central Ireland: stand age-related effects on soil respiration // *Global Change Biol.* 2006. V. 12. P. 1007–1020.
<https://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2006.01145.x>
 44. Scharlemann J.P., Tanner E.V., Hiederer R., Kapos V. Global soil carbon: understanding and managing the largest terrestrial carbon pool // *Carbon Management*. 2014. V. 5. P. 81–91.
<https://doi.org/10.4155/cmt.13.77>
 45. Sommerkorn M. Micro-topographic patterns unravel controls of soil water and temperature on soil respiration in three Siberian tundra systems // *Soil Biol. Biochem.* 2008. V. 40. P. 1792–1802.
<https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2008.03.002>
 46. Sun T., Wang Y., Hui D., Jing X., Feng W. Soil properties rather than climate and ecosystem type control the vertical variations of soil organic carbon, microbial carbon, and microbial quotient // *Soil Biol. Biochem.* 2020. V. 148. P. 107905.
<https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2020.107905>
 47. Swift M.J., Heal O.W., Anderson J.M. *Decomposition in Terrestrial Ecosystems*. Berkeley and Los Angeles, 1979. 372 p.
 48. Tuomi M., Vanhala P., Karhu K., Fritze H., Liski J. Heterotrophic soil respiration—Comparison of different models describing its temperature dependence // *Ecological Modelling*. 2008. V. 211. P. 182–190.
<https://doi.org/10.1016/j.ecolmodel.2007.09.003>
 49. Virkkala A.-M., Virtanen T., Lehtonen A., Rinne J., Luoto M. The current state of CO₂ flux chamber studies in the Arctic tundra: A review // *Progress in Physical Geography: Earth and Environment*. 2018. V. 42. P. 162–184.
<https://doi.org/10.1177/0309133317745784>
 50. Wang W., Zeng W., Chen W., Yang Y., Zeng H. Effects of Forest Age on Soil Autotrophic and Heterotrophic Respiration Differ between Evergreen and Deciduous Forests // *PLoS ONE*. 2013. V. 8. P. e80937.
<https://doi.org/10.1371/journal.pone.0080937>
 51. Watts J.D., Natali S.M., Minions C., Risk D., Arndt K., Zona D., Euskirchen E.S. et al. Soil respiration strongly offsets carbon uptake in Alaska and Northwest Canada // *Environ. Res. Lett.* 2021. V. 16. P. 084051.
<https://doi.org/10.1088/1748-9326/ac1222>
 52. Wrb I.W.G. 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. P. 192.
 53. Zhou T., Shi P., Hui D., Luo Y. Global pattern of temperature sensitivity of soil heterotrophic respiration (Q₁₀) and its implications for carbon-climate feedback: global pattern of temperature sensitivity // *J. Geophys. Res.* 2009. V. 114.
<https://doi.org/10.1029/2008JG000850>
 54. Zobitz J.M., Moore D.J.P., Sacks W.J., Monson R.K., Bowling D.R., Schimel D.S. Integration of Process-based Soil Respiration Models with Whole-Ecosystem CO₂ Measurements // *Ecosystems*. 2008. V. 11. P. 250–269.
<https://doi.org/10.1007/s10021-007-9120-1>
 55. <https://www2.gwu.edu/~calm/data/north.htm>

CO₂ Emission by Soils of the Ecotone Zone in the North of Western Siberia

O. Yu. Goncharova^{1, *}, G. V. Matyshak¹, M. V. Timofeeva^{1, 2}, S. V. Chuvanov^{1, 2},
 M. O. Tarkhov¹, and A. A. Isaeva^{1, 3}

¹Lomonosov Moscow State University, Moscow, 119991 Russia

²Dokuchaev Soil Science Institute, Moscow, 119017 Russia

³Israel Institute of Global Climate and Ecology, Moscow, 107258 Russia

*e-mail: goncholgaj@gmail.com

The study area in the North of Western Siberia is located at the southern limit of the distribution of surficial permafrost in the ecotone zone on the border of taiga and southern tundra. Area is characterized by the contrasting landscapes: pine forests with Albic Podzol; palsa with Histic Oxyaquic Turbic Cryosol and bog ecosystems with Fibric Histosol. The objectives of the study included evaluation the values of CO₂ emission (SR)

by soils of key landscapes in the growing seasons of 2019–2022, and evaluation the factors of spatial variability of this indicator and its interannual variability. The study included analysis of the RS database (static closed chamber method) and soil hydrothermal parameters for four years in August. In the absence of trends in changing climatic parameters over the past 10 years, a gradual increase in soil temperature in all landscapes and an increase in the depth of thawing in palsa were observed. These changes were not accompanied by significant changes in the SR value. It averaged from 485 to 540 mgCO₂/(m² h) in forest ecosystems, from 150 to 255 mgCO₂/(m² h) in the peat-bog complex with high coefficients of spatial variability. High values of SR in forest ecosystems are determined by a favorable hydrothermal regime, high reserves of root biomass, and good water-physical properties. Part of the CO₂ produced by palsa soils is transported by supra-permafrost waters and released from the surface of bog soils. Soil temperature, regulated by seasonal thawing, was a significant predictor of the spatial variability of SR on the soils of the palsa-bog complex.

Keywords: soil respiration, palsa, bog and forest ecosystems, carbon cycle, hydro-thermal indicators

ДЫХАНИЕ ПОЧВ В ПРИРОДНЫХ ЦЕНОЗАХ

УДК 631.433.3:630*114.35:582.475

ЭМИССИЯ CO₂ С ПОВЕРХНОСТИ ПОЧВЫ НА 10-ЛЕТНЕЙ ВЫРУБКЕ СРЕДНЕТАЕЖНОГО СОСНЯКА ЧЕРНИЧНОГО НА ЕВРОПЕЙСКОМ СЕВЕРО-ВОСТОКЕ РОССИИ

© 2023 г. А. Ф. Осипов* (ORCID: 0000-0003-0618-9660)

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

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

Поступила в редакцию 27.01.2023 г.

После доработки 11.05.2023 г.

Принята к публикации 12.05.2023 г.

Для оценки роли промышленных рубок на цикл углерода в лесных экосистемах необходимо получение экспериментальных данных по дыханию почв нарушенных территорий. Исследования проводили в Республике Коми в течение бесснежных периодов 2019–2021 гг. на вырубке среднетаежного сосняка черничного спустя 10 лет после сплошной рубки. Почва – Gleyic Folic Albic Podzol (Arenic). Эмиссию CO₂ измеряли камерным методом при помощи LI COR 8100. На период наблюдений дана характеристика погодных условий и динамики температуры почвы на глубине 10 см. Выявлено, что погодные условия оказывают существенное влияние на интенсивность дыхания почвы. Теплое сухое лето ведет к более интенсивному потоку CO₂ с ее поверхности. Показано, что пасечные участки по сравнению с волоками характеризуются меньшей в 1.3–1.9 раза среднемесячной эмиссией CO₂. Установлена достоверная положительная взаимосвязь ($R^2 =$ от 0.12 до 0.86) между температурой почвы и выделением CO₂ с ее поверхности. В год с обильным выпадением осадков на волоках отмечается достоверная взаимосвязь между потоком CO₂ и влажностью верхнего органогенного горизонта почвы, тогда как в более сухой год она отсутствует в отличие от пасечных участков, где наблюдаются обратные зависимости. Пасечные участки в течение бесснежного периода с дыханием почвы эмитируют в атмосферу 303–379 г С/м², волока 419–573 г С/м², что в пересчете на площадь всей лесосеки (5 га) составляет 60–75 т CO₂. Большая (86–90%) часть выноса углерода происходит с мая по сентябрь, а вклад летних месяцев составляет 56–65%. Полученные данные послужат для определения роли заготовки древесины в углеродном цикле таежных лесов.

Ключевые слова: дыхание почвы, сплошная рубка, Gleyic Folic Albic Podzol (Arenic), лесные экосистемы

DOI: 10.31857/S0032180X23600087, EDN: DXJQJP

ВВЕДЕНИЕ

Обмен CO₂ между почвой и атмосферой является вторым по величине потоком углеродного цикла и контролируется комплексом абиотических (климат, свойства почвы и т.д.) и биотических (тип экосистемы, состав растительного опада, комплекс организмов деструкторов органического вещества и т.д.) факторов [15, 19, 24, 27]. Леса бореального пояса, покрывающие около 1/3 поверхности планеты, выполняют важную роль в глобальном круговороте углерода [16]. Катастрофические явления естественной и антропогенной природы ведут к нарушениям их углеродного цикла. Среди антропогенных факторов наиболее негативное влияние на этот процесс в таежной зоне оказывают промышленные рубки, среди которых преобладают сплошные [8, 25]. Установлено, что сплошные рубки оказывают как положительное [10, 17], так и отрицательное [13,

23, 30] воздействие на дыхание почвы (SR), что требует накопления экспериментальных данных для оценки роли хозяйственной деятельности на эмиссию CO₂ с поверхности почвы пострубочных сообществ. Это особенно актуально для лесных экосистем России, где исследования дыхания почв в первые годы восстановительной сукцессии после заготовки древесины единичны [10, 13].

Лесные экосистемы на территории России занимают около 20% от мировых и, следовательно, выполняют значимую роль в глобальных биогеохимических циклах [20]. Вместе с тем они охвачены активным лесопользованием. Так, по данным Министерства природных ресурсов и экологии Российской Федерации [5] с 2015 по 2019 гг. в стране ежегодно вырубалось 205–238 млн м³ древесины. На территории Республики Коми в сходный временной интервал объем вырубленной древесины составлял 8.3–9.9 млн м³ в год, что со-

ответствует площади вырубок 40–65 тыс. га [4]. В работе [7] показано, что за последние годы в регионе исследований изменилась технология лесозаготовительных работ: на смену традиционной рубке с использованием бензопилы и трелевочной целых деревьев пришли многооперационные машины (пара харвестер–форвардер) с сортиментной вывозкой древесины. Трансформация дыхания почвы и роль отдельных технологических элементов рубки спустя 3 года после сплошной рубки сосняка черничного в Республике Коми с использованием современных комплексов заготовки древесины показана в работе [13]. Вместе с тем насаждения, формирующиеся после примененной традиционной рубки леса, занимают значительные площади и находятся на разных стадиях восстановительной сукцессии. Следовательно, оценка дыхания почвы этих сообществ позволит выявить долговременное влияние сплошных рубок на круговорот углерода в них и снизить неопределенности при характеристике роли хозяйственной деятельности в этом процессе.

Цель настоящей работы – определить эмиссию CO_2 с поверхности почвы вырубки среднетаежного сосняка черничного спустя 10 лет после сплошной рубки.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Работа выполнена в подзоне средней тайги Республики Коми. Территория расположена на отложениях четвертичной системы, которые включают осадки не менее трех оледенений, представленные моренными валунными суглинками и флювиогляциальными песками. Климат района исследований – умеренно-континентальный со средней температурой июля $+17.5^\circ\text{C}$ и января -14.2°C . Общее количество осадков составляет 620 мм в год. Вегетационный период длится в среднем 141 день – с середины мая до конца сентября, а период без устойчивого снежного покрова – с начала мая до конца октября. Доминирующими лесообразователями являются ель, сосна и береза, а в почвенном покрове преобладают типичные подзолистые и болотно-подзолистые почвы [1].

Исследования проводили в 2019–2021 гг. на вырубке сосняка черничного ($61^\circ35'14''\text{ N}$, $51^\circ01'07''\text{ E}$), на которой была заложена пробная площадь размером 0.24 га и проведена реконструкция древостоя до рубки путем учета пней (рис. 1). Исходное насаждение сосняка густотой древостоя около 1300 экз./га имело запас древесины порядка 300 $\text{м}^3/\text{га}$. Сплошная рубка на площади 5 га проведена в зимний период 2008 г. с использованием бензопил и хлыстовой трелевочной техники. Ширина пасечных участков с относительно слабо нарушенным почвенным покровом составляет 22–

25 м, волоков (пути вывоза древесины с лесосеки) – 5–6 м. Таким образом, на долю волоков приходится около 20% от площади лесосеки. Древесный ярус пострубочного сообщества на пасечных участках в настоящее время формируют ель, береза и сосна (состав 8Е2Б + С), густотой 746 экз./га с запасом древесины 31 $\text{м}^3/\text{га}$ и полнотой 0.37. Преобладают тонкомерные деревья со средним диаметром 9.5 ± 0.2 см; высотой – 6.9 ± 0.3 м. В подросте густотой $6.6 \pm 0.2 \times 10^3$ экз./га доминируют деревья сосны средней категории крупности. Почва – торфянисто-подзолисто-глееватая иллювиально-гумусово-железистая (Gleyic Folic Albic Podzol (Arenic)), песчаная. Средняя высота подстилки 7.9 ± 0.6 см, масса органического вещества в ней – 5.2 ± 0.5 кг/м². Концентрация углерода – $48.6 \pm 1.7\%$, азота – $1.20 \pm 0.13\%$. Порубочные остатки (кроны деревьев, вершины) были сложены на волоках, что в зимний период рубки препятствует нарушению структуры верхних горизонтов почвы. Органогенный горизонт средней мощностью 7.5 ± 0.3 см, уплотнен (плотность сложения 0.12 г/см³ против 0.07 г/см³ на пасеках, $p_t < 0.001$), с запасом органического вещества 9.0 ± 0.6 кг/м². Концентрация углерода – $49.4 \pm 1.7\%$, азота – $1.60 \pm 0.18\%$. На волоках отмечен активный лесовозобновительный процесс. Подрост густотой $12.2 \pm 4.2 \times 10^3$ экз./га образован, главным образом, березой мелкой и средней категории крупности, а участие сосны составляет 22%.

Измерение эмиссии CO_2 проводили 1–2 раза в месяц с мая по октябрь, используя газоанализатор LI COR 8100 (LI-COR Inc., США) с почвенной камерой 20 см. Пластиковые основания, установленные вдоль границ пробной площади за ее пределами, высотой 10 см в 10-кратной повторности (по 5 на пасечных участках и волоках) были заглублены в органогенный горизонт на 5 см, а общий объем камеры составил 6400 см³. В течение одного дня наблюдений выполняли 30–50 определений величины потока CO_2 . Измерения представляли собой чередующиеся циклы, время которых задавали согласно рекомендациям завода-изготовителя. Длительность экспозиции 2 мин (камера опущена, в ней происходит накопление CO_2 , анализатор строит график изменения концентрации CO_2 в камере и выполняет расчет величины потока), период между наблюдениями 2 мин (камера поднята, происходит возврат состава воздуха к условиям, предшествующим измерению). На одном основании делали 3–5 измерений эмиссии CO_2 . Всего за 3 года наблюдений выполнено около 1200 определений величины потока CO_2 с поверхности почвы вырубки сосняка черничного, которые по годам были распределены следующим образом: 38% в 2019 г., 40 – в 2020 г., 28% в 2021 г. Измерения примерно пополам распределялись между пасечными участками

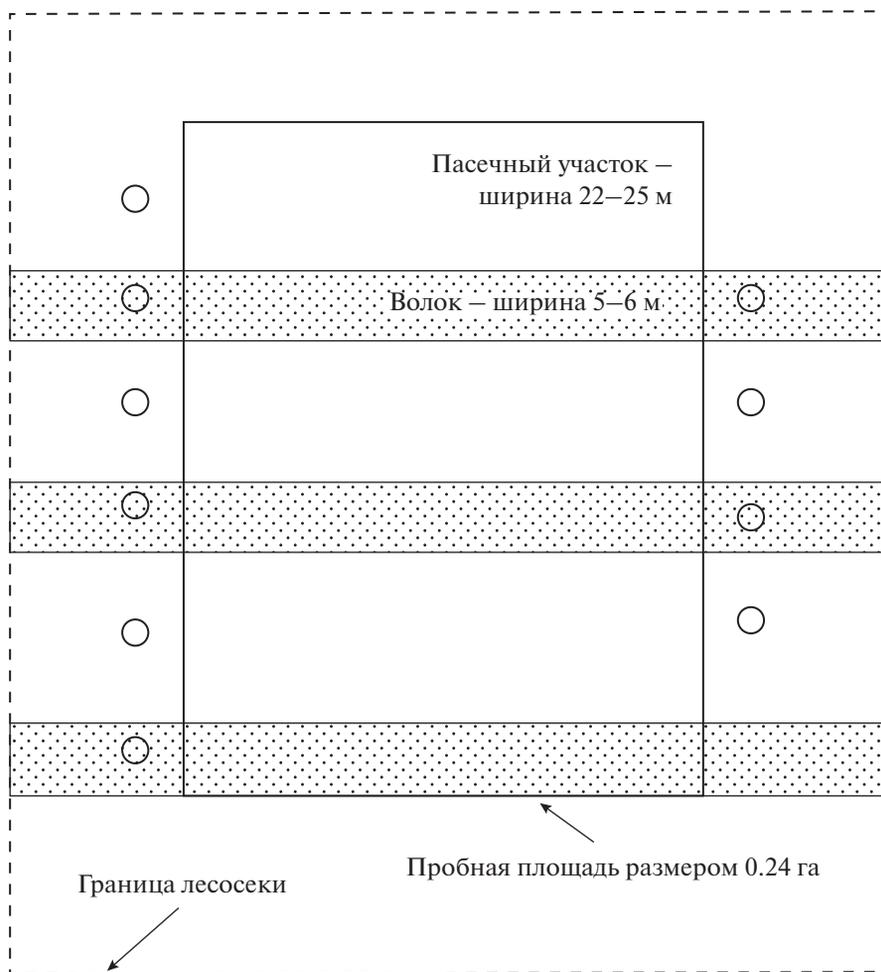


Рис. 1. Схема расположения оснований для измерения эмиссии CO₂. Рисунок выполнен не в масштабе. Круги – места установки оснований.

и волоками. Живые надземные органы растений напочвенного покрова убирали. Температуру (глубина 10 см) и влажность (глубина 5 см) почвы определяли датчиками, идущими в комплекте с анализатором. Постоянное наблюдение за температурой почвы осуществляли при помощи автоматического регистратора НОВО U-12 (Onset, США). Погодные условия описаны по метеостанции аэропорта Сыктывкар им. П.А. Истомина (61°39'50.4" N, 50°51'05.0" E), расположенному примерно в 10 км на северо-запад, используя открытые данные [21]. В качестве климатической нормы принимали базовый период с 1991 по 2020 гг., рассчитанный по метеоданным, приведенным на сайте Института биологии Коми НЦ УрО РАН [28]. Содержание углерода и азота определяли в экоаналитической лаборатории Института биологии Коми НЦ УрО РАН на CHNS-O элементном анализаторе EA 1110 (Carlo Erba, Италия).

Влияние гидротермических свойств почвы на SR описывали при помощи экспоненциальных уравнений, приведенных 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 (на глубине 10 см) или влажность (в слое 0–5 см) почвы.

Логарифмирование исходных данных перед регрессионным анализом выполняли для получения нормального распределения остатков моделей и однородности дисперсий их ошибок.

Температурный коэффициент Q_{10} , характеризующий рост величины SR при повышении температуры на 10°C, рассчитывали по [19]:

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

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

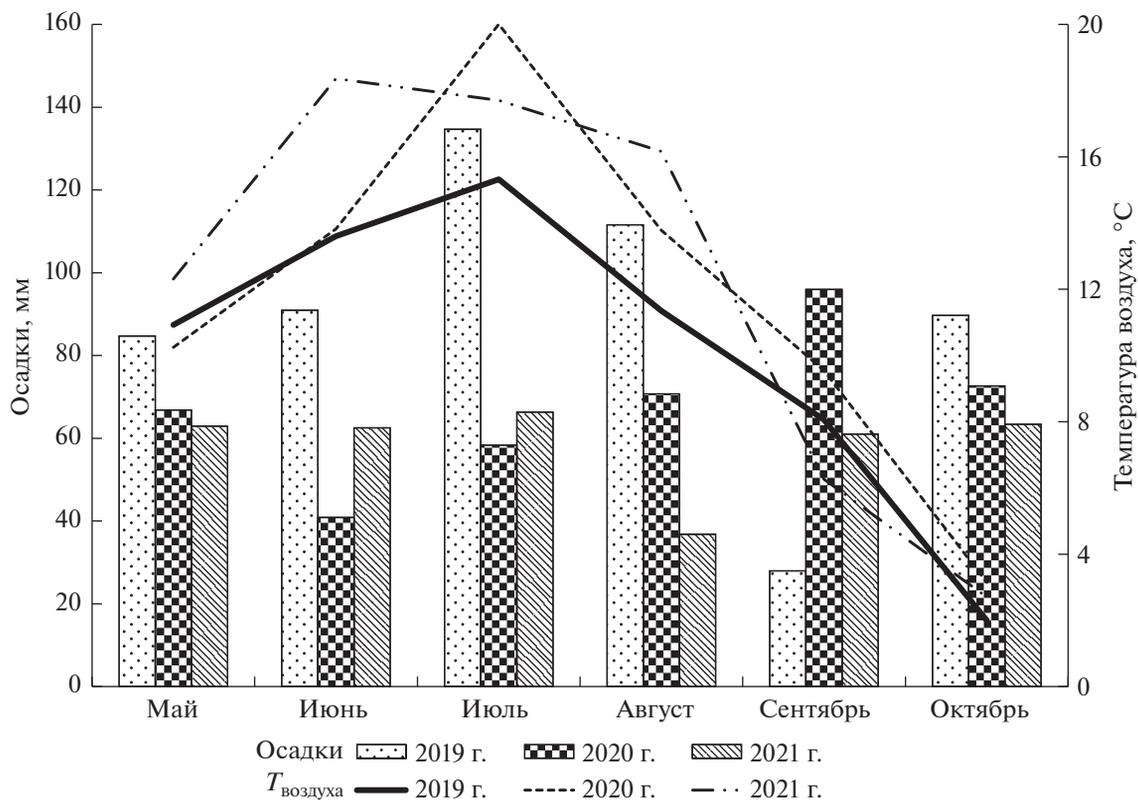


Рис. 2. Динамика среднемесячной температуры воздуха и поступление осадков в годы исследований.

Поступление углерода с поверхности почвы в атмосферу с SR ($C-CO_2$) оценивали по среднесуточным значениям температуры почвы, измеренных НОВО U-12, по уравнению:

$$SR_{\text{period}} = \sum_{n=1}^n R_{10} Q_{10}^{\frac{T-10}{10}}, \quad (3)$$

где SR_{period} – вынос $C-CO_2$ за временной интервал, $г C/m^2$, R_{10} – величина SR при температуре $10^\circ C$, Q_{10} – температурный коэффициент, T – среднесуточная температура почвы на глубине 10 см.

Вынос $C-CO_2$ рассчитывали для трех временных отрезков: лето (июнь–август), вегетационный период (май–сентябрь) и бесснежный период (май–октябрь).

Статистическую обработку выполняли при помощи Microsoft Excel 2010 и R 4.03 [29]. Рассчитывали средние значения и их ошибки. Метод Шапиро–Уилка применяли при оценке нормальности распределения исходных данных и остатков линейных моделей регрессии. Парные сравнения проводили при помощи t -теста (p_i). Для оценки различий между среднемесячными значениями SR в течение бесснежного периода применяли критерий Краскела–Уоллиса (p_{kw}) вследствие ненормального распределения набора исходных данных и отсутствия однородности групповых

дисперсий. Однородность групповых дисперсий проверяли при помощи критерия Бартлетта. Статистический анализ выполняли при 95%-ном уровне значимости.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Погодные условия в период наблюдений. Динамика среднемесячной температуры воздуха и количества поступающих осадков в течение бесснежных периодов 2019–2021 гг. приведена на рис. 2. Наиболее благоприятные погодные условия наблюдались в 2021 г. Так, средняя температура воздуха в течение бесснежного периода, вегетации и летних месяцев составила 12,3, 14,2 и $17,4^\circ C$ соответственно, что сопоставимо с данными в эти периоды 2020 г. и 1,2–1,3 раза выше, чем в 2019 г. В 2021 г. Сумма среднесуточных температур воздуха более $+5$ и $+10^\circ C$ была в 1,1–1,3 раза выше, чем в 2020 и 2019 гг. соответственно и составила 2334 и $1918^\circ C$. Количество поступающих осадков в отдельные периоды 2021 г. Было сопоставимо или в 1,1 раза ниже, чем в 2020 г. и 1,5–2,0 раза ниже, чем в 2019 г. Так, с мая по октябрь 2021 г. выпало 353 мм, в течение вегетации – 290, летних месяцев – 166 мм. Относительно низкое (0,99) значение гидротермического коэффициента Селянинова также наблюдалась в 2021 г., отно-

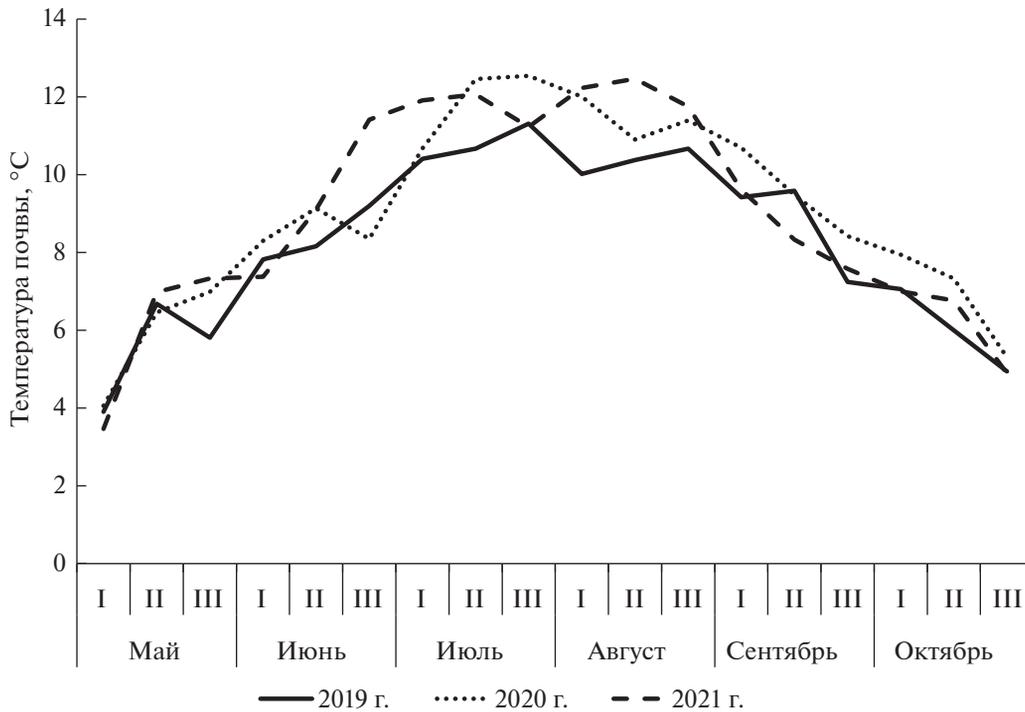


Рис. 3. Динамика температуры почвы на глубине 10 см в течение бесснежного периода: I, II, III – декады.

сительно высокое (2.34) — в 2019 г., а в 2020 г. оно составило 1.16. Сравнение погодных условий в течение наблюдений с многолетними данными показало, что по температурному режиму вегетационные периоды 2020 и 2021 гг. были теплее на 1.3–2.0°C, тогда как 2019 г. был немного (на 0.3°C) холоднее. По количеству поступающих осадков вегетационный период 2020 г. был сопоставим (333 мм) со среднестатистическим годом, 2021 г. характеризовался меньшим ($\approx 10\%$) количеством, а в 2019 г. оно превысило климатическую норму в 1.4 раза (450 мм).

Динамика температуры почвы на глубине 10 см в бесснежный период. Температура почвы (T_s) в начале анализируемых периодов в годы исследований различалась (рис. 3). Так, теплая погода в апреле и ранний сход снега привели к тому, что в 2020 и 2021 гг. на 1 мая T_s составила 2.0 и 2.9°C соответственно, тогда как в 2019 г. — 1.4°C. Затем происходило постепенное прогревание, достигая максимальных величин в III декаде июля в 2019 и 2020 гг., а в 2021 г. накопление тепла почвенной толщей продолжалось до II декады августа. В конце октября T_s изменялась от 3.7 до 5.4°C с более высоким значением в 2020 г. Следует отметить близкие ($p_t = 0.836$) средние T_s в течение бесснежных периодов 2020 и 2021 гг., которая составляла 9.0°C. В 2019 г. эта величина была ниже в 1.1 раза ($p_t < 0.05$) и равнялась 8.3°C.

Эмиссия CO₂ в течение бесснежного периода. Ход сезонной эмиссии CO₂ с поверхности почвы вырубки сосняка черничного имеет “классический” характер, установленный ранее для лесных почв ненарушенных таежных экосистем [9, 12, 22, 24]. Это выражается в относительно большом значении дыхания почвы в июле–августе и низкой интенсивностью в осенние месяцы (рис. 4). Однако период максимальной эмиссии CO₂ из почвы различался в годы исследования. Так, в 2019 г. более активное выделение CO₂ наблюдалось в июле (2.9–4.4 г C/(м² сут) в зависимости от технологического элемента, $CV = 7–37\%$), тогда как в 2020–2021 гг. его пик сместился на август и составил соответственно 2.0–3.1 г C/(м² сут) ($CV = 16–25\%$) для пасечных участков и 3.9–5.5 г C/(м² сут) ($CV = 9–17\%$) для волоков с более высокими значениями в 2021 г. Наблюдаемый сдвиг максимума потока CO₂ связан с особенностями накопления тепла в почве в периоды наблюдений, показанный выше. Следует отметить достоверность различий величин среднемесячной эмиссии CO₂ в течение бесснежного периода, что подтверждается факторным анализом ($p_{kw} < 0.001$ во всех случаях). Однако парные сравнения между интенсивностью среднемесячной эмиссии в течение бесснежного периода показали, что избыточное поступление осадков и высокий уровень грунтовых вод в августе 2019 г. привело к подавлению дыха-

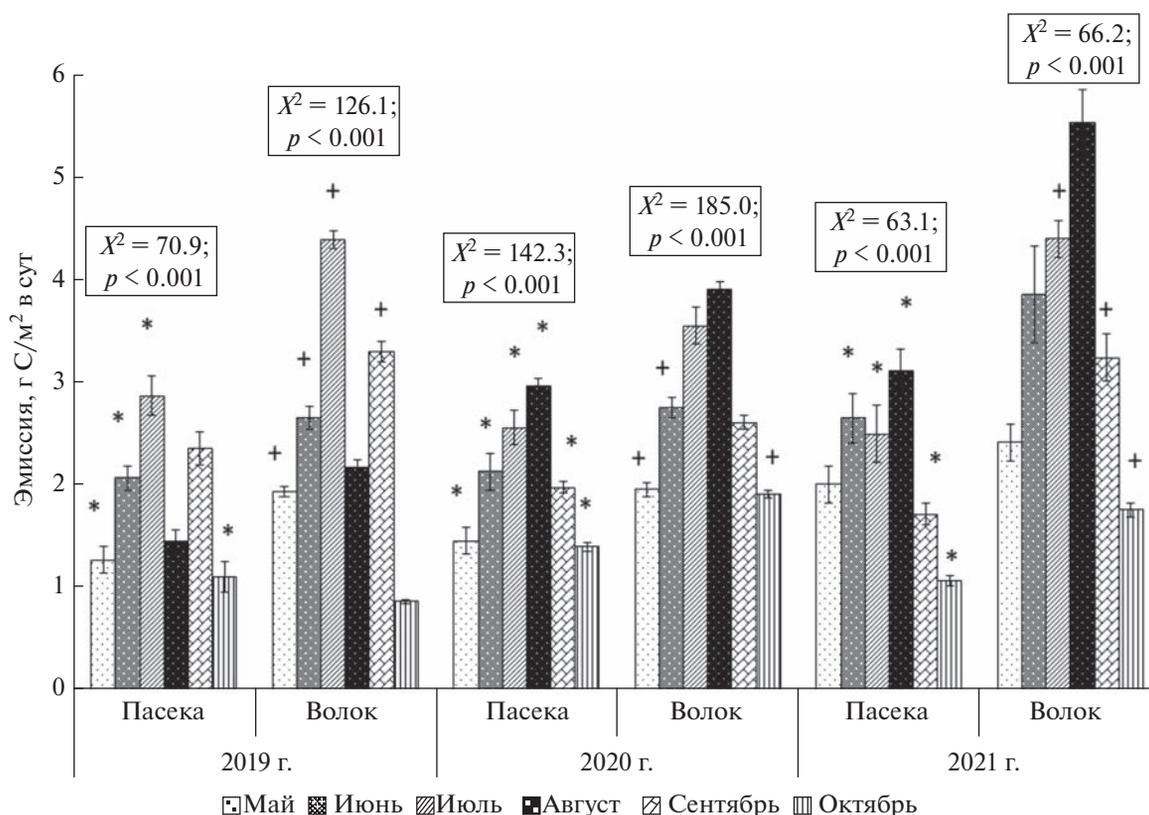


Рис. 4. Эмиссия CO₂ с поверхности почвы в течение бесснежного периода. В рамке — результат критерия Краскела–Уоллиса. Месяцы с отсутствием межгодовой вариации показаны значком * для пасечных участков и + для волоков.

ния почвы, значение которого в этот месяц было сопоставимо ($p_i > 0.05$) с маем и октярем. Для данных 2020–2021 гг. установлены близкие величины выделения CO₂ в мае и осенние месяцы, а также в августе и июле как на пасечных участках, так и волоках. Во все годы наблюдений эмиссия в июне и июле не различалась на пасечных участках, а теплое лето 2021 г. привело к более интенсивному дыханию почвы в сентябре, сопоставимому с июльским.

При анализе межгодовой вариации среднемесячных значений дыхания почвы вырубке сосняка черничного установлены сходные величины для мая и июня 2019–2020 гг., как для пасечных участков, так и волоков. Ранний сход снега и прогрев почвы обусловили большую (в 1.2–1.6 раза) эмиссию в мае 2021 г., которая составила 2.01–2.42 г C/(м² сут). Поток CO₂ в июне, июле, августе и сентябре с поверхности пасечных участков не различался для данных 2020 и 2021 гг. и был значимо (в 1.1–2.1 раза, $p_i < 0.05$) выше по сравнению с аналогичными месяцами 2019 г. Большие значения (3.9–5.5 г C/(м² сут), выше в 1.2–2.5 раза) выделения CO₂ с поверхности почвы волоков наблюдались в летние месяцы 2021 г. В сентябре 2019 и 2021 гг. величины дыхания почвы волоков

схожи, что связано с теплой погодой и отрицательной аномалией осадков в 2019 г. Эмиссия CO₂ в октябре с поверхности почвы волоков не различалась в 2020 и 2021 гг., а на пасечных участках в 2019 и 2020 гг., и в 2019 и 2021 гг.

Сравнение между собой результатов исследований с учетом технологических элементов показало, что интенсивность дыхания почв волоков значимо ($p_i < 0.05$) выше, чем пасечных участков. Так, в 2019 г. величины среднемесячной эмиссии волоков превышали аналогичные данные на пасеках в 1.3–1.5 раза, за исключением октября ($p_i = 0.145$), в 2020 г. — в 1.3–1.4 раза, в 2021 г. — в 1.5–1.9 раза, кроме мая ($p_i = 0.121$).

В работе [10] отмечено, что на вырубке южно-таежного ельника на дерново-подзолистой суглинистой почве дыхание почвы с нарушенным гумусовым горизонтом на путях движения лесозаготовительной техники составило 2.1–6.2 г C/(м² сут), что в 2–4 раза ниже, чем с поверхности ненарушенных участков. Приведенные данные по эмиссии сходны с полученными нами результатами SR волоков и существенно выше, чем для пасечных участков исследуемой вырубке сосняка. Большее выделение CO₂ с поверхности волоков отмечено в июле, а пасек — в июне. Авторами так-

Таблица 1. Характеристика уравнений ($\ln SR = \alpha X + \beta$) зависимости эмиссии CO₂ от температуры (T_s) и влажности (M_s) почвы

| Фактор (год) | Коэффициент* | | R^2 | p -value | Q_{10} | R_{10} , г С/(м ² сут) |
|------------------|---------------|---------------|-------|------------|----------|--|
| | α | β | | | | |
| Пасечные участки | | | | | | |
| T_s (2019) | 0.098(0.039) | -0.458(0.376) | 0.12 | 0.015 | 2.68 | 1.69 |
| T_s (2020) | 0.116(0.016) | -0.519(0.170) | 0.46 | <0.001 | 3.20 | 1.91 |
| T_s (2021) | 0.132(0.007) | -0.783(0.078) | 0.73 | <0.001 | 3.73 | 1.71 |
| M_s (2019) | -0.029(0.223) | 0.537(0.068) | 0.00 | 0.896 | | |
| M_s (2021) | -3.614(0.864) | 1.078(0.152) | 0.37 | <0.001 | | |
| Волока | | | | | | |
| T_s (2019) | 0.092(0.012) | -0.088(0.123) | 0.27 | <0.001 | 2.52 | 2.31 |
| T_s (2020) | 0.071(0.006) | 0.291(0.061) | 0.39 | <0.001 | 2.04 | 2.73 |
| T_s (2021) | 0.135(0.005) | -0.345(0.056) | 0.86 | <0.001 | 3.87 | 2.74 |
| M_s (2019) | -1.357(0.185) | 1.327(0.056) | 0.27 | <0.001 | | |
| M_s (2021) | -3.065(0.461) | 1.495(0.078) | 0.27 | <0.001 | | |

* В скобках приведены ошибки коэффициентов.

же выявлена достоверная межгодовая вариация эмиссии CO₂ в годы исследований. Дыхание почвы вырубки осушенного сосняка в условиях Финляндии в течение летних месяцев варьировало от 0.9 до 4.7 г С/(м² сут) с большими величинами в августе [23], что в 1.2–1.5 раза выше, чем поток CO₂ с поверхности пасечных участков вырубки сосняка черничного в условиях Республики Коми.

Ранее показано, что на пасечных участках вырубки сосняка черничного в условиях Республики Коми дыхание почвы изменялось от 0.6 до 2.7 г С/(м² сут), волоков – от 0.9 до 2.4 г С/(м² сут) [13]. В течение 2019 г. с избыточным выпадением осадков эмиссия CO₂ с поверхности почвы волоков была выше, тогда как в 2020 г. технологические элементы вырубки были сопоставимы по величине среднемесячного потока CO₂ с их поверхности. Сделано заключение, что рост потока CO₂ в период с активным выпадением осадков связан с особенностями жизнедеятельности организмов-деструкторов органического вещества, в структуре которых в таежной зоне преобладают микроскопические грибы, зависимые от влажности субстрата [14, 18]. Это особенно важно на вырубках, где открытое пространство способствует активному испарению воды и иссушению верхних горизонтов почвы. Следует отметить, что большее значения дыхания почвы волоков спустя 10–13 лет после сплошной рубки отмечены в 2021 г. Эти значения определялись благоприятными условиями увлажнения. Вероятно, это связано с активным процессом возобновления лесной растительности, корневые системы которых чувствительны к увеличению влажности почвы, вследствие снижения содержания доступного кислорода и подавления жизнедеятельности корней и деструкто-

ров органического вещества в случае переувлажнения [2, 27]. Однако эмиссия CO₂ с волоков в отдельные месяцы 2019 г. превышала аналогичные данные 2020 г., что обусловлено наличием порубочных остатков на их поверхности, для разложения которых в этот год наблюдались относительно благоприятные условия. Небольшие межгодовые различия в величине среднемесячного дыхания почвы на пасечных участках, возможно, обусловлены наличием оставшихся после рубки тонкомерных деревьев ели, которые в годы с избыточным выпадением осадков способны удалить излишки влаги за счет транспирации, а в теплые годы защищают почву от ее потери и сглаживают перепады температур.

Влияние температуры и влажности почвы на эмиссию CO₂. Температура и влажность почвы являются наиболее значимыми абиотическими факторами, определяющими величину дыхания почвы [15, 19]. Установлена положительная, статистически достоверная взаимосвязь между потоком CO₂ с поверхности почвы всех технологических элементов вырубки сосняка черничного и температурой почвы на глубине 10 см (табл. 1). В 2019 и 2021 гг. реакция пасечных участков и волоков на изменение температуры была схожа, что заключалось в сопоставимых величинах (2.6–2.5 и 3.7–3.9 соответственно) температурного коэффициента Q_{10} . В год с избыточным выпадением осадков на пасечных участках наблюдалось относительно низкое значение Q_{10} , что соответствует полученным ранее сведениям о негативном влиянии переувлажнения на температурный отклик дыхания почвы [6, 19, 24]. Наличие разлагающихся на волоках порубочных остатков, вероятно, вносит неопределенности в температурный ответ

Таблица 2. Вынос углерода (г С/м^2) с дыханием почвы технологических элементов вырубki сосняка черничного в течение 2019–2021 гг.

| Период расчета | Год | | |
|------------------|------------------|---------------------|--------------------|
| | 2019 | 2020 | 2021 |
| Пасечные участки | | | |
| 01.05–31.10 | 302.7 ± 14.4 | $378.7 \pm 15.5^*$ | $346.1 \pm 15.0^*$ |
| 01.05–30.09 | 263.9 ± 11.0 | $332.3 \pm 12.28^*$ | $309.6 \pm 12.1^*$ |
| 01.06–31.08 | 176.0 ± 5.7 | $227.5 \pm 7.6^*$ | $223.8 \pm 9.1^*$ |
| Волока | | | |
| 01.05–31.10 | 418.6 ± 16.2 | $525.7 \pm 15.9^*$ | $573.2 \pm 33.1^*$ |
| 01.05–30.09 | 364.4 ± 14.2 | 452.6 ± 13.8 | 514.4 ± 30.0 |
| 01.06–31.08 | 242.2 ± 9.6 | 296.7 ± 9.2 | 374.8 ± 22.3 |

Примечание. Приведено среднее значение и ошибка среднего по суммарному выносу углерода с дыханием почвы для указанных периодов, $n = 5$.

* Отсутствуют межгодовые различия.

эмиссии CO_2 с их поверхности, что выражается в меньшей величине Q_{10} в более благоприятный 2020 г., по сравнению с 2019 г. В условиях средней тайги на европейском Северо-Востоке России отмечено положительное влияние снижения количества осадков в теплый период и, соответственно, влажности почвы на величину Q_{10} , как в ненарушенном сосняке на подзоле иллювиально-железистом, так и на вырубке сосняка черничного на торфянисто-подзолисто-глееватой иллювиально-железистой почве [12, 13]. Близкие результаты получены для пасечных участков исследуемой вырубki сосняка черничного в 2021 г.

Влияние влажности почвы на эмиссию CO_2 с поверхности технологических элементов неоднозначно. Для волоков отмечается отрицательная, средняя, достоверная взаимосвязь между этими показателями в годы исследований. На пасечных участках наблюдались обратные закономерности, что выражалось в отсутствии зависимости в сырой 2019 г. и отрицательной, средней, достоверной корреляцией в 2021 г. Реакция дыхания почвы слабонарушенных пасечных участков на изменение влажности сходна с полученными ранее данными для экосистем, формирующихся в условиях повышенной влажности [3, 11, 26, 30], механизм влияния которой описан выше. Напротив, на юге лесной зоны увеличение влажности почв во многом оказывает положительное влияние на поток CO_2 с поверхности почв как ненарушенных лесных экосистем [22], так и вырубков [10, 17].

Вынос углерода в атмосферу с дыханием почвы. С поверхности пасечных участков в течение бесснежного периода с дыханием почвы в атмосферу поступает $303\text{--}379 \text{ г С/м}^2$ (табл. 2), что сопоставимо с сосняком черничным на болотно-подзолистой почве, произрастающим в регионе исследований [11], но ниже примерно в 1.2 раза, чем в ненарушенном сосняке, развивающемся в близких почвенно-экологических условиях [13]. Вклад ве-

гетационного периода составляет 87–89%, а летних месяцев 58–65% от выделения С--CO_2 с мая по октябрь. Анализ межгодовой вариации выноса С--CO_2 показал, что в 2020 и 2021 гг. отсутствовали достоверные различия между исследуемыми периодами ($p_i > 0.05$). В 2019 г. наблюдались меньшие (в 1.1–1.3 раза; $p_i < 0.05$) потери CO_2 с поверхности почвы. Большая эмиссия с поверхности волоков привела к относительно высоким потерям С--CO_2 , которые в 1.3–1.7 раза ($p_i < 0.05$) превышали поток из почв пасечных участков. Так, волока с мая по октябрь в атмосферу выделили $419\text{--}573 \text{ г С/м}^2$. Вклад отдельных временных интервалов был сопоставим с пасаками и составил 86–90% для вегетационного периода и 56–65% для летних месяцев. Меньшая интенсивность потерь углерода наблюдалась в 2019 г., а большая – в 2021 г. Следует отметить, что бесснежные периоды 2020 и 2021 гг. были сопоставимы, тогда как достоверные отличия выявлены в течение вегетации и летних месяцев. Рассчитано, что с поверхности всей лесосеки (5 га) вынос углерода составил 16.3, 20.4, 19.6 т углерода в течение бесснежных периодов 2019, 2020 и 2021 гг. соответственно, что эквивалентно 60–75 т CO_2 . Доля волоков в общем потоке CO_2 с поверхности лесосеки составила 26–29%.

Сравнение полученных данных с литературными показало, что с потери углерода с поверхности почвы пасечных участков вырубki сосняка черничного, проведенной при помощи лесозаготовительных комплексов в условиях Республики Коми, ниже в 1.3–1.4 раза, волоков – в 1.2–1.8 раза [13]. Вероятно, эта разница обусловлена наличием оставленных тонкомерных деревьев на пасаках при ручной валке леса и значительного количества подростa на волоках, дыхание корней которых вносит свой вклад в общую эмиссию CO_2 с поверхности почвы. В течение летних месяцев с поверхности вырубki осушенного сосняка в южной

Финляндии в атмосферу поступает 267–286 г С/м², что в 1.3–1.5 раза больше рассчитанных величин для аналогичного временного интервала [23]. Несколько меньшие величины получены для заболоченной, глеевой, органо-минеральной почвы вырубки ельника в северной Англии, которая за год выделяет в атмосферу около 243–322 г С/м² [30].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Установлены закономерности сезонной динамики эмиссии CO₂ с поверхности почвы вырубки среднетаежного сосняка черничного с учетом пространственной неоднородности. Выявлено, что большие темпы выделения CO₂ из почв происходят в разные периоды года, обычно в июле или августе, и зависят от погодных условий бесснежных периодов. Избыточное выпадение осадков оказывает негативный эффект на поток CO₂. Сравнительный анализ интенсивности дыхания почвы разных технологических элементов показал, что на волоках она значимо в 1.3–1.9 раза выше, чем пасечных участков, что определяется наличием на них порубочных остатков и возобновлением древесных растений. Температура почвы оказывает достоверное положительное влияние ($R^2 = 0.12–0.86$) на выделение CO₂ с поверхности почвы как на пасечных участках, так и на волоках. Роль влажности почвы на этот процесс неоднозначна и зависит от погодных условий и степени нарушения ее поверхности. Во влажный год на волоках отмечается достоверная взаимосвязь между изучаемыми параметрами, тогда как в более сухой она отсутствует, в отличие от пасечных участков, где наблюдаются обратные зависимости. С поверхности пасечных участков в течение бесснежного периода с дыханием почвы в атмосферу поступает 303–379 г С/м², волоков 419–573 г С/м², большая часть выноса которого (86–90%) приходится на вегетацию, а вклад летних месяцев составляет 56–65%. Общий вынос CO₂ с поверхности лесосеки (5 га) составил 60–75 т CO₂ с вкладом волоков 26–29%. Полученные данные послужат для определения роли промышленных рубок в углеродном цикле таежных лесов.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена в рамках темы НИР ИБ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН “Зональные закономерности динамики структуры и продуктивности первичных и антропогенно измененных фитоценозов лесных и болотных экосистем европейского северо-востока России” номер государственной регистрации 122040100031-8.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Автор заявляет об отсутствии конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Атлас Республики Коми / Отв. ред. Корниенко Е.В. М.: Феория, 2011. 448 с.
2. Бобкова К.С. Биологическая продуктивность хвойных лесов европейского Северо-Востока. Л.: Наука, 1987. 156 с.
3. Бобрин А.А., Гончарова О.Ю., Матышак Г.В., Рыжова И.М., Макаров М.И., Тимофеева М.В. Распределение компонентов углеродного цикла почв лесных экосистем северной, средней и южной тайги западной Сибири // Почвоведение. 2020. № 11. С. 1328–1340.
4. Государственный доклад “О состоянии окружающей среды Республики Коми в 2019 году”. Сыктывкар: Министерство природных ресурсов и охраны окружающей среды Республики Коми, 2020. 162 с.
5. Государственный доклад. О состоянии и об охране окружающей среды Российской Федерации в 2019 г. М.: Минприроды России, 2020. 1000 с.
6. Громова М.С., Матвиенко А.И., Макаров М.И., Ченг Ш.К., Меняйло О.В. Температурная чувствительность (Q_{10}) базального дыхания как функция количества доступного углеродного субстрата, температуры и влажности // Почвоведение. 2020. № 3. С. 366–371.
7. Дымов А.А. Влияние сплошных рубок в бореальных лесах России на почвы (обзор) // Почвоведение. 2017. № 7. С. 787–798.
8. 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.
9. 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.
10. Молчанов А.Г., Курбатова Ю.А., Ольчев А.В. Влияние сплошной вырубки леса на эмиссию CO₂ с поверхности почвы // Известия РАН. Сер. Биологическая. 2017. № 2. С. 190–196.
11. Осипов А.Ф. Выделение углерода с поверхности почвы спелого сосняка черничного средней тайги Республики Коми // Почвоведение. 2016. № 8. С. 982–990.
12. Осипов А.Ф. Влияние межгодовых различий метеорологических характеристик вегетационного периода на эмиссию CO₂ с поверхности почвы среднетаежного сосняка бруснично-лишайникового (Республика Коми) // Почвоведение. 2018. № 12. С. 1455–1463.
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. Стороженко В.Г. Участие дереворазрушающих грибов в процессах деструкции и формирования лесных сообществ // Хвойные бореальной зоны. 2016. Т. 34. № 1–2. С. 87–91.
15. Bond-Lamberty B., Thomson A.M. Temperature-associated increases in the global soil respiration record //

- Nature. 2010. V. 464. P. 579–582.
<https://doi.org/10.1038/nature08930>
16. Bradshaw C.J.A., Warkentin I.G. Global estimates of boreal forest carbon stocks and flux // Global and Planetary Change. 2015. V. 128. P. 24–30.
<https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2015.02.004>
 17. Čater M., Darenova E., Simončič P. Harvesting intensity and tree species affect soil respiration in uneven-aged Dinaric Forest stands // Forest Ecology and Management. 2021. V. 480. 118638.
<https://doi.org/10.1016/j.foreco.2020.118638>
 18. Cornwell W.K., Cornelissen J.H.C., Allison S.D., Bauhus J., Eggleton P., Preston C.M., Scarff F., Weedon J.T., Wirth C., Zanne A.E. Plant traits and wood fates across the globe: rotted, burned, or consumed? // Global Change Biology. 2009. V. 15. P. 2431–2449.
<https://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2009.01916.x>
 19. Davidson E.A., Janssens I.A., Luo Y. On the variability of respiration in terrestrial ecosystems: moving beyond Q_{10} // Global Change Biology. 2006. V. 12. P. 154–164.
<https://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2005.01065.x>
 20. FAO. Global forest resources assessment 2010. FAO, Rome, 2010. 122 p.
 21. https://rp5.ru/Погода_в_Сыктывкаре.
 22. Ivanov D., Tatarinov F., Kurbatova J. Soil respiration in paludified forests of European Russia // J. Forestry Res. 2020. V. 31. P. 1939–1948.
<https://doi.org/10.1007/s11676-019-00963-4>
 23. 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 // Biogeosciences. 2019. V. 16. P. 3703–3723.
<https://doi.org/10.5194/bg-16-3703-2019>
 24. 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>
 25. Lindroth A., Holst J., Heliasz M., Vestin P., Lagergren F., Biermann T., Cai Z., Mölder M. Effects of low thinning on carbon dioxide fluxes in a mixed hemiboreal forest // Agricultural and Forest Meteorology. 2018. V. 262. P. 59–70.
<https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2018.06.021>
 26. Masyagina O.V., Evgrafova S.Y., Menyailo O.V., Mori S., Koike T., Prokushkin S.G. Age-dependent changes in soil respiration and associated parameters in Siberian permafrost Larch stands affected by wildfire // Forests. 2021. V. 12. P. 107.
<https://doi.org/10.3390/f12010107>
 27. Mukhortova L., Schepaschenko D., Moltchanova E., Shvidenko A., Khabarov N., See L. Respiration of Russian soils: Climatic drivers and response to climate change // Sci. Total Environ. 2021. V. 785. P. 147314.
<https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2021.147314>
 28. Novakovskiy A.B., Elsakov V.V. Hydrometeorological Database (HMDB) for Practical Research in Ecology // Data Sci. J. 2014. V. 13. P. 57–63.
<https://doi.org/10.2481/dsj.IFPDA-10>
 29. R Core Team. R: A language and environment for statistical computing. R Foundation for Statistical Computing. Vienna, 2020. <https://www.R-project.org/>.
 30. 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 // Biogeosciences. 2021. V. 18. P. 4227–4241.
<https://doi.org/10.5194/bg-18-4227-2021>

Carbon Dioxide Emission from the Soil Surface of the 10-Year Felled Area of the Pine Forest in the European North-East of Russia

A. F. Osipov*

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

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

Experimental data on soil respiration are need for estimating role of industrial logging on carbon cycle of forest ecosystems. Investigations were carried out during snowless periods 2019–2021 years on felled area of pine forest 10 years after clear cutting (Komi Republic, Russia). The soil type is a Gleyic Folic Albic Podzol (Arenic). Emission CO₂ was measured by LI COR 8100. The characteristic of weather conditions and soil temperature dynamic at 10 cm depth were given. The weather conditions were strongly influenced on soil respiration rate. More intensive CO₂ flux from soil surface was observed in warm summer with insufficient precipitation. The mean month CO₂ emission was less by 1.3–1.9 times in apiaries, parts of felled area with low soil cover damages, comparing to skidding tracks where logged trees were extracted. The significant positive correlation ($R^2 = 0.12–0.86$) was detected between soil temperature at 10 cm depth and soil respiration investigated technological elements. A reliable interrelation between CO₂ flux and moisture of forest floor was observed in skidding tracks in a year with abundant precipitation while in a dryer year it wasn't. It is differ from apiaries where found reverse dependencies. Apiaries emitted in atmosphere 303–379 g C m⁻² with soil respiration during snowless period, skidding tracks – 419–573 g C m⁻² which is 60–75 tons of CO₂ in terms of the area of the entire felled area (5 ha). The growing season formed most part (86–90%) of carbon efflux from May to October and input of summertime was 56–65%. The data obtained will serve to determine the role of timber harvesting in the carbon cycle of taiga forests.

Keywords: soil respiration, clear-cutting, pine forest, Gleyic Folic Albic Podzol (Arenic)

ДЫХАНИЕ ПОЧВ В ПРИРОДНЫХ ЦЕНОЗАХ

УДК 631.433.3

ТЕМПЕРАТУРНАЯ ЧУВСТВИТЕЛЬНОСТЬ ДЫХАНИЯ ПОЧВ ЛУГОВЫХ ЦЕНОЗОВ В ЗОНЕ УМЕРЕННО-КОНТИНЕНТАЛЬНОГО КЛИМАТА: АНАЛИЗ ДАННЫХ 25-ЛЕТНЕГО МОНИТОРИНГА

© 2023 г. И. Н. Курганова^а, * (ORCID: 0000-0001-5875-0718), В. О. Лопес де Гереню^а,
Т. Н. Мякшина^а, Д. В. Сапронов^а, Д. А. Хорошаев^а, В. А. Аблеева^б

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

^бСтанция фонового мониторинга, Приокско-Террасный заповедник, Данки, Московская область, 142200 Россия

*e-mail: ikurg@mail.ru

Поступила в редакцию 13.03.2023 г.

После доработки 10.05.2023 г.

Принята к публикации 11.05.2023 г.

Натурные наблюдения за дыханием почв (SR) в разных типах наземных экосистем представляются весьма актуальными, поскольку интенсивность SR характеризуется высокой временной и пространственной вариабельностью. Внутригодовая динамика SR обусловлена в значительной степени изменением гидротермических условий в течение года и часто описывается с помощью коэффициента температурной чувствительности (Q_{10}), который во многих используемых моделях обычно имеет фиксированное значение. Целью настоящего исследования была оценка сезонной и межгодовой динамики температурной чувствительности SR в двух луговых экосистемах южного Подмосковья (умеренно-континентальный климат) на основе непрерывных 25-летних круглогодичных измерений эмиссии CO₂ из почв. Луговые ценозы были сформированы на разных типах почв: дерново-подбуре (Entic Podzol (Arenic)) и серой почве (Haplic Luvisol (Loamic)). Скорость SR измеряли непрерывно с декабря 1997 г. по ноябрь 2022 г. с интервалом 7–10 дней методом закрытых статических камер. Температурная чувствительность SR, оцененная по всей совокупности данных, имела более высокие значения на серых суглинистых почвах по сравнению с супесчаными дерново-подбурами (3.47 vs 2.59). Значения Q_{10} для SR в обоих типах почв в засушливые годы были в 1.2–1.4 раза ниже, чем в годы с нормальным уровнем влажности. Межгодовая изменчивость (коэффициент вариации) значений Q_{10} в луговых экосистемах составила 21–36% в зависимости от интервала температур, который принимался в расчет. В обоих луговых ценозах была обнаружена достоверная положительная корреляция между значениями Q_{10} в интервале температур $\geq 1^\circ\text{C}$ и индексами влажности. Для получения более точных прогнозов баланса C в экосистемах следует применять дифференцированный подход, интегрируя в модели разные значения температурных коэффициентов для SR.

Ключевые слова: эмиссия CO₂ из почв, Q_{10} , температура почвы, индексы влажности, абиотические и биотические факторы, почвенное органическое вещество, Entic Podzol (Arenic), Haplic Luvisol (Loamic)

DOI: 10.31857/S0032180X23600476, **EDN:** RDDRKP

ВВЕДЕНИЕ

Дыхание почв (Soil Respiration, SR) является одним из самых значительных потоков в глобальном цикле углерода [43, 46, 56]. Вместе с тем региональные и глобальные оценки величины SR отличается самая высокая неопределенность среди других компонентов углеродного цикла [9]. Так, суммарное дыхание почв наземных экосистем нашей планеты, согласно опубликованным в разные годы данным, варьирует от 50 до 98 Гт С/год (1 Гт = 10¹⁵ г) [26, 46, 49]. Одна из последних оценок годового потока CO₂ из почв планеты, полученная с использованием наиболее полной базы

данных экспериментальных измерений годовой величины SR и карты растительности на основе спутниковых данных MODIS, составляет 94.3 ± 17.9 Гт С/год [56], что на порядок выше, чем эмиссия углекислого газа от сжигания ископаемого топлива [19]. Величины SR демонстрируют высокую пространственную [9, 27, 39] и временную неоднородность [20, 29, 31] как на уровне биомов, так и на региональном уровне. Поэтому экспериментальные наблюдения за дыханием почв в разных типах экосистем и сегодня представляются весьма актуальными.

Под термином “дыхание почв” обычно понимают выделение CO₂ из почвы в атмосферу в ре-

зультате двух основных процессов: разложения подстилки и органического вещества почвы за счет деятельности микро- и макроорганизмов (гетеротрофное дыхание, HR) и корневое (или автотрофное, RR) дыхание [22, 45, 60]. Являясь интегральным потоком, SR также включает выделение CO_2 из почв в результате небиологических (физических и физико-химических) процессов [4, 7], но этот поток обычно незначителен [56]. Наиболее важными абиотическими факторами, влияющими на величину SR, являются температура и влажность почвы, тогда как качество и доступность субстрата являются основными биотическими факторами, которые регулируются типом растительности и ее продуктивностью [14, 44]. При натуральных измерениях SR влияние температуры и других факторов трудно разделить, и их влияние неизбежно смешивается.

Зависимость величины SR от температуры воздуха или почвы, как правило, носит линейный или экспоненциальный характер. Для количественной характеристики связи между этими параметрами используют коэффициент температурной чувствительности Q_{10} , представляющий собой величину, на которую умножается скорость SR при повышении температуры на 10°C [14, 25]. Средние значения Q_{10} для разных биомов колеблются незначительно: от 1.43 до 2.03, с самым высоким значением в тундре и самым низким значением в пустынях, обладая при этом существенным варьированием внутри биомов [60]. Коэффициент Q_{10} применяют во многих моделях углеродного цикла, используя его фиксированное значение, равное 1.5 или 2.0 для всех почв [8, 18, 38]. Вместе с тем когда пространственно неоднородные значения Q_{10} были интегрированы в модели вместо фиксированного значения Q_{10} , то полученные оценки величин SR были на 40% выше. Поэтому даже небольшие неточности в значениях коэффициента Q_{10} могут привести к существенным погрешностям глобальных оценок почвенного дыхания и баланса С [60]. Таким образом, необходимы исследования, направленные на более глубокое понимание процессов и факторов, влияющих на температурную чувствительность SR.

При моделировании годового потока SR и баланса С в отдельных экосистемах также используют постоянное значение Q_{10} , независимо от времени года. Однако некоторые исследования показывают, что значения коэффициента Q_{10} для SR не являются постоянными и меняются от сезона к сезону [11, 29, 31, 55], так как многие биотические и абиотические факторы, ответственные за температурную чувствительность SR, меняются в зависимости от времени года [24]. Принято считать, что температурная чувствительность SR отрицательно коррелирует с температурой и снижается с уменьшением влажности почвы [11, 22], так как

дефицит воды может подавлять микробную активность и рост корней [14]. В то же время поступление подстилки, количество и доступность органических субстратов, активность микробного сообщества и корней растений также изменяются от сезона к сезону и могут влиять на временную (сезонную и межгодовую) динамику температурной чувствительности SR [22, 48]. Очевидно, что сезонные изменения абиотических и биотических факторов в отдельные периоды года могут по-разному влиять на динамику основных потоков, составляющих SR, – гетеротрофного, корневого и ризомикробного. Так, результаты 4-летнего эксперимента по нагреванию почвы в широколиственном лесу, расположенном в центральной Японии с прохладным умеренным климатом, показали, что влияние потепления на величину SR зависело от сезона [40]. Поток HR, представляющий один из главных компонентов SR, был более чувствителен к потеплению почвы в поздний вегетационный период по сравнению с другими сезонами. Авторы подчеркивают, что сезонные колебания воздействия потепления на SR следует учитывать при прогнозировании отклика компонентов углеродного цикла на будущие климатические изменения. В связи с этим, чтобы лучше понять механизмы неоднозначного влияния основных абиотических и биотических факторов на температурную чувствительность SR, весьма актуальными являются натурные измерения SR в различных экосистемах разных биоклиматических зон. Подавляющее большинство наблюдений за эмиссией CO_2 из почв проводится в лесных или болотных экосистемах, в то время как травяные экосистемы обычно остаются в тени [6]. Вместе с тем их роль в формировании положительного баланса С на территории России довольно значительна [21].

Основная цель представляемого исследования состояла в оценке сезонной и межгодовой динамики температурной чувствительности SR на основе уникальных непрерывных 25-летних натуральных измерений дыхания почвы в двух луговых ценозах южного Подмосковья, сформированных на почвах разного типа и контрастного гранулометрического состава – супесчаном дерново-подбуре и суглинистой серой почве. Задачи исследования включали (1) оценку влияния почвенных характеристик на величину Q_{10} и ее временную динамику, (2) поиск корреляционных связей между значениями Q_{10} и метеорологическими индексами, основанными на оценках температуры воздуха, количества осадков и их соотношений для различных временных интервалов в течение года. Мы предполагаем, что межгодовая изменчивость Q_{10} для SR в луговых экосистемах южного Подмосковья будет определяться условиями влагообеспеченности (засушливости) в период наблюдений, а гранулометрический состав почвы будет

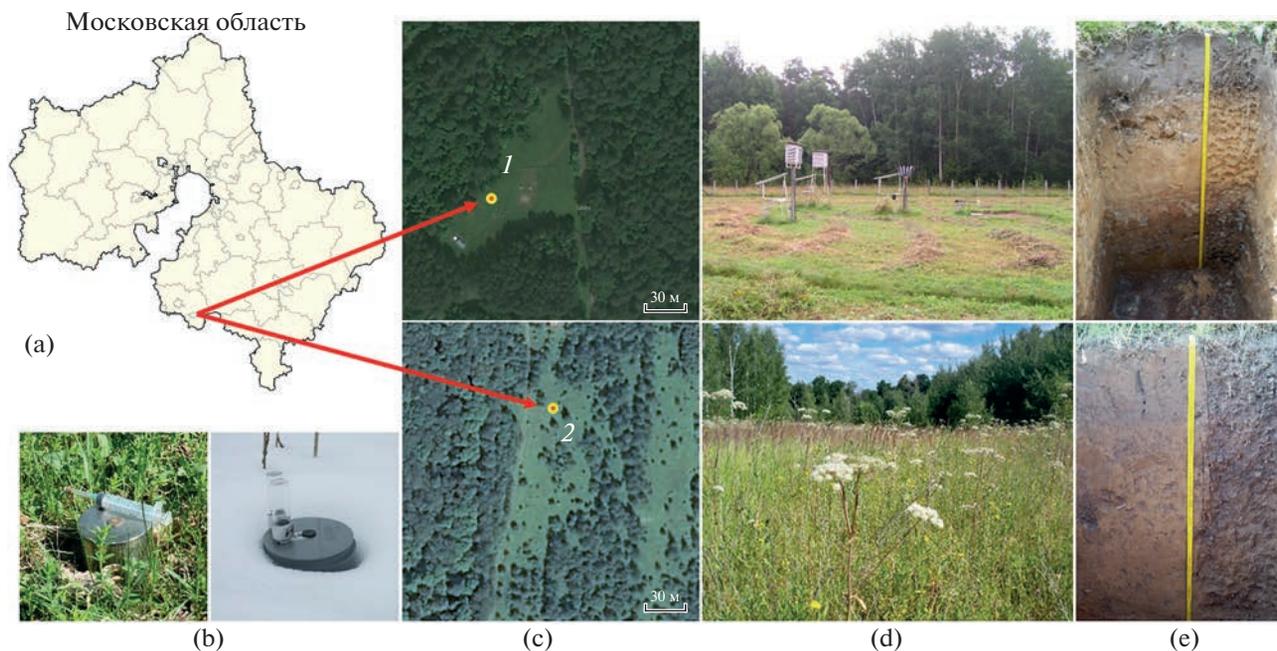


Рис. 1. Расположение (а, с), общий вид луговых площадок (d), профили дерново-подбур (е, 1) и серой почвы (е, 2) и вид измерительных камер в вегетационный и снежный сезоны (b).

влиять на тесноту связи между температурной чувствительностью SR и метеорологическими показателями.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Общая характеристика климата, растительности и почв. Исследования проводили в двух луговых ценозах, расположенных в регионе южного Подмосковья (рис. 1). Первый располагался на территории Приокско-Террасного биосферного заповедника (ПТБЗ, 54.902° N, 37.555° E), второй – вблизи г. Пушкино на бывшей Опытно-полевой станции Института физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН (ОПС ИФХиБПП РАН, 54.834° N, 37.575° E). Регион исследований относится к зоне умеренно-континентального климата. Согласно данным многолетних метеонаблюдений, проводимых на Станции комплексного фонового мониторинга, расположенной на территории ПТБЗ (местечко Данки, Московская область; 54.902° N, 37.555° E), среднегодовая температура воздуха ($\pm SE$) в 1991–2020 гг. в районе исследований составила $5.7 \pm 0.1^\circ\text{C}$, а среднегодовое количество осадков ($\pm SE$) – 640 ± 20 мм (табл. 1S). Среднемесячные температуры июля и января ($\pm SE$) за этот же период составляют 18.8 ± 0.3 и $-7.2 \pm 0.6^\circ\text{C}$ соответственно. Постоянный снежный покров в разные годы образуется в регионе, начиная с ноября до середины января, и держится, как правило, до середины апреля.

Луговой ценоз на территории ПТБЗ представляет собой полидоминантную ассоциацию с преобладанием манжетки (*Alchemilla* sp.), фиалки трехцветной (*Viola tricolor* L.), трищетинника желтоватого (*Trisetum flavescens* (L) Beauv.), щавеля кислого (*Rumex acetosa* L.) и др. Почва участка – дерново-подзолистая слабодифференцированная [3] на песчаных аллювиально-флювиогляциальных отложениях Приокской зандрово-аллювиальной равнины. В соответствии с Классификацией почв России 2004 г. [2] это тип дерново-подбуров или Entic Podzol (Arenic) [16]. Луговой ценоз, расположенный на территории ОПС ИФХиБПП РАН, представляет собой старосеяный (1979 г.) разнотравно-злаковый луг с преобладанием ежи сборной (*Dactylis glomerata* L.), вейника наземного (*Calamagrostis epigeos* L.), коостреца безостого (*Bromopsis inermis* (Leus.) Holub) и характеризуется богатым разнотравьем (*Galium mollugo* L., *Taraxacum officinale* Wigg., *Hypericum perforatum* L., *Veronica chamaedrys* L. *Melampyrum nemorosum* L., *Chamerion angustifolium* (L.) Holub.). До 2004 г. луг регулярно косили, а после прекращения сенокосения на участке стал появляться подрост из березы повислой (*Betula pendula* Roth). Почва участка – серая лесная [3], сформирована на покровных лёссовидных породах, представленных средними и тяжелыми суглинками или легкими глинами, с преобладанием пылеватой фракции [1]. В соответствии с [2] это тип серых почв или Haplic Luvisol (Loamic) [16].

Таблица 1. Общая характеристика почв (слой 0–10 см) луговых ценозов (среднее \pm доверительный интервал среднего, CI, $p = 0.05$; $n = 4$)

| Почва | Физическая глина*, % | НВ**, % | рН _{KCl} | C _{орг} | N _{общ} | C/N |
|----------------|----------------------|----------------|-------------------|------------------|------------------|------|
| | | | | г/кг почвы | | |
| Дерново-подбур | 10.3 | 35.7 \pm 3.8 | 4.65 \pm 0.11 | 16.6 \pm 1.2 | 1.03 \pm 0.04 | 16.0 |
| Серая | 36.1 | 47.3 \pm 1.4 | 5.44 \pm 0.35 | 20.9 \pm 2.2 | 2.03 \pm 0.20 | 10.3 |

* Содержание частиц <0.01 мм.

** НВ – наименьшая влагоемкость образцов нарушенного сложения.

Почвы экспериментальных площадок имеют разную типовую принадлежность, контрастный гранулометрический состав (супесчаная и суглинистая) и проявляют существенные различия по другим свойствам (табл. 1). Так, при близком содержании C_{орг} в слое 0–10 см, содержание N_{общ} в серой почве в 2 раза выше, чем в дерново-подбуре, что обуславливает существенную разницу в величине отношения C/N в верхнем 10-см слое исследуемых почв. Дерново-подбур имеет более кислую реакцию среды и существенно меньшую величину наименьшей влагоемкости по сравнению с серой почвой.

Определение дыхания почвы. Интенсивность дыхания почвы определяли непрерывно с декабря 1997 г. по ноябрь 2022 г. с интервалом 7–10 дней методом закрытых камер [37]. Измерения проводили круглогодично, в одно и тоже время суток – с 9 до 11 ч, когда текущее значение скорости SR примерно равнялось ее среднесуточному значению [30, 35]. Всего за 25-летний период наблюдений было выполнено 1126 измерений на дерново-подбуре и 1018 – на серой почве. Календарный год условно разделили на два периода: вегетационный (или бесснежный) – с мая по октябрь и холодный период (преимущественно со снежным покровом) – с ноября по апрель. Процедуры отбора проб газа в вегетационный и холодный периоды различались размерами используемых камер, их количеством (5 камер в теплый период и 3 – в холодный) и временем экспозиции [30, 37]. В бесснежный период камеры устанавливали на поверхность почвы, срезая надземную часть растений на уровне поверхности почвы. Для измерений использовали стальные (светонепроницаемые) цилиндрические камеры (диаметром 10 см и высотой 10 см). Перед началом измерений их аккуратно заглубляли в почву на 3–4 см. Концентрацию CO₂ в камере определяли в течение 30 или 45 мин, отбирая газовые пробы каждые 10 мин в дерново-подбуре и каждые 15 мин – в серой почве [30, 37]. В первые 18 лет наблюдений (1997–2015 гг.) для проведения измерений в холодный снежный период на поверхность почвы заранее устанавливали стальные основания размером 32 \times 32 см (с гидрозатвором), углубляя их на 20 см и используя в качестве колпаков стальные ящики размером

32 \times 32 \times 15 см. Чтобы исключить нарушение снежного покрова, основания при необходимости наращивались специальными секциями. Увеличение концентрации CO₂ в камере измеряли в течение 135 мин с 45-минутными интервалами [37]. Начиная с ноября 2015 г., для измерения дыхания почв в холодный период года использовали стационарно установленные полихлорвиниловые основания диаметром 10 см, которые заблаговременно врезались в почву на глубину 4 см, а число таких оснований было увеличено до 5 штук на каждой мониторинговой площадке. Перед началом отбора газовых проб основания герметично закрывали крышкой, имеющей резиновую мембрану для отбора проб воздуха из камеры (рис. 1d). Пробы газа (20 см³) отбирали шприцем, доставляли в лабораторию в герметически закрытых вакуумных флаконах и в тот же день анализировали на газовом хроматографе (до 2005 г. использовали Хром-5, Чехия и затем Кристалл-2000, Россия). Скорость дыхания почв вычисляли по формуле [30]:

$$SR = (C_2 - C_1) Ht^{-1}, \quad (1)$$

где SR – скорость дыхания почв, мг C/(м² ч); C₂ и C₁ – конечная и начальная концентрации CO₂ внутри изолятора, мг C/м³; H – высота изолятора над поверхностью почвы, м; t – время экспозиции, ч. При расчетах допускалось, что концентрация CO₂ в камере нарастает линейно в первые 30 и 90 мин в теплый (май–октябрь) и холодный (ноябрь–апрель) периоды соответственно. Определяемый поток CO₂ из почв представляет собой общее дыхание почв, т.е. сумму микробной и корневой компонент, и отчасти благодаря этому, отличается высокой пространственной вариабельностью. В отдельные сроки измерений (чаще всего в периоды оттаивания почв), величина коэффициента пространственной вариации (CV_{sp}) могла достигать 130–150%. Среднее значение CV_{sp} на площадках наблюдений в зависимости от года исследований составляло 12–51% в теплый период года и 21–67% – в холодный. За весь период наблюдений средняя величина CV_{sp} в исследуемых почвах в теплый период года составляла 24–31%, а в холодный была на 10% выше – CV_{sp} = 36–40%.

Параллельно с отбором газовых проб определяли температуру почвы (T_s) на глубине 5 см. В течение 1998–2003 гг. T_s измеряли транзисторным электротермометром ТЭТ-2 (Россия). С ноября 2003 г. T_s определяли автоматическим термометром Checktemp 1 (Hanna Instruments, Германия) при отборе газовых проб, а также 6 раз в сутки термохронами iButton (США).

Оценка коэффициента температурной чувствительности Q_{10} . Температурный коэффициент Q_{10} оценивали по данным еженедельных измерений SR, используя линейное регрессионное уравнение между $\ln(\text{SR})$ и значениями температуры почвы на глубине 5 см (T_s) [41]:

$$\ln(\text{SR}) = k + bT_s. \quad (2)$$

Параметры этого уравнения использовали для оценки температурного коэффициента Q_{10} для величины SR, который показывает во сколько раз увеличивается скорость SR при повышении температуры почвы на 10°C :

$$Q_{10} = \exp(10b). \quad (3)$$

Используя полученную величину Q_{10} , рассчитали референсное значение SR_{10} , соответствующее скорости дыхания почвы при 10°C :

$$\text{SR}_{10} = Q_{10} \exp(k). \quad (4)$$

Значения Q_{10} и SR_{10} оценивались как для всего массива данных, так и дифференцированно: (1) для каждого из 25 лет наблюдений, (2) для совокупностей лет разного уровня влажности (нормальные, влажные, засушливые) и (3) для массивов данных, относящихся к отдельным календарным сезонам: зима (декабрь–февраль), весна (март–май), лето (июнь–август), осень (сентябрь–ноябрь). Для каждого набора данных были выполнены расчеты Q_{10} и SR_{10} для всего интервала T_s (Q_{10}^* и SR_{10}^*), а также для T_s выше 1°C (Q_{10} и SR_{10}), чтобы избежать влияния всплесков SR, в интервале температур $<1^\circ\text{C}$, вызванного процессами замораживания–оттаивания. Для оценки точности линейного уравнения (2) использовали коэффициент детерминации (R^2). На основании имеющихся рядов экспериментальных данных были рассчитаны “натурные” референсные величины SR_{10} ($\text{SR}_{10}\text{-obs}$) как среднее значение экспериментально измеренных величин SR в интервале $T_s = 9.0\text{--}11.0^\circ\text{C}$ для всех совокупностей экспериментальных данных, описанных выше.

Анализ метеорологических данных. На основе многолетних метеоданных (среднесуточная температура воздуха (T_{air} , $^\circ\text{C}$) и суточное количество осадков (P , мм)), полученных на станции комплексного фонового мониторинга (Сеть наблюдений Росгидромета), расположенной на терри-

тории ПТБЗ на исследуемой луговой площадке, были оценены следующие метеорологические индексы (МИ): (1) среднегодовая T_{air} (MAT, $^\circ\text{C}$) и годовая сумма осадков (AP, мм); (2) ST(5–8), ST(6–8), ST(6–9) и ST(5–9) – сумма среднемесячных значений T_{air} ($^\circ\text{C}$) с мая по август, июня по август, июня по сентябрь и с мая по сентябрь соответственно; (3) SP(5–8), SP(6–8), SP(6–9) и SP(5–9) – сумма месячных сумм осадков за те же периоды, что указаны для суммы температур; (4) индексы влажности (WI): WI(5–8), WI(6–8), WI(6–9) и WI(5–9), которые представляют собой $\lg(\text{SP}(5-8)/\text{ST}(5-8))$, $\lg(\text{SP}(6-8)/\text{ST}(6-8))$, $\lg(\text{SP}(6-9)/\text{ST}(6-9))$ и $\lg(\text{SP}(5-9)/\text{ST}(5-9))$ соответственно, и (5) гидротермический коэффициент Селянинова (НТС) за летний период (июнь–август, НТС(6–8)), представляющий отношение суммы осадков (мм) за период со среднесуточной температурой воздуха выше 10°C к сумме температур за этот же период, деленное на 10 [28, 31]. Полагаем, что все эти параметры должны быть наиболее чувствительными предикторами межгодовой изменчивости значений температурного коэффициента, поскольку они охватывают различные временные интервалы в пределах вегетационного периода и будут отражать различия во влагообеспеченности в разные периоды вегетации растений. Значения индексов влажности – НТС(6–8), WI(6–8) и WI(5–9) использовали также для разделения лет наблюдения на влажные, засушливые и нормальные. Если значение какого-либо из этих параметров было выше или ниже его среднего значения за период наблюдения более, чем на 1 стандартное отклонение (STD), то год относили соответственно к влажному или засушливому.

Статистическую обработку и визуализацию данных проводили в MS Excel 2016 (пакет “Анализ данных”) и в программной среде R [42]. На графиках box plot (“ящик с усами”) показаны: среднее (крестик), медиана (черта внутри “ящика”), нижний (Q_1) и верхний (Q_3) квартили (“ящик”), величины $X_1 = Q_1 - 1.5 \text{ IQR}$ (межквартильный размах = $Q_3 - Q_1$) и $X_2 = Q_3 + 1.5 \text{ IQR}$ (“усы”), а также “выбросы” (точки на графиках), не попадающие в область между X_1 и X_2 .

Перед проведением статистического анализа все независимые переменные (значения Q_{10}^* , Q_{10} , SR_{10}^* , SR_{10} и метеоиндексы) были проверены на нормальность распределений и однородность дисперсии (критерий Шапиро–Уилка). Изменчивость величин МИ, значений Q_{10}^* , Q_{10} , SR_{10}^* , SR_{10} оценивали по следующим критериям (табл. 1S, 2S): размах варьирования ($\text{VR} = \max - \min$), коэффициент осцилляции (Cos) как отношение между VR и средним значением ($\text{Cos} = \text{VR}/\text{Mean}$), а также коэффициент вариации (CV, %) как отношение стандартного отклонения (STD) к среднему значению ($\text{CV} = \text{STD}/\text{Mean} \times 100$). Для оценки

влияния типа почвы и особенностей луговой растительности на средние значения Q_{10}^* , Q_{10} , SR_{10}^* , SR_{10} использовали однофакторный дисперсионный анализ (критерий Стьюдента). Взаимосвязь между значениями Q_{10} и SR_{10} и величинами различных МІ исследовали с помощью корреляции Пирсона (F-тест). Расчеты проводили с использованием уровня значимости $\alpha = 0.05$, если не указано иное.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Анализ метеорологических индексов за 1998–2022 гг. В течение 25-летнего периода наблюдений метеорологические индексы сильно варьировали (рис. 2). Наибольшую изменчивость демонстрировали гидротермический коэффициент для летнего сезона НТС(6–8) и индексы, связанные с количеством осадков за вегетационный и летние периоды: SP(5–9), SP(6–8), ($CV = 28–35\%$ и $Cos > 1.0$), тогда как температурные индексы ST(5–9) и ST(6–8) за этот же период характеризовались наименьшей изменчивостью с $CV = 6–7\%$ и $Cos < 0.32$ (табл. 1S).

За все время проведения исследований для всех температурных индексов мы наблюдали положительные временные тренды, которые были статистически значимы ($p = 0.02$) только для МАТ (табл. 1S). В тоже время индексы, характеризующие увлажненность, демонстрировали негативные тенденции, статистическая значимость которых не подтвердилась при $p < 0.05$. Следующие 5 лет были классифицированы как влажные – 1999, 2003, 2006, 2008, 2020, тогда как нижеуказанные 9 лет были классифицированы как засушливые – 2002, 2007, 2010, 2011, 2014, 2015, 2018, 2021, 2022 гг. Остальные 11 лет по уровню влажности были отнесены к нормальным годам – 1998, 2000, 2001, 2004, 2005, 2009, 2012, 2013, 2016, 2017, 2019 гг. В целом период наблюдений (1998–2022 гг.) был незначительно теплее и суше, чем период между 1991 и 2020 гг., который в настоящее время принят за климатическую норму.

Температурная чувствительность SR за весь 25-летний период наблюдений и за совокупности лет с разным уровнем увлажнения. Температурная чувствительность SR, рассчитанная для всего диапазона T_s (Q_{10}^*), в дерново-подбуре была существенно меньше, чем в серой почве: 2.59 vs 3.47 (рис. 3а, 3б). Для интервала $T_s \geq 1^\circ\text{C}$ соответствующие значения Q_{10} были более, чем на единицу ниже, чем величины Q_{10}^* и составили 2.19 и 2.37 для дерново-подбура и серой почвы соответственно. Референсные значения SR_{10}^* и SR_{10} для дерново-подбура, которые были оценены по формуле (4), были близки между собой и составляли 1.86 и 1.97 г С/(м² сут) соответственно. Для луго-

вой экосистемы на суглинистой серой почве референсное значение SR_{10} для интервала температур $T_s \geq 1^\circ\text{C}$ было существенно выше, чем SR_{10}^* , оцененное для полного интервала T_s : 2.11 vs 1.51 г С/(м² сут).

В некоторых работах также имеются указания на то, что значения Q_{10} , основанные на полевых измерениях SR, зависят от периода наблюдений, который может охватывать весь год или ограничиваться вегетационным периодом [53]. Диапазон температур почвы для оценки значений Q_{10} может заметно различаться, особенно в бореальных регионах, где для почв характерны периоды промерзания. Так, в исследованных нами почвах T_s на глубине 5 см за период наблюдения могла опускаться до $-5.0...-6.4^\circ\text{C}$, что свидетельствует о регулярном воздействии на почвы процессов промерзания–оттаивания. Резкий всплеск скорости SR при оттаивании почвы хорошо задокументирован [28, 32, 34], а значения Q_{10} в этот период могут достигать очень высоких значений (10.5–36.6) [33, 57]. Расчеты показали, что температурная чувствительность SR исследованных почв в положительном диапазоне T_s была в 1.2–1.5 раз ниже соответствующих значений Q_{10}^* во всем диапазоне T_s . Выполненные оценки Q_{10} при $T_s \geq 1^\circ\text{C}$ позволили не только уменьшить их межгодовую изменчивость (рис. 3), но и в дальнейшем выявить метеорологические индексы, контролирующие величину Q_{10} .

Существенное превышение значений Q_{10}^* и Q_{10} в серой суглинистой почве, по сравнению с дерново-подбуром супесчаного гранулометрического состава, находится в полном соответствии с гипотезой CQT (carbon quality–temperature), предложенной в работе [12]. Эта гипотеза предполагает, что величина Q_{10} должна увеличиваться с ростом энергии активации, необходимой для реакции разложения органического вещества почвы (SOC) [12, 13]. Следовательно, скорость деградации биохимически устойчивых органических соединений, требующих более высокой энергии активации для разложения, будет более чувствительна к увеличению температуры по сравнению с лабильным органическим веществом более низкого качества [12]. Суглинистые почвы обычно содержат больше стабильного (или связанного с минералами) органического углерода, чем песчаные почвы, которые, как правило, обогащены лабильными компонентами SOC [47]. Простым и надежным индикатором качества SOC является также отношение C/N [36, 50]. Более высокое отношение C/N в дерново-подбуре, по сравнению с серой почвой (16.0 vs 10.3, табл. 1), свидетельствует о большей подверженности SOC дерново-подбуров разложению и объясняет более низкую температурную чувствительность SR в этих поч-

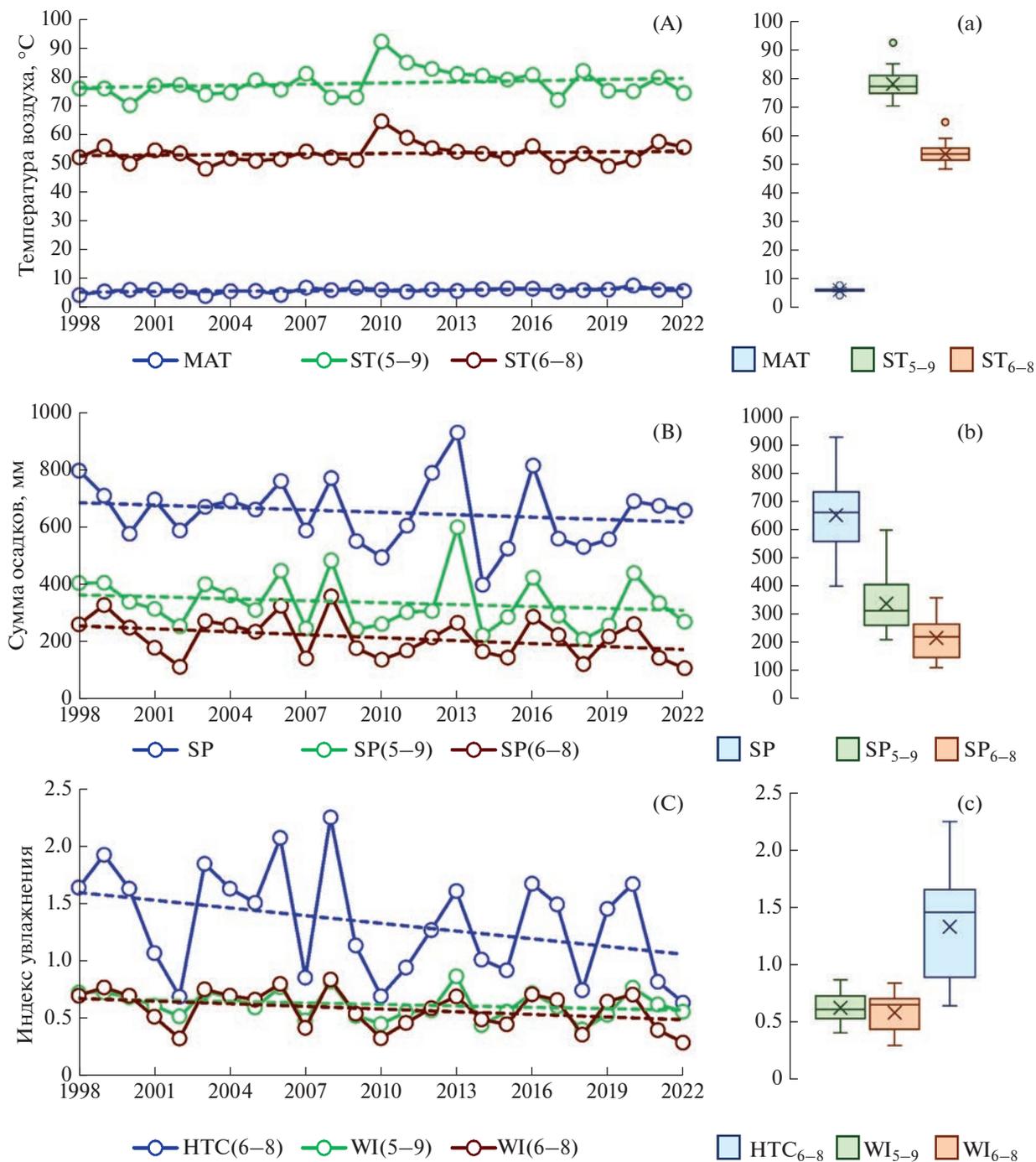


Рис. 2. Динамика метеорологических индексов за период наблюдения (А, В, С) и их статистические характеристики (а, б, в, с): среднее (крестик), медиана (черта), нижний ($Q1$) и верхний ($Q3$) квантили (прямоугольники), $X1 = Q1 - 1.5 IQR$ (межквартильный размах, $IQR = Q3 - Q1$) и $X2 = Q3 + 1.5 IQR$ (“усы”); а также выбросы, не попадающие в область между $X1$ и $X2$ (точки над “усами”). Метеорологические индексы: MAT – среднегодовая температура воздуха (°C); ST(6–8), ST(5–9) – сумма среднемесячных температур воздуха за летний (июнь–август) и вегетационный (май–сентябрь) периоды (°C) соответственно; SP – годовая сумма осадков (мм); SP(6–8), SP(5–9) – сумма месячных осадков за летний и вегетационный периоды соответственно; WI(6–8), WI(5–9) – индексы влажности за летний и вегетационный периоды соответственно; HTC(6–8) – гидротермический коэффициент за летний период (июнь–август). Пунктирные линии соответствуют линейным трендам, статистические характеристики которых приведены в табл. 1S.

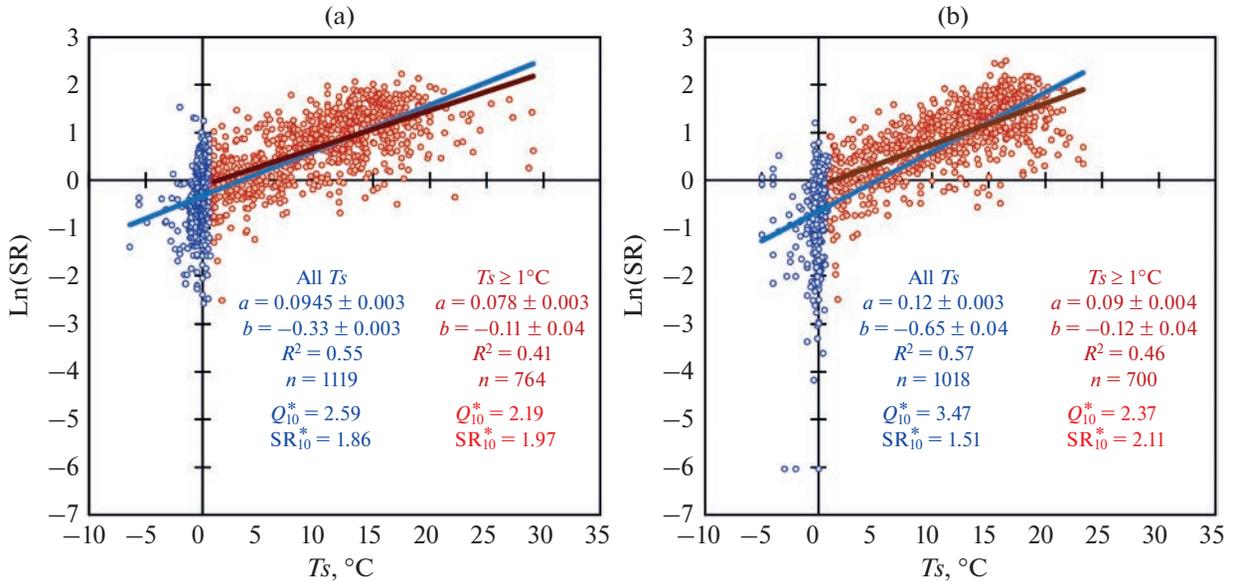


Рис. 3. Зависимость между Ln(SR) и температурой почвы T_s на глубине 5 см для дерново-подбур (а) и серой почвы (б) для всего ряда T_s (синяя линия) и для $T_s \geq 1^\circ\text{C}$ (красная линия). SR – скорость дыхания почвы, г С/(м² сут); T_s – температура почвы на глубине 5 см, °C; R^2 – коэффициент детерминации; n – количество наблюдений; Q_{10}^* и Q_{10} – температурная чувствительность дыхания почвы при полном диапазоне T_s (синий цвет) и при $T_s \geq 1^\circ\text{C}$ (красный цвет), соответственно. SR_{10}^* и SR_{10} – референсные значения SR при $T_s = 10^\circ\text{C}$. а и б (\pm стандартная ошибка) – коэффициенты уравнения $\text{Ln}(\text{SR}) = aT_s + b$. Все коэффициенты значимы при $p \ll 0.0001$.

вах. В целом значения Q_{10} (2.19 и 2.37), полученные в настоящей работе на основании всего массива данных при $T_s \geq 1^\circ\text{C}$, близки к средним величинам $Q_{10} = 1.81\text{--}2.60$, полученным для луговых экосистем Китая [17, 36].

Выполненные в рамках настоящего исследования дифференцированные расчеты величин Q_{10}^* и Q_{10} для совокупностей лет с разным уровнем увлажнения (нормальные, влажные, сухие) и для обоих интервалов температур – полного и $T_s \geq 1^\circ\text{C}$ показали, что в нормальные и более влажные годы как значения Q_{10}^* , так и Q_{10} для SR в ис-

следованных луговых экосистемах были близки между собой и не отличались более, чем на 0.15 единиц (табл. 2). В засушливые годы величины Q_{10}^* и Q_{10} были в 1.2–1.4 раза ниже, по сравнению с годами с нормальным уровнем увлажнения, и составляли 1.56–1.87. В годы с нормальным и повышенным уровнем влажности T_s на глубине 5 см отвечала за 48–63% изменчивости SR, тогда как в засушливые годы только 34–56% дисперсии SR объяснялось колебаниями T_s на глубине 5 см. В разные по увлажнению годы температурная чувствительность SR лугового ценоза,

Таблица 2. Температурная чувствительность SR луговых ценозов в разные по увлажнению годы

| Уровень увлажнения | Q_{10}^* | SR_{10}^* | R^2 | n | Q_{10} | SR_{10} | R^2 | n |
|--------------------|------------|-------------|-------|-----|----------|-----------|-------|-----|
| Дерново-подбур | | | | | | | | |
| Нормальный | 2.84 | 2.03 | 0.56 | 483 | 2.53 | 2.09 | 0.48 | 339 |
| Влажный | 2.94 | 2.19 | 0.63 | 220 | 2.72 | 2.26 | 0.54 | 152 |
| Сухой | 2.22 | 1.56 | 0.54 | 415 | 1.80 | 1.70 | 0.34 | 273 |
| Серая почва | | | | | | | | |
| Нормальный | 3.69 | 1.98 | 0.59 | 440 | 2.57 | 2.27 | 0.52 | 294 |
| Влажный | 3.74 | 1.99 | 0.58 | 207 | 2.49 | 2.28 | 0.50 | 363 |
| Сухой | 3.13 | 1.59 | 0.56 | 363 | 2.20 | 1.87 | 0.50 | 266 |

Примечание. Все коэффициенты значимы при $p \ll 0.0001$; R^2 – коэффициент детерминации, n – число измерений.

сформированного на серой почве, была выше по сравнению с луговым ценозом на дерново-подбуре.

Расчетные значения SR_{10}^* в обеих луговых экосистемах в годы с нормальным и повышенным уровнем увлажнения были близки между собой и варьировали от 1.98 до 2.19 г C/(м² сут). Величины SR_{10} были выше соответствующих значений SR_{10}^* и в годы с повышенным и нормальным уровнем увлажнения колебались от 2.49 до 2.72 г C/(м² сут). В засушливые годы значения SR_{10}^* и SR_{10} для обеих исследованных луговых экосистем были значительно ниже и изменялись от 1.56 до 1.87 г C/(м² сут).

Таким образом, результаты показали заметное снижение значений всех расчетных коэффициентов (Q_{10}^* , Q_{10} , SR_{10}^* и SR_{10}) в обеих почвах в засушливые годы по сравнению с нормальными по уровню увлажнения годами. Считается, что снижение влажности почвы может блокировать влияние температуры на величину SR, делая его нечувствительным к изменениям температуры [54, 55]. Температурная чувствительность SR зависит от наличия влаги, поскольку она влияет на коэффициент диффузии растворимых органических субстратов, который будет низким при недостатке влаги [60]. Низкая диффузионная способность растворимых субстратов при дефиците влаги и недостаток кислорода при высоком содержании воды снижают дыхание почвенной микробиоты, уменьшая ее температурную чувствительность [14].

Следовательно, в исследованных луговых почвах температурная чувствительность SR была обусловлена смешанным влиянием внутренних факторов, таких как содержание и состав SOC, гранулометрический состав почвы, а также уровень увлажнения почв (внешний фактор). Величины SR_{10} практически не зависели от внутренних особенностей изучаемых почв, но реагировали на дефицит влаги в почве. Из-за сопряженного влияния биотических и абиотических факторов значения Q_{10} , определенные на основе измерений SR *in situ*, известны как “кажущиеся” (apparent) величины Q_{10} [13]. Поэтому использование “кажущихся” значений Q_{10} может привести к переоценке или недооценке влияния температуры на глобальную величину SR и исказить прогноз будущих эмиссионных потерь CO₂ из почвы при глобальном потеплении.

Температурная чувствительность SR в разные календарные сезоны года. Расчеты величин Q_{10}^* и Q_{10} , выполненные дифференцированно для массивов данных, объединяющих отдельные календарные сезоны, показали полное отсутствие связи между Ln(SR) и T_s для летнего и зимнего периодов ($T_s \geq 1^\circ\text{C}$) и очень слабую взаимосвязь между этими параметрами в зимний период для полного ряда T_s (табл. 3). Значения Q_{10}^* для SR в весенний

сезон (март–май) в обеих исследованных луговых экосистемах были выше по сравнению с осенним периодом (сентябрь–ноябрь): 3.03–5.18 vs 2.55–3.22. Величины Q_{10} в весенний и осенний периоды для SR лугового ценоза на серой почве подчинялись обратной закономерности, а величины Q_{10} для луга на дерново-подбуре были практически равны. В весенне-осенний период колебания T_s на глубине 5 см объясняли 38–53% изменчивости SR во всем интервале температур и 29–45% при $T_s \geq 1^\circ\text{C}$.

Расчетные значения SR_{10}^* и SR_{10} в обеих луговых экосистемах для весеннего сезона были немного выше, чем в осенний период: 2.18–2.40 г C/(м² сут) vs 1.90–2.08 г C/(м² сут).

В литературе имеются данные, свидетельствующие о том, что температурная чувствительность SR не постоянна в течение года и меняется в зависимости от сезона [11, 40, 57]. Считается, что значения Q_{10} максимальны в холодный период и снижаются с повышением температуры [10, 22, 60]. Проведенные нами исследования не могли в полной мере подтвердить представления о максимальных значениях температурной чувствительности зимой и минимальной – летом, поскольку зависимости между Ln(SR) и T_s в эти периоды были чрезвычайно слабыми или отсутствовали вовсе. Тем не менее в нашем случае, значения Q_{10}^* в весенний сезон, часто включающие значения SR из замерзших почв в ранне-весенний период, были выше, чем осенние значения Q_{10}^* , когда промерзания почв не наблюдается. Таким образом, выявленные нами различия в величинах Q_{10}^* между весенним и осенним периодами в почвах обеих луговых экосистем находятся в соответствии с гипотезой сезонной пластичности [15], которая предполагает, что микробная активность и структура ферментов должны адаптироваться эволюционно или физиологически акклиматизироваться в ответ на сезонные изменения температуры. Часто эти процессы характеризуются более высокой температурной чувствительностью в более холодные периоды и ее снижением при повышении температуры. Однако характер сезонной динамики значений Q_{10} может различаться из-за большой пространственной неоднородности климатических и гидротермических условий, а также качества и доступности субстратов (SOC) разложению [38, 57]. Сильное влияние климатической зоны на сезонную динамику температурной чувствительности SR было выявлено в инкубационном эксперименте с почвами, расположенными вдоль широтного градиента на востоке Китая [58]. В сходных по составу естественных смешанных лесах температурная чувствительность SR в осенний и весенний периоды увеличилась в направлении с севера на юг, в то время как летом значения Q_{10} вдоль широтного градиен-

Таблица 3. Температурная чувствительность SR луговых ценозов в разные календарные сезоны года

| Сезон | Q_{10}^* | SR_{10}^* | R^2 | n | p | Q_{10} | SR_{10} | R^2 | n | p |
|----------------|------------|-------------|-------|-----|--------------|----------|-----------|-------|-----|--------------|
| Дерново-подбур | | | | | | | | | | |
| Зима | 2.84 | 1.77 | 0.04 | 252 | 0.001 | 0.65 | 0.53 | 0.008 | 43 | 0.57 |
| Весна | 3.03 | 2.25 | 0.48 | 290 | $\ll 0.0001$ | 2.39 | 2.24 | 0.32 | 167 | $\ll 0.0001$ |
| Лето | — | — | — | — | — | 1.08 | 3.12 | 0.00 | 290 | 0.43 |
| Осень | 2.55 | 1.92 | 0.38 | 288 | $\ll 0.001$ | 2.33 | 1.90 | 0.29 | 264 | $\ll 0.0001$ |
| Серая почва | | | | | | | | | | |
| Зима | 10.36 | 5.07 | 0.01 | 205 | 0.001 | 0.62 | 0.61 | 0.007 | 22 | 0.71 |
| Весна | 5.18 | 2.18 | 0.47 | 265 | $\ll 0.0001$ | 2.31 | 2.40 | 0.33 | 159 | $\ll 0.0001$ |
| Лето | — | — | — | — | — | 1.34 | 3.06 | 0.02 | 266 | 0.02 |
| Осень | 3.22 | 2.08 | 0.53 | 276 | $\ll 0.0001$ | 2.87 | 2.08 | 0.45 | 159 | $\ll 0.0001$ |

Примечание. R^2 – коэффициент детерминации, n – число измерений, p – уровень значимости.

та были одинаковыми. Авторы предполагают, что летние значения Q_{10} были тесно связаны с преобладанием в микробных сообществах г-стратегов, характеризующихся высокими скоростями роста при достаточном количестве доступных (лабильных) органических субстратов. Весенние значения Q_{10} не зависели от состава и функций микробного сообщества, увеличиваясь с уменьшением доступности углерода с севера на юг. В то же время осенние значения Q_{10} определялись микробными сообществами, с преобладанием К-стратегов, что авторы объясняют наличием прайминг-эффекта, инициированного наличием свежего растительного опада [58]. Следовательно, состав микробного сообщества и продукция экзоферментов сильно зависят от сезонных изменений доступности субстрата и наличия питательных веществ, что может быть одной из причин сезонной динамики значений Q_{10} [40, 51, 52].

Межгодовая изменчивость температурной чувствительности и референсных значений SR в луговых экосистемах. В течение 25-летнего периода наблюдений в луговом ценозе на дерново-подбуре значения Q_{10}^* изменялись от 1.40 до 5.42 и варьировали от 2.27 до 5.71 на лугу, сформированном на серой почве (рис. 4а).

Межгодовая изменчивость значений Q_{10}^* (CV) в этих почвах составила 36 и 29% соответственно (табл. 2S). Коэффициент осцилляции Q_{10}^* для SR лугового ценоза на дерново-подбуре достигал 1.43, а для луга на серой лесной почве был в 1.5 раз ниже ($\text{Cos} = 0.97$). Средняя величина Q_{10}^* для SR лугового ценоза на серой почве была достоверно выше, чем на дерново-подбуре ($p = 0.05$): 2.41 vs 3.44 (рис. 3а), а медианное значение Q_{10}^* для дыхания серой почвы было в 1.4 раза выше, чем соответствующий показатель для дерново-подбура (рис. 4а).

Для дерново-подбура значения Q_{10} (интервал $T_s \geq 1^\circ\text{C}$) изменялись практически в тех же пределах, что и значения Q_{10}^* – от 1.38 до 5.24, в то время как в серой почве диапазон межгодовой вариативности значений Q_{10} был существенно уже, чем Q_{10}^* – от 1.63 до 3.62 (рис. 4б). Коэффициенты межгодовой вариативности и коэффициенты осцилляции для значений Q_{10} в дерново-подбуре были выше, а для серой почвы – чуть ниже соответствующих параметров, характеризующих варьирование Q_{10}^* (табл. 2S). Средние значения Q_{10} в исследованных почвах были практически одинаковыми (2.41 и 2.46), в то время как медианное значение Q_{10} в дерново-подбуре было на 0.2 единицы меньше по сравнению с серой почвой: 2.12 vs 2.33.

Значения SR_{10}^* в дерново-подбуре в течение 25-летнего периода наблюдений колебались от 1.30 до 3.19 г C/(м² сут) и изменялись в более широком интервале от 0.83 до 3.74 г C/(м² сут) – в серой почве (рис. 5а).

Коэффициенты межгодовой вариативности и коэффициенты осцилляции значений SR_{10}^* были существенно выше в серой почве, чем в дерново-подбуре: 23 vs 35% (CV) и 0.98 vs 1.47 (Cos) (табл. 3S). Достоверной разницы между средними значениями SR_{10}^* в обеих исследованных луговых экосистемах не было выявлено, в то время как медианное значение SR_{10}^* для луга на серой почве было на 0.26 г C/(м² сут) выше, чем для луга на дерново-подбуре.

Значения SR_{10} (в интервале $T_s \geq 1^\circ\text{C}$) для исследованных почв изменялись в пределах, близких к соответствующим значениям SR_{10}^* : от 1.52 до 3.46 г C/(м² сут) в дерново-подбуре и от 0.91 до 4.02 г C/(м² сут) в серой лесной почве (рис. 5б). Коэффициенты межгодовой вариативности и

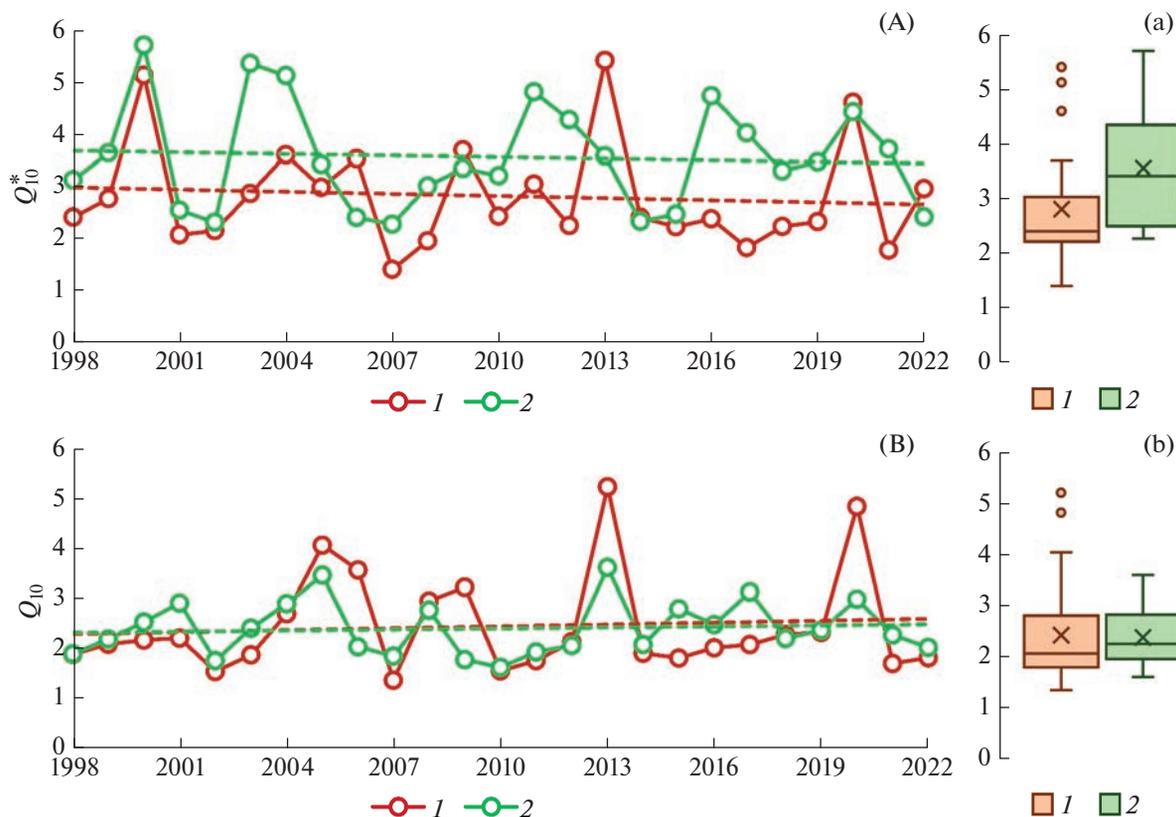


Рис. 4. Динамика значений Q_{10}^* и Q_{10} в двух луговых экосистемах за 25-летний период наблюдений (А, В) и их статистические характеристики (а, б): 1 – дерново-подбур, 2 – серая почва. Обозначения см. рис. 2. Пунктирные линии соответствуют линейным трендам, статистические характеристики которых приведены в табл. 2S.

коэффициенты осцилляции значений SR_{10} также были близкими по величине к соответствующим показателям для SR_{10}^* (табл. 3S), т.е. референсные значения SR_{10} в суглинистой серой почве демонстрировали более высокую изменчивость по сравнению с дерново-подбуром супесчаного гранулометрического состава. Достоверной разницы между средними значениями SR_{10} в обеих исследованных почвах не было выявлено, в то время как медианные значения SR_{10} в дерново-подбуре были на 0.37 г C/(м² сут) ниже медианы SR_{10} в серой почве.

Значения SR_{10-obs} изменялись в сходных пределах: от 1.14 до 4.56 г C/(м² сут) – в дерново-подбуре и от 0.91 до 4.03 г C/(м² сут) – в серой почве (рис. 5b). Коэффициенты межгодовой вариабельности и коэффициенты осцилляции для SR_{10-obs} в обеих почвах были практически равными: 33–35% (CV) и 1.31–1.41 (Cos) (табл. 3S). Медианные и средние значения SR_{10-obs} в дерново-подбуре и серой почве также были близки между собой (2.35–2.43 г C/(м² сут)) и не отличались значимо между почвами изучаемых луговых ценозов (рис. 5с).

Тесная связь ($R^2 = 0.49–0.79$; $p < 0.001$) наблюдалась между значениями SR_{10-obs} , SR_{10} и SR_{10}^* на протяжении всего периода наблюдений в обеих луговых экосистемах.

За 25 лет наблюдений рассчитанные и экспериментально полученные значения SR демонстрировали значимые ($p < 0.05$) и противоположно направленные тренды: положительные для суглинистой серой почвы и отрицательные для дерново-подбур супесчаного гранулометрического состава. Обнаруженные тенденции были наиболее выражены для SR_{10} , объясняя более 40% вариабельности этого параметра в обеих почвах. Таким образом, наблюдаемое в регионе исследований потепление и усиление засушливости вызвало противоположные тенденции изменения SR в контрастных по текстуре почвах.

До настоящего времени межгодовая динамика температурной чувствительности SR широко не исследовалась, и основное внимание уделялось анализу пространственной изменчивости температурной чувствительности почвенного дыхания и контролирующих его факторов. Поэтому во многих моделях углеродного цикла экосистем

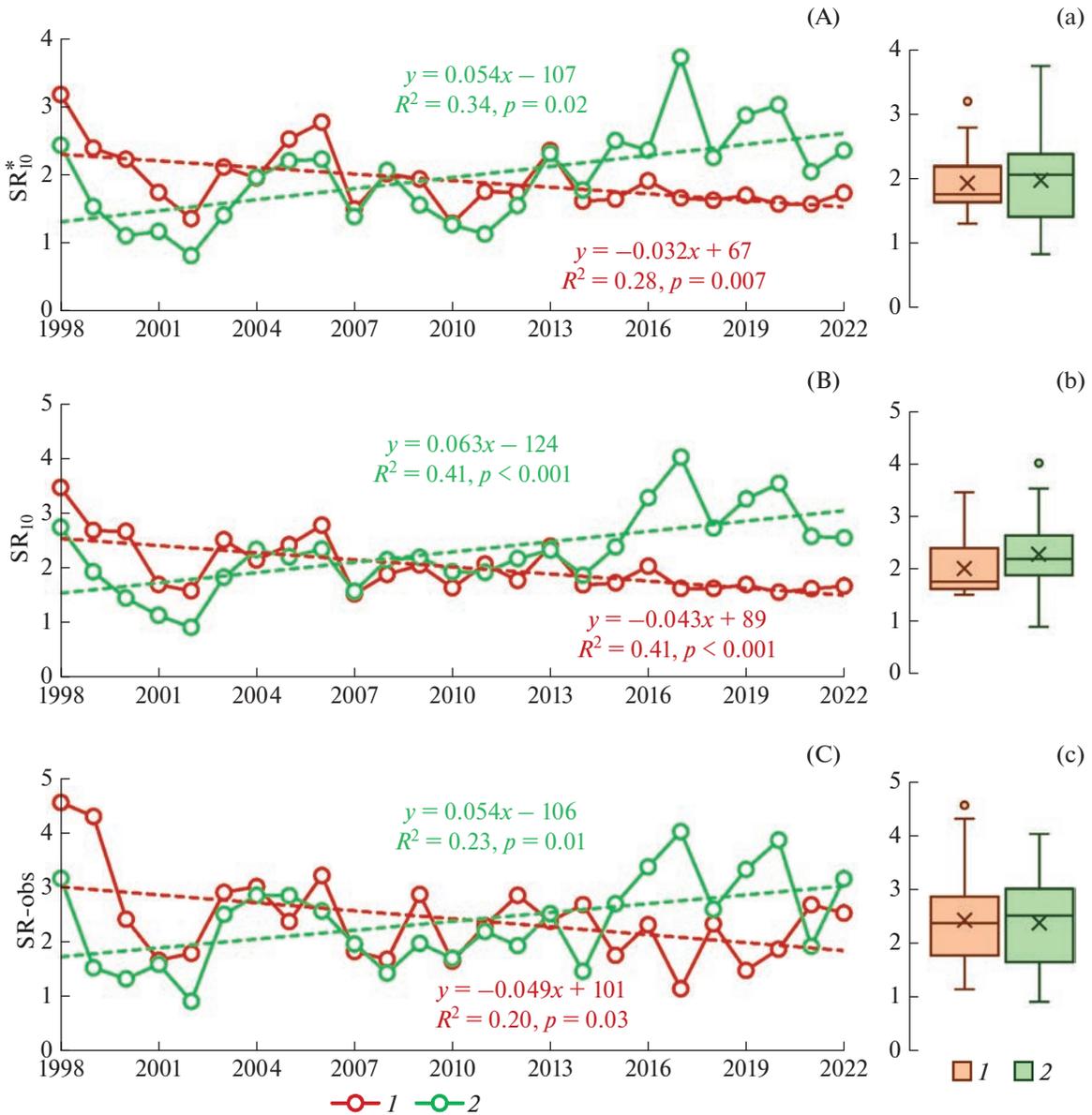


Рис. 5. Динамика значений SR_{10}^* , SR_{10} и SR_{-obs} (г C/(м² сут)) в двух луговых ценозах за 25-летний период наблюдений (А, В, С) и их статистические характеристики (а, б, в): 1 – дерново-подбур, 2 – серая почва. Обозначения см. рис. 2. Пунктирные линии соответствуют линейным трендам, статистические характеристики которых приведены в табл. 2S.

обычно предполагается, что температурная чувствительность SR постоянна из года в год [22, 59]. Тем не менее исследования, проведенные на тибетских альпийских пастбищах в течение 4 лет (2009–2012 гг.), показали, что температурная чувствительность SR в период вегетации растений колебалась от 2.89 до 5.59 [54]. Согласно результатам 25-летних наблюдений, представленных в данном исследовании, годовая температурная чувствительность SR продемонстрировала высокую временную изменчивость с наименьшими значениями Q_{10} для SR в обоих исследованных

почвах в засушливые годы (2002, 2007, 2010, 2022), характеризующиеся низкими индексами увлажнения. Таким образом, полученные данные подтверждают утверждение о том, что влагообеспеченность является ключевым абиотическим фактором, влияющим на температурную чувствительность дыхания почвы. В целом рост температуры ускоряет микробное дыхание за счет увеличения как активности внеклеточных ферментов, разрушающих сложные полимерные компоненты SOC, так и скорости захвата микробами растворимых субстратов [51, 52]. Ограничение влажности может

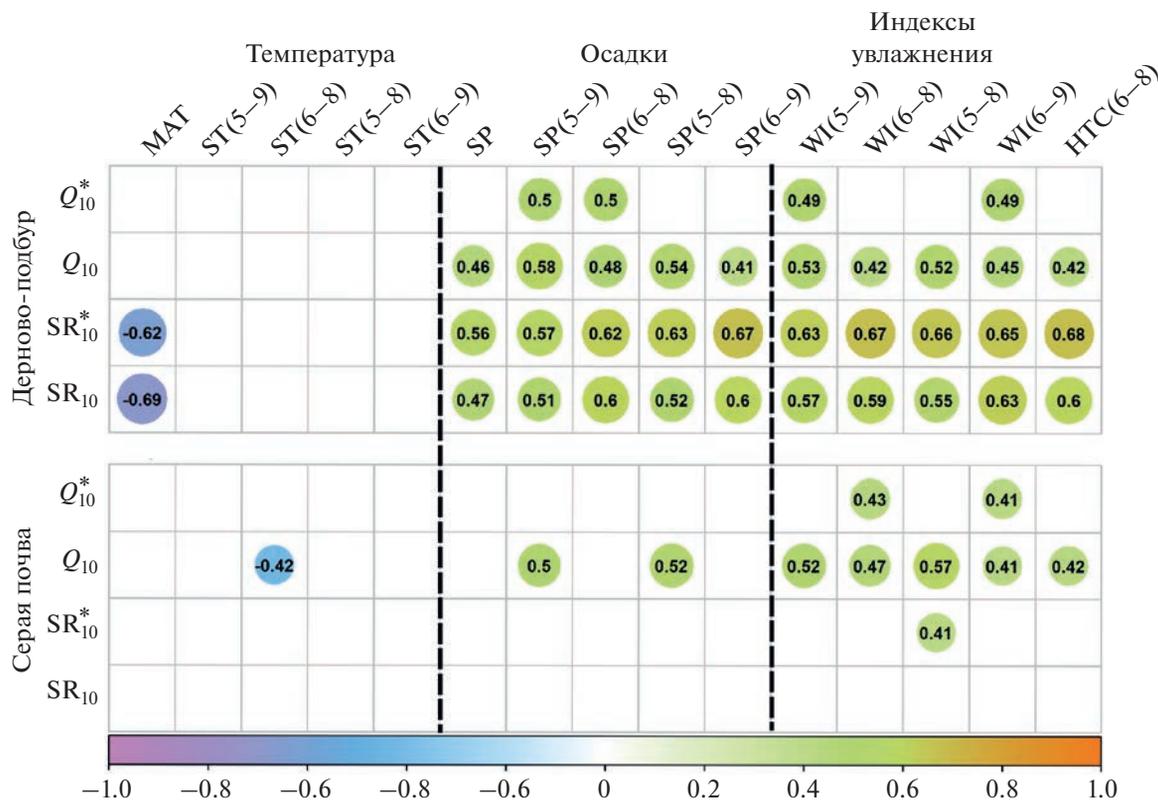


Рис. 6. Корреляции между значениями Q_{10}^* , Q_{10} , SR_{10}^* и SR_{10} и метеорологическими индексами. Показаны только значимые корреляции ($p < 0.05$). Q_{10}^* и Q_{10} – температурные коэффициенты дыхания почвы в полном диапазоне температуры почвы T_s и при $T_s \geq 1^\circ\text{C}$, соответственно SR_{10}^* и SR_{10} – скорость дыхания почвы при 10°C ($\text{г C}/(\text{м}^2 \text{сут})$), рассчитанная с использованием Q_{10}^* и Q_{10} . Метеорологические индексы расшифрованы в разделе Объекты и методы.

подавлять микробную активность независимо от температуры, что повлечет за собой снижение температурной чувствительности SR [13]. Следовательно, имеет место смешанное влияние основных абиотических и биотических факторов на температурную чувствительность SR, оцениваемую в полевых исследованиях, о чем уже говорилось чуть выше.

Связь между значениями Q_{10} и SR_{10} и метеорологическими индексами за 25-летний период наблюдений. Для дерново-подбур супесчаной текстуры наблюдались значимые ($p < 0.05$) положительные корреляционные связи между величинами Q_{10} , SR_{10}^* и SR_{10} и всеми метеорологическими индексами, которые характеризуют режим увлажнения, а именно с суммами осадков и индексами влажности за разные периоды вегетационного сезона (рис. 6).

Наиболее тесные связи, объясняющие $>25\%$ дисперсии величины Q_{10} , были выявлены с SP(5-9) и SP(5-8), WI(5-9) и WI(5-8). Величина Q_{10}^* демонстрировала положительные связи только с SP(5-9) и SP(6-8), WI(5-9) и WI(6-8), но они

были слабее и объясняли $<25\%$ дисперсии. По сравнению с Q_{10} , величины SR_{10}^* и SR_{10} проявляли более тесные связи с MI, и отвечали, как правило, более чем за 25% их дисперсии. Корреляция между Q_{10}^* и Q_{10} и температурными индексами отсутствовала. Вместе с тем связь между SR_{10}^* , SR_{10} и MAT была отрицательной и достаточно тесной ($r = -0.62-0.69$).

Для серой суглинистой почвы значимые ($p < 0.05$) корреляционные связи между величинами Q_{10}^* и Q_{10} наблюдались с более усеченным набором метеорологических индексов по сравнению с дерново-подбуром супесчаной текстуры (рис. 6). Величина Q_{10} положительно коррелировала со всеми индексами влажности, а также с SP(5-9) и SP(5-8). Величина Q_{10}^* проявляла положительные связи только с WI(6-8) и WI(6-9). Референсные значения SR_{10}^* и SR_{10} достоверных корреляционных связей с MI не показывали за исключением слабой положительной корреляции между SR_{10}^* и WI(5-8).

Выявление факторов, контролирующих температурную чувствительность SR в луговых экосистемах, обычно основывается на метаанализе полевых или инкубационных исследований, проводимых вдоль климатического градиента [17, 36]. В целом отмечается отрицательная связь значений Q_{10} с температурой и положительная связь с уровнем влажности почвы. Однако до сих пор исследования по выявлению факторов, определяющих межгодовую изменчивость Q_{10} на локальном (экосистемном) уровне, практически отсутствуют. Такие исследования крайне необходимы для определения направления и величины обратной связи углеродного цикла отдельных экосистем с изменением климата. На основе проведенных непрерывных 25-летних измерений SR в двух луговых экосистемах показано, что основным фактором, контролирующим температурную чувствительность SR в дерново-подбуре супесчаной текстуры как в полном интервале T_s , так и при $T_s \geq 1^\circ\text{C}$, является влагообеспеченность почв в течение вегетационного периода. Между значениями Q_{10}^* и Q_{10} и индексами влажности в различные по длительности отрезки вегетационного периода выявлены значимые корреляционные связи. В луговом ценозе на суглинистой серой почве значимые корреляционные связи наблюдались только между величиной Q_{10} при $T_s \geq 1^\circ\text{C}$ и индексами влажности, но они были слабее, чем в супесчаной почве. Таким образом показано, что комплекс метеорологических показателей, контролирующих межгодовую изменчивость температурной чувствительности луговых почв в условиях умеренно континентального климата зависит от гранулометрического состава почв, который определяет их влагообеспеченность. В дерново-подбурх референсные значения скорости SR при 10°C (как SR_{10}^* , так и SR_{10}) продемонстрировали сходные с Q_{10} зависимости, указывающие на близость контролирующих факторов и механизмов их межгодовой изменчивости. Ранее, в лесных ценозах на тех же типах почв нами были выявлены очень близкие закономерности, объясняющие временную динамику всех изучаемых параметров (Q_{10}^* , Q_{10} , SR_{10}^* , SR_{10}) условиями увлажнения и демонстрирующие тесные связи с индексами увлажнения [29].

Таким образом, проведенные исследования подтвердили гипотезу, что влагообеспеченность почв в течение вегетационного периода, определяемая метеоусловиями конкретного года исследований, была ключевым фактором межгодовой изменчивости значений Q_{10} в луговых экосистемах умеренного пояса, а текстура почвы влияла на тесноту связи между температурной чувствительностью SR и метеорологическими индексами. Учитывая явную тенденцию усиления засуш-

ливости климата в изучаемом регионе [5, 31] и во многих регионах мира [23], можно прогнозировать снижение температурной чувствительности дыхания почвы и предположить увеличение стока углерода в луговые экосистемы умеренно-континентального климата. В будущем моделирование скорости SR с использованием различных значений Q_{10} перспективно для повышения точности оценок годового потока SR, а также для уточнения региональных оценок баланса углерода. Чтобы лучше понять временную динамику температурной чувствительности SR, также необходим ежемесячный или сезонный мониторинг доступности субстрата и питательных веществ в почвах, наряду с экспериментальными оценками состава и стратегии микробных сообществ в разных почвах.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведено обобщение 25-летних круглогодичных измерений дыхания почвы в двух луговых экосистемах в условиях умеренно-континентального климата и впервые оценена межгодовая изменчивость значений Q_{10} и проанализирована влияние различных факторов, определяющих сезонную и межгодовую вариабельность значений Q_{10} . Результаты показали, что наряду с оценками Q_{10} для всего диапазона температур, целесообразно оценивать температурную чувствительность SR в интервале $T_s \geq 1^\circ\text{C}$ чтобы избежать влияния всплесков SR, характерных для процессов промерзания-оттаивания почв. Выполненный анализ полученных данных показал, что основным фактором, контролирующим температурную чувствительность SR исследуемых почв при $T_s \geq 1^\circ\text{C}$, является влагообеспеченность в течение вегетационного периода. Об этом свидетельствуют значимые положительные корреляции между значениями Q_{10} , количеством осадков и индексами влажности/гидротермическими показателями в различные периоды вегетационного периода. В дерново-подбуре супесчаной текстуры влияние фактора увлажнения выражено более рельефно, чем в суглинистой серой почве, обладающей большей влагоудерживающей способностью. Кроме того, обнаружили отрицательную связь величин Q_{10}^* и Q_{10} со среднегодовой температурой воздуха. При существующей тенденции усиления засушливости климата можно прогнозировать снижение температурной чувствительности дыхания почв и увеличение стока углерода в луговых экосистемах умеренно-континентального климата. Для повышения точности оценок годовых потоков CO_2 и моделирования баланса углерода в экосистемах целесообразно использовать дифференцированный подход с различными значениями Q_{10} в различные по увлажнению годы.

БЛАГОДАРНОСТЬ

Авторы благодарны рецензентам за их труд по анализу рукописи.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа была выполнена при финансовой поддержке РНФ (проект 22-24-00691).

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Конфликт интересов отсутствует.

ДОПОЛНИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Онлайн версия содержит дополнительные материалы, доступные по адресу <https://doi.org/10.31857/S0032180X23600476>.

Таблица S1. Статистические характеристики метеорологических показателей за весь период наблюдений 1998–2022 гг. ($n = 25$).

Таблица S2. Статистические характеристики Q_{10} and SR_{10} за весь период наблюдений 1998–2022 гг. ($n = 25$).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алифанов В.М. Палеокриогенез и современное почвообразование. Пушино, 1995. 318 с.
2. Классификация и диагностика почв России. Смоленск: Ойкумена, 2004. 342 с.
3. Классификация и диагностика почв СССР. М.: Колос, 1977. 225 с.
4. Кобак К.И. Биотические компоненты углеродного цикла. Л.: Гидрометеиздат, 1988. 247 с.
5. Курганова И.Н., Лопес де Гереню В.О., Аблеева В.А., Быховец С.С. Климат южного Подмоскovie: современные тренды и оценка аномальности // Фундаментальная и прикладная климатология. 2017. № 4. С. 66–82. <https://doi.org/10.21513/2410-8758-2017-4-66-82>
6. Курганова И.Н., Лопес де Гереню В.О., Жиенгалиев А.Т., Кудеяров В.Н. Углеродный бюджет степных экосистем России // Докл. Академии наук. 2019. № 6. С. 732–735. <https://doi.org/10.31857/s0869-56524856732-735>
7. Смагин А.В. Газовая функция почв // Почвоведение. 2000. № 10. С. 1211–1223.
8. Bond-Lamberty B., Thomson A. Temperature-associated increases in the global soil respiration record // Nature. 2010. V. 7288. P. 579–582. <https://doi.org/10.1038/nature08930>
9. Bond-Lamberty B., Thomson A. A global database of soil respiration data // Biogeosciences. 2010. V. 6. P. 1915–1926. <https://doi.org/10.5194/bg-7-1915-2010>
10. Bradford M.A., Davies C.A., Frey S.D., Maddox T.R., Melillo J.M., Mohan J.E., Reynolds J.F., Treseder K.K., Wallenstein M.D. Thermal adaptation of soil microbial respiration to elevated temperature // Ecology Lett. 2008. V. 12. P. 1316–1327. <https://doi.org/10.1111/j.1461-0248.2008.01251.x>
11. Chen B., Liu S., Ge J., Chu J. Annual and seasonal variations of Q_{10} soil respiration in the sub-alpine forests of the Eastern Qinghai-Tibet Plateau, China // Soil Biol. Biochem. 2010. V. 10. P. 1735–1742. <https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2010.06.010>
12. Craine J.M., Fierer N., McLauchlan K.K. Widespread coupling between the rate and temperature sensitivity of organic matter decay // Nature Geoscience. 2010. V. 12. P. 854–857. <https://doi.org/10.1038/ngeo1009>
13. Davidson E.A., Janssens I.A. Temperature sensitivity of soil carbon decomposition and feedbacks to climate change // Nature. 2006. V. 7081. P. 165–173. <https://doi.org/10.1038/nature04514>
14. Davidson E.A., Janssens I.A., Luo Y. On the variability of respiration in terrestrial ecosystems: moving beyond Q_{10} // Global Change Biology. 2006. V. 2. P. 154–164. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2005.01065.x>
15. Drake J.E., Giasson M.-A., Spiller K.J., Finzi A.C. Seasonal plasticity in the temperature sensitivity of microbial activity in three temperate forest soils // Ecosphere. 2013. V. 6. P. 77. <https://doi.org/10.1890/ES13-00020.1>
16. FAO World reference base for soil resources 2014: international soil classification system for naming soils and creating legends for soil maps / FAO, Rome: FAO, 2014.
17. Feng J., Wang J., Song Y., Zhu B. Patterns of soil respiration and its temperature sensitivity in grassland ecosystems across China // Biogeosciences. 2018. V. 17. P. 5329–5341. <https://doi.org/10.5194/bg-15-5329-2018>
18. Foereid B., Ward D.S., Mahowald N., Paterson E., Lehmann J. The sensitivity of carbon turnover in the Community Land Model to modified assumptions about soil processes // Earth System Dynamics. 2014. V. 1. P. 211–221. <https://doi.org/10.5194/esd-5-211-2014>
19. Friedlingstein P., Jones M.W., O'Sullivan M., Andrew R.M., Hauck J., Peters G.P., Peters W. et al. Global Carbon Budget 2019 // Earth System Science Data. 2019. V. 4. P. 1783–1838. <https://doi.org/10.5194/essd-11-1783-2019>
20. Giasson M.-A., Ellison A.M., Bowden R.D., Crill P.M., Davidson E.A., Drake J.E., Frey S.D. et al. Soil respiration in a northeastern US temperate forest: a 22-year synthesis // Ecosphere. 2013. V. 11. P. 140. <https://doi.org/10.1890/es13.00183.1>
21. Golubiyatnikov L.L., Kurganova I.N., Lopes de Gerenyu V.O. Estimation of Carbon Balance in Steppe Ecosystems of Russia // Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics. 2023. V. 1. P. 72–86. <https://doi.org/10.1134/S0001433823010048>
22. Han M., Jin G. Seasonal variations of Q_{10} soil respiration and its components in the temperate forest ecosystems, northeastern China // Eur. J. Soil Biol. 2018.

- V. 85. P. 36–42.
<https://doi.org/10.1016/j.ejsobi.2018.01.001>
23. IPCC Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. IPCC, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA: Cambridge University Press, 2021. 3949 p.
 24. *Janssens I.A., Pilegaard K.* Large seasonal changes in Q_{10} of soil respiration in a beech forest // *Global Change Biology*. 2003. V. 6. P. 911–918.
<https://doi.org/10.1046/j.1365-2486.2003.00636.x>
 25. *Kirschbaum M.U.F.* The temperature dependence of soil organic matter decomposition, and the effect of global warming on soil organic C storage // *Soil Biol. Biochem.* 1995. V. 6. P. 753–760.
[https://doi.org/10.1016/0038-0717\(94\)00242-S](https://doi.org/10.1016/0038-0717(94)00242-S)
 26. *Kudeyarov V.N.* Soil Respiration and Biogenic Carbon Dioxide Sink in the Territory of Russia: An Analytical Review // *Eurasian Soil Science*. 2018. V. 6. P. 599–612.
<https://doi.org/10.1134/s1064229318060091>
 27. *Kudeyarov V.N., Kurganova I.N.* Respiration of Russian Soils: Database Analysis, Long-Term Monitoring, and General Estimates // *Eurasian Soil Science*. 2005. V. 9(38). P. 983–992.
 28. *Kurganova I., Lopes de Gerenyu V., Khoroshaev D., Blagodatskaya E.* Effect of snowpack pattern on cold-season CO_2 efflux from soils under temperate continental climate // *Geoderma*. 2017. V. 304. P. 28–39.
<https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2016.09.009>
 29. *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. 9. P. 1374.
<https://doi.org/10.3390/f13091374>
 30. *Kurganova I., Lopes de Gerenyu V., Rozanova L., Sapronov D., Myakshina T., Kudeyarov V.* Annual and seasonal CO_2 fluxes from Russian southern taiga soils // *Tellus B: Chemical and Physical Meteorology*. 2003. V. 2. P. 338–344.
<https://doi.org/10.3402/tellusb.v55i2.16724>
 31. *Kurganova I.N., Lopes de Gerenyu V.O., Khoroshaev D.A., Myakshina T.N., Sapronov D.V., Zhmurin V.A., Kudeyarov V.N.* Analysis of the long-term soil respiration dynamics in the forest and meadow cenoses of the Prioksko-Terrasny biosphere reserve in the perspective of current climate trends // *Eurasian Soil Science*. 2020. V. 10. P. 1421–1436.
<https://doi.org/10.1134/s1064229320100117>
 32. *Kurganova I.N., Lopes de Gerenyu V.O.* Contribution of abiotic factors to CO_2 emission from soils in the freeze-thaw cycles // *Eurasian Soil Science*. 2015. V. 9. P. 1009–1015.
<https://doi.org/10.1134/s1064229315090082>
 33. *Kurganova I.N., Tipe P.* The effect of freezing-thawing processes on soil respiration activity // *Eurasian Soil Science*. 2003. V. 9. P. 976–985
 34. *Kurganova I., Teepe R., Lofffield N.* Influence of freeze-thaw events on carbon dioxide emission from soils at different moisture and land use // *Carbon Balance and Management*. 2007. V. 1(2). P. 2.
<https://doi.org/10.1186/1750-0680-2-2>
 35. *Larionova A.A., Rozanova L.N., Samoylov T.I.* Dynamics of gas exchange in the profile of a gray forest soil // *Soviet soil science*. 1989. V. 3. P. 104–110.
 36. *Liu Y., He N., Zhu J., Xu L., Yu G., Niu S., Sun X., Wen X.* Regional variation in the temperature sensitivity of soil organic matter decomposition in China's forests and grasslands // *Global Change Biology*. 2017. V. 8. P. 3393–3402.
<https://doi.org/10.1111/gcb.13613>
 37. *Lopes de Gerenyu V.O., Kurganova I.N., Rozanova L.N., Kudeyarov V.N.* Annual emission of carbon dioxide from soils of the Southern Taiga soils of Russia // *Eurasian Soil Science*. 2001. V. 34. P. 931–944.
 38. *Meyer N., Welp G., Amelung W.* The temperature sensitivity (Q_{10}) of soil respiration: controlling factors and spatial prediction at regional scale based on environmental soil classes // *Global Biogeochemical Cycles*. 2018. V. 2. P. 306–323.
<https://doi.org/10.1002/2017GB005644>
 39. *Mukhortova L., Schepaschenko D., Moltchanova E., Shvidenko A., Khabarov N., See L.* Respiration of Russian soils: Climatic drivers and response to climate change // *Sci. Total Environ*. 2021. V. 785. P. 147314.
<https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2021.147314>
 40. *Noh N.J., Kuribayashi M., Saitoh T.M., Muraoka H.* Different responses of soil, heterotrophic and autotrophic respirations to a 4-year soil warming experiment in a cool-temperate deciduous broadleaved forest in central Japan // *Agricultural and Forest Meteorology*. 2017. V. 247. P. 560–570.
<https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2017.09.002>
 41. *Pavelka M., Acosta M., Marek M. V., Kutsch W., Janous D.* Dependence of the Q_{10} values on the depth of the soil temperature measuring point // *Plant and Soil*. 2007. V. 1–2. P. 171–179.
<https://doi.org/10.1007/s11104-007-9213-9>
 42. *R Core Team R.* A language and environment for statistical computing / R Core Team, Vienna: R Foundation for Statistical Computing, 2021.
 43. *Raich J.W., Tufekcioglu A.* Vegetation and soil respiration: Correlations and controls // *Biogeochemistry*. 2000. V. 1(48). P. 71–90.
<https://doi.org/10.1023/A:1006112000616>
 44. *Reichstein M., Rey A., Freibauer A., Tenhunen J., Valentini R., Banza J., Casals P., Cheng Y. et al.* Modeling temporal and large-scale spatial variability of soil respiration from soil water availability, temperature and vegetation productivity indices // *Global Biogeochemical Cycles*. 2003. V. 4. P. 1104.
<https://doi.org/10.1029/2003GB002035>
 45. *Rustad L.E., Huntington T.G., Boone R.D.* Controls on soil respiration: Implications for climate change // *Biogeochemistry*. 2000. V. 1. P. 1–6.
<https://doi.org/10.1023/a:1006255431298>

46. *Schlesinger W.H., Andrews J.A.* Soil respiration and global carbon cycle // *Biogeochemistry*. 2000. V. 1. P. 7–20.
https://doi.org/10.1023/a:1006247623877
47. *Schmidt M.W.I., Torn M.S., Abiven S., Dittmar T., Guggenberger G., Janssens I.A., Kleber M., Kögel-Knabner I. et al.* Persistence of soil organic matter as an ecosystem property // *Nature*. 2011. V. 7367. P. 49–56.
https://doi.org/10.1038/nature10386
48. *Shabaga J.A., Basiliko N., Caspersen J.P., Jones T.A.* Seasonal controls on patterns of soil respiration and temperature sensitivity in a northern mixed deciduous forest following partial-harvesting // *Forest Ecology and Management*. 2015. V. 348. P. 208–219.
https://doi.org/10.1016/j.foreco.2015.03.022
49. *Sitch S., Friedlingstein P., Gruber N., Jones S.D., Murray-Tortarolo G., Ahlström A., Doney S.C. et al.* Recent trends and drivers of regional sources and sinks of carbon dioxide // *Biogeosciences*. 2015. V. 3. P. 653–679.
https://doi.org/10.5194/bg-12-653-2015
50. *Sollins P., Homann P., Caldwell B.A.* Stabilization and destabilization of soil organic matter: mechanisms and controls // *Geoderma*. 1996. V. 1. P. 65–105.
https://doi.org/10.1016/S0016-7061(96)00036-5
51. *Suseela V., Conant R.T., Wallenstein M.D., Dukes J.S.* Effects of soil moisture on the temperature sensitivity of heterotrophic respiration vary seasonally in an old-field climate change experiment // *Global Change Biology*. 2012. V. 1. P. 336–348.
https://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2011.02516.x
52. *Wallenstein M.D., McMahon S.K., Schimel J.P.* Seasonal variation in enzyme activities and temperature sensitivities in Arctic tundra soils // *Global Change Biology*. 2009. V. 7. P. 1631–1639.
https://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2008.01819.x
53. *Wang W., Peng S., Wang T., Fang J.* Winter soil CO₂ efflux and its contribution to annual soil respiration in different ecosystems of a forest-steppe ecotone, north China // *Soil Biol. Biochem.* 2010. V. 3. P. 451–458.
https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2009.11.028
54. *Wang Y., Liu H., Chung H., Yu L., Mi Z., Geng Y., Jing X., Wang S., Zeng H., Cao G., Zhao X., He J.-S.* Non-growing-season soil respiration is controlled by freezing and thawing processes in the summer monsoon-dominated Tibetan alpine grassland // *Global Biogeochemical Cycles*. 2014. V. 10. P. 1081–1095.
https://doi.org/10.1002/2013GB004760
55. *Xu M., Qi Y.* Spatial and seasonal variations of Q_{10} determined by soil respiration measurements at a Sierra Nevada Forest // *Global Biogeochemical Cycles*. 2001. V. 3(15). P. 687–696.
https://doi.org/10.1029/2000GB001365
56. *Xu M., Shang H.* Contribution of soil respiration to the global carbon equation // *J. Plant Physiology*. 2016. V. 203. P. 16–28.
https://doi.org/10.1016/j.jplph.2016.08.007
57. *Yang L., Zhang Q., Ma Z., Jin H., Chang X., Marchenko S.S., Spektor V.V.* Seasonal variations in temperature sensitivity of soil respiration in a larch forest in the Northern Daxing'an Mountains in Northeast China // *J. Forestry Research*. 2022. V. 3. P. 1061–1070.
https://doi.org/10.1007/s11676-021-01346-4
58. *Yang S., Wu H., Wang Z., Semenov M.V., Ye J., Yin L., Wang X., Kravchenko I., Semenov V., Kuzyakov Y., Jiang Y., Li H.* Linkages between the temperature sensitivity of soil respiration and microbial life strategy are dependent on sampling season // *Soil Biol. Biochem.* 2022. V. 172. P. 108758.
https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2022.108758
59. *Zheng Z.-M., Yu G.-R., Fu Y.-L., Wang Y.-S., Sun X.-M., Wang Y.-H.* Temperature sensitivity of soil respiration is affected by prevailing climatic conditions and soil organic carbon content: A trans-China based case study // *Soil Biol. Biochem.* 2009. V. 7(41). P. 1531–1540.
https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2009.04.013
60. *Zhou T., Shi P., Hui D., Luo Y.* Global pattern of temperature sensitivity of soil heterotrophic respiration (Q_{10}) and its implications for carbon-climate feedback // *J. Geophysical Research: Biogeosciences*. 2009. V. G2 (114).
https://doi.org/10.1029/2008JG000850

Temperature Sensitivity of Soil Respiration in Grasslands under the Temperate Continental Climate Zone: Analysis of 25-Year Monitoring Data

I. N. Kurganova^{1,*}, V. O. Lopes de Gerenyu¹, T. N. Myakshina¹, D. V. Sapronov¹,
D. A. Khoroshaev¹, and V. A. Ableeva²

¹*Institute for Physicochemical and Biological Problems of Soil Science, Russian Academy of Sciences, Pushchino, 142290 Russia*

²*Background Monitoring Station, Prioksko-Terrasny Nature Reserve, Danki, 142200 Russia*

*e-mail: ikurg@mail.ru

Field observations of soil respiration (SR) in different types of terrestrial ecosystems seem to be very relevant, since the SR rate is characterized by high temporal and spatial variability. The intra-annual dynamics of SR is determined mainly by the change in hydrothermal conditions during the year and is often described using a temperature sensitivity coefficient (Q_{10}), which usually has a fixed value in many of the models used. The aim of this study was to assess the seasonal and interannual dynamics of SR temperature sensitivity in two grasslands in the southern part of Moscow region (temperate continental climate) based on continuous 25-year year-round measurements of CO₂ emissions from soils. Grasslands were formed on two different types of soils: soddy-podbur sandy soil (Entic Podzol (Arenic)) and gray loamy soil (Haplic Luvisol

(Loamic)). The SR rate was measured continuously from December 1997 to November 2022 with an interval of 7–10 days using the closed static chamber method. The temperature sensitivity of SR, estimated from the entire set of data, had higher values on Haplic Luvisol compared to Entic Podzol (3.47 vs 2.59). The values of Q_{10} for SR in both types of soils in dry years were 1.2–1.4 times lower than in years with a normal moisture level. The interannual variability of Q_{10} values in grassland ecosystems was 21–36%, depending on the temperature range that was taken into account. A significant positive correlation between Q_{10} values in the temperature range $\geq 1^\circ\text{C}$ and humidity indices was found in both grasslands. To obtain more accurate forecasts of the C balance in ecosystems, a differentiated approach should be applied by integrating different values of temperature coefficients for SR into the models.

Keywords: soil CO₂ emissions, Q_{10} , soil temperature, moisture indices, abiotic and biotic factors, soil organic matter, Entic Podzol, Haplic Luvisol

ДЫХАНИЕ ПОЧВ В ПРИРОДНЫХ ЦЕНОЗАХ

УДК 631.417.1:631.433.3

ДЫХАНИЕ ПОЧВЫ В АГРАРНЫХ И ПРИРОДНЫХ ЭКОСИСТЕМАХ ЕВРОПЕЙСКОЙ ТЕРРИТОРИИ РОССИИ

© 2023 г. О. Э. Суховеева^а, *, Д. В. Карелин^а, А. Н. Золотухин^а, А. В. Почикалов^а^аИнститут географии РАН, Старомонетный пер., 29, Москва, 119017 Россия

*e-mail: olgasukhoveeva@gmail.com

Поступила в редакцию 14.03.2023 г.

После доработки 10.05.2023 г.

Принята к публикации 11.05.2023 г.

Представлены результаты оценки дыхания почвы в трех регионах: Чувашской Республике, Рязанской и Курской областях. Аграрные и природные экосистемы разделены на семь групп: пашни, пастбища, сенокосы, залежи, леса, места содержания животных и открытые компостные хранилища. Измерения эмиссии CO₂ проводили в 2020–2022 гг. камерным методом. Экосистемы оказались ранжированы по возрастанию скорости эмиссии CO₂ из почвы в следующем порядке: пашни (0.03–0.24 г C–CO₂/(м² ч)) < пастбища (0.07–0.33 г C–CO₂/(м² ч)) ≤ сенокосы (0.06–0.35 г C–CO₂/(м² ч)) ≤ леса (0.07–0.28 г C–CO₂/(м² ч)) ≤ залежи (0.08–0.37 г C–CO₂/(м² ч)) ≪ ≪ загоны (0.21–8.61 г C–CO₂/(м² ч)) ≪ компостные хранилища (1.15–13.85 г C–CO₂/(м² ч)); причем оценки эмиссии CO₂ из почв пастбищ, сенокосов, лесов и залежей в большинстве случаев статистически не различались. Проанализирована зависимость скорости дыхания почвы от гидротермических (температура и влажность верхнего слоя почвы, температура воздуха) и агрохимических (содержание общего углерода и общего азота в верхнем слое почвы, его pH) показателей по географическим регионам и по типам экосистем. Важнейшим среди оцениваемых факторов как на уровне экосистемы, так и на уровне региона является температура почвы на глубине 10 см ($r_p = 0.41–0.88$, $p < 0.05$). Условия увлажнения не играют значимой роли в формировании потока CO₂. В региональном масштабе имеет значение содержание углерода и азота ($r_p = 0.33–0.92$, $p < 0.05$), которое больше зависит от географического положения объектов, чем от характера хозяйственной деятельности. Рассмотренные показатели на 17–78% определяют дисперсию эмиссии CO₂ из почв исследованных экосистем.

Ключевые слова: почвенная эмиссия CO₂, пашни, пастбища, сенокосы, залежи, леса, Luvic Phaeozems, Luvic Chernozems, Naplic Chernozems

DOI: 10.31857/S0032180X23600488, EDN: UWKLZI

ВВЕДЕНИЕ

Дыхание почвы – наиболее мощное слагаемое потока CO₂ из наземных экосистем в атмосферу [42, 44], глобальная интенсивность которого сейчас оценивается от 73 [20] до 91 [31] млрд т C/год и продолжает увеличиваться в ходе современного потепления климата со средней скоростью 0.1 млрд т C/год [10].

Одним из основных источников углерода для атмосферы является сектор сельского и лесного хозяйства и землепользования. На его долю приходится 22% (13 млрд т CO₂-экв.) общей антропогенной эмиссии парниковых газов [21] и 10% эмиссии CO₂ (0.9 ± 0.7 млрд т C/год) [16]. С другой стороны, сельское хозяйство является тем экономическим сектором, который обладает потенциалом смягчения климатических изменений путем секвестрации углерода в почве [46] и поглощения его растущей фитомассой культур [23].

В России земли сельскохозяйственного назначения широко представлены, и их доля составляет 13% территории, при этом пашни занимают 116.2 млн га, пастбища 57.3 млн га и сенокосы 18.7 млн га [1]. Совокупная эмиссия CO₂ из пахотных почв составляет за последние годы 50 млн т CO₂/год, общая эмиссия от сенокосов и пастбищ на протяжении 2010–2020 гг. колебалась в пределах 37–38 млн т CO₂/год [3]. На территории России проводятся многочисленные исследования дыхания почвы [2, 4], но, к сожалению, они еще недостаточно представлены в мировых базах данных [11, 33].

Несмотря на то, что эмиссия CO₂ из почвы давно и широко изучается во всем мире, здесь по-прежнему остаются нерешенные проблемы. В частности, все еще нет единого мнения и окончательной количественной оценки скорости разложения органического вещества и поступления углерода в почву [26]; также нет единых стандар-

тов измерения эмиссии парниковых газов из почвы и оценки запасов углерода и азота в ней [9]. Широко используемые камерный и микрометеорологический методы обеспечивают получение точных данных о дыхании почвы, но они достоверны только в пределах локальных экосистем, тогда как их экстраполяция на региональный уровень затруднена и часто приводит к ошибочным результатам [39].

По аналогии с другими парниковыми газами, множество факторов, влияющих на оценку эмиссии CO₂ можно разделить на три группы – природные (микробная биомасса, запасы углерода и азота в почве, температура, влажность, рН и гранулометрический состав), хозяйственные (внесение удобрений, обработка почвы, управление растительными остатками, орошение) и методические (тип приборов, продолжительность измерений) [47]. Если факторы окружающей среды непосредственно влияют на газообмен, то хозяйственные корректируют воздействие природных. Методические факторы напрямую не влияют на дыхание, но определяют точность и неопределенность полученных данных.

Дыхание почвы можно назвать индикатором экосистемного метаболизма и запасов углерода в экосистеме. Поскольку интенсивность дыхания, как и любой химической реакции, зависит от доступности субстрата, она тесно связана с растительным метаболизмом, фотосинтезом и наличием растительной подстилки [44]. Причем если для дыхания корней важнее фотосинтез, как источник углерода, и транслокация этого элемента в корни, то для микробного дыхания большее значение имеет запас и характер растительного опада, скорость отмирания корней, а также внесение удобрений и наличие послеуборочных остатков, если речь идет об агроценозах. Также немаловажными факторами являются условия протекания реакции – температура и влажность почвы, ее рН и гранулометрический состав [42].

Цель исследования состояла в количественной оценке эмиссии CO₂ из почвы различных экосистем и анализе ее зависимости от факторов внешней среды с учетом географической изменчивости. В задачи исследования входили измерение дыхания почвы в растениеводческих, животноводческих и природных ценозах и сравнение их между собой, а также корреляционно-регрессионный анализ его зависимости от гидротермических и агрохимических факторов.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Полевые исследования проводили в трех регионах, лежащих в области холодного континентального климата (Dfb по классификации Кеппена [40]) на европейской части России: Чувашской

Республике, Рязанской и Курской областях. В этих регионах были выбраны действующие крупные комплексные хозяйства, занимающиеся как растениеводством, так и животноводством, краткая информация о которых содержится в табл. 1. Избранные хозяйства расположены вдоль линейной трансекты, проходящей с юго-запада на северо-восток в соответствии с направлением движения воздушных масс [40] и сменой почвенного покрова и имеющей протяженность около 1000 км. В каждом из трех хозяйств или в их ближайших окрестностях были выделены семь групп аграрных и природных экосистем (объектов):

- пашни, на которых возделываются основные культуры (озимая и яровая пшеница, ячмень, овес, соя, кукуруза, подсолнечник),
- пастбища коров и лошадей различной степени деградации,
- сенокосы с различными режимами кошения,
- залежи разного возраста,
- леса различного породного состава, расположенные в непосредственной близости от хозяйств,
- загоны, представляющие собой места компактного, постоянного или временного, содержания коров и лошадей под открытым небом,
- открытые компостные хранилища – кучи или ямы различного возраста и сложения, сформированные из смеси перепревшего навоза с использованной подстилкой из опилок или соломы, а также сгнившего сена.

Эмиссию CO₂ из почвы измеряли методом статических закрытых камер с помощью портативных инфракрасных CO₂-газоанализаторов на основе датчика AZ 77535 (AZ Instruments, Тайвань), модифицированных для полевых работ (патент RU 174321 U1). Экспозиция при разовых измерениях составляла 3 мин. В качестве измерительных камер использовали непрозрачные для фотосинтетически активной радиации поливинилхлоридные цилиндры высотой 20 см и площадью 90 см². В каждой экосистеме заранее устанавливали 10 таких камер в линию через каждые 10 м на поверхность почвы (наземная растительность удалялась). Одновременно с измерением концентрации CO₂ оценивали температуру воздуха, температуру почвы на глубине 5 и 10 см (HI 98509, Hanna Instruments, США), а также объемную влажность почвы в слое 0–7 см (SM 150 Kit, Delta-T, Великобритания).

Измерения выполняли в вегетационные сезоны 2020–2022 гг. В зависимости от производственных и природных особенностей регионов в них было выделено от 11 до 16 местных экосистем, относящихся к семи сравниваемым группам. Общие наборы данных, состоящие из усредненных за каждый год для отдельных экосистем

Таблица 1. Описание объектов исследования

| Регион | Зона/подзона | Среднегодовая температура воздуха, °С | Среднегодовое количество осадков, мм | Тип почвы/гранулометрический состав | Координаты участка | Название объекта | Представленные группы экосистем |
|--|-----------------------|---------------------------------------|--------------------------------------|---|------------------------------------|--|--|
| Чувашская Республика (Ядринский район) | Смешанные леса | 4.7 ± 0.8 | 666 ± 28 | Luvic Phaeozems (Siltic)/супесчаный | 56.039–56.047° N, 46.204–46.269° E | Племенной конный завод им. В.И. Чапаева | Все |
| Рязанская область (Сапожковский район) | Широколиственные леса | 5.6 ± 0.9 | 543 ± 130 | Luvic Phaeozems и Luvic Chernozems (Loamic)/тяжелосуглинистый | 53.831–53.881° N, 40.715–40.849° E | Крестьянско-фермерское хозяйство Е.А. Гусева | Все |
| Курская область (Медвенский район) | Лесостепь | 7.2 ± 0.9 | 631 ± 103 | Haplic Chernozems (Loamic)/тяжелосуглинистый | 51.533–51.576° N, 36.064–36.122° E | Курская биосферная станция Акционерное общество “Амосовское” Центрально-Черноземный государственный заповедник им. проф. В.В. Алексина | Пашни, залежи, леса Пашни, загоны, компостные хранилища Сенокосы, пастбища, леса |

значений эмиссии, составили: 41 значение для пашен, 25 для сенокосов, 23 для лесов, 21 для пастбищ, 17 для залежей, 11 для загонов скота и 8 для компостных хранилищ.

Кроме того, в каждой экосистеме ежегодно из слоя 0–20 см методом конверта отбирали смешанные пробы почвы. После соответствующей пробоподготовки с помощью элементного CHNS-анализатора Vario Isotop Select (Elementar, Германия) в образцах определяли содержание общего углерода ($C_{общ}$) и общего азота ($N_{общ}$). В лаборатории измеряли $pH_{водн}$ почвенных образцов (HI 98121, Hanna instruments, США).

Для статистической обработки полученных результатов использовали программу SPSS Statistics 26.0 (IBM SPSS Inc., США). Были применены следующие подходы и виды анализа:

– расчет средних значений эмиссии CO_2 из почвы и их стандартных отклонений в каждой экосистеме и их группах;

– непараметрический тест Манна-Уитни (уровень значимости $p = 0.05$) для сравнения средних значений дыхания почвы в различных группах экосистем (применен ввиду рассмотрения небольших выборок с разными групповыми дисперсиями);

– корреляционный (уровень значимости $p = 0.05$) и регрессионный анализы для оценки зависимости скорости дыхания почвы от гидротермических (температура воздуха и почвы, объемная влажность почвы) и агрохимических (содержание $C_{общ}$ и $N_{общ}$, pH) показателей среды.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Сравнение скорости дыхания почвы в различных группах экосистем. Полевые значения дыхания почвы в различных группах экосистем были сравнены между собой, а также сопоставлены с содержанием в почве $C_{общ}$ и $N_{общ}$, как потенциальными факторами эмиссии CO_2 . Проведенное попарное сравнение позволило построить следующее неравенство, отражающее соотношение скоростей дыхания почвы в аграрных и природных экосистемах, где они ранжированы по возрастанию средних уровней эмиссии:

пашни < пастбища ≤ сенокосы ≤ леса ≤ залежи ≪ загоны ≪ компостные хранилища,

где знак < обозначает строгое неравенство скоростей дыхания между группами экосистем; знак ≤ означает, что уровни дыхания часто бывают равны; знак ≪ обозначает значительное превышение дыхания почвы в одной группе экосистем по сравнению с другими.

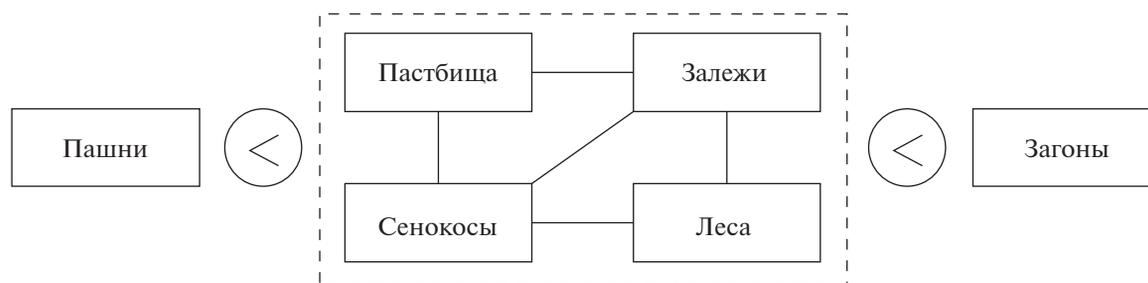


Рис. 1. Схема ранжирования дыхания почвы в различных группах экосистем. Блок, выделенный пунктиром, показывает сходные уровни дыхания почвы, а линии внутри него — преимущественное равенство дыхания между группами экосистем. < — знак неравенства.

Таким образом, среди рассматриваемого набора экосистем дыхание почвы оказалось минимальным на пахотных землях (рис. 1). На пастбищах, сенокосах, лесах и залежах в большинстве случаев попарного сравнения скорости эмиссии значительно не различаются. Эмиссия CO_2 на животноводческих объектах (компостных хранилищах и загонах) существенно превышает показатели других экосистем.

Полученное соотношение уровней дыхания почвы в разных группах экосистем в целом соответствует выявленным на широком статистическом материале закономерностям: пашни < пастбища/сенокосы \leq луга < леса [38]. Однако в исследуемом случае дыхание почв на луговых залежах оказалось выше, чем в близлежащих лесах, что связано с их продолжающимся самовосстановлением и ежегодным приростом травянистой растительности не только в надземном, но и в активно дышащем корневом ярусе, что также способствует поступлению в почву большого количества органического вещества с отмирающей фитомассой. Кроме того, часто в подобных сравнительных анализах сенокосы и пастбища рассматриваются совместно, тогда как в настоящем исследовании они представлены раздельно, что, несомненно, является его преимуществом.

Дыхание пахотных почв (диапазон средних значений $0.035\text{--}0.244$ г С- $\text{CO}_2/(\text{м}^2 \text{ ч})$) гораздо менее интенсивно по сравнению с другими группами экосистем (рис. 2а), что согласуется с низким содержанием углерода (1.34–3.70%) и азота (0.12–0.29%) в верхнем слое почвы (рис. 3). Основной причиной потери биогенных элементов служит ежегодное отчуждение фитомассы с основной и побочной продукцией и лишь частичное их возвращение с растительными остатками, а также отсутствие органических и внесение минеральных удобрений в количестве, недостаточном для покрытия дефицита макроэлементов. Действительно, в результате вовлечения почв в сельскохозяйственное использование они могут потерять $1/2\text{--}2/3$ начального запаса углерода со скоростью

30–40 т С/га в год [27] и содержат в 1.9–3.9 раз меньше потенциально минерализуемого углерода, чем почвы ближайших природных экосистем [45].

Кроме того, на пашнях отсутствует подстилка, и по сравнению с естественными экосистемами они содержат существенно меньше корневой биомассы, что также способствует общему снижению эмиссии. Так, в агроценозах доля корневого дыхания оценивается в среднем лишь в 33% [29] по сравнению с луговыми ценозами — 35–57% [49] и лесами — 59% [5].

Результаты исследований показывают, что эмиссия из почв, на которых применяется вспашка с оборотом пласта, гораздо выше, чем из тех, на которых используется система нулевой обработки [35], а глубокая вспашка усиливает дыхание почвы на 22–32% по сравнению с традиционной [51]. С другой стороны, отсутствие вспашки приводит к гораздо большей эмиссии CO_2 в период после уборки культуры, чем традиционная обработка, что, вероятно, связано с разложением растительных остатков, сохраняющихся на поверхности почвы, и усилением дыхания микроорганизмов и беспозвоночных [18]. Поэтому многие исследователи предлагают снизить эмиссию углерода за счет замещения традиционного земледелия органическим [19] и точным [8].

Пастбища (диапазон средних значений $0.071\text{--}0.326$ г С- $\text{CO}_2/(\text{м}^2 \text{ ч})$) и *сенокосы* (диапазон средних значений $0.056\text{--}0.346$ г С- $\text{CO}_2/(\text{м}^2 \text{ ч})$) представляют собой многолетние травяные фитоценозы, часть биомассы которых, так же как на пашнях, отчуждается. Они могут быть как естественными, так и сеянными. Для этих видов землепользования объективно сложнее выделить закономерности зависимости эмиссии CO_2 от внешних и внутренних факторов, поскольку свое влияние, помимо почвенно-климатических условий, оказывают различные режимы кошения, интенсивность выпаса, виды выпасаемых животных и разный видовой состав травостоя. Тем не менее, распределение содержания углерода и азота в этой группе экосистем, несмотря на различия в

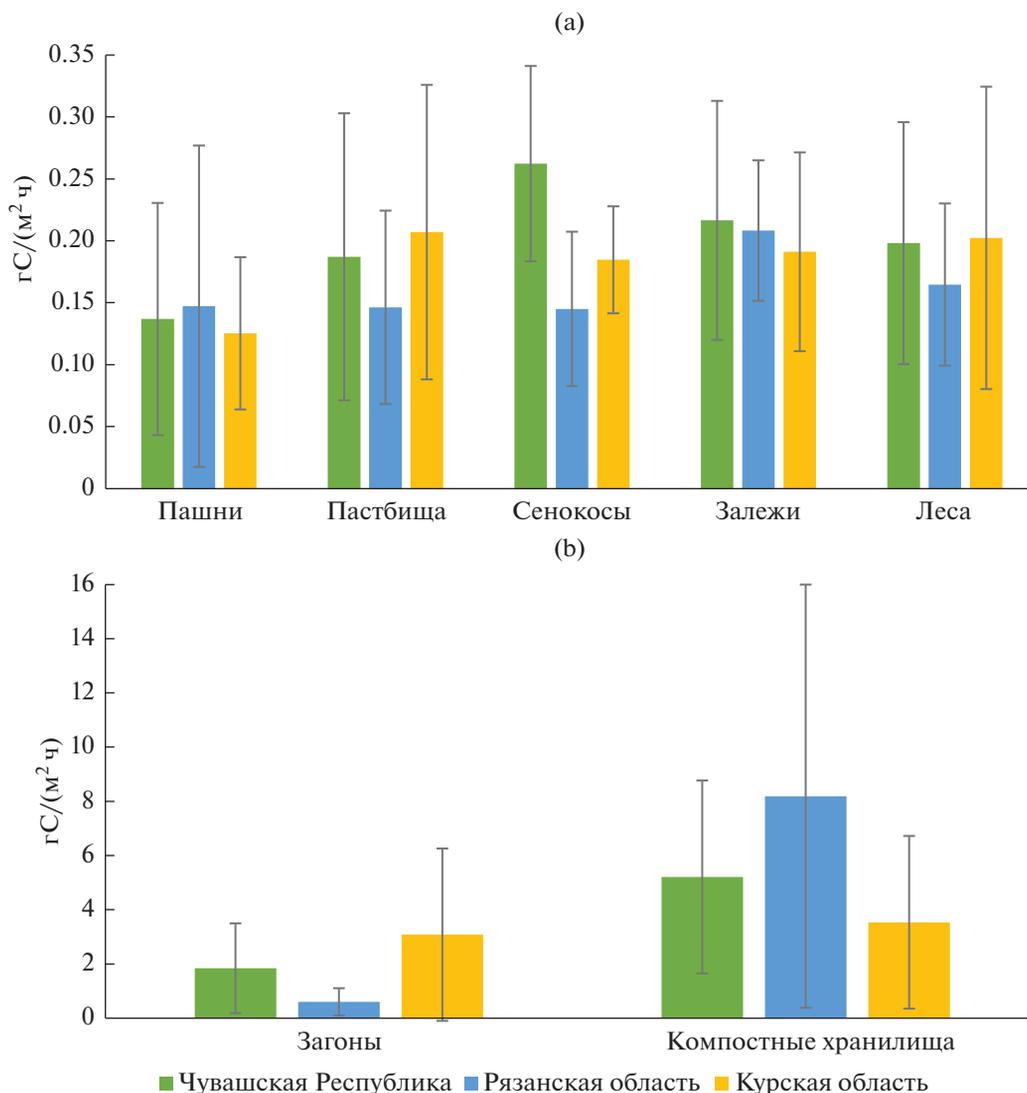


Рис. 2. Дыхание почвы в растительных сообществах (а) и на животноводческих объектах (б).

хозяйственном использовании, подчиняется географическим закономерностям и возрастает в рассматриваемых регионах с севера на юг (рис. 3). Особенностью почв пастбищ является относительно высокое содержание азота (С = 2.07–6.86%, N = 0.19–0.66% на пастбищах по сравнению с С = 2.62–5.99%, N = 0.23–0.50% на сенокосах), что, вероятно, связано с возвращением его с отходами жизнедеятельности животных.

Эмиссия CO₂ на пастбищах зависит от интенсивности их использования: например, в семиаридных регионах умеренный выпас снижает ее, повышая потенциал секвестрации, тогда как интенсивный – высвобождает CO₂ [25]. Другим способом, позволяющим почти на 1/5 снизить дыхание почвы на пастбищах, является чередование участков, на которых производится выпас [24]. Хотя другие исследователи утверждают, что ин-

тенсивность выпаса и растительная биомасса не оказывают влияния на эмиссию [7]. Наши данные подтверждают первую точку зрения и показывают, что дыхание почв на пастбищах сопоставимо с дыханием на сенокосах и залежах – экосистемах, характеризующихся существенно более высокими значениями фитомассы. Но поскольку объем фитомассы на пастбищах гораздо ниже, это свидетельствует о значительном вкладе выпаса в формирование потока углерода из почвы в атмосферу.

Перевод пахотных земель в сенокосы и пастбища – широко обсуждаемый путь секвестрации углерода в почве и его удаления из атмосферы, что, очевидно, будет способствовать смягчению климатических изменений [13, 30]. Перевод пашен в сенокосы, или залужение, безусловно, является самым эффективным способом восста-

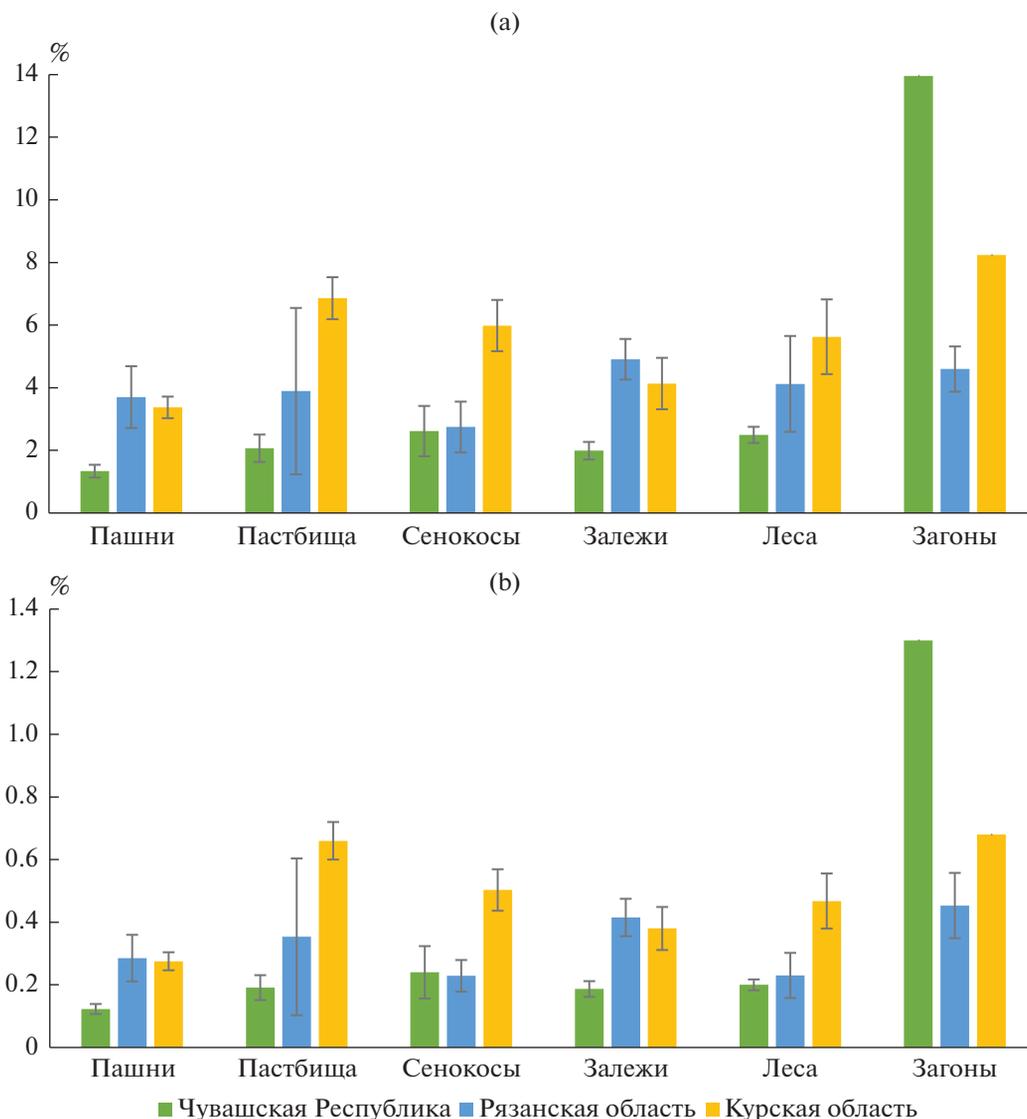


Рис. 3. Содержание углерода (а) и азота (б) в почвах различных групп экосистем.

новления содержания почвенного углерода, который за 25 лет позволяет увеличить его запасы в 1.6–1.7 раз [28]. С другой стороны, перевод пахотных земель в пастбища во многом остается дискуссионным, поскольку выпасаемые животные производят дополнительные парниковые газы, что может полностью нивелировать полученные преимущества или даже превзойти их по влиянию на климатическую систему [34].

На *залежах* (диапазон средних значений 0.084–0.369 г С–СО₂/(м² ч)) и в *лесах* (диапазон средних значений 0.070–0.285 г С–СО₂/(м² ч)), где фитомасса не отчуждается, круговорот углерода более замкнут и находится ближе к равновесному состоянию. Как уже отмечалось, дыхание почв на залежах, зарастающих луговой растительностью, часто превышает уровень почвенного дыхания

граничащих с ними лесных экосистем. Это не согласуется с тем, что запасы углерода (1.99–4.91%) и азота (0.19–0.42%) на залежах чаще всего невелики, ведь, как правило, в аграрно-освоенных зонах выводят из оборота прежде всего наименее плодородные участки. Но такое противоречие легко можно объяснить существенно большей активностью дыхания тонких корней (в основном, трав) в верхних слоях почв залежей, что соответствует более ранним стадиям восстановительной сукцессии. В исследованных лесных почвах содержание углерода (2.50–5.63%), действительно, более значительно, хотя азотом они бедны (0.20–0.47%); содержание обоих элементов закономерно возрастает с севера на юг.

Эмиссия СО₂ от объектов животноводства (рис. 2b) оказалась на порядок выше, чем в расти-

тельных сообществах, при этом концентрация биогенных элементов здесь также наибольшая ($C = 4.60\text{--}13.96\%$, $N = 0.45\text{--}1.30\%$) (рис. 3). Согласно полученным результатам, именно загоны (диапазон средних значений $0.207\text{--}8.611$ г $C\text{--CO}_2/(m^2 \text{ ч})$) и компостные хранилища (диапазон средних значений $1.145\text{--}13.851$ г $C\text{--CO}_2/(m^2 \text{ ч})$), несмотря на свою незначительную площадь, являются главными источниками CO_2 в рассмотренных хозяйствах. Поскольку навоз и компост – основные виды органических удобрений, полученные данные косвенно подтверждают общее мнение, что внесение удобрений значительно усиливает эмиссию из почв сельскохозяйственного назначения [7, 36]. Более того, воздействие органических удобрений и их доз на формирование потока CO_2 из почвы существенно превосходит влияние температуры воздуха, температуры почвы и осадков [43]. Но важно отметить, что эмиссия от таких объектов может быть уменьшена доступными способами, например, если компостирование будет проводиться в анаэробных условиях [41]. Среди самых радикальных мер борьбы с эмиссией от сектора животноводства – постепенный отказ от выращивания скота [14].

Зависимость дыхания почвы от факторов окружающей среды. Зависимость дыхания почвы в исследуемых экосистемах от агрохимических и гидротермических факторов оценивали двумя способами: через осреднение по регионам и по группам экосистем.

При осреднении по регионам были получены положительные зависимости эмиссии CO_2 от температуры почвы на разных глубинах и от содержания в ней углерода и азота (рис. 4а). Связи эмиссии с температурой воздуха, влажностью почвы и ее рН не обнаружены. Сильные корреляции с внешними условиями были получены для Чувашской Республики, средние – для Рязанской области и слабые – для Курской. Другими словами, влияние внешних условий на эмиссию уменьшается с севера на юг. Во всех регионах важнейшим показателем формирования потока CO_2 из почвы является ее температура на глубине 10 см. В целом выделенные значимые факторы объясняют 51–74% дисперсии дыхания почвы.

Чувашская Республика:

$$SR = -4.094 + 0.274T_{10} + 0.843C - 8.134N$$

$$(R^2 = 0.691, RMSE = 0.099, n = 36),$$

Рязанская область:

$$SR = -3.852 - 0.043T_5 + 0.269T_{10} + 1.616N$$

$$(R^2 = 0.509, RMSE = 0.103, n = 43),$$

Курская область:

$$SR = -0.054 - 0.492T_5 + 0.536T_{10}$$

$$(R^2 = 0.736, RMSE = 0.412, n = 67),$$

где SR – дыхание почвы, г $C\text{--CO}_2/(m^2 \text{ ч})$; T_5 – температура почвы на глубине 5 см, °C; T_{10} – температура почвы на глубине 10 см, °C; C – содержание общего углерода, %; N – содержание общего азота, %.

Интересна полученная зависимость дыхания почвы от агрохимических факторов. На относительно бедных серых почвах Чувашии существенное значение имеют локальное содержание $S_{\text{общ}}$ и $N_{\text{общ}}$ в почве, тогда как для Рязанской области важен только второй из этих элементов, а на типичных черноземах в Курской области этот фактор не является лимитирующим. По мнению других исследователей, если корреляции эмиссии CO_2 с содержанием углерода, как правило, являются положительными [6], то связи с запасами азота сложнее. Увеличение содержания азота усиливает автотрофное дыхание на пахотных и залежных землях, но снижает его на почвах под луговой и лесной растительностью. Наоборот, гетеротрофное дыхание почв усиливается при увеличении концентрации азота на лугах, болотах и пустынях. В целом увеличение содержания азота снижает почвенное дыхание и его температурную чувствительность на 19.5 и 32.1% соответственно [48].

Отмеченное географическое распределение содержания углерода в почве соответствует общей тенденции увеличения его содержания с севера на юг. Действительно, в верхнем слое серых почв (Phaeozems) содержится 1.2–2.0% органического углерода [22], тогда как южнее, в черноземах (Chernozems), он достигает 3.5–4.3% [17].

При осреднении по группам экосистем (рис. 4б) подтверждается ведущее влияние температурного фактора (температуры почвы на глубинах 5 и 10 см), тогда как зависимости эмиссии от содержания углерода и азота в почве и ее рН не выявлено. В отличие от других экосистем, на пастбищах выделяется положительная связь дыхания почв с их влажностью. Однозначного объяснения здесь нет. Вероятно, формированию подобной связи способствует тот факт, что пастбищные почвы переуплотнены в результате вытаптывания скотом, за счет чего увеличивается их плотность, снижается пористость и поддерживается высокая объемная влажность. На пашнях температурные условия обуславливают лишь 17–18% дисперсии дыхания почвы, тогда как на залежах и компостных хранилищах этот фактор отвечает за 69–78% дисперсии. Для сенокосов и загонов значимых регрессионных уравнений получено не было.

Пашни:

$$SR = 0.024 + 0.006T_5$$

$$(R^2 = 0.172, RMSE = 0.084, n = 41),$$

$$SR = 0.020 + 0.007T_{10}$$

$$(R^2 = 0.179, RMSE = 0.092, n = 41),$$

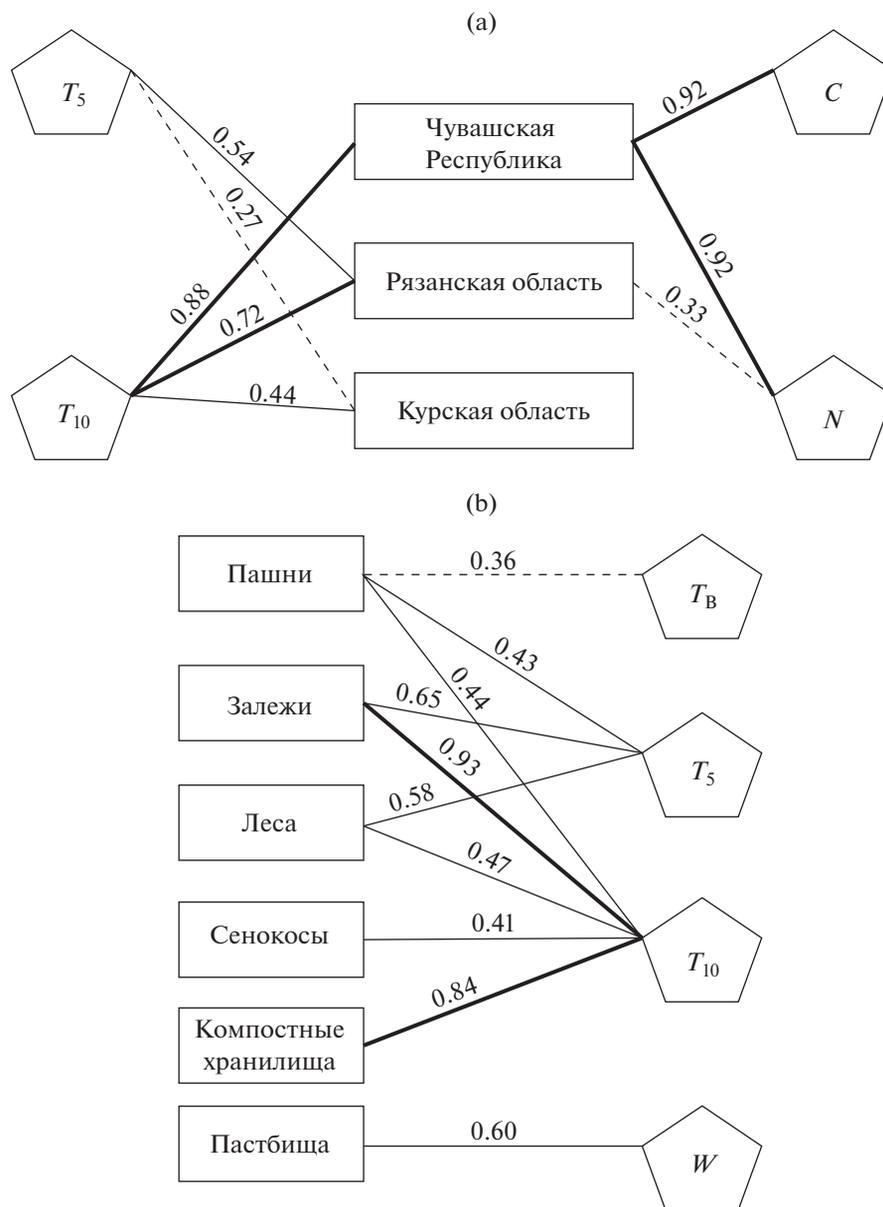


Рис. 4. Схематическое изображение корреляционных связей дыхания почвы с гидротермическими и агрохимическими параметрами среды при осреднении по региону (а) и по группам экосистем (б). Сильные связи ($r_p > 0.70$) обозначены жирными линиями, средние – тонкими линиями, слабые ($r_p < 0.40$) – пунктирными линиями. Значения коэффициентов корреляции указаны над линиями, во всех случаях уровень значимости $p < 0.05$. T_5 – температура почвы на глубине 5 см, °С; T_{10} – температура почвы на глубине 10 см, °С; T_B – температура воздуха, °С; W – объемная влажность почвы, %; C – содержание общего углерода, %; N – содержание общего азота, %.

Пастбища: $SR = 0.040 + 0.006W$
 $(R^2 = 0.238, RMSE = 0.097, n = 21),$

Залежи: $SR = -0.175 + 0.029T_{10}$
 $(R^2 = 0.780, RMSE = 0.070, n = 17),$

Леса: $SR = 0.078 + 0.024T_5 - 0.019T_{10}$
 $(R^2 = 0.355, RMSE = 0.053, n = 23),$

Компостные хранилища: $SR = -3.787 + 0.296T_{10}$
 $(R^2 = 0.693, RMSE = 2.902, n = 8),$

где SR – дыхание почвы, г $C-CO_2/(m^2 \text{ ч})$; T_5 – температура почвы на глубине 5 см, °С; T_{10} – температура почвы на глубине 10 см, °С; W – объемная влажность почвы, %.

Как следует из полученных уравнений регрессии, во всех группах экосистем дыхание почвы демонстрирует связь с гидротермическими факторами. Аналогичные выводы подтверждаются во множестве работ. Но если при повышении температуры интенсивность дыхания, как правило,

усиливается [6, 12, 32], то связь с характером увлажнения в том же диапазоне температур носит нелинейный характер. Обычно при уменьшении количества осадков снижается и почвенное дыхание [7], тогда как увеличение увлажнения влияет в зависимости от того, в какую часть диапазона толерантности к этому фактору попадает почвенная биота: почвенное дыхание снижается при избыточном увлажнении [50], либо значительно усиливается в аридных экосистемах [37]. Влияние температуры и влажности почвы тесно связаны между собой, причем определяющим фактором обычно выступает именно влажность. Если она выше минимального значения, допустимого для жизнедеятельности (дыхания) почвенной биоты, то лимитирующим фактором становится температура, если ниже – то сама влажность становится лимитирующей [15]. Более того, чередование циклов увлажнения и высыхания способствует гораздо большему высвобождению CO_2 , чем стабильные по влажности условия [41]. В результате эмиссия CO_2 из почвы в семиаридных регионах может быть даже выше, чем в бореальных [35].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Среди рассмотренных сельскохозяйственных и природных экосистем наиболее значимыми источниками CO_2 для атмосферы являются объекты животноводства – места содержания животных и компостные хранилища. Уровни дыхания почв пастбищ, сенокосов, залежей и лесов сходны между собой; дыхание пахотных почв является самым низким. С севера на юг содержание в почвах углерода и азота возрастает по регионам, независимо от рассматриваемого типа экосистемы, а связь дыхания почвы с этими параметрами – ослабевает. Наиболее значимым фактором формирования потока CO_2 в атмосферу из почвы является ее температура на глубине 10 см. В целом гидротермические и агрохимические параметры определяют 17–78% дисперсии эмиссии CO_2 из исследованных почв. Полученное знание характерных величин почвенной эмиссии CO_2 и ее основных факторов, а также рассчитанные на их основе уравнения регрессии позволяют регулировать и прогнозировать этот процесс в сельском хозяйстве в зависимости от текущих вкладов видов землепользования и изменений климата, а на уровне отдельно взятого хозяйства – способствовать сокращению эмиссий.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Исследование выполнено за счет средств гранта РНФ № 23-26-00191.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Доклад о состоянии и использовании земель сельскохозяйственного назначения Российской Федерации в 2020 г. М.: ФГБНУ “Росинформагротех”, 2022. 384 с.
2. Мониторинг потоков парниковых газов в природных экосистемах / Под ред. Замолодчикова Д.Г. и др. Саратов: Амирит, 2017. 279 с.
3. Национальный доклад Российской Федерации о кадастре антропогенных выбросов из источников и абсорбции поглотителями парниковых газов, не регулируемых Монреальским протоколом за 1990–2010 гг. М.: Росгидромет, 2022. Ч. 1. 468 с.
4. Пулы и потоки углерода в наземных экосистемах России / Под ред. Заварзина Г.А. М.: Наука, 2007. 315 с.
5. Akbas M., Tufekcioglu A. Contribution of the root component to soil respiration in oriental beech stands in Artvin, Turkey // *Forest Science*. 2022. V. 68. P. 399–409.
<https://doi.org/10.1093/forsci/fxac022>
6. Anokye J., Logah V., Opoku A. Soil carbon stock and emission: estimates from three land-use systems in Ghana // *Ecological Processes*. 2021. V. 10. P. 11.
<https://doi.org/10.1186/s13717-020-00279-w>
7. Apostolakis A., Schöning I., Michalzik B., Klaus V.H., Boeddinghaus R.S., Kandeler E., Marhan S., Bolliger R., Fischer M., Prati D., Hänsel F., Nauss T., Hölzel N., Kleinebecker T., Schrumpf M. Drivers of soil respiration across a management intensity gradient in temperate grasslands under drought // *Nutrient Cycling in Agroecosystems*. 2022. V. 124. P. 101–116.
<https://doi.org/10.1007/s10705-022-10224-2>
8. Balafoutis A., Beck B., Fountas S., Vangeyte J., Wal T.V.d., Soto I., Gómez-Barbero M., Barnes A., Eory V. Precision agriculture technologies positively contributing to GHG emissions mitigation, farm productivity and economics // *Sustainability*. 2017. V. 9. P. 1339.
<https://doi.org/10.3390/su9081339>
9. Bispo A., Andersen L., Angers D.A., Bernoux M., Brosard M., Céillon L., Comans R.N.J. et al. Accounting for carbon stocks in soils and measuring GHGs emission fluxes from soils: Do we have the necessary standards? // *Frontiers in Environmental Science*. 2017. V. 5. P. 41.
<https://doi.org/10.3389/fenvs.2017.00041>
10. Bond–Lamberty B., Thomson A. Temperature associated increases in the global soil respiration record // *Nature*. 2010. V. 464. P. 579–582.
<https://doi.org/10.1038/nature08930>
11. Bond–Lamberty B.P., Thomson A.M. A global database of soil respiration data, Version 3.0. ORNL DAAC, Oak Ridge, Tennessee, USA. 2014.
<https://doi.org/10.3334/ORNLDAAC/1235>

12. Brito L.F., Azenha M.V., Januszkiewicz E.R., Cardoso A.S., Morgado E.S., Malheiros E.B., La Scala N.Jr., Reis R.A., Ruggieri A.C. Seasonal fluctuation of soil carbon dioxide emission in differently managed pastures // *Agronomy J.* 2015. V. 107. P. 957–962.
<https://doi.org/10.2134/agronj14.0480>
13. Deluz C., Nussbaum M., Sauzet O., Gondret K., Boivin P. Evaluation of the potential for soil organic carbon content monitoring with farmers // *Frontiers in Environmental Science.* 2020. V. 8. P. 113.
<https://doi.org/10.3389/fenvs.2020.00113>
14. Eisen M.B., Brown P.O. Rapid global phaseout of animal agriculture has the potential to stabilize greenhouse gas levels for 30 years and offset 68 percent of CO₂ emissions this century // *PLOS Climate.* 2022. V. 1. P. e0000010.
<https://doi.org/10.1371/journal.pclm.0000010>
15. Francioni M., Trozzo L., Toderi M., Baldoni N., Allegranza M., Tesei G., Kishimoto-Mo A.W., Foresi L. et al. Soil respiration dynamics in Bromus erectus-dominated grasslands under different management intensities // *Agriculture.* 2020. V. 10. P. 9.
<https://doi.org/10.3390/agriculture10010009>
16. Friedlingstein P., Jones M.W., O'Sullivan M., Andrew R.M., Bakker D.C.E., Hauck J., Le Quéré C., Peters G.P. et al. Global Carbon Budget 2021 // *Earth System Science Data.* 2022. V. 14. P. 1917–2005.
<https://doi.org/10.5194/essd-14-1917-2022>
17. Gennadiev A.N., Zhidkin A.P., Kachinskii V.L., Olson K.R. Soil erosion under different land uses: assessment by the magnetic tracer method // *Eurasian Soil Science.* 2010. V. 43. P. 1047–1054.
<https://doi.org/10.1134/S1064229310090127>
18. Gerosa G., Finco A., Boschetti F., Brenna S., Marzuoli R. Measurements of soil carbon dioxide emissions from two maize agroecosystems at harvest under different tillage conditions // *The Scientific World J.* 2014. V. 2014. P. 141345.
<https://doi.org/10.1155/2014/141345>
19. Holka M., Kowalska J., Jakubowska M. Reducing carbon footprint of agriculture – can organic farming help to mitigate climate change? // *Agriculture.* 2022. V. 12. P. 1383.
<https://doi.org/10.3390/agriculture12091383>
20. Huang N., Wang L., Song X.-P., Black T.A., Jassal R.S., Myneni R.B., Wu C. et al. Spatial and temporal variations in global soil respiration and their relationships with climate and land cover // *Science Advances.* 2020. V. 6. P. eabb8508.
<https://doi.org/10.1126/sciadv.abb8508>
21. IPCC, 2022: Summary for Policymakers // *Climate Change 2022: Mitigation of Climate Change. Contribution of Working Group III to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change.* Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, NY, USA.
<https://doi.org/10.1017/9781009157926.001>
22. Ismagilova N., Körschens M. The evaluation of changes in soil humic substances composition and their nature in long-term experiments of Germany and Russia // *Archives of Agronomy and Soil Science.* 2003. V. 49. P. 141–147.
<https://doi.org/10.1080/0365034031000079748>
23. Jansson C., Faiola C., Wingler A., Zhu X.-G., Kravchenko A., de Graaff M.-A., Ogden A.J., Handakumbura P.P., Werner C., Beckles D.M. Crops for carbon farming // *Frontier in Plant Science.* 2021. V. 12, P. 636709.
<https://doi.org/10.3389/fpls.2021.636709>
24. Johnson D.C., Teague R., Apfelbaum S., Thompson R., Byck P. Adaptive multi-paddock grazing management's influence on soil food web community structure for: increasing pasture forage production, soil organic carbon, and reducing soil respiration rates in southeastern USA ranches // *PeerJ.* 2022. V. 10. P. e13750.
<https://doi.org/10.7717/peerj.13750>
25. Kang X., Hao Y., Cui X., Chen H., Li C., Rui Y., Tian J., Kardol P., Zhong L., Wang J., Wang Y. Effects of grazing on CO₂ balance in a semiarid steppe: field observations and modeling // *Journal of Soils and Sediments.* 2013. V. 13. P. 1012–1023.
<https://doi.org/10.1007/s11368-013-0675-5>
26. Karavanova E.I. Dissolved organic matter: Fractional composition and sorbability by the soil solid phase (Review of literature) // *Eurasian Soil Science.* 2013. V. 46. P. 833–844.
<https://doi.org/10.7868/S0032180X13080042>
27. Lal R. Soil carbon sequestration to mitigate climate change // *Geoderma.* 2004. V. 123. P. 032.
<https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2004.01.032>
28. Larionova A.A., Ermolaev A.M., Nikitishen V.I., de Gerenyu V.O.L., Evdokimov I.V. Carbon budget in arable gray forest soils under different land use conditions // *Eurasian Soil Science.* 2009. V. 42. P. 1364–1373.
<https://doi.org/10.1134/S1064229309120060>
29. Larionova A.A., Yevdokimov I.V., Kurganova I.N., Saporonov D.V., Gerenju V.O.L., De., Kuznetsova L.G. Root respiration and its contribution to the CO₂ emission from soil // *Eurasian Soil Science.* 2003. V. 36. P. 173–184.
30. Lehmann J., Hansel C.M., Kaiser C., Kleber M., Maher K., Manzoni S., Nunan N., Reichstein M., Schimel J.P., Torn M.S., Wieder W.R., Kögel-Knabner I. Persistence of soil organic carbon caused by functional complexity // *Nature Geoscience.* 2020. V. 13. P. 529–534.
<https://doi.org/10.1038/s41561-020-0612-3>
31. Lei J., Guo X., Zeng Y., Zhou J., Gao Q., Yang Y. Temporal changes in global soil respiration since 1987 // *Nature Communications.* 2021. V. 12. P. 403.
<https://doi.org/10.1038/s41467-020-20616-z>
32. Lei N., Wang H., Zhang Y., Chen T. Components of respiration and their temperature sensitivity in four reconstructed soils // *Scientific Reports.* 2022. V. 12. P. 6107.
<https://doi.org/10.1038/s41598-022-09918-y>
33. Mathew I., Shimelis H., Mutema M., Chaplot V. What crop type for atmospheric carbon sequestration: Results from a global data analysis // *Agriculture, Ecosystems Environ.* 2017. V. 243. P. 34–46.
<https://doi.org/10.1016/j.agee.2017.04.008>

34. Meier E.A., Thorburn P.J., Bell L.W., Harrison M.T., Biggs J.S. Greenhouse gas emissions from cropping and grazed pastures are similar: a simulation analysis in Australia // *Frontiers in Sustainable Food Systems*. 2020. V. 3. P. 121. <https://doi.org/10.3389/fsufs.2019.00121>
35. Mohammed S., Mirzaei M., Pappné Tőro A., Anari M.G., Moghiseh E., Asadi H., Szabó S., Kakuszi-Széles A., Harsányi E. Soil carbon dioxide emissions from maize (*Zea mays* L.) fields as influenced by tillage management and climate // *Irrigation and Drainage*. 2022. V. 71. P. 228–240. <https://doi.org/10.1002/ird.2633>
36. Morell F.J., Whitmore A.P., Álvaro-Fuentes J., Lampurlanés J., Cantero-Martínez C. Root respiration of barley in a semiarid Mediterranean agroecosystem: field and modelling approaches // *Plant and Soil*. 2012. V. 351. P. 135–147. <https://doi.org/10.1007/s11104-011-0938-0>
37. Morris K.A., Hornum S., Crystal-Ornelas R., Pennington S.C., Bond-Lamberty B. Soil respiration response to simulated precipitation change depends on ecosystem type and study duration // *J. Geophys. Res: Biogeosciences*. 2022. V. 127. P. e2022JG006887. <https://doi.org/10.1029/2022JG006887>
38. Mukhortova L., Schepaschenko D., Moltchanova E., Shvidenko A., Khabarov N., See L. Respiration of Russian soils: Climatic drivers and response to climate change // *Sci. The Total Environ*. 2021. V. 785. P. 147314. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2021.147314>
39. Oertel C., Matschullat J., Zurba K., Zimmermann E., Erasmí S. Greenhouse gas emissions from soils — A review. *Geochemistry*. 2016. V. 76. P. 327–352. <https://doi.org/10.1016/j.chemer.2016.04.002>
40. Peel M.C., Finlayson B.L., McMahon T.A. Updated world map of the Köppen-Geiger climate classification // *Hydrology and Earth System Sciences*. 2007. V. 11. P. 1633–1644. <https://doi.org/10.5194/hess-11-1633-2007>
41. Rahman M.M. Carbon dioxide emission from soil // *Agricultural Research*. 2013. V. 2. P. 132–139. <https://doi.org/10.1007/s40003-013-0061-y>
42. Rastogi M., Singh S., Pathak H. Emission of carbon dioxide from soil // *Current Science*. 2002. V. 82. P. 510–517. <https://www.jstor.org/stable/24105957>
43. Ray R.L., Griffin R.W., Fares A., Elhassan A., Awal R., Woldesenbet S., Risch E. Soil CO₂ emission in response to organic amendments, temperature, and rainfall // *Scientific Reports*. 2020. V. 10. P. 5849. <https://doi.org/10.1038/s41598-020-62267-6>
44. Ryan M.G., Law B.E. Interpreting, measuring, and modeling soil respiration // *Biogeochemistry*. 2005. V. 73. P. 3–27. <https://doi.org/10.1007/s10533-004-5167-7>
45. Semenov V.M., Ivannikova L.A., Kuznetsova T.V., Semenova N.A., Tulina A.S. Mineralization of organic matter and the carbon sequestration capacity of zonal soils // *Eurasian Soil Science*. 2008. V. 41. P. 717–730. <https://doi.org/10.1134/S1064229308070065>
46. van Wesemael B., Paustian K., Meersmans J., Goidts E., Barancikova G., Easter M. Agricultural management explains historic changes in regional soil carbon stocks // *PNAS*. 2010. V. 107. P. 14926–14930. <https://doi.org/10.1073/pnas.1002592107>
47. Wang C., Amon B., Schulz K., Mehdi B. Factors that influence nitrous oxide emissions from agricultural soils as well as their representation in simulation models: a review // *Agronomy*. 2021. V. 11. P. 770. <https://doi.org/10.3390/agronomy11040770>
48. Yang Y., Li T., Pokharel P., Liu L., Qiao J., Wang Y., An S., Chang S.X. Global effects on soil respiration and its temperature sensitivity depend on nitrogen addition rate // *Soil Biology and Biochemistry*. 2022. V. 174. P. 108814. <https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2022.108814>
49. Yevdokimov I.V., Larionova A.A., Lopes de Gerenyu V.O., Schmitt M., Bahn M. Determination of root and microbial contributions to the CO₂ emission from soil by the substrate-induced respiration method // *Eurasian Soil Science*. 2010. V. 43. P. 321–327. <https://doi.org/10.1134/S1064229310030105>
50. Yilmaz G. Seasonal variations in soil CO₂ emissions under continuous field crop production in semi-arid southeastern Turkey // *Appl. Ecol. Environ. Res*. 2019. V. 17. P. 6563–6579. https://doi.org/10.15666/aeer/1703_65636579
51. Zhao Y., Xue Z., Guo H., Mu X., Li C. Effects of tillage and crop residue management on soil respiration and its mechanism // *Transactions of the Chinese Society of Agricultural Engineering*. 2004. V. 30. P. 155–165. <https://doi.org/10.3969/j.issn.1002-6819.2014.19.019>

Soil Respiration in Agrarian and Natural Ecosystems of the European Part of Russia

O. E. Sukhoveeva¹*, D. V. Karelin¹, A. N. Zolotukhin¹, and A. V. Pochikalov¹

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

*e-mail: olgasukhoveeva@gmail.com

The results of the assessment of soil respiration (CO₂ emission from soil) in three regions (Chuvash Republic, Ryazan and Kursk regions) are presented. Agrarian (crop and livestock) and natural ecosystems are combined into seven groups: croplands, pastures, hayfields, abandoned lands, forests, stockyards and open compost storages. CO₂ emissions were measured in 2020–2022 using the close chamber method. Ecosystems were ranked by increasing rate of CO₂ emission from soil in the following order: croplands (0.03–0.24 g C–CO₂ m⁻² h⁻¹) < pastures (0.07–0.33 g C–CO₂ m⁻² h⁻¹) ≤ hayfields (0.06–0.35 g C–CO₂ m⁻² h⁻¹) ≤

≤ forests ($0.07-0.28 \text{ g C-CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ h}^{-1}$) ≤ abandoned lands ($0.08-0.37 \text{ g C-CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ h}^{-1}$) ≪ stockyards ($0.21-8.61 \text{ g C-CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ h}^{-1}$) ≪ compost storages ($1.15-13.85 \text{ g C-CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ h}^{-1}$). Estimates of CO_2 emissions from pasture, hayfield, forest, and abandoned land soils were not statistically different in most cases. The dependence of soil respiration rate on hydrothermal (temperature and humidity of the upper soil layer, air temperature) and agrochemical (content of total carbon and total nitrogen in the upper soil layer, pH) indicators by geographical regions and by types of ecosystems was analyzed. The most important among the evaluated factors at both ecosystem and regional levels is soil temperature at the 10 cm depth ($r = 0.41-0.88$, $p < 0.05$). Moisture conditions do not play a significant role in the formation of carbon flux. On the regional scale, the stocks of carbon and nitrogen are significant ($r = 0.33-0.92$, $p < 0.05$), which are more dependent on the geographical location of sites than on the characteristics of economic activity. The considered indicators determine the variance of CO_2 emission from soils of the studied ecosystems by 17–78%.

Keywords: soil CO_2 emission, Luvic Phaeozems, Luvic Chernozems, Haplic Chernozems

ДЫХАНИЕ ГОРОДСКИХ ПОЧВ

УДК 631.4

ВЛИЯНИЕ МЕЗО- И МИКРОКЛИМАТИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ НА ЭМИССИЮ CO₂ ПОЧВ ОБЪЕКТОВ ГОРОДСКОЙ ЗЕЛЕННОЙ ИНФРАСТРУКТУРЫ МОСКОВСКОГО МЕГАПОЛИСА

© 2023 г. В. И. Васенев^a, * (ORCID: 0000-0003-0286-3021), М. И. Варенцов^b, Д. А. Саржанов^c,
К. И. Махиня^c, Д. Д. Госсе^d, Д. Г. Петров^e, А. В. Долгих^e

^aГруппа географии почв и ландшафтов, Университет Вагенингена, Вагенинген, 6707 Нидерланды

^bНаучно-исследовательский вычислительный центр, МГУ им. М.В. Ломоносова,
Ленинские горы, 1, с. 4, Москва, 119991 Россия

^cАграрно-технологический институт, РУДН, ул. Миклухо-Маклая, 8, корп. 2, Москва, 117198 Россия

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

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

*e-mail: slava.vasenev@wur.nl

Поступила в редакцию 10.03.2023 г.

После доработки 23.04.2023 г.

Принята к публикации 03.05.2023 г.

Анализ климатических условий и пространственно-временной неоднородности почвенной эмиссии CO₂ в условиях мегаполиса необходим для понимания роли городской зеленой инфраструктуры в формировании баланса углерода и достижении углеродной нейтральности. Исследования динамики эмиссии CO₂ с параллельным наблюдением температуры и влажности почвы проводили на трех объектах зеленой инфраструктуры Московского мегаполиса, отличающихся по мезоклиматическим условиям, в 2019–2022 гг. Для каждого объекта сопоставляли участки с различными типами растительности, что позволило оценить внутреннюю неоднородность почвенных и микроклиматических условий. Температура почвы определяет до 70% общей дисперсии эмиссии CO₂. При этом среднегодовая температура почв на участке в центре города была почти на 3–6°C выше, а влажность — на 10–15% ниже по сравнению с периферийными участками (10–12 км от центра). Почва под газонами и кустарниками была в среднем на 1–2°C теплее и на 10–15% влажнее, чем под деревьями. Эмиссия CO₂ почвы под газонами была в среднем за год на 20–30% выше таковой по сравнению с почвой под древесными насаждениями на том же участке. При этом различия между участками с одинаковой растительностью в центре и на периферии достигали 50%, что отражает высокую уязвимость запасов углерода городских почв к мезоклиматическим аномалиям и высокие риски дальнейшего увеличения эмиссии CO₂ городскими почвами на фоне климатических изменений.

Ключевые слова: урбанизация, городские почвы, остров тепла, запасы углерода, почвенное дыхание, устойчивое развитие городской среды

DOI: 10.31857/S0032180X23600385, EDN: EOUZXI

ВВЕДЕНИЕ

Проблематика глобальных климатических изменений в последние десятилетия является одним из основных приоритетов научной и политической повестки. Вышедший в 2022 г. 6-й рамочный доклад МГЭИК [59] — первый после принятия Парижских соглашений — показал, что традиционная цель не допустить глобальное потепление более, чем на +1.5°C не будет достигнута. Более того, удержать рост глобальных температур к 2100 г. в пределах +2.0°C возможно только при условии достижения углеродной нейтральности — компенсации выбросов парниковых газов эквивалентным депонированием в растительной био-

массе и почве (для наземных экосистем) [11, 28, 29]. В контексте углеродной нейтральности городские экосистемы традиционно рассматриваются как источник антропогенных эмиссий парниковых газов [54]. Занимая менее 3% территории суши [47, 66], города уже обеспечивают порядка 75% всех эмиссий CO₂ от сжигания ископаемого топлива [34], при этом их площадь продолжает увеличиваться. По последним оценкам темпов глобальной урбанизации на основании дистанционных данных, Россия занимает второе место после Китая по доле быстрорастущих городов [45]. В связи с этим особое внимание уделяется развитию городской зеленой инфраструктуры

как природно-ориентированного решения для поглощения и аккумуляции углерода [55, 58, 61]. При этом модели и программное обеспечение, используемое при расчете эффективности таких решений (например, C-calculator или iTree Eco), не всегда адекватно оценивают почвенную эмиссию CO₂, что может приводить к значительным неточностям прогнозов, учитывая высокое содержание углерода в городских почвах, их пространственную неоднородность и динамичность [3, 44, 68].

Несмотря на постоянный интерес к количественной оценке роли почв в экосистемном балансе углерода, реализованный, в частности, в масштабном проекте карбоновых полигонов [1, 8, 15], данные о потоках и запасах углерода в городских почвах не систематизированы и часто противоречивы. Локальные исследования [3, 7, 22] и литературные обзоры [6, 51, 52, 74] показывают, что удельные запасы углерода в городских почвах могут быть сопоставимы с естественными аналогами и даже превышать их. В то же время многие работы свидетельствуют о высокой эмиссии CO₂ городскими почвами, связанной с комплексом факторов, включая интенсивную микробную деградацию легкодоступных органических субстратов (торфа, компосты) [68], мероприятиями по содержанию и уходу (полив, кошение, внесение минеральных удобрений) [17, 46] или изменением водно-температурного режима [39, 69]. При этом эмиссия CO₂ характеризуется выраженной изменчивостью во времени и пространстве [79], однако факторы данной пространственно-временной изменчивости в условиях города остаются малоизученными.

Среди сложного комплекса факторов, определяющих пространственную неоднородность эмиссии CO₂ городскими почвами, ведущую роль играют мезо- и микроклиматические условия. Характерной особенностью городского климата, определяющей пространственные закономерности изменения температур, является эффект острова тепла, заключающийся в превышении температуры в городе по сравнению с окружающими территориями [16, 57]. Данный эффект определяется несколькими факторами, включая запечатанность городских почв, особенности теплофизических свойств искусственных материалов (асфальта, бетона и др.), трехмерную геометрию городской застройки, антропогенные эмиссии тепла [56, 62]. Эффект острова тепла выражен в наблюдаемой на метеостанциях температуре приземного воздуха, в диагностируемой по спутниковым данным температуре поверхности [78], а также в температуре почвы [49] и грунтовых вод [32]. Важной чертой метеорологического режима городских территорий является высокая пространственная неоднородность, обусловленная мозаичностью

городских ландшафтов – чередованием районов жилой застройки различной плотности и этажности, промзон, парков и лесопарков различного размера. Последние особо выделяются на фоне окружающих городских ландшафтов, являясь островами холода [33, 35], которые оказывают охлаждающий эффект и на окружающие застроенные территории [30, 70]. Несмотря на то, что температура и влажность являются общепризнанными абиотическими факторами, определяющими интенсивность почвенной эмиссии CO₂, долгосрочные наблюдения влияния городского микро- и мезоклимата на пространственно-временную динамику эмиссии CO₂ городскими почвами для Московского мегаполиса не проводились.

Цель исследования – оценить влияние неоднородности мезоклиматических и микроклиматических условий на эмиссию CO₂ почвами объектов городской зеленой инфраструктуры Московского мегаполиса с учетом сезонной динамики и межсезонных отличий.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Неоднородность климатических и почвенных условий Московского мегаполиса. Москва – крупнейший по населению и площади мегаполис Европы. Москва расположена в подзоне южной тайги и характеризуется умеренно-континентальным климатом (Dfb по классификации Кеппена). При этом концентрическая пространственная структура и высокая плотность застройки приводят к формированию мезоклиматических аномалий, в первую очередь, городского острова тепла, отмечаемого по данным многолетних метеорологических наблюдений. Разность температуры воздуха между центром города (метеостанция Балчуг) и загородными станциями в среднем за год составляет 2°C, а в отдельные дни с благоприятной погодой может достигать 10°C и более [49, 73]. Потепление климата в Москве дополнительно усиливается за счет тренда интенсификации городского острова тепла [12, 13]. Остров тепла определяет наличие мезоклиматического градиента температуры по направлению от центра города к периферии, на фоне которого проявляются более локальные термические особенности отдельных территорий, в частности, охлаждающее влияние парков и лесопарков [71, 77]. Городской остров тепла оказывает воздействие на почвенный температурный режим [50], процессы почвообразования [25] и функции почв города [27, 76].

Дерново-подзолистые почвы являются преобладающим зональным подтипом, однако в городе они преимущественно встречаются на территориях лесопарков и особо охраняемых природных территорий. На большей части города преоблада-

ют антропогенно-измененные и антропогенные почвы, отличающиеся высокой пространственной неоднородностью и разнообразием свойств и функций [20, 21]. Значительную территорию занимают реплантоземы и конструктороземы – искусственные почвы (почвоподобные тела), создаваемые преимущественно для задач озеленения и благоустройства. Характерным признаком профиля таких почв является поверхностный рекультивационный горизонт RAT, сформированный в результате подсыпок органических и органо-минеральных смесей. Ежегодно в Москву завозится более 1 млн м³ органо-минеральных смесей и их компонентов (торф, компост, котлованные и поверхностные техногенные грунты), большая часть которых характеризуется высоким содержанием органического вещества [2, 23]. В условиях повышенных температур создаются условия для быстрой минерализации органического вещества горизонта RAT, что сопряжено с дополнительной биогенной эмиссией CO₂ и соответствующим негативным воздействием на глобальный климат [43, 68].

Система экологического мониторинга в Москве включает более 80 станций контроля загрязнения атмосферы, которые регистрируют и микроклиматические параметры. Мониторинг состояния почв ежегодно проводится на 250–300 точках, однако он сфокусирован в основном на агрохимических свойствах и концентрации загрязняющих веществ, в то время как наблюдений за динамикой температуры и влажности почв и почвенной эмиссией CO₂ не проводится. Данные по эмиссии CO₂ почвами Москвы, полученные отдельными научными группами для локальных участков разными методами и за различный период [5, 25, 39, 40, 69], отражают значительную пространственно-временную неоднородность. В то же время анализ этой изменчивости в связи с изменением мезо- и микроклиматических параметров до настоящего времени не проводился, что и определило задачу исследования.

Участки наблюдений эмиссии CO₂, температуры и влажности почвы. Мониторинговые исследования проводили на трех участках городской зеленой инфраструктуры, отличающихся расположением относительно центра и, как следствие, мезоклиматическими условиями (по данным мезоклиматического моделирования). Участок 1 (Центр) – дворовая территория, Старомонетный переулок, 35/33; участок 2 (РУДН) – зеленая зона кампуса Российского университета дружбы народов на ул. Миклухо-Маклая и участок 3 (ЛОД) – Лесная опытная дача РГАУ-МСХА им. К.А. Тимирязева, городской лесопарк, заказник Петровско-Разумовский. На каждом участке было заложено по 10 пробных площадок размером около 1 м² (круги диаметром 1 м с камерой в центре),

при этом на участках Центр и РУДН площадки характеризовали разные типы растительности: древесную ($n = 5$), газонную ($n = 3$) и кустарниковую ($n = 2$), а на участке ЛОД – только древесную ($n = 10$) (рис. 1).

Наблюдения проводили с мая 2019 г. по октябрь 2021 г., что позволило охарактеризовать 3 вегетационных сезона. В условиях малоснежной зимы 2019/2020 гг. удалось провести годичный цикл наблюдений с мая 2019 г. по май 2020 г., в дальнейшем измерения проводили с апреля по октябрь со средним временным шагом в две недели.

Климатический мониторинг и моделирование. Для оценки влияния мезоклиматических условий в настоящем исследовании использовали данные наблюдений и моделирования. Данными наблюдений на метеостанциях Московского региона пользовались для оценки метеорологических условий и их внутригородской изменчивости за весь период экспериментальных наблюдений. Для участков Центр, РУДН и ЛОД применяли данные метеостанции Балчуг в центре города, метеорологической обсерватории МГУ в парковой зоне на юго-западе Москвы и метеостанции ВДНХ в парковой зоне на севере города (табл. 1). Для более детального пространственного анализа использовали результаты детализированного численного моделирования метеорологического режима Москвы за теплый сезон 2019 г. в рамках региональной климатической модели COSMO [63]. Данную модель применяли для динамической детализации глобальных метеорологических данных (анализа ICON службы погоды Германии) для Московского региона с шагом сетки 500 м и учетом влияния городской поверхности, что обеспечивали использованием параметризации TERRA_URB [38, 80] и заданием детализированных данных о параметрах городской среды и земельного покрова. Постановка численных экспериментов с моделью детально описана в статье [77].

Мониторинг почвенной эмиссии CO₂. Измерения эмиссии CO₂ проводили в центре каждой пробной площадки камерным методом с использованием портативных полевых газоанализаторов EGM-5 PP Systems (США) и модифицированным AZ Instruments 77535 (Тайвань). При измерениях AZ использовали камеры, изготовленные на основе непрозрачных поливинилхлоридных трубок высотой 20 см с площадью основания 95 см². Открытые камеры углубляли в почву на глубину 3–4 см за 2 ч до измерений с предварительным удалением живой биомассы. Данный подход оптимален для городских условий, где повышенные риски вандализма, поломки в процессе работ по содержанию и уходу за зелеными территориями или другие посторонние воздействия ограничивают более продолжительную экспозицию. Перед проведением измерений камеры проветривали и

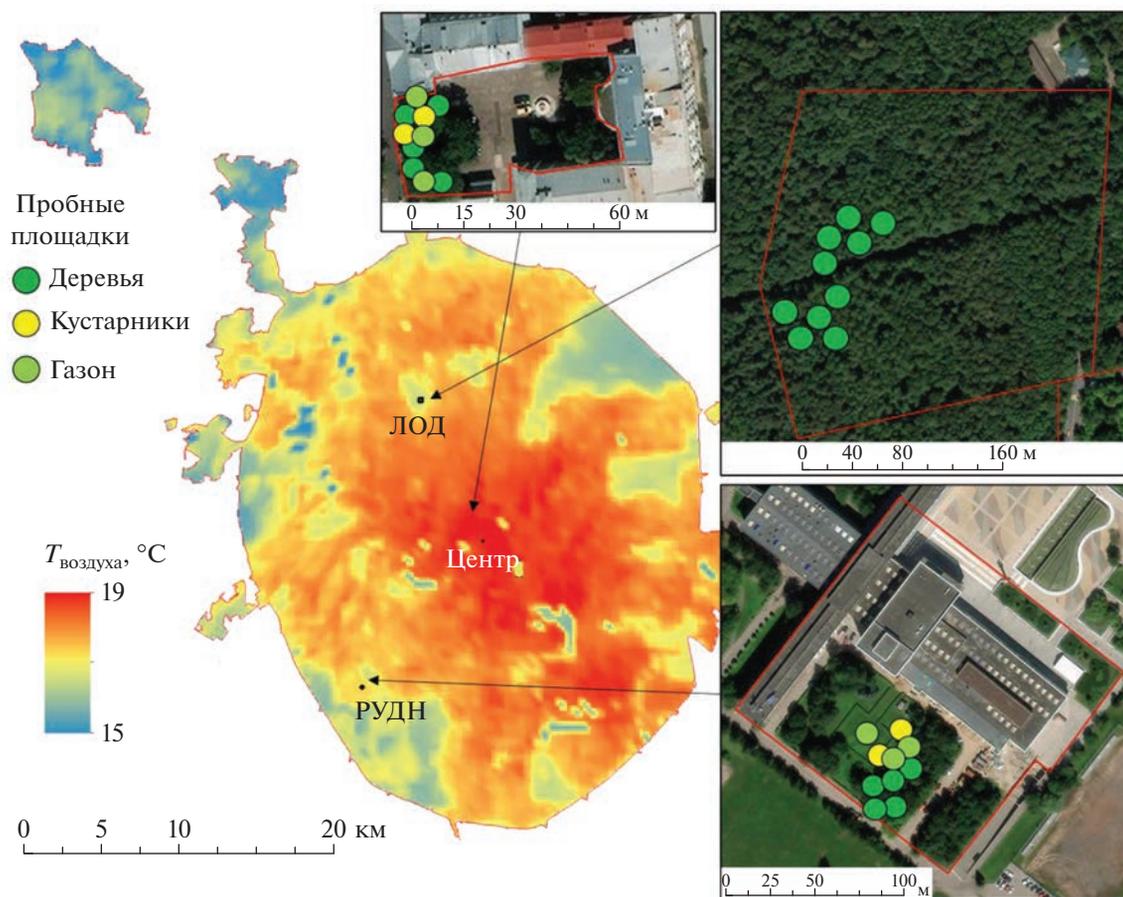


Рис. 1. Расположение участков исследования и пробных площадок (основа – карта средних температур июля 2019 г., полученная на основе модели COSMO-CLM [72, 79]).

плотно закрывали крышкой, соединенной целлюлоидными трубками с газоанализатором. Для перемешивания воздуха крышки камер снабжены вентиляторами. Почвенное дыхание оценивали по увеличению концентрации CO_2 в изолированных камерах, наблюдаемому в течение 3-минутного периода в соответствии с рекомендациями [10]. При измерении PPS использовали заводскую камеру для измерения почвенного дыхания (SRC-2) высотой 18 см с площадью основания 78 см^2 и со встроенным вентилятором для перемешивания воздуха. В соответствии с руководством пользователя [81] перед измерением камеру

врезали в почву на 2–3 см, предварительно удалив живую биомассу. Для измерения использовали автоматизированный режим с задержкой в 30 с, временем экспозиции 3 мин и линейной аппроксимацией. Перед началом мониторинговых исследований проводили сравнительный эксперимент по параллельному измерению эмиссии CO_2 на всех ключевых участках обоими приборами, который подтвердил сходимость результатов. Измерения вели в сухую погоду (без осадков) в интервале между 10 и 15 ч. Суточный ход, проведенный ранее для участков городского леса [5] и газонов [67, 75] в Москве, показал, что значения

Таблица 1. Метеостанции, использовавшиеся для характеристики метеорологических условий экспериментальных участков

| Экспериментальный участок | Метеостанция | WMO ID метеостанции | Координаты метеостанции |
|---------------------------|--------------|---------------------|-------------------------|
| Центр | Балчуг | 27605 | 55.75 N, 37.63 E |
| РУДН | МГУ | 27617 | 55.71 N, 37.52 E |
| ЛОД | ВДНХ | 27612 | 55.83 N, 37.62 E |

эмиссии CO₂, полученные в этом интервале, близки к среднесуточным. Для расчета суммарной эмиссии CO₂ за календарный месяц суточные значения, полученные в течение месяца, усредняли и умножали на количество дней. Суммарную эмиссию CO₂ за сезон рассчитывали как сумму месячных эмиссий.

Параллельно с измерением эмиссии CO₂ на тех же пробных площадках на расстоянии 3–5 см от камер проводили измерения объемной влажности почв (0–7 см, *W*, %) портативным влагомером HH-2 ML-3 Theta Kit Delta Instruments (Великобритания) и температуры почв на глубинах 1 и 10 см (*T*, °C) портативным термометром Checktemp Hanna Instruments (США). Для непрерывных (с интервалом в 3 ч) наблюдений за температурой почвы на пробных площадках устанавливали автономные датчики DS-1922 на глубине 7 и 20 см для оценки внутренней неоднородности микроклиматических условий.

Почвенное обследование. На каждом участке на площадке под древесной растительностью закладывали разрез или проводили бурение до 100 см для описания строения профиля и основных морфологических свойств почв. На каждой площадке дополнительно отбирали образцы поверхностного слоя почвы (0–10 см) для анализа содержания общего углерода и азота методом сухого сжигания (CN-анализатор Elementar Vario, США). Образцы для определения плотности почвы отбирали кольцом (буриком Качинского).

Статистическая обработка и анализ данных. Для обработки и анализа данных использовали стандартные методы описательной статистики (среднее, стандартное отклонение, ошибка среднего, коэффициент вариации), нормальность выборок проверяли по тесту Левена. Для проверки значимости различий между участками/площадками применяли многофакторный дисперсионный анализ и тест Тьюки. Взаимосвязь между эмиссией CO₂, температурой, влажностью и физико-химическими свойствами почв оценивали на основании регрессионной модели. Статистический анализ выполняли, используя программные продукты RStudio и Statistica 10. Для пространственного анализа и визуализации использовали ESRI ArcGIS 10.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Мезо- и микроклиматические условия. Эффект городского острова тепла, как и внутригородская изменчивость температуры характерен для всего периода наблюдений. Для центра города превышение температуры воздуха над средним значением для загородных метеостанций составляет 1.9°C (*t*-критерий, *p* < 0.001), для периферийных участков оно примерно вдвое меньше 0.8–0.9°C

(*t*-критерий, *p* < 0.001). Внутригородская изменчивость температуры усиливается летом, особенно в условиях жаркой погоды. Для аномально жарких июня 2019 г., июня и июля 2021 г. температура в центре города превышала загородные значения на 3 и на 2°C – температуру для метеостанций вблизи периферийных участков. Положительная аномалия температуры в городе сопровождалась отрицательной аномалией относительной влажности воздуха, что обычно описывается как эффект острова сухости. Разность относительной влажности между городскими и загородными метеостанциями в среднем за весь период составила 11% для центра и 4% для периферийных участков. Максимальные среднемесячные значения городских аномалий температуры и относительной влажности составили +3.1°C и –19% соответственно (рис. 2).

Температура почвы значимо коррелировала с температурой воздуха (*r* = 0.95, *p* < 0.01 для поверхностного слоя и *r* = 0.89, *p* < 0.01 для глубины 7 см). Средние температуры поверхностного слоя почвы пробных площадок под деревьями на участке Центр были на 2.1 и 2.7°C выше, чем на аналогичных площадках участков РУДН и ЛОД соответственно, а для глубины 7 см разница составила 2.0 и 2.5°C. Наибольшая разница температур (5–7°C) поверхностных горизонтов почв между центром и периферией показана для площадок под газонами в летний период (рис. 3а). Средняя влажность почвы для этих площадок в центре была также на 5–10% ниже, чем на периферии, а летом 2020 г. разница достигала 30%. При значительной внутренней неоднородности влажности, определяемой комплексом локальных факторов (условия затенения, неоднородность гидрофизических свойств подстилающих горизонтов, микрорельеф, периодичность и интенсивность полива), значимые различия между центральными и периферийными участками можно считать проявлением городского острова сухости [12, 41, 53].

Анализ неоднородности микроклиматических (гидротермических) условий внутри участков показал, что и для Центра, и для РУДН почвы под газонами в среднем на 0.5–1.0°C теплее и на 5–10% влажнее, чем под деревьями и кустарниками. Максимальная разница температур также отмечается в летний период и составила 2.5°C (рис. 3б). Аналогичные закономерности показаны для смежных участков травянистой и древесной растительности в Балтиморе (США) [42], Окленде (Новая Зеландия) [79], как и в предыдущих исследованиях в Москве [25, 69, 75].

Неоднородность условий увлажнения при этом имела менее выраженную сезонную динамику и большой разброс. Например, 07.07.20 влажность почвы на всех площадках в центре со-

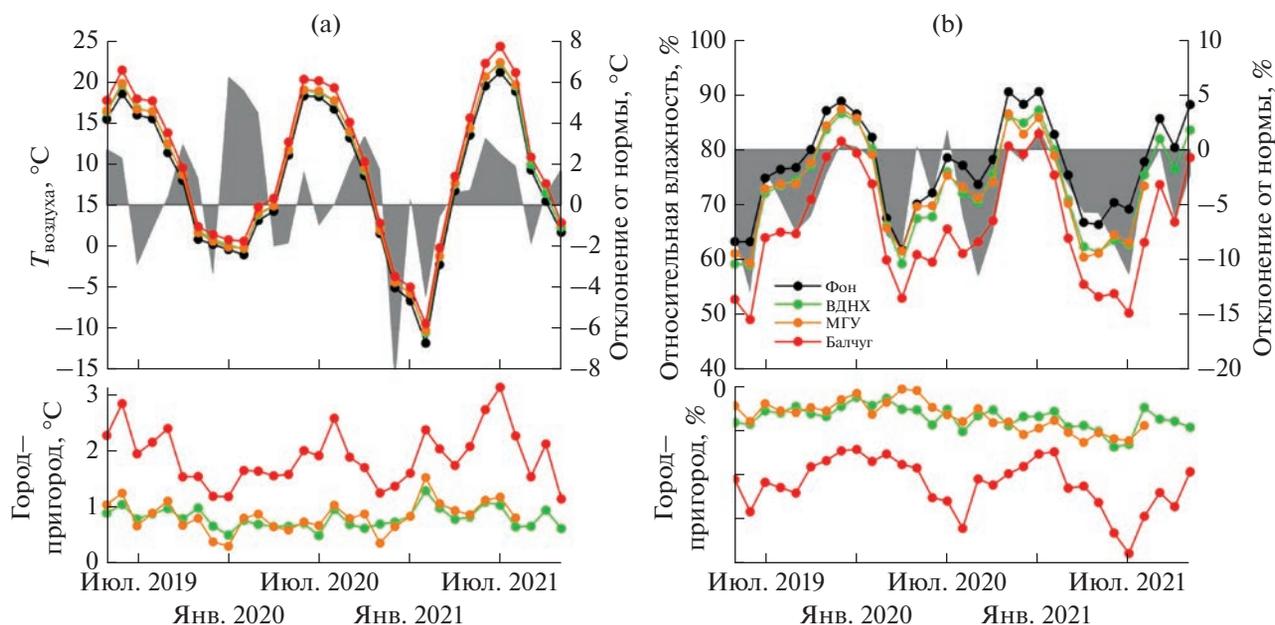


Рис. 2. Динамика среднемесячной температуры (а) и относительной влажности (б) приземного воздуха на рассматриваемых метеостанциях Москвы и в среднем по выборке фоновых (загородных) метеостанций вокруг города. Серым цветом показано отклонение от климатической нормы за 1981–2010 гг. для метеостанции ВДНХ. Нижние графики показывают отклонения температуры и влажности в городе от среднего фонового значения.

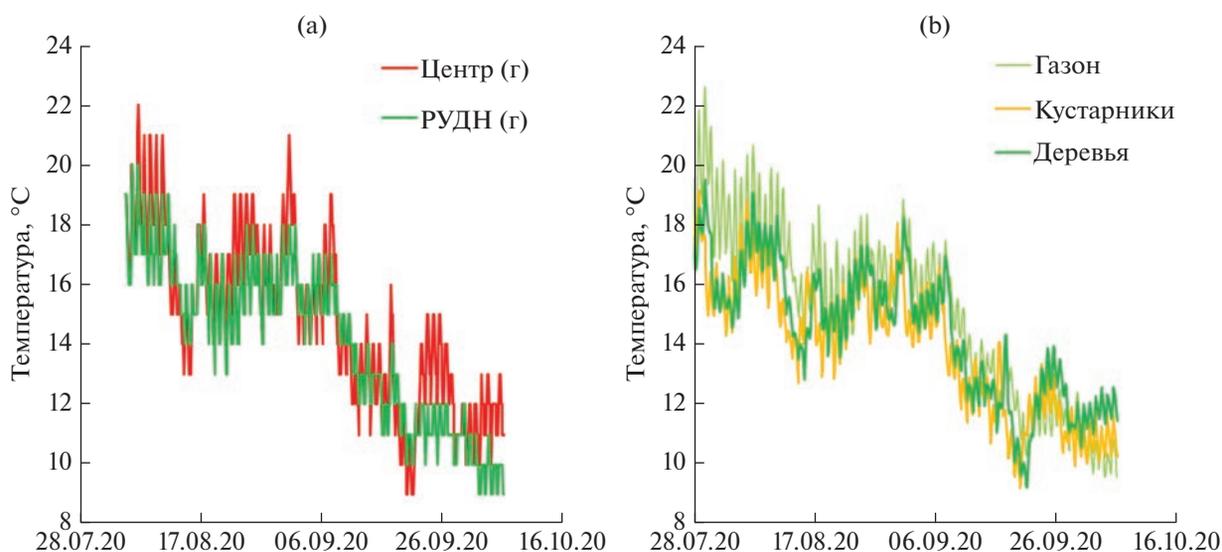


Рис. 3. Динамика температуры почвы (7 см) на площадках газонов участков Центр и РУДН (а) и на площадках с разными типами растительности участка РУДН (б).

ставила 41–42%, а уже через две недели разница между газоном и древесной растительностью составляла 20%. Учитывая, что за этот период значительных осадков не выпадало, такую закономерность можно объяснить периодичностью и неоднородностью полива.

Содержание общего углерода и азота в почвах. Почвы участков РУДН и Центр можно отнести к

рекреаземам [20, 21], так как в верхней части профиля выделяются несколько последовательно сформированных горизонтов RAT. При этом в центре подсыпку органического материала проводили относительно недавно, о чем можно судить по наличию слаборазложившихся остатков и ровной границе с подстилающим горизонтом. На участке РУДН подсыпки в последние 10 лет не

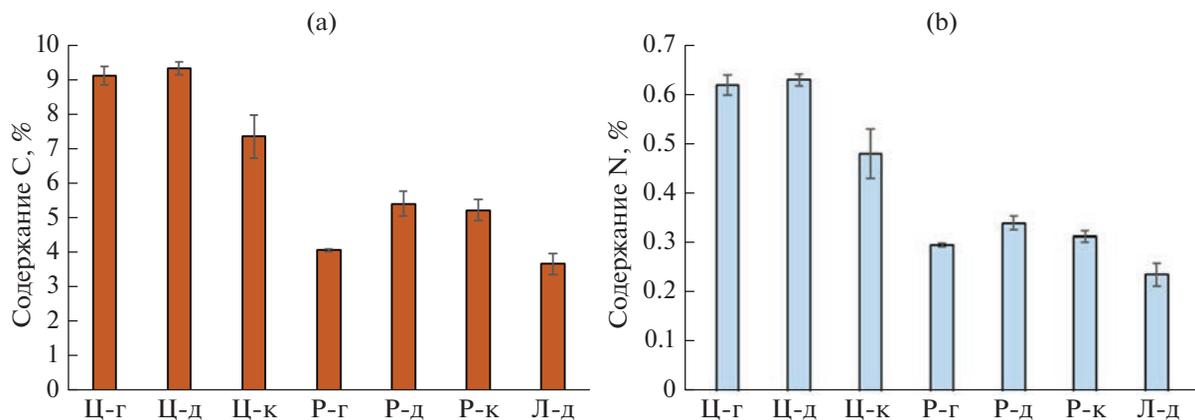


Рис. 4. Содержание С (а) и N (б) в поверхностных горизонтах (0–5 см) почв под древесной (д), кустарниковой (к) и газонной (г) растительностью на участках Центр (Ц), РУДН (Р) и ЛОД (Л).

проводили, и, по-видимому, горизонт RAT был сформирован при благоустройстве территории в начале 2000-х гг. На участке ЛОД описана дерново-подзолистая легкосуглинистая почва, характерная для территории заказника [4]. Содержание общего С и N в поверхностном горизонте почв центрального участка было в среднем в 1.5–2 раза больше, чем для РУДН и ЛОД. Высокое содержание С в благоустроенных селитебных и рекреационных зонах в центре города характерно для Москвы и объясняется добавлением обогащенных органическим веществом почвогрунтов [2, 26, 64]. Содержание С и N в почвах ЛОД близко к фоновым значениям и соответствует результатам, полученным ранее для этого хорошо изученного объекта [5, 9, 18, 69]. Результаты, полученные для участка РУДН, занимают промежуточное положение и близки к значениям, характерным для рекреационных зон [14, 22, 37]. Неоднородность (стандартное отклонение) содержания углерода и азота внутри участков составило 1.0–1.5% по С и 0.1% по N, а внутри площадок с одинаковым типом растительности – 0.2–0.5% по С и 0.01–0.05% – по N (рис. 4). При этом максимальные средние значения и минимальная неоднородность показаны для площадок под древесной растительностью, что можно объяснить как дополнительным поступлением органического вещества с опадом, так и большей устойчивостью к разложению за счет более низких температур. Соотношение С : N на всех участках находилось в пределах от 13 до 17, плотности поверхностного горизонта – от 0.9 до 1.1 г/см³, статистически значимых различий по этим показателям не выявлено.

Факторы пространственно-временной неоднородности эмиссии CO₂. Усредненные за период измерений эмиссии CO₂ почвами центрального участка были выше на 20% по сравнению с РУДН и почти в 2 раза по сравнению с ЛОД. При срав-

нении данных только под древесной растительностью тенденция сохраняется, но разброс значений немного снижается – средние эмиссии для Центра, РУДН и ЛОД составили соответственно 4.7 ± 0.9 , 3.6 ± 0.3 и 2.8 ± 0.2 г С/(м² сут). Абсолютные значения могут быть несколько завышены в связи с укороченным периодом экспозиции, однако это не повлияло на выявленные закономерности различий эмиссии CO₂ внутри и между участками, так как для всех участков применяли единый подход к измерениям. Максимальные различия между центром и периферией отмечены в летний период, когда и эффект городского острова тепла наиболее заметен (рис. 5а). Внутри участков наименьшая средняя эмиссия CO₂ показана для почв под деревьями, для которых характерны наиболее низкие температуры поверхностных горизонтов и, как правило, меньшая по сравнению с другими площадками влажность. Разница между площадками под газонами и кустарниками была менее очевидна и менялась в течение сезона. Весной и осенью более интенсивная эмиссия зафиксирована для почв под газонами, а в летний период различия значений между газонными и кустарниковыми площадками статистически не значимы (ANOVA, тест Тьюки $p = 0.36$) (рис. 5б). По-видимому, разница между площадками объясняется в первую очередь системой ухода, определяющей регулярное антропогенное воздействие и регулирующей поступление органического вещества. Так, практика ухода за городскими газонами подразумевает внесение азотных удобрений в весенний период и систематический полив в летний период, что повышает микробиологическую активность и может приводить к дополнительной эмиссии CO₂ [46, 65]. В то же время скошенная с газонов трава, как правило, собирается и вывозится в отличие от листьев кустарников, что может стать источником дополнительного поступления органического вещества для последних [31, 60].

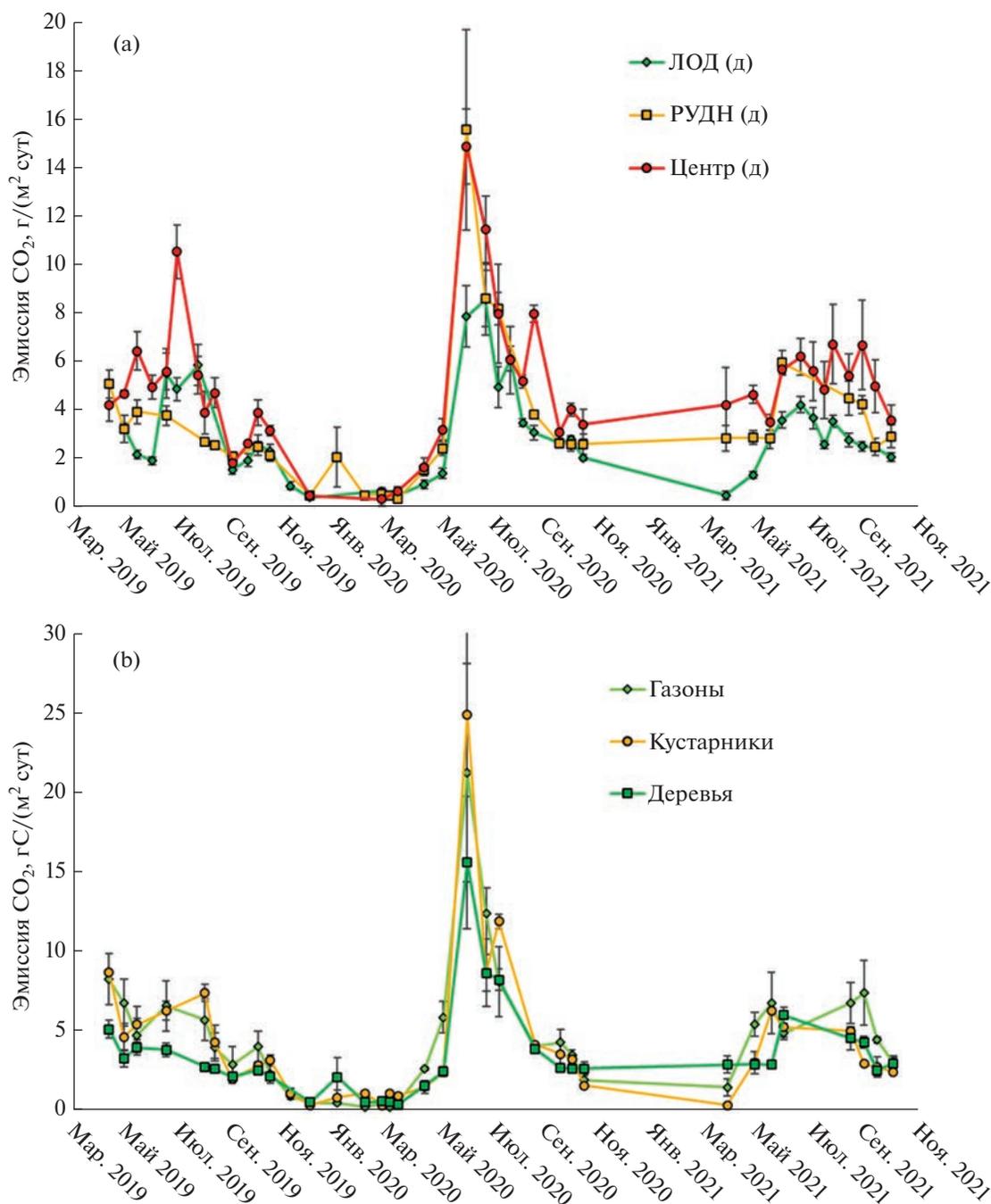


Рис. 5. Сезонная динамика эмиссии CO₂ почвами площадок под древесной растительностью на всех участках (a) и почвами площадок с разным типом растительности на участке РУДН (b).

В целом полученные значения для участков с древесной растительностью близки к тем, что показаны для аналогичных экосистем в Москве — ботанического сада МГУ им. М.В. Ломоносова [39, 40] и Петровско-Разумовского заказника [5]. Эмиссия CO₂ почвами под газонами и кустарниками соответствует значениям, полученным для газонов на модельных почвенных конструкциях [67]. Интересно, что и эмиссии CO₂, и темпера-

турный режим почв на площадках древесно-кустарниковой растительности в центре Москвы оказались близки к объектам в г. Курск, расположенном на 500 км южнее [19, 24], что также иллюстрирует эффект городского острова тепла. Средние за сезон эмиссии CO₂ городскими почвами, полученные в рамках похожего исследования в Бостоне (США), для газонов были аналогичны результатам газонных площадок участков Центр

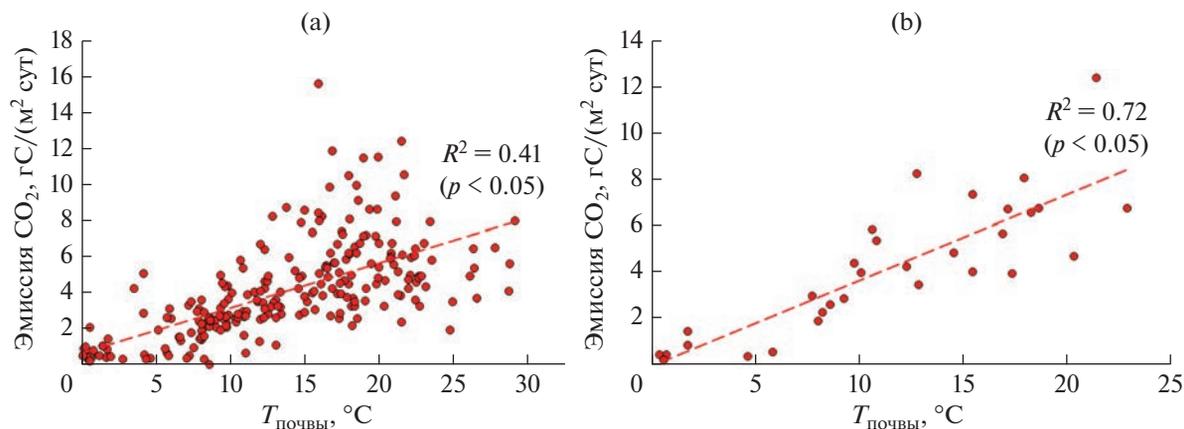


Рис. 6. Зависимость эмиссии CO_2 от температуры поверхности почвы для общей выборки (а) и для газонов участка РУДН (б).

и РУДН (5.0 г/(м² сут) по сравнению с 5.0 и 4.8 г С/(м² сут) соответственно), а для почв городского леса несколько меньше, чем для участка ЛОД (2.7 г/(м² сут) по сравнению с 3.1 г/(м² сут)). При этом для селитебных зон Бостона биогенная почвенная эмиссия CO_2 составила более 70% от антропогенной эмиссии CO_2 при сгорании ископаемого топлива [36]. В городах с более жарким климатом показаны наибольшие значения. Например, усредненная за вегетационный сезон эмиссия CO_2 почвами городских газонов в Мельбурне (Австралия) варьировала от 7 до 12 г/(м² сут). Полив и внесение минеральных удобрений были основным фактором выявленной неоднородности с увеличением эмиссии на 40% на орошаемых и удобряемых площадках в сравнении с контролем [47].

Температура была основным значимым фактором, определившим 41% от общей дисперсии эмиссии CO_2 для всей выборки. Выявленная закономерность уменьшения эмиссии CO_2 от центра к периферии при высокой значимой зависимости от температуры поверхностных горизонтов подтверждает исходную гипотезу о влиянии городского острова тепла на пространственную неоднородность эмиссии CO_2 городскими почвами в Москве. При анализе зависимости между эмиссией CO_2 и температурой поверхностного горизонта отдельных участков и типов растительности внутри участков коэффициент детерминации R^2 варьировал от 0.26 до 0.72 (при этом для всех вариантов зависимость была статистически значима) (рис. 6). В среднем температурный коэффициент Q_{10} составил 2.5, но для газонных участков он увеличивался до 4.5. Значимой зависимости от влажности в течение всего сезона не показано, что, по-видимому, объясняется поливом территории в летний период, когда недостаток воды в

почве мог бы оказать лимитирующее воздействие на микробиологическую активность. Наряду с температурой почвенная эмиссия CO_2 зависела от содержания С и N в поверхностном горизонте почвы – коэффициенты корреляции этих показателей с усредненными для пробных площадок значениями эмиссии CO_2 составили соответственно 0.60 и 0.62 и были статистически значимыми ($p < 0.05$).

Для поверхностного горизонта почв участка центральной части Москвы по сравнению с периферийными участками характерны более высокие температуры (на 3–7°С в летний период) и почти двукратное превышение содержания органического вещества, в основном внесенное с подсыпками органических и органо-минеральных субстратов в результате работ по озеленению и благоустройству. Сочетание этих факторов создает условия для увеличения почвенной эмиссии CO_2 . Так, суммарная за сезон дополнительная эмиссия CO_2 почвами под газонами и кустарниками в центре по сравнению с аналогичными площадками РУДН, рассчитанная по среднемесячным значениям на период апрель–октябрь 2020 и 2021 гг., составляет до 200 г С/м². Общая площадь территории газонной и древесно-кустарниковой растительности в Московском мегаполисе, подверженной воздействию городского острова тепла (т.е. находящейся в пределах МКАД и не включающей крупные массивы городских лесов на окраинах), по данным дистанционного зондирования, составляет около 300 км² [77]. Таким образом, дополнительная биогенная эмиссия для этих территорий может составлять до 60 тыс. т С ежегодно. Близкие оценки получены ранее на основании моделирования влияния городского острова тепла на базальное дыхание почвы в Московском мегаполисе [69]. Безусловно, неопределенность такой оценки высока, а ре-

альные значения будут зависеть не только от площади и интенсивности городского острова тепла, но и от физико-химических свойств почвы, в том числе не рассмотренных в рамках данного исследования (например, содержания тяжелых металлов или легкорастворимых солей). В то же время очевидно, что сочетание мезоклиматических аномалий с существующей практикой использования торфосодержащих почвогрунтов для задач озеленения и благоустройства сопряжено с серьезными рисками дополнительных эмиссий парниковых газов и ставит под сомнение эффективность городских газонов как решения, направленного на достижение целей углеродной нейтральности и климатической адаптации.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Городские экосистемы чувствительны к глобальным климатическим изменениям, так как последствия общего потепления усиливаются и усложняются мезоклиматическими аномалиями, среди которых городской остров тепла оказывает наиболее заметное воздействие на состояние городской среды и функционирование городских почв. Мезоклиматическое моделирование территории Московского мегаполиса показало явный градиент температуры воздуха от центра к периферии. Мониторинг эмиссии CO₂, температуры и влажности почв в течение сезонов 2019–2021 гг. на объектах, выбранных в соответствии с выявленным градиентом, показал значимо большие эмиссии CO₂ в центре по сравнению с периферией и зелеными зонами. Внутри участков наибольшая эмиссия была характерна для почв под газонами и кустарниками, где отмечались локальные максимумы температуры и влажности почвы. Температура поверхностного горизонта и содержание углерода и азота были основными факторами, определившими пространственно-временную неоднородность эмиссии CO₂ почвами Москвы. Сочетание высокого содержания органического углерода и максимального проявления городского острова тепла в центральной части приводит к ежегодной эмиссии до 200 г С/м², в первую очередь, за счет газонов в центре города. На основании полученных данных, развитие крупных массивов древесно-кустарниковой растительности представляется более эффективным решением для снижения климатических рисков, по сравнению с массовым созданием газонов на основе торфо-песчаных смесей, что необходимо учитывать для достижения целей углеродной нейтральности и устойчивого развития городской среды.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Мониторинг эмиссии CO₂ и мезоклиматических параметров выполнены при поддержке гранта РФФИ

№ 19-29-05187. Мезоклиматическое моделирование и мониторинг проводили в рамках проекта РФФИ № 19-77-300-12. Анализ данных и подготовка публикации выполнены в рамках проекта системы грантовой поддержки научных проектов РУДН.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ.

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

ДОПОЛНИТЕЛЬНАЯ ИНФОРМАЦИЯ

Онлайн-версия содержит дополнительные материалы, доступные по адресу <https://doi.org/10.31857/S0032180X23600385>.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абакумов Е.В., Поляков В.И., Чуков С.Н. Подходы и методы изучения органического вещества почв карбоновых полигонов России (обзор) // Почвоведение. 2022. № 7. С. 773–786. <https://doi.org/10.31857/S0032180X22070024>
2. Брянская И.П., Васенев В.И., Брыкова Р.А., Маркелова В.М., Ушакова Н.В., Госсе Д.Д., Гавриленко Е.В., Благодатская Е.В. Анализ ввозимых почвогрунтов для прогнозирования запасов углерода в почвенных конструкциях Московского мегаполиса // Почвоведение. 2020. № 12. С. 1537–1546. <https://doi.org/10.31857/S0032180X20120047>
3. Васенев В.И., Прокофьева Т.В., Макаров О.А. Разработка подхода к оценке запасов почвенного органического углерода мегаполиса и малого населенного пункта // Почвоведение. 2013. № 6. С. 725–736. <https://doi.org/10.7868/S0032180X13060117>
4. Васенев И.И., Мелесе С.М., Малахов А.О. Экологическая оценка сезонной динамики почвенных потоков CO₂ и содержания гумуса дерново-подзолистых почв на склоновой катене лесопарка при разных уровнях рекреационной нагрузки // АгроЭкоИнфо: Электронный научно-производственный журн. 2022. № 4. <https://doi.org/10.51419/202124419>
5. Визирская М.М. Функционально-экологическая оценка лесных подзолистых почв в условиях Московского мегаполиса: на примере ЛОД РГАУ-МСХА имени К.А. Тимирязева. Дис. ... к.б.н. М., 2014. 156 с.
6. Водяницкий Ю.Н., Шоба С.А. Биогеохимия углерода, железа и тяжелых металлов в переувлажненных почвах (аналитический обзор) // Вестник Моск. ун-та. Сер. 17, почвоведение. 2015. № 3. С. 3–12.
7. Горбов С.Н., Безуглова О.С., Скрипников П.Н., Тищенко С.А. Растворимое органическое вещество в почвах ростовской агломерации // Почвоведение. 2022. № 7. С. 894–908. <https://doi.org/10.31857/S0032180X2207005X>
8. Иванов А.Л., Савин И.Ю., Столбовой В.С., Духанин Ю.А., Козлов Д.Н. Методологические подходы формирования единой Национальной системы мониторинга и учета баланса углерода и выбросов парниковых газов на землях сельскохозяйственного фонда

- Российской Федерации // Бюл. Почв. ин-та им. В.В. Докучаева. 2021. Вып. 108. С. 175–218. <https://doi.org/10.19047/0136-1694-2021-108-175-218>
9. *Иващенко К.В., Ананьева Н.Д., Васенев В.И., Кудяров В.Н., Валентини Р.* Биомасса и дыхательная активность почвенных микроорганизмов в антропогенно-измененных экосистемах (Московская область) // Почвоведение. 2014. № 9. С. 1077–1088. <https://doi.org/10.7868/S0032180X14090056>
 10. *Карелин Д.В., Замолотчиков Д.Г., Краев Г.Н.* Методическое руководство по анализу эмиссии почв поселений в тундре. М.: Изд-во ЦЭПЛ РАН, 2015. 64 с.
 11. *Карелин Д.В., Суховеева О.Э., Золотухин А.Н., Лунич В.Н., Куст Г.С.* Современные исследования и мониторинг углеродного баланса на Курской биосферной станции Института географии РАН в рамках концепции нейтрального баланса деградации земель Вопросы географии // Вопросы географии. 2021. № 152. С. 253–280.
 12. *Кислов А.В.* Климат Москвы в условиях глобального потепления. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2017. 288 с.
 13. *Кислов А.В., Варенцов М.И., Горлач И.А., Алексеева Л.И.* “Остров тепла” Московской агломерации и урбанистическое усиление глобального потепления // Вестник Моск. ун-та. Сер. 5, география. 2017. С. 12–19.
 14. *Кузнецова В.А., Рыжова И.М., Стома Г.В.* Изменение лесных экосистем мегаполиса под влиянием рекреационного воздействия почвоведение // Почвоведение. 2019. № 5. С. 633–642. <https://doi.org/10.1134/S0032180X1905006X>
 15. *Курганова И.Н., Лопес де Гереню В.О., Инн С.Л., Каганов В.В., Хорошаев Д.А., Рухович Д.И., Сумин Ю.В., Дурманов Н.Д., Кузяков Я.В.* Пилотный карбоновый полигон в России: анализ запасов углерода в почвах и растительности // Почвы и окружающая среда. 2022. Т. 5. № 2. С. e169. <https://doi.org/10.31251/pos.v5i2.169>
 16. *Ландсберг Г.Е.* Климат города / Пер. с англ. под ред. Дубова А.С. Л.: Гидрометеиздат, 1983. 248 с.
 17. *Можарова Н.В., Кулачкова С.А., Лебедь-Шарлевич Я.И.* Эмиссия и поглощение парниковых газов в почвах Москвы // Почвоведение. 2018. № 3. С. 372–384. <https://doi.org/10.7868/S0032180X18030115>
 18. *Наумов В.Д., Поветкина Н.Л., Лебедев А.В., Гемонов А.В.* Оценка гумусового состояния дерново-подзолистых почв лесной опытной дачи РГАУ-МСХА имени К.А. Тимирязева // Известия ТСХА. 2019. Вып. 4. С. 5–18.
 19. *Неведров Н.П., Саржанов Д.А., Проценкова Е.П., Васенев И.И.* Сезонная динамика эмиссии CO₂ из почв города Курска // Почвоведение. 2021. № 1. С. 70–79. <https://doi.org/10.31857/S0032180X21010111>
 20. *Прокофьева Т.В., Герасимова М.И., Безуглова О.С., Бахматова К.А., Гольева А.А., Горбов С.Н., Жарикова Е.А., Матинян Н.Н., Наквасина Е.Н., Сивцева Н.Е.* Введение почв и почвоподобных образований городских территорий в классификацию почв России // Почвоведение. 2014. № 10. С. 1155–1164. <https://doi.org/10.7868/S0032180X14100104>
 21. *Прокофьева Т.В., Мартыненко И.А., Иванников Ф.А.* Систематика почв и почвообразующих пород Москвы и возможность их включения в общую классификацию // Почвоведение. 2011. № 5. С. 611–623.
 22. *Прокофьева Т.В., Розанова М.С., Попутников В.О.* Некоторые особенности органического вещества почв на территориях парков и прилегающих жилых кварталов Москвы // Почвоведение. 2013. № 3. С. 302–314. <https://doi.org/10.7868/S0032180X13030076>
 23. *Прохоров И.С., Карев С.Ю.* Особенности производства почвогрунтов для озеленения и благоустройства города Москвы // Агрехимический вестник. 2012. № 3. С. 21–25.
 24. *Саржанов Д.А., Васенев В.И., Сотникова Ю.Л., Тембо А., Васенев И.И., Валентини Р.* Краткосрочная динамика и пространственная неоднородность эмиссии CO₂ почвами естественных и городских экосистем Центрально-Черноземного региона // Почвоведение. 2015. № 4. С. 469–478. <https://doi.org/10.7868/S0032180X15040097>
 25. *Смагин А.В., Азовцева Н.А., Смагина М.В., Степанов А.Л., Мягкова А.Д., Курбатова А.С.* Некоторые критерии и методы оценки экологического состояния почв в связи с озеленением городских территорий // Почвоведение. 2006. № 5. С. 603–615.
 26. *Смагин А.В., Садовникова Н.Б.* Создание почвоподобных конструкций // Почвоведение. 2015. № 9. С. 1112–1123. <https://doi.org/10.7868/S0032180X15090117>
 27. *Смагин А.В., Шоба С.А., Макаров О.А.* Экологическая оценка почвенных ресурсов и технологии их воспроизводства на примере г. Москвы. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2008. 360 с.
 28. Указ Президента РФ № 76 от 08.02.21 “О мерах по реализации государственной научно-технической политики в области экологического развития Российской Федерации и климатических изменений”.
 29. Указ Президента РФ № 296-ФЗ от 02.07.21 “Об ограничении выбросов парниковых газов”.
 30. *Aram F., Solgi E., Garcia E.H., Mosavi A., Várkonyi-Kóczy A.R.* The cooling effect of large-scale urban parks on surrounding area thermal comfort // Energies (Basel). 2019. V. 12. P. 3904. <https://doi.org/10.3390/en12203904>
 31. *Bandaranayake W., Qian Y., Parton W.J., Ojima D.S., Follett R.* Estimation of soil organic carbon changes in turfgrass systems using the CENTURY model // Agron. J. 2003. T. 95. № 3. P. 558–563. <https://doi.org/10.2134/agronj2003.0558>
 32. *Benz S.A., Bayer P., Goettsche F.M., Olesen F.S., Blum P.* Linking Surface Urban Heat Islands with Groundwater Temperatures // Environ. Sci. Technol. V. 50. P. 70–78. <https://doi.org/10.1021/acs.est.5b03672>
 33. *Chang C.R., Li M.H., Chang S.D.* A preliminary study on the local cool-island intensity of Taipei city parks //

- Landscape Urban Plan. 2007. V. 80. P. 386–395.
<https://doi.org/10.1016/j.landurbplan.2006.09.005>
34. *Churkina G.* The role of urbanization in the global carbon cycle // *Frontiers in Ecology and Evolution*. 2016. V. 3. P. 144.
<https://doi.org/10.3389/FEVO.2015.00144/BIBTEX>
 35. *Chen Y., Wong N.H.* 2006. Thermal benefits of city parks // *Energy Build.* 2006. V. 38. P. 105–120.
<https://doi.org/10.1016/j.enbuild.2005.04.003>
 36. *Decina S.M., Hutyra L.R., Gately C.K., Getson J.M., Reinmann A.B., Short Gianotti A.G., Templer P.H.* Soil respiration contributes substantially to urban carbon fluxes in the greater Boston area // *Environ. Poll.* 2016. V. 212. P. 433–439.
<https://doi.org/10.1016/j.envpol.2016.01.012>
 37. *Demina S., Vasenev V., Ivashchenko K., Ananyeva N., Plyushchikov V., Hajiaghayeva R., Dovletyarova E.* Microbial properties of urban soils with different land-use history in New Moscow // *Soil Sci.* 2018. V. 183. P. 132–140.
<https://doi.org/10.1097/SS.0000000000000240>
 38. *Garbero V., Milelli M., Bucchignani E., Mercogliano P., Varentsov M., Rozinkina I.* Evaluating the Urban Canopy Scheme TERRA_URB in the COSMO Model for Selected European Cities // *Atmosphere (Basel)* 2021. V. 12. P. 237.
<https://doi.org/10.3390/atmos12020237>
 39. *Goncharova O., Matyshak G., Udovenko M., Semenyuk O., Epstein H., Bobrik A.* Temporal dynamics, drivers, and components of soil respiration in urban forest ecosystems // *Catena*. 2020.
<https://doi.org/10.1016/j.catena.2019.104299>
 40. *Goncharova O.Y., Matyshak G.V., Udovenko M.M., Bobrik A.A., Semenyuk O.V.* Seasonal and annual variations in soil respiration of the artificial landscapes (Moscow Botanical Garden) // *Springer Geography*. 2019.
https://doi.org/10.1007/978-3-319-89602-1_15
 41. *Hao L., Huang X., Qin M., Liu Y., Li W., Sun G.* Ecohydrological Processes Explain Urban Dry Island Effects in a Wet Region, Southern China // *Water Resources Research*. 2018. V. 54. P. 6757–6771.
<https://doi.org/10.1029/2018WR023002>
 42. *Hill A.C., Barba J., Hom J., Vargas R.* Patterns and drivers of multi-annual CO₂ emissions within a temperate suburban neighborhood // *Biogeochemistry*. 2021. V. 152. P. 35–50.
 43. *Ivashchenko K., Ananyeva N., Vasenev V., Sushko S., Seleznyova A., Kudeyarov V.* Microbial C-availability and organic matter decomposition in urban soils of megapolis depend on functional zoning // *Soil Environ.* 2019. V. 38. P. 31–41.
<https://doi.org/10.25252/SE/19/61524>
 44. *Ivashchenko K., Lepore E., Vasenev V., Ananyeva N., Demina S., Khabibullina F., Vaseneva I., Selezneva A., Dolgikh A., Sushko S., Marinari S., Dovletyarova E.* Assessing soil-like materials for ecosystem services provided by constructed technosols // *Land*. 2021. V. 10.
<https://doi.org/10.3390/land10111185>
 45. *Jin M., Sun R., Yang X., Yan M., Chen L.* Remote sensing-based morphological analysis of core city growth across the globe // *Cities*. 2022. V. 131.
<https://doi.org/10.1016/j.cities.2022.103982>
 46. *Kaye J.P., Burke I.C., Mosier A.R., Guerschman J.P.* Methane and nitrous oxide fluxes from urban soils to the atmosphere // *Ecol. Appl.* 2004. V. 14. P. 975–981.
<https://doi.org/10.1890/03-5115>
 47. *Liu Z., He C., Zhou Y., Wu J.* How much of the world's land has been urbanized, really? A hierarchical framework for avoiding confusion // *Landscape Ecology*. 2014. V. 29. P. 763–771.
<https://doi.org/10.1007/s10980-014-0034-y>
 48. *Livesley S.J., Dougherty B.J., Smith A.J., Navaud D., Wylie L.J., Arndt S.K.* Soil-atmosphere exchange of carbon dioxide, methane and nitrous oxide in urban garden systems: Impact of irrigation, fertiliser and mulch // *Urban Ecosystems*. 2010. V. 13. P. 273–293.
<https://doi.org/10.1007/s11252-009-0119-6>
 49. *Lokoshchenko M.A.* Urban Heat Island and Urban Dry Island in Moscow and Their Centennial Changes // *J. Appl. Meteorol. Climatol.* 2017. V. 56. P. 2729–2745.
<https://doi.org/10.1175/JAMC-D-16-0383.1>
 50. *Lokoshchenko M.A., Korneva I.A.* Underground urban heat island below Moscow city // *Urban Climate*. 2015. V. 13. P. 002.
<https://doi.org/10.1016/j.uclim.2015.04.002>
 51. *Lorenz K., Lal R.* Biogeochemical C and N cycles in urban soils // *Environment International*. 2009. V. 35. P. 006.
<https://doi.org/10.1016/j.envint.2008.05.006>
 52. *Lorenz K., Lal R.* Managing soil carbon stocks to enhance the resilience of urban ecosystems // *Carbon Management*. 2015. V. 6. P. 35–50.
<https://doi.org/10.1080/17583004.2015.1071182>
 53. *Meili N., Paschalis A., Manoli G., Fatichi S.* Diurnal and seasonal patterns of global urban dry islands // *Environmental Research Letters*. 2022. V. 17. P. 68f8.
<https://doi.org/10.1088/1748-9326/ac68f8>
 54. *Moran D., Kanemoto K., Jiborn M., Wood R., Tobben J., Seto K.C.* Carbon footprints of 13 000 cities // *Environ. Res. Lett.* 2018. V. 13. P. 064041.
<https://doi.org/10.1088/1748-9326/aae72a>
 55. *Nowak D.J., Crane D.E.* Carbon storage and sequestration by urban trees in the USA // *Environ. Pollut.* 2002. V. 116 P. 381–389.
[https://doi.org/10.1016/S0269-7491\(01\)00214-7](https://doi.org/10.1016/S0269-7491(01)00214-7)
 56. *Oke T.R.* The energetic basis of the urban heat island // *Quarterly J. Royal Meteorological Society*. 1982. V. 108. P. 5502.
<https://doi.org/10.1002/qj.49710845502>
 57. *Oke T.R., Mills G., Christen A., Voogt, J.A.* *Urban Climates* // Cambridge: Cambridge University Press. 2017. P. 519.
<https://doi.org/10.1017/9781139016476>
 58. *Pataki D.E., Alig R.J., Fung A.S., Golubiewski N.E., Kennedy C.A., McPherson E.G., Nowak D.J., Pouyat R.V., Romero Lankao P.* Urban ecosystems and the North American carbon cycle // *Glob. Chang. Biol.* 2006. V. 12. P. 2092–2102.
<https://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2006.01242.x>
 59. *Pörtner H.O., Roberts D.C., Tignor M., Poloczanska E.S., Mintenbeck K., Alegria A., Craig M., Langsdorf S., Löschke S., Möller V., Okem A., Rama B.* IPCC, 2022: Climate Change 2022: Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental

- Panel on Climate Change // Cambridge University Press. Cambridge, UK and New York, NY, USA. 2022. P. 3056.
<https://doi.org/10.1017/9781009325844>
60. Qian Y.L., Bandaranayake W., Parton W.J., Mecham B., Harivandi M.A., Mosier A.R. Long-Term Effects of Clipping and Nitrogen Management in Turfgrass on Soil Organic Carbon and Nitrogen Dynamics: The CENTURY Model Simulation // *J. Env. Qual.* 2003. V. 32. P. 1694–1700.
<https://doi.org/10.2134/jeq2003.1694>
 61. Richter S., Haase D., Thestorf K., Makki M. Carbon Pools of Berlin, Germany: Organic Carbon in Soils and Aboveground in Trees // *Urban For. Urban Green.* 2020. V. 54.
<https://doi.org/10.1016/j.ufug.2020.126777>
 62. Rizwan A.M., Dennis L.Y.C., Liu C. A review on the generation, determination and mitigation of Urban Heat Island // *Journal of Environmental Sciences.* 2008. V. 20. P. 120–128.
[https://doi.org/10.1016/S1001-0742\(08\)60019-4](https://doi.org/10.1016/S1001-0742(08)60019-4)
 63. Rockel B., Will A., Hense A. The regional climate model COSMO-CLM (CCLM) // *Meteorologische Zeitschrift.* 2008. V. 17. P. 347–348.
<https://doi.org/10.1127/0941-2948/2008/0309>
 64. Romzaykina O.N., Vasenev V.I., Paltseva A., Kuzyakov Y.V., Neaman A., Dovletyarova E.A. Assessing and mapping urban soils as geochemical barriers for contamination by heavy metal(loid)s in Moscow megapolis // *J. Environ. Quality.* 2021. V. 50. P. 22–37.
<https://doi.org/10.1002/jeq2.20142>
 65. Selhorst A., Lal R. Net carbon sequestration potential and emissions in home lawn turfgrasses of the United States // *Environ. Manage.* 2013. V. 51. P. 198–208.
<https://doi.org/10.1007/s00267-012-9967-6>
 66. Sharma R.C., Tateishi R., Hara K., Gharechelou S., Iizuka K. Global mapping of urban built-up areas of year 2014 by combining MODIS multispectral data with VIIRS nighttime light data. // *Int. J. Digit. Earth.* 2016. V. 9. P. 1004–1020.
<https://doi.org/10.1080/17538947.2016.1168879>
 67. Shchepeleva A.S., Vasenev V.I., Mazirov I.M., Vasenev I.I., Prokhorov I.S., Gosse D.D. Changes of soil organic carbon stocks and CO₂ emissions at the early stages of urban turf grasses' development // *Urban Ecosyst.* 2017. V. 20. P. 309–321.
<https://doi.org/10.1007/s11252-016-0594-5>
 68. Smagin A.V., Sadovnikova N.B., Vasenev V.I., Smagina M.V. Biodegradation of some organic materials in soils and soil constructions: Experiments, modeling and prevention // *Materials (Basel).* 2018. V. 11. P. 1889.
<https://doi.org/10.3390/ma11101889>
 69. Sushko S., Ananyeva N., Ivashchenko K., Vasenev V., Kudryarov V. Soil CO₂ emission, microbial biomass, and microbial respiration of woody and grassy areas in Moscow (Russia) // *J. Soils Sediments.* 2019. V. 19. P. 3217–3225.
<https://doi.org/10.1007/s11368-018-2151-8>
 70. Upmanis H., Eliasson I., Lindqvist S. The influence of green areas on nocturnal temperatures in a high latitude city (Goteborg, Sweden) // *Int. J. Climatology.* 1998. V. 18. P. 681–700.
[https://doi.org/10.1002/\(SICI\)1097-0088\(199805\)18:6<681::AID-JOC289>3.0.CO;2-L](https://doi.org/10.1002/(SICI)1097-0088(199805)18:6<681::AID-JOC289>3.0.CO;2-L)
 71. Varentsov M., Samsonov T., Demuzere M. Impact of Urban Canopy Parameters on a Megacity's Modelled Thermal Environment // *Atmosphere (Basel).* 2020. V. 11. P. 1349.
<https://doi.org/10.3390/atmos11121349>
 72. Varentsov M., Wouters H., Platonov V., Konstantinov P. Megacity-Induced Mesoclimatic Effects in the Lower Atmosphere: A Modeling Study for Multiple Summers over Moscow, Russia // *Atmosphere (Basel).* 2018. V. 9. P. 0050.
<https://doi.org/10.3390/atmos9020050>
 73. Varentsova S.A., Varentsov M.I. A new approach to study the long-term urban heat island evolution using time-dependent spectroscopy // *Urban Clim.* 2021. V. 40. P. 1026.
<https://doi.org/10.1016/j.uclim.2021.101026>
 74. Vasenev V., Kuzyakov Y. Urban soils as hot spots of anthropogenic carbon accumulation: Review of stocks, mechanisms and driving factors // *Land Degradation and Development.* 2018. V. 29. P. 1607–1622.
<https://doi.org/10.1002/ldr.2944>
 75. Vasenev V.I., Castaldi S., Vizirskaya M.M., Ananyeva N.D., Shchepeleva A.S., Mazirov I.M., Ivashchenko K.V., Valentini R., Vasenev I.I. Urban soil respiration and its autotrophic and heterotrophic components compared to adjacent forest and cropland within the moscow megapolis // *Springer Geography.* 2018. P. 18–35.
https://doi.org/10.1007/978-3-319-70557-6_4
 76. Vasenev V.I., Smagin A.V., Ananyeva N.D., Ivashchenko K.V., Gavrilenko E.G., Prokofjeva T.V., Paltseva A., Stoorvogel J.J., Gosse D.D., Valentini R. Urban soil's functions: Monitoring, assessment, and management // *Adaptive Soil Management: From Theory to Practices.* 2017. P. 359–409.
<https://doi.org/10.1007/978-981-10-3638-5>
 77. Vasenev V., Varentsov M., Konstantinov P., Romzaykina O., Kanareykina I., Dvornikov Y. Projecting urban heat island effect on the spatial-temporal variation of microbial respiration in urban soils of Moscow megalopolis. *Science of the Total Environment* // *Sci. Total Environ.* 2021. V. 786. P. 147457.
<https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2021.147457>
 78. Voogt J.A., Oke T.R. Thermal remote sensing of urban climates // *Remote Sens. Environ.* 2003. V. 86. P. 370–384.
[https://doi.org/10.1016/S0034-4257\(03\)00079-8](https://doi.org/10.1016/S0034-4257(03)00079-8)
 79. Weissert L.F., Salmond J.A., Schwendenmann L. Variability of soil organic carbon stocks and soil CO₂ efflux across urban land use and soil cover types // *Geoderma.* 2016. V. 271. P. 80–90.
<https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2016.02.014>
 80. Wouters H., Demuzere M., Blahak U., Fortuniak K., Maiheu B., Camps J. The efficient urban canopy dependency parametrization (SURY) v1.0 for atmospheric modelling: description and application with the COSMO-CLM model for a Belgian summer // *Geosci. Model Dev.* 2016. V. 9. P. 3027–3054.
<https://doi.org/10.5194/gmd-9-3027-2016>
 81. EGM-5 Portable CO₂ gas analyzer. Operation manual. Version 1.06. PP System, 2018 133 p.

The Influence of Meso- and Microclimatic Conditions on the CO₂ Emission of Soils of the Urban Green Infrastructure of the Moscow Metropolis

V. I. Vasenev^{1, *}, M. I. Varentsov², D. A. Sarrzhanov³, K. I. Makhinya³,
D. D. Gosse⁴, D. G. Petrov⁵, and A. V. Dolgikh⁵

¹*Soil and Landscape Geography Group, Wageningen University, Wageningen, 6707 Netherlands*

²*BSCIENTIFIC Research Computing Center, Lomonosov Moscow State University, Moscow, 119991 Russia*

³*Agrarno-Tekhnologicheskiy Institute, RUDN, Moscow, 117198 Russia*

⁴*Facultet of Soil Science, Lomonosov Moscow State University, Moscow, 119991 Russia*

⁵*Institute of Geography of the Russian Academy of Sciences, Moscow, 119017 Russia*

*e-mail: slava.vasenev@wur.nl

Against the backdrop of global warming, urban ecosystems are becoming increasingly vulnerable to climate stresses. Strategies for climate adaptation developed for almost every major city in the world pay considerable attention to urban green infrastructure as a nature-oriented solution for carbon sequestration. However, the influence of urban climate conditions on the spatial and temporal heterogeneity of CO₂ emissions from urban soils remains poorly understood, which can lead to inaccurate estimates and probably inflated expectations of urban green infrastructure in the context of carbon neutrality. Studies of CO₂ emission dynamics with parallel observation of soil temperature and moisture were conducted at three green infrastructure sites in the Moscow metropolis, which differ in contrasting mesoclimatic conditions, in 2019–2022. Plots with different vegetation types were compared for each site, which allowed us to assess the internal heterogeneity of soil and microclimatic conditions. Soil temperature and moisture were determined to 70% of the total variance of CO₂ emissions. At the same time, mean annual soil temperature in the center was almost 3–6°C higher and moisture was 10–15% lower compared to the periphery. Soils under lawns and bushes were, on average, 1–2°C warmer and 10–15% wetter than under trees. Soil CO₂ emission under lawns was, on average, 20–30% higher than that under woody plantings in the same plot. At the same time, the differences between the plots with the same vegetation in the center and on the periphery reached 50%, which confirms the high vulnerability of urban soil carbon stocks to mesoclimatic anomalies and the high risks of increased CO₂ emission by urban soils against the background of climate change.

Keywords: urbanization, urban soils, heat island, carbon stocks, soil respiration, sustainable urban development

ДЫХАНИЕ ГОРОДСКИХ ПОЧВ

УДК 631.433.3

КРАТКОСРОЧНАЯ ДИНАМИКА ЭМИССИИ CO₂ И СОДЕРЖАНИЯ УГЛЕРОДА В ГОРОДСКИХ ПОЧВЕННЫХ КОНСТРУКЦИЯХ СТЕПНОЙ ЗОНЫ

© 2023 г. С. Н. Горбов^а (ORCID: 0000-0003-0292-068X), В. И. Васенев^{б, с}, Е. Н. Минаева^а,
С. С. Тагивердиев^{а, *}, П. Н. Скрипников^а, О. С. Безуглова^а

^аЮжный федеральный университет, Академия биологии и биотехнологии им. Д.И. Ивановского,
пр-т Стачки, 194/1, Ростов-на-Дону, 344006 Россия

^бРоссийский университет дружбы народов, ул. Миклухо-Маклая, 6, Москва, 117198 Россия

^сГруппа географии почв и ландшафтов, Университет Вагенингена, Вагенинген, 6707 Нидерланды

*e-mail: 2s-t@mail.ru

Поступила в редакцию 28.02.2023 г.

После доработки 15.05.2023 г.

Принята к публикации 17.05.2023 г.

Почвенные конструкции – важный компонент городской зеленой инфраструктуры, роль которого в балансе углерода городских экосистем остается недостаточно изученной. Динамика запасов углерода и эмиссии CO₂ почвенных конструкций зависит как от биоклиматических условий, так и от параметров конструирования – используемых субстратов, состава и мощности слоев. Исследования динамики запасов углерода и эмиссии CO₂ проводили на конструкторемах различного строения, созданных на базе “Экспериментального стационара по изучению почвенных конструкций” в Ботаническом саду Южного федерального университета (г. Ростов-на-Дону). Стационар включает 15 автономных площадок, на которых представлены 5 различных вариантов почвенных конструкций, созданных на основе субстратов, традиционно используемых для задач озеленения и благоустройства в городах степной зоны. В качестве фоновой почвы изучали чернозем миграционно-сегрегационный (Haplic Chernozem), расположенный на плакорном участке в непосредственной близости от экспериментального стационара. Мониторинговые исследования в течение года (с сентября 2020 г. по ноябрь 2021 г.) позволили сопоставить сезонную динамику содержания органического и неорганического углерода и эмиссии CO₂ для различных вариантов почвенных конструкций по сравнению с фоном. Во всех конструкциях, созданных на основе гумусово-аккумулятивных горизонтов черноземов, отмечена высокая и заметная зависимость эмиссии CO₂ от температуры воздуха (при $p < 0.05$ для конструкции 2 – $r = 0.76$, конструкции 3 – $r = 0.82$, конструкции 4 – $r = 0.76$, конструкции 5 – $r = 0.49$) и почвы (при $p < 0.05$ для конструкции 2 – $r = 0.58$, конструкции 3 – $r = 0.74$, конструкции 4 – $r = 0.75$, конструкции 5 – $r = 0.68$). Определены запасы биомассы газонных трав, произрастающих на конструкциях, отмечена положительная корреляция эмиссии CO₂ и прироста наземной биомассы (для конструкции 2 умеренная корреляция ($r = 0.48, p < 0.05$), для конструкций 3 и 4 – заметная ($r = 0.5, p < 0.05$; $r = 0.68, p < 0.05$), а для конструкции 5 – высокая ($r = 0.75, p < 0.05$)). Изучена динамика запаса различных форм углерода в первый год функционирования конструкций. На основании сопоставления потоков и запасов углерода показано, что в условиях умеренно-континентального климата г. Ростова-на-Дону газонные экосистемы на ранних стадиях существования конструкторемов не могут считаться участками нетто-стока углерода.

Ключевые слова: городские почвы, конструкторемы, черноземы (Haplic Chernozems), эмиссия углекислого газа

DOI: 10.31857/S0032180X23600282, **EDN:** DVVAWS

ВВЕДЕНИЕ

Урбанизация приводит к значительным и, как правило, необратимым изменениям окружающей среды: климата, растительности, почв [24]. Антропогенные изменения почв в результате урбанизации включают как физическую трансформацию, так и изменение химических свойств (по-

следствия внесения удобрений, загрязнения, засоления) [33]. Как следствие, почвенный покров городов имеет высокую пространственно-временную изменчивость морфологических признаков, физико-химических свойств и экологических функций [6, 7, 15, 41]. На фоне климатических изменений, работы, посвященные эмиссии

и секвестрации углерода почвами, приобретают особую актуальность [26, 32, 44]. Почвы формируют основной запас органического углерода наземных экосистем, а депонирование углерода (С) — одна из основных экологических функций почв [20, 31, 51]. В то же время почвенное дыхание — наиболее мощный биогенный источник эмиссии CO_2 в атмосферу в наземных экосистемах [22, 38]. Соотношение между депонированием и эмиссией С зависит от множества факторов, включая биоклиматические условия, растительный покров и характер землепользования. Рациональное и климатически-ответственное управление почвенными ресурсами ориентировано на депонирование С в почве и биомассе живых растений, компенсируя негативное воздействие антропогенных эмиссий CO_2 , что особенно актуально для городских экосистем [30].

В городах травянистые растения занимают значительную часть незапечатанных территорий [39], а их вклад в региональный баланс С имеет большое значение. В связи с этим анализ почвенных запасов С и эмиссии CO_2 из почв в газонных экосистемах необходим для оценки роли городской зеленой инфраструктуры в климатических проектах и природно-ориентированных технологиях [36, 43]. Имеющаяся научная информация показывает, что создание городских газонов может способствовать накоплению С в почвах [28, 29, 43, 48, 50], однако существуют и обратные примеры [27, 45]. Почвам городских газонов свойственны сезонные и межсезонные колебания эмиссии CO_2 , определяемые изменениями гидротермических условий [23, 45, 49]. Особенно характерны эти колебания для искусственных почвенных конструктоземов, на ранних стадиях их формирования [45]. Как правило, “возрастной” фактор в оценках баланса С газонных экосистем учитывается либо с помощью динамических моделей (например, CENTURY), либо путем применения подхода хронологических рядов [19, 37, 43, 45]. Оба подхода актуальны для анализа при изучении многолетней динамики эмиссии CO_2 из почв, однако не позволяют адекватно оценить изменения запасов и динамики С в почвенных конструкциях на самых ранних этапах формирования системы конструктозем—газонные травы.

Настоящая работа направлена на восполнение пробела в информации об изменениях в запасах С и выбросах CO_2 на ранних стадиях существования экосистем городских газонов, сформированных на конструктоземах различного состава в условиях степного региона на примере Ростова-на-Дону.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Ростов-на-Дону ($47^\circ 14' \text{ N}$, $39^\circ 42' \text{ E}$) с населением более 1.1 млн человек входит в число круп-

нейших городов юга России и представляет собой наиболее урбанизированную часть области. Город расположен на берегах р. Дон, его территория охватывает водоразделы головной водной артерии и ее притоков. Основными почвообразующими породами территории являются лёссовидные суглинки. Согласно климатическому районированию, Ростов-на-Дону расположен в пределах континентальной европейской области умеренного климатического пояса. Территория характеризуется континентальным, засушливым климатом, индекс континентальности составляет 80% [14]. Средняя температура января -4.7°C , июля $+23.1^\circ\text{C}$. Среднегодовое количество осадков — 597.3 мм/год [1].

В настоящее время Ростов-на-Дону — многофункциональный город с обширными жилыми, промышленными и общественными зонами. Почвами водораздельной части города, согласно классификации и диагностики почв России [12], являются черноземы миграционно-сегрегационные, *Na_{pl}ic Chernozems (Pachic)* [28]. Почвенный покров городских территорий в целом несет отпечаток структуры и характера землепользования, отражая многообразие типов различного функционального назначения. Под влиянием этого фактора на территории Ростовской агломерации сформировались разнообразные почвенные комбинации, состоящие из нативных почв, урбостратоземов, урбистратифицированных черноземов и почв поймы. Доля экранированных почв колеблется от 48 до 90% в центральной части, и составляет менее 13% — в пригородах, тогда как газоны и древесные насаждения занимают около 50% общей городской территории [7, 24]. Зеленые зоны обширны и включают в себя искусственный защитный массив, расположенный на востоке города, а также городские и районные парки, ботанические и общественные сады, спортивные площадки и стадионы. Открытые участки чаще всего представлены реплантоземами и конструктоземами, с поверхностным компостно-гумусовым горизонтом (RAT) [15], при формировании которого используются в большинстве случаев гумусово-аккумулятивные горизонты пахотных черноземов, характеризующихся изначальным содержанием гумуса 3.5–3.7% [3].

Исследования проводили в течение года на конструктоземах различного состава, созданных на базе “Экспериментального стационара по изучению почвенных конструкций” в Ботаническом саду ЮФУ ($47^\circ 13' 52.08'' \text{ N}$; $39^\circ 39' 41.76'' \text{ E}$) (рис. 1). Стационар заложен в сентябре 2020 г., включает 5 различных вариантов искусственно созданных почвенных конструкций, которые с учетом трех повторностей представлены на 15 автономных площадках. Конструкцию 1 в трех повторностях (1.1–1.3) создавали с использованием однообразной торфо-песчаной смеси, основанием под кон-

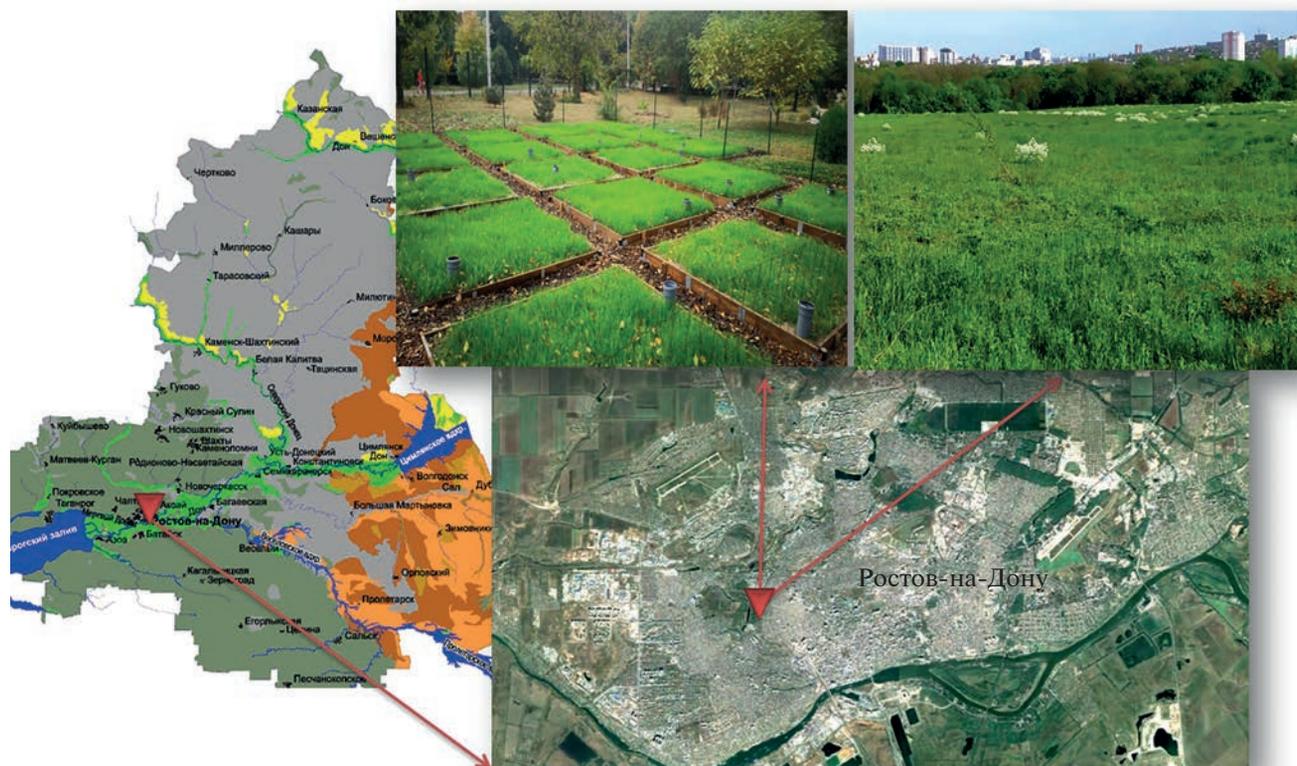


Рис. 1. Экспериментальный стационар по изучению почвенных конструкций (Ботанический сад ЮФУ, г. Ростов-на-Дону).

струкцию служил техногенный грунт, сформировавшийся *in situ* в предшествующие 15 лет на территории закладки стационара в результате урбопедогенеза. Все остальные площадки специфичные и привязаны к тем почвенным вариантам, которые возможны в данной климатической зоне (рис. 2). В качестве материалов использовали идентичные лёссовидный суглинок, гумусово-аккумулятивный горизонт чернозема и песок среднезернистый (табл. 1).

Конструкция 1 – поверхностный горизонт мощностью 20 см сформирован смесью торф + + песок + лёссовидный суглинок (Т + П + ЛС) в равных долях (1 : 1 : 1). Подстилающим слоем служит карбонатный техногенный грунт, мощностью 20 см.

Конструкция 2 – поверхностный горизонт мощностью 20 см сформирован смесью гумусово-аккумулятивного горизонта чернозема + песок (ГАГ + П) в равных долях (1 : 1) (ГАГ + П). Подстилающим горизонтом служит лёссовидный суглинок мощностью 20 см.

Конструкция 3 – поверхностный горизонт мощностью 20 см сформирован послойным расположением гумусово-аккумулятивного горизонта чернозема (15 см) на песке (5 см), ГАГ/П. Подстилающий горизонт – лёссовидный суглинок мощностью 20 см.

Конструкция 4 – поверхностный горизонт мощностью 20 см сформирован послойным расположением песка (5 см) на гумусово-аккумулятивном горизонте чернозема (15 см), П/ГАГ.

Таблица 1. Химические свойства материалов, использованных при создании конструкций

| Материал | pH H ₂ O | ТС, % | ИС, % | ТОС, % |
|--|---------------------|-------|-------|--------|
| Торф (Т) | 6.1 | 47.03 | 0.01 | 47.02 |
| Лёссовидный суглинок (ЛС) | 7.8 | 1.84 | 1.79 | 0.05 |
| Гумусово-аккумулятивный горизонт (ГАГ) | 8.0 | 2.96 | 0.20 | 2.76 |
| Песок (П) | 8.0 | 0.49 | 0.12 | 0.38 |
| Техногенный грунт | 8.1 | 2.6 | 1.1 | 1.5 |



Рис. 2. Экспериментальный стационар по изучению почвенных конструкций с условными индексами площадок, содержащими информацию о номере варианта и повторности (Ботанический сад ЮФУ, г. Ростов-на-Дону).

Подстилающий горизонт — лёссовидный суглинок мощностью 20 см.

Конструкция 5 — поверхностный горизонт мощностью 20 см сформирован гумусово-аккумулятивным горизонтом чернозема (ГАГ). Подстилающий горизонт — лёссовидный суглинок мощностью 20 см.

На первичных этапах создания конструкций производили углубление выбранной территории до 40–50 см с выемкой горизонтов урбик, включающих в себя карбонатный мелкозем, с присутствием кирпичей и каменной фракции не менее 40%. Под конструкции 1 в основу укладывали очищенный от камней техногенный карбонатный мелкозем, под конструкции 2–5 — лёссовидный суглинок, отобранный с водораздельной территории г. Ростов-на-Дону с глубины 2–5 м. На следующем этапе на подготовленном основании размещали деревянные каркасы будущих площадок высотой и размером $2.0 \times 2.0 \times 0.25$ м и прокладывали автоматическую систему полива та-

ким образом, чтобы трубы и оросители не попадали внутрь будущих конструкций. В дальнейшем каркасы заполняли материалом согласно схеме, описанной выше. Таким образом создаваемые конструктоземы располагаются на техногенных образованиях и не несут под собой погребенных нативных почв.

Создаваемое газонное покрытие было идентичным на всех площадках, представляя собой травосмесь следующего состава: мятлик луговой — *Poa pratensis* (35%), овсяница красная — *Festuca rubra rubra* (35%), плевел многолетний — *Lolium perenne* (30%). Посев осуществляли 15 сентября 2020 г. с нормой высева 35 г/м^2 .

В качестве основного удобрения при закладке газона использовали азофоску (16 : 16 : 16). На конструкциях 2, 3 и 5, вносили 35 г/м^2 , а на конструкциях 1 и 4 — 50 г/м^2 комплексного удобрения — азофоска. Глубина заделки удобрений составляла 1–2 см. В процессе вегетации газона

трижды в год в апреле, июне, сентябре вносили удобрения из расчета 5 г N/м².

Экспериментальный стационар оснащен автоматической системой полива, что обеспечивало регулярное орошение в среднем раз в неделю в зависимости от количества выпавших осадков в период с середины мая по конец сентября, характеризующийся наиболее высокими температурами воздуха и почвы. Нормы полива были аналогичными для всех площадок и составляли не более 3 л/(м² сут).

Фоновой площадкой была территория центральной части экспозиции “Приазовская степь”, расположенная в Ботаническом саду ЮФУ (47°14'10.66" N; 39°39'26.92" E) на черноземе миграционно-сегрегационном *haplic Chernozems (Pachic)* среднетугмусированном мощном тяжелосуглинистом на лёссовидном суглинке, с набором генетических горизонтов: AU_{tz} (0–10 см)–AU (10–50 см)–AU_{lc} (50–70 см)–BC_{anc} (95–120 см)–C_{ca} (120–150 см).

Анализ динамики эмиссии CO₂. Полевые наблюдения эмиссии CO₂ для конструкций 1 (1-1, 1-2, 1-3) и на фоновых территориях проводили в трех повторностях дважды в месяц в период с сентября 2020 г. по ноябрь 2021 г. Наблюдения на конструкциях 2–5 вели с сентября по ноябрь 2020 г. и с апреля по ноябрь 2021 г.

Потоки CO₂ измеряли с помощью инфракрасного газоанализатора AZ7752 [21] в первой половине дня. В почву устанавливали изоляторы (базы) каждый раз перед измерением на одно и то же место, на глубину 3–5 см, согласно методике измерения, предложенной Карелиным с соавт. [11]. Базы представляют собой непрозрачные сантехнические трубы из поливинилхлорида с толщиной стенки 2 мм, внутренним диаметром 110 мм и длиной 30 см. Соединение с анализатором обеспечивается крышкой, через которую поток воздуха под действием помпы проходит через изолятор, поступая затем в анализатор. На внутренней стороне крышки закреплен вентилятор для равномерного перемешивания воздуха во всем объеме изолятора. Время единичной экспозиции при измерении потоков CO₂ составляет не менее 3 мин [11]. Параллельно фиксировали температуру почвы на глубине 1 и 10 см и температуру воздуха на уровне ~1 м с помощью цифрового термометра HI98501, объемную влажность почвы по ее диэлектрической проницаемости в десятисантиметровом слое (Delta-T SM 150). На основании полученных данных производили промежуточные расчеты потоков в мкмоль CO₂ (м² с) по уравнению Менделеева–Клапейрона и пересчет в г C/(м² ч) (или сут). Уравнение в преобразованном виде выглядит следующим образом:

$$FLUX = 0.001VC_H / (0.0821 \times (273 + T)),$$

где FLUX – эмиссия CO₂ в камере, мкмоль за время экспозиции; V – объем камеры, см³; C_H – концентрация в камере за время экспозиции, ppm; T – средняя температура в камере, °C. Необходимо отметить, что в объем камеры входит как собственно измеряемый объем воздуха в изоляторе между крышкой и поверхностью почвы, так и объем измерительной системы, включая шланги, микропомпу и камеру с сенсором. В настоящем случае он равен 241.75 см³. Для пересчета из микромолей за время экспозиции в граммы углерода на м² за час применяли формулу:

$$FLUX1 = 12 \text{ 6FLUX} / (10\tau S),$$

где FLUX1 – почвенная эмиссия CO₂, г C/(м² ч); τ – время экспозиции, мин; S – площадь базы, см². Для пересчета в граммы углерода на м² в сут полученное значение умножали на 24 [11].

Анализ химических свойств почв. На исследуемых конструкциях почвенные образцы отбирали буром в трех повторностях на каждой отдельной площадке на глубину 20 см в объеме 425 см³. Воздушно-сухие образцы после удаления корней растирали и просеивали через сита 1 и 0.25 мм (общая и специальная подготовка пробы) [2]. Содержание органического (ТОС) и неорганического (IC) углерода определяли с помощью анализатора углерода TOC-L CPN Shimadzu в приставке для твердых образцов SSM-5000A [40, 46, 47]. Данный метод основан на высокотемпературном каталитическом сжигании пробы и последующем детектировании выделившегося углекислого газа. Анализ пробы происходит в два этапа: содержание общего углерода (TC) определяли сжигания пробы при температуре 900°C, неорганического (IC) – при 200°C с добавлением ортофосфорной кислоты [18]. Содержание органического углерода определяли путем вычета из общего неорганического: TOC = TC – IC. Потенциометрическим методом определяли pH в водной вытяжке [13].

Запасы органического углерода рассчитывали по формуле:

$$SOC_{\text{stock}} = \text{TOC} \rho H / 10,$$

где SOC_{stock} – запасы углерода в слое, кг/м²; TOC – содержание органического углерода в слое почвы, %; ρ – плотность сложения почвы, г/см³; H – мощность слоя, см.

Скашивание наземной биомассы газонных трав осуществляли по мере отрастания на высоту свыше 10 см в среднем от 2 до 4 раз в месяц в зависимости от сезона и сроков внесения удобрений. Собранную массу взвешивали в полном объеме, отдельно взятую пробу с каждой площадки (5–6 г) помещали в стеклянный бюкс и доводили в сушильном шкафу до постоянного места веса при тем-

пературе 40°C. Воздушно-сухую биомассу скошенной газонной травы рассчитывали по формуле:

$$B = M - (MW/100),$$

где B – воздушно-сухая биомасса, г; M – скошенная растительная биомасса естественной влажности, г; W – абсолютная влажность растительной пробы, %.

Статистический анализ. Анализ значимости различий содержания углерода проводили с помощью критерия Манна–Уитни при уровне значимости 0.05. Для выявления взаимосвязи температуры, влажности и эмиссии CO₂ использовали регрессионный анализ и метод корреляции Спирмена. Применяли основные показатели описательной статистики: среднее значение, медиана, стандартная ошибка среднего значения, стандартное отклонение, коэффициент вариации, размах выборки. Проверку нормальности распределения данных выборки производили с помощью критериев Колмогорова–Смирнова и Шапиро–Уилка. Статистическую обработку осуществляли с помощью программного обеспечения Statistica 6.0 и Microsoft Excel.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Запасы углерода и их динамика в конструктозах стационара и в фоновой почве. При создании любых травяных покрытий необходимым условием их нормального функционирования является дополнительный полив в период с мая по сентябрь. Как следствие, в условиях города на почвенных конструкциях создаются оптимальные условия для интенсивной биодеструкции органического вещества, что может приводить к повышенной эмиссии CO₂ [5, 10]. При этом скорость и прочность связывания органического углерода почвенными минералами и его накопление зависят не только от гидротермических условий, но и особенностей произрастающей растительности, характера поступления растительных остатков в почву, а также гранулометрического состава [16, 22].

Ботанический сад ЮФУ, находясь практически в центре агломерации, сохранил останцы целинного чернозема, который испытывает минимальное влияние урбанизации и не затронут процессами урбопедогенеза. Это делает возможным его использование в качестве эталона сравнения для почвенных конструкций экспериментального стационара. По почвенно-генетическим характеристикам изученная разновидность чернозема близка к нативным почвам, занимавшим территорию современной городской агломерации в предурбаногенный период [18]. По данным [9], среднее (из 27 разрезов) содержание органического углерода в слое 0–10 см черноземов ми-

грационно-сегрегационных составляло 1.91% с колебаниями от 1.48 до 2.55%. Уменьшение содержания органического углерода вниз по профилю постепенное – до 0.58% на глубине 100 см. На территории “Приазовской степи” содержание органического углерода в настоящий момент соответствует представленному диапазону, составляя 1.8% в дерновом горизонте чернозема миграционно-сегрегационного [3].

В экспериментальном стационаре почвенные конструкции в той или иной степени имитируют черноземные почвы разной мощности и гумусированности, сформированные на лёссовидном суглинке. Только одна из пяти конструкций имеет в своем составе верховой торф, как компонент поверхностного органогенного слоя (конструкция 1). Остальные конструкции (2–5) сложены ГАГ миграционно-сегрегационного (Haplic Chernozems) с примесью песка речного среднеречного (50/50%) или послойным расположением ГАГ и песка, отражая возможные варианты создания RAT, характерного для городов юга европейской части России. Конструкция 5 (гумусово-аккумулятивный горизонт на лёссовидном суглинке) имитировала примитивный или неполноразвитый чернозем и рассматривалась как контрольная.

В табл. 2 представлены результаты содержания и динамики углерода в почвенных конструкциях различного состава во временном интервале осень 2020 (ноль-момент)–весна 2021–осень 2021.

Анализ динамики содержания неорганического углерода в первые полгода функционирования почвенных конструкций показывает, что достоверные изменения коснулись гумусовых горизонтов конструкции 2 ($p = 0.05$, $U_{кр} = 4$, $U_{эмп} = 0$), конструкции 3 ($p = 0.05$, $U_{кр} = 4$, $U_{эмп} = 2.5$) и конструкции 5 ($p = 0.05$, $U_{кр} = 4$, $U_{эмп} = 0$) (рис. 3). При этом увеличение содержания неорганического углерода происходит за счет поступления карбонатов. Во втором полугодии также наблюдался рост содержания неорганического углерода во всех конструкциях стационара (конструкции 1 ($p = 0.05$, $U_{кр} = 21$, $U_{эмп} = 3$); конструкции 2 ($p = 0.05$, $U_{кр} = 21$, $U_{эмп} = 14$); конструкции 3 ($p = 0.05$, $U_{кр} = 21$, $U_{эмп} = 11.5$); конструкции 4 ($p = 0.05$, $U_{кр} = 18$, $U_{эмп} = 5$); конструкции 5 ($p = 0.05$, $U_{кр} = 21$, $U_{эмп} = 17.5$)). Изначально материалы, используемые для формирования гумусово-рекультивационных горизонтов конструкций, не имели высокого содержания IC. Основным источником неорганического углерода являлся лёссовидный суглинок, лежащий в основе всего экспериментального стационара, содержащий 1.79% IC. Необходимо отметить, что почвы юга России, характеризуются весьма выраженной миграцией карбонатов по профилю, что отражено в номенклатуре современной классификации почв России на подтиповом уровне – черноземы миграционно-сегрегационные. Веро-

Таблица 2. Динамика изменения содержания различных форм углерода и его запасов в почвенных конструкциях

| Конструктозем (вариант) | Мощность слоя, см | pH H ₂ O | Плотность сложения, г/см ³ | ТС, % | ИС, % | ТОС, % | SOC _{stock} , кг/м ² , в указанном слое |
|--|-------------------|---------------------|---------------------------------------|-------|-------|--------|---|
| Осень 2020 г. (2 мес. с момента создания) | | | | | | | |
| 1. Т + П + ЛС | 20 | 7.96 | 1.05 | 3.34 | 0.34 | 3.00 | 6.33 |
| 2. ГАГ + П | 20 | 7.87 | 1.38 | 1.06 | 0.03 | 1.03 | 2.85 |
| 3. ГАГ/П | 10 | 8.05 | 1.17 | 2.57 | 0.04 | 2.54 | 2.96 |
| | 10 | 8.02 | 1.27 | 0.14 | 0.01 | 0.13 | 0.16 |
| 4. П/ГАГ | 10 | 7.68 | 1.19 | 0.11 | 0.01 | 0.10 | 0.18 |
| | 10 | 7.85 | 1.21 | 2.42 | 0.04 | 2.38 | 1.44 |
| 5. ГАГ | 20 | 7.86 | 1.19 | 2.67 | 0.05 | 2.62 | 6.22 |
| Весна 2021 г. (8 мес. с момента создания) | | | | | | | |
| 1. Т + П + ЛС | 20 | 7.42 | 1.06 | 2.97 | 0.33 | 2.64 | 5.61 |
| 2. ГАГ + П | 20 | 7.19 | 1.23 | 1.06 | 0.1 | 0.96 | 2.37 |
| 3. ГАГ/П | 10 | 7.64 | 1.20 | 2.56 | 0.11 | 2.45 | 2.94 |
| | 10 | 7.54 | 1.27 | 0.13 | 0.01 | 0.12 | 0.15 |
| 4. П/ГАГ | 10 | 7.22 | 1.19 | 0.17 | 0.01 | 0.16 | 0.29 |
| | 10 | 7.57 | 1.26 | 2.41 | 0.1 | 2.31 | 1.46 |
| 5. ГАГ | 20 | 7.51 | 1.16 | 2.55 | 0.13 | 2.42 | 5.6 |
| Осень 2021 г. (12 мес. с момента создания) | | | | | | | |
| 1. Т + П + ЛС | 20 | 7.39 | 1.23 | 4.23 | 0.78 | 3.45 | 8.48 |
| 2. ГАГ + П | 20 | 7.32 | 1.46 | 1.46 | 0.2 | 1.26 | 3.69 |
| 3. ГАГ/П | 10 | 7.31 | 1.27 | 2.38 | 0.18 | 2.22 | 2.83 |
| | 10 | 7.83 | 1.27 | 0.12 | 0.13 | 0.00 | 0.00 |
| 4. П/ГАГ | 10 | 7.00 | 1.19 | 0.17 | 0.06 | 0.12 | 0.21 |
| | 10 | 7.35 | 1.53 | 2.14 | 0.17 | 1.97 | 1.51 |
| 5. ГАГ | 20 | 7.28 | 1.25 | 2.74 | 0.24 | 2.5 | 6.3 |

ятно, тенденция увеличения содержания неорганического углерода частично связана именно с восходящими миграционными потоками на фоне достаточного количества ирригационной влаги и высоких летних температур. Основным источником неорганического углерода в таком случае выступает подстилающий конструкции лёссовидный суглинок.

Содержание органического углерода в почве по итогам года функционирования стационара при использовании ингредиентов в виде смеси (ГАГ + П) имеет тенденцию к увеличению (конструкция 2 ($p = 0.05$, $U_{кр} = 4$, $U_{эмп} = 4$)), в то время как при послонном расположении ГАГ и песка в гумусово-аккумулятивном слое происходит незначительная минерализация гумуса (конструкция 3 ($p = 0.05$, $U_{кр} = 4$, $U_{эмп} = 3$), конструкция 4 ($p = 0.05$, $U_{кр} = 4$, $U_{эмп} = 0$)). Торфо-песчаная смесь (Т + П + ЛС) конструктозема 1 при минерализации верхового торфа в первые месяцы функционирования потеряла незначительное количество органического углерода ($p = 0.05$, $U_{кр} = 4$,

$U_{эмп} = 2$). Вероятно, в дальнейшем за счет высокого содержания карбонатов в лёссовидном суглинке и стабилизации pH, образуются устойчивые соединения гуминовых и фульвокислот, что на фоне поступления свежих органических соединений от газонной биомассы обеспечит достоверный прирост запасов углерода (рис. 3).

Сезонная динамика эмиссии CO₂ в почвенных конструкциях и черноземе обыкновенном карбонатном. Для эмиссии CO₂ из почв характерна заметная временная изменчивость, как по сезону, так и в течение суток [42]. Обычно динамика изменения CO₂ в почве зависит от изменения температуры воздуха, а также температуры и влажности почвы. На показатель эмиссии CO₂ из почв в большей степени влияют качественные и количественные характеристики наблюдаемых почв, растительность (корневое дыхание), микробиологическая активность.

Потоки CO₂ во всех изученных конструкциях за годовой период с осени 2020 г. по осень 2021 г. (рис. 4) характеризуются высокой динамично-

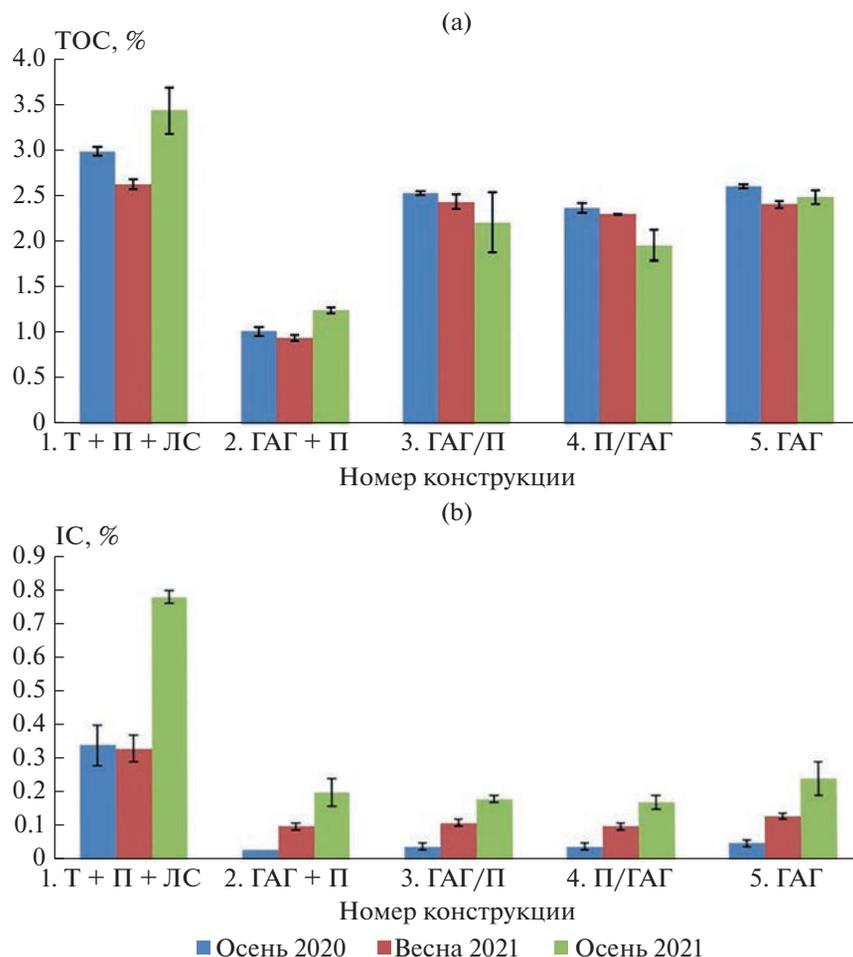


Рис. 3. Динамика содержания ТОС (а) и ИС (б) в почвенных конструкциях различного состава (3, 4 – слои ГАГ соответствующих конструкций).

стью, сопряженной с существенными различиями в основных физико-химических характеристиках горизонта РАТ созданных конструктоземов, о чем свидетельствует коэффициент вариации, равный 59.73%. Поэтому данный показатель целесообразно рассматривать в соответствии с генезисом доминирующего органогенного материала – верховой торф или гумусово-аккумулятивный горизонт чернозема, используемого при создании конструкции, а также в сравнении с фоном – черноземом миграционно-сегрегационным (Haplic Chernozems). На рис. 4 представлена сезонная динамика эмиссии CO_2 для чернозема, конструкции 1 (Т + П + ЛС) и конструкций 2–5 (на основе ГАГ с различными компонентами).

Исследования потоков CO_2 из почвы на черноземе миграционно-сегрегационном (Haplic Chernozems) экспозиции “Приазовская степь” показало, относительно плавное изменение изучаемого показателя с низким значением стандартного отклонения. Среднее значение эмиссии CO_2 за

период наблюдения в фоновой почве составило $7.00 \text{ г С-CO}_2/(\text{м}^2 \text{ сут})$.

На созданных почвенных конструкциях потоки CO_2 из почвы существенно отличались в зависимости от используемого органогенного материала – верхового торфа или гумусово-аккумулятивного горизонта чернозема, а также имели сезонные различия. Более интенсивная эмиссия CO_2 из почв всех конструктоземов в весенне-летний период (рис. 5), вероятно, связана с резким увеличением температуры почвы при стабильно высокой влажности (рис. S3). На конструкции 1 эмиссия CO_2 из почвы была максимальной и в среднем за период измерения составила $10.46 \text{ г С-CO}_2/(\text{м}^2 \text{ сут})$, напротив, для конструкций 2–5 на основе ГАГ – $5.51 \text{ г С-CO}_2/(\text{м}^2 \text{ сут})$. Таким образом, прослеживается закономерность: конструкции на основе ГАГ являются меньшими эмитентами углерода в атмосферу по сравнению с конструкциями, в которых используется торфосмесь. Различия между эмиссией CO_2 из почвен-

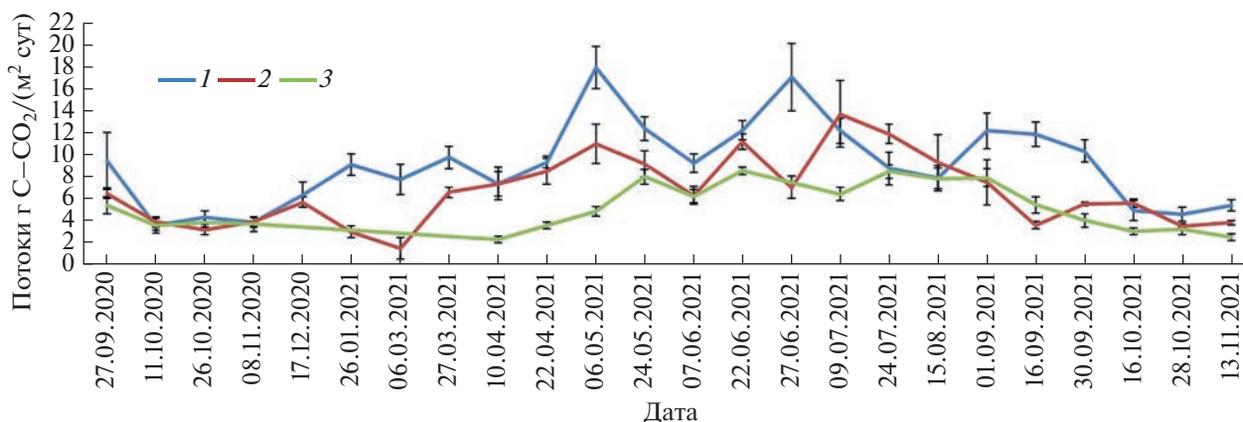


Рис. 4. Сезонная динамика эмиссии CO₂ для изученных почвенных конструкций на основе торфа (1), фонового чернозема миграционно-сегрегационного (2) и гумусово-аккумулятивных горизонтов чернозема (3).

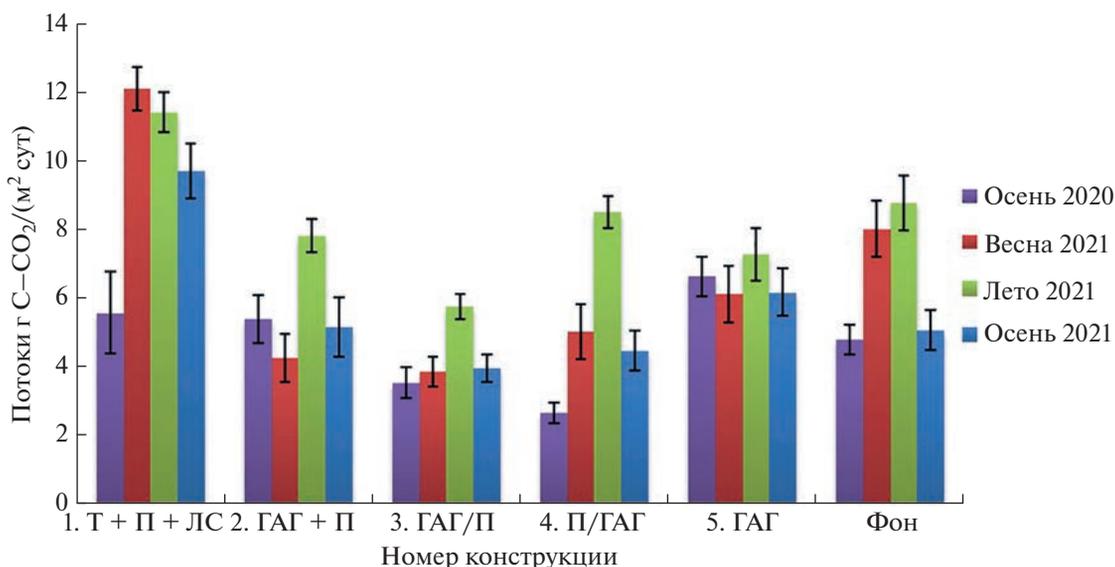


Рис. 5. Средняя эмиссии CO₂ по сезонам наблюдений.

ных конструкций и из фоновой почвы достоверны и подтверждаются критерием Манна–Уитни (ГАГ–чернозем $p = 0.05$, $U_{кр} = 462$, $U_{эмп} = 237$); торфосмесь–чернозем ($p = 0.05$, $U_{кр} = 846$, $U_{эмп} = 169$). Таким образом, выстраивается ряд почв с возрастающей способностью к эмиссии углерода: конструкции на основе гумусово-аккумулятивного горизонта чернозема < фоновый чернозем миграционно-сегрегационный < конструкции на основе торфосмеси.

На черноземах миграционно-сегрегационных (Haplic Chernozems) отмечено наличие связи потоков CO₂ с температурой приземного слоя воздуха и почвы (рис. S3). Даже на фоне высокой динамики температуры не только по сезону вегетации, но и в пределах суток, зафиксирована значимая поло-

жительная корреляция с температурой воздуха ($r = 0.57$, $p < 0.05$) и почвы ($r = 0.58$, $p < 0.05$).

Сезонная динамика эмиссии CO₂ для конструкции 1 (Т + П + ЛС) характеризуется неоднородностью, что подтверждается коэффициентом вариации 47% (рис. S2). Отмечаются два пика эмиссии CO₂ из почвы: 6 мая 17.97 г C–CO₂/(м² сут) и 27 июня 17.10 г C–CO₂/(м² сут), которые приурочены к датам внесения минеральных удобрений. При этом среднее за весь период измерений составило 10.46 г C–CO₂/(м² сут). Для конструкции 1 отмечена заметная положительная корреляция эмиссии CO₂ с температурой воздуха ($r = 0.66$, $p < 0.05$) и почвы ($r = 0.69$, $p < 0.05$), и отрицательная умеренная корреляция с влажностью почвы ($r = -0.42$, $p > 0.05$).

Кроме того, необходимо отметить, что в конструкции 1 отсутствует корреляции скашиваемой наземной биомассы газонных трав с потоком CO_2 ($r = 0.09$, $p > 0.05$). Так, наблюдаемые пики биомассы на рис. S4 в большей степени объясняются температурой приземного слоя воздуха, неравномерностью роста газонных трав в течение вегетационного сезона и, как следствие, различной динамикой кошения площадок. Однако общая биомасса в данном типе конструкции за весь период вегетации одна из самых высоких и составляет 1084 г/м^2 (рис. S5).

Во всех конструкциях, созданных на основе ГАГ, отмечена заметная корреляционная зависимость эмиссии CO_2 с температурой приземного слоя воздуха и температурой почвы (рис. S3). Взаимосвязь с влажностью почвы заметна и достоверна только для конструкции 4 ($r = 0.49$, $p < 0.05$), а для конструкций 5 и 2 – слабо выражена и не достоверна. Кроме того, для почвенных конструкций с гумусово-аккумулятивными горизонтами в составе конструкторземов отмечена положительная корреляционная зависимость потока эмиссии CO_2 со скошенной биомассой: для конструкции 2 умеренная корреляция ($r = 0.48$, $p < 0.05$), для конструкций 3 и 4 – заметная ($r = 0.5$, $p < 0.05$; $r = 0.68$, $p < 0.05$), а для конструкции 5 – высокая ($r = 0.75$, $p < 0.05$).

Самое низкое среднее значение эмиссии CO_2 за период наблюдений зафиксировано на конструкции 3 (ГАГ на песке): $4.51 \text{ г С-}\text{CO}_2/(\text{м}^2 \text{ сут})$. Для данной почвенной конструкции отмечены также минимальные значения запасов углерода 3.09 кг/м^2 и самый низкий показатель совокупной скошенной биомассы за сезон – 803 г/м^2 .

Для конструкции 4 (песок на ГАГ) с поверхностным песчаным слоем характерен наибольший прирост биомассы, что говорит о более благоприятных условиях произрастания газонных трав. В данном случае песчаная фракция способствует увеличению почвенной аэрации в узле кушения, тем самым создаются условия для более интенсивного корневого дыхания растений (величина совокупной скошенной биомассы за сезон – 1094 г/м^2). Как следствие, возникает повышение сезонной (в летний период, весна–лето 2021 г.) почвенной эмиссии CO_2 , что характеризует данную конструкцию, как положительно влияющую на произрастание газонных трав, на фоне интенсификации процессов эмиссии CO_2 . Этому может способствовать пониженная влажность дернового слоя – даже в холодный период года она колеблется от 5 до 20% и высокая температура (на 5°C выше остальных площадок). В верхней песчаной части конструкции фиксируется незначительное и недостоверное увеличение содержания органического углерода, что можно объяс-

нить поступлением растительных остатков от корневых систем растений, в то время как нижний ГАГ слой конструкции характеризуется достоверным уменьшением содержания органического углерода за счет общей его минерализации (табл. 2).

Необходимо отметить, что конструкциям 3 (ГАГ над песком) и 5 (ГАГ) свойственны высокие значения влажности почвы (от 30 до 50%) в течение всего сезона наблюдений, что связано с тяжелосуглинистым гранулометрическим составом исходного материала. Но при этом, из-за большей мощности гумусово-аккумулятивного слоя и больших запасов органического углерода в слое 0–20 см, для конструкции 5 характерны наибольшее значение эмиссии CO_2 ($6.56 \text{ г С-}\text{CO}_2/(\text{м}^2 \text{ сут})$) и высокий показатель скошенной биомассы газонных растений. Таким образом, конструкция 5 имитирует составом фоновую почву – чернозем миграционно-сегрегационный и при регулярном поливе и внесении удобрений в первый год функционирования показывает себя с наилучшей стороны, поскольку сформированный по таким образом конструкторзем способен не только к секвестрации атмосферного углерода, но и к формированию максимального объема биомассы газонных трав.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Конструкторземы, созданные на основе гумусово-аккумулятивных горизонтов, характеризуются высокой и заметной корреляционной зависимостью эмиссии CO_2 из почвы от температуры приземного слоя воздуха (при $p < 0.05$ для конструкции 2 $r = 0.76$, конструкции 3 – $r = 0.82$, конструкции 4 – $r = 0.76$, конструкции 5 – $r = 0.49$) и почвы (при $p < 0.05$ для конструкции 2 $r = 0.58$, конструкции 3 – $r = 0.74$, конструкции 4 – $r = 0.75$, конструкции 5 – $r = 0.68$). Взаимосвязь с влажностью почвы заметна и достоверна только для конструкции 4 ($r = 0.49$, $p < 0.05$). Для конструкции, созданной на основе торфа и суглинка, отмечена заметная положительная корреляция эмиссии CO_2 с температурой приземного слоя воздуха ($r = 0.66$ при $p < 0.05$) и почвы ($r = 0.69$ при $p < 0.05$) в то время как корреляция с влажностью почвы носит обратный характер ($r = -0.42$ при $p > 0.05$).

В первый год функционирования почвенных конструкций при использовании смеси гумусово-аккумулятивного горизонта и песка отмечается тенденция к увеличению содержания органического углерода. Напротив, при послойном расположении компонентов конструкторзема происходит незначительная минерализация первоначальных компонентов гумуса в конструкции в целом. Особое направление в трансформации почвенного органического вещества характерно для конструкций на основе торфосмеси, лёссовидного суглинка и

песка. В первые месяцы функционирования отмечается интенсивная минерализация верхового торфа, но в период активной вегетации газонного покрытия наблюдается достоверное увеличение содержания $C_{орг}$.

Конструкции на основании гумусово-аккумулятивных горизонтов при их перемещении и складировании являются меньшими эмитентами углерода в атмосферу по сравнению с конструкциями, где применяются торфосмеси. При этом может быть выстроен ряд почв с возрастающей способностью к эмиссии CO_2 из почвы: конструкции на основе гумусово-аккумулятивного горизонта чернозема < фоновый чернозем миграционно-сегрегационный < конструкции на основе торфосмеси.

Почвенные конструкции на основании торфосмеси характеризуются отсутствием корреляции сезонной динамики скашиваемой наземной биомассы газонных трав с потоком CO_2 , в то время как для почвенных конструкций с использованием гумусово-аккумулятивных горизонтов в составе конструкторов отмечена положительная корреляционная зависимость: для конструкций ГАГ + + песок и ГАГ + песок послойно наличествует умеренная корреляция ($r = 0.48$ и $r = 0.5$, $p < 0.05$, а для конструкции только с ГАГ – высокая ($r = 0.75$, $p < 0.05$)).

В целом можно констатировать, что в первый год функционирования почвенного стационара, используемый при рекультивации парково-рекреационных зон Ростовской агломерации гумусово-аккумулятивный горизонт зональных черноземов миграционно-сегрегационных в любом из рассмотренных вариантов не приводит к повышению эмиссии CO_2 , а создаваемые на них газонные покрытия не являются участками интенсивной эмиссии CO_2 из почвы.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Анализ потоков и запасов углерода выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 23-27-00418, <https://rscf.ru/project/23-27-00418/>. Анализ данных проведен в рамках проекта системы грантовой поддержки научных проектов РУДН.

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/S0032180X23600282>.

Рис. S1. Содержание органического и неорганического углерода в черноземе миграционно-сегрегационном среднегумусированном (Haplic Chernozems), целинный участок ботанического сада ЮФУ.

Рис. S2. Сезонная динамика средних значений эмиссии CO_2 для почвенных конструкций и чернозема миграционно-сегрегационного (Haplic Chernozems) (фон).

Рис. S3. Сезонная динамика температуры воздуха и почвы, влажности почвы.

Рис. S4. Сезонная динамика скашиваемой биомассы почвенных конструкций.

Рис. S5. Общая биомасса растений по всем конструкциям за весь период вегетации.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Агроклиматические ресурсы Ростовской области. Справочник. Л.: Гидрометеиздат, 1972. 251 с.
2. Ариунушкина Е.В. Руководство по химическому анализу почв. М.: Изд-во МГУ, 1970. 488 с.
3. Безуглова О.С., Горбов С.Н., Скрипников П.Н. Гумусное состояние почв Ростовской агломерации. Ростов-на-Дону-Таганрог: ЮФУ, 2022. 138 с.
4. Васенев В.И., Прокофьева Т.В., Макаров О.А. Разработка подхода к оценке запасов почвенного органического углерода мегаполиса и малого населенного пункта // Почвоведение. 2013. № 6. С. 725–736.
5. Визирская М.М. Функционально-экологическая оценка лесных подзолистых почв в условиях Московского мегаполиса: на примере ЛОД РГАУ-МСХА им. К.А. Тимирязева. Автореф. дис. ... канд. биол. наук. М., 2014. 25 с.
6. Горбов С.Н. Генезис, классификация, экологическая роль городских почв Юга Европейской части России (на примере ростовской агломерации). Автореф. дис. ... канд. биол. наук. М., 2018. 48 с.
7. Горбов С.Н. Генезис, классификация и экологическая роль городских почв Европейской части Юга России (на примере Ростовской агломерации). Дис. ... докт. биол. наук. М., 2018. 488 с.
8. Горбов С.Н., Безуглова О.С. Почвенный покров Ростовской агломерации. Ростов-на-Дону, 2019. 186 с.
9. Захаров С.А. Почвы Ростовской области и их агрономическая характеристика. Ростов-на-Дону: Ростиздат, 1946. 123 с.
10. Иващенко К.В., Ананьева Н.Д., Васенев В.И., Кудяров В.Н., Валентини Р. Биомасса и дыхательная активность почвенных микроорганизмов в антропогенно-измененных экосистемах (Московская область) // Почвоведение. 2014. № 9. С. 1077–1088.
11. Карелин Д.В., Замолотчиков Д.Г., Краев Г.Н. Методическое руководство по анализу эмиссий углерода из почв поселений в тундре. М.: Изд-во ЦЭПЛ РАН, 2015. 64 с.
12. Классификация и диагностика почв России. Смоленск: Изд-во Ойкумена, 2004. 342 с.
13. Минеев В.Г. Практикум по агрохимии. М.: Изд-во МГУ, 2001. 689 с.

14. Приваленко В.В. Геохимическая оценка экологической ситуации в г. Ростове-на-Дону. Ростов-на-Дону, 1993. 167 с.
15. Прокофьева Т.В., Герасимова М.И., Безуглова О.С., Бахматова К.А., Гольева А.А., Горбов С.Н., Жарикова Е.А., Матинян Н.Н., Наквасина Е.Н., Сивцева Н.Е. Введение почв и почвоподобных образований городских территорий в классификацию почв России // Почвоведение. 2014. № 10. С. 1155–1164.
16. Семенов В.М., Козут Б.М. Почвенное органическое вещество. М: ГЕОС, 2015. 233 с.
17. Смагин А.В. Настоящее и будущее самой плодородной почвы // Наука в России. 2013. № 1. С. 23–30.
18. Шамрикова Е.В., Ванчикова Е.В., Кондратёнок Б.М., Лаптева Е.М., Кострова С.Н. Проблемы и ограничения дихроматометрического метода измерения содержания почвенного органического вещества (обзор) // Почвоведение. 2021. № 7. С. 784–794. <https://doi.org/10.31857/S0032180X22070097>
19. Bandaranayake W., Qian Y.L., Parton W.J., Ojima D.J., Follett R.F. Estimation of Soil Organic Carbon Changes in Turfgrass Systems Using the CENTURY Model // Agron. J. 2003. V. 95. P. 558–563.
20. Blum W.E.H. Functions of soil for society and environment // Rev. Environ. Sci. Biotechnol. 2005. V. 4. P. 75–79.
21. Burba G. Eddy covariance method for scientific, industrial, agricultural and regulatory applications. Li & Cor Biosciences, 2013. 44 p.
22. Chapin F.S., Woodwell G.M., Randerson J.T., Rastetter E.B., Lovett G.M., Baldocchi D.D. Reconciling carbon-cycle concepts, terminology and methods // Ecosystems. 2006. V. 9. P. 1041–1050.
23. Delden van L., Larsen E., Rowlings D., Scheer C., Grace P. Establishing turf grass increases soil greenhouse gas emissions in peri-urban environments // Urban. Ecosyst. 2016. V. 19. P. 749–762.
24. Dvornikov Y.A., Vasenev V.I., Romzaykina O.N., Grigorieva V.E., Litvinov Y.A., Gorbov S.N., Dolgikh A.V., Korneykova M.V., Gosse D.D. Projecting the urbanization effect on soil organic carbon stocks in polar and steppe areas of European Russia by remote sensing // Geoderma. 2021. V. 399. P. 115039. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2021.115039>
25. FAO Climate-smart agriculture. Sourcebook. 2013. E-ISBN 978-92-5-107721-4
26. Fekete I., Berki I., Lajtha K., Trumbore S., Francioso O., Gioacchini P., Montecchio D. et al. How will a drier climate change carbon sequestration in soils of the deciduous forests of Central Europe? // Biogeochemistry. 2021. V. 152. P. 13–32. <https://doi.org/10.1007/s10533-020-00728-w>
27. Gillman L.N., Bollard B., Leuzinger S. Calling time on the imperial lawn and the imperative for greenhouse gas mitigation // Global Sustainability. 2023. V. 6. № 3. <https://doi.org/10.1017/sus.2023.1>
28. Ignatieva M., Eriksson F., Eriksson T., Berg P., Hedblom M. The lawn as a social and cultural phenomenon in Sweden // Urban Forestry Urban Greening. 2017. V. 21. P. 213–223.
29. Ignatieva M., Hedblom M. An alternative urban green carpet // Science. 2018. V. 362. № 6411. P. 148–149. <https://doi.org/10.1126/science.aau6974>
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. Lal R. Agricultural activities and the global carbon cycle // Nutr Cycl Agroecosyst. 2004. V. 70. P. 103–116.
32. Lefèvre C., Rekik F., Alcantara V., Wiese L. Soil Organic Carbon: The Hidden Potential (UN Food and Agriculture Organization, Rome, 2017).
33. Lorenz K., Kandeler E. Biochemical characterization of urban soil profiles from Stuttgart, Germany // Soil Biol. Biochem. 2005. V. 37. № 7. P. 1373–1385.
34. Lorenz K., Lal R. Biogeochemical C and N cycles in urban soils // Environ Int. 2009. V. 35. P. 1–8.
35. Pickett S.T.A., Cadenasso M.L., Grove J.M., Boone C.G., Groffman P.M., Irwin E., Kaushal S.S., Marshall V., McGrath B.P., Nilon C.H., Pouyat R.V., Szlavecz K., Troy A., Warren P. Urban ecological systems: scientific foundations and a decade of progress // J. Environ. Manag. 2011. V. 92. P. 331–362.
36. Pouyat R.V., Yesilonis I.D., Golubiewski N.E. A comparison of soil organic carbon stocks between residential turfgrass and native soil // Urban Ecosyst. 2009. V. 12. P. 45–62.
37. Qian Y.L., Bandaranayake W., Parton W.J., Mecham B., Harivandi M.A., Mosier A.R. Long-term effects of clipping and nitrogen management in turfgrass on soil organic carbon and nitrogen dynamics: The CENTURY model simulation // J. Environ. Qual. 2003. V. 32. P. 1694–1700.
38. Raich J.W., Potter C.S., Bhagawati D. Interannual variability in global respiration 1980–94 // Glob. Chang. Biol. 2002. V. 8. P. 800–812.
39. Robbins P., Birkenholtz T. Turfgrass Revolution: Measuring the Expansion of the American Lawn // Land Use Policy. 2003. V. 20. P. 181–194. [https://doi.org/10.1016/S0264-8377\(03\)00006-1](https://doi.org/10.1016/S0264-8377(03)00006-1)
40. Roper W.R., Robarge W.P., Osmond D.L., Heitman J.L., Comparing four methods of measuring soil organic matter in North Carolina soils // Soil Sci. Soc. Am. J. 2019. V. 83. P. 466–474.
41. Rossiter D.G. Classification of urban and industrial soils in the world Reference Base for soil resources // J. Soils Sediments. 2007. V. 7. P. 96–100.
42. Sarzhanov D.A., Vasenev V.I., Vasenev I.I., Sotnikova Y.L., Ryzhkov O.V., Morin T. Carbon stocks and CO₂ emissions of urban and natural soils in Central Chernozemic region of Russia // Catena. 2017. V. 158. P. 131–140.
43. Selhorst A., Lal R. Net Carbon sequestration potential and emissions in home lawn turfgrasses of the United States // Environ. Managem. 2013. V. 51. P. 198–208. <https://doi.org/10.1007/s00267-012-9967-6>
44. Shanin V.N., Bykhovets S.S., Chertov O.G., Komarov A.S. The effect of various external factors on dynamics of organic carbon in different types of forest: a simulation-based assessment // Russ. For. Sci. 2018. V. 5. P. 335–346.
45. Shchepeleva A.S., Vasenev V.I., Mazirov I.M., Vasenev I.I., Prokhorov I.S., Gosse D.D. Changes of soil organic car-

- bon stocks and CO₂ emissions at the early stages of urban turf grasses' development // *Urban Ecosystems*. 2017. V. 20. P. 309–321.
46. *Sleutel S., De Neve S., Singier B., Hofman G.* Quantification of organic carbon in soils: A comparison of methodologies and assessment of the carbon content of organic matter // *Comm. Soil Sci. Plant Analysis*. 2007. V. 38. № 19–20. P. 2647–2657.
47. *Tagiverdiev S.S., Gorbov S.N., Bezuglova O.S., Skripnikov P.N.* The content and distribution of various forms of carbon in urban soils of Southern Russia on the example of Rostov agglomeration // *Geoderma Regional*. 2020. V. 21. P. e00266.
48. *Thienelt T.S., Anderson D.E.* Estimates of energy partitioning, evapotranspiration, and net ecosystem exchange of CO₂ for an urban lawn and a tallgrass prairie in the Denver metropolitan area under contrasting conditions // *Urban Ecosyst*. 2021. V. 24. P. 1201–1220. <https://doi.org/10.1007/s11252-021-01108-4>
49. *Trammell T.L.E., Pouyat R.V., Carreiro M.M., Yesilonis I.* Drivers of soil and tree carbon dynamics in urban residential lawns: a modeling approach // *Ecological Appl*. 2017. V. 27. <https://doi.org/10.1002/eap.1502>
50. *Velasco E., Segovia E., Choong A.M.F., Lim B.K.Y., Vargas R.* Carbon dioxide dynamics in a residential lawn of a tropical city // *J. Environ. Management*. 2021. V. 280. P. 111752. <https://doi.org/10.1016/j.jenvman.2020.111752>
51. *Zomer R.J., Bossio D.A., Sommer R., Verchot L.V.* Global sequestration potential of increased organic carbon in cropland soils // *Sci. Rep*. 2017. V. 7. P. 15554. <https://doi.org/10.1038/s41598-017-15794-8>

Short-Term Dynamics of CO₂ Emission and Carbon Content in Urban Soil Structures in the Steppe Zone

S. N. Gorbov¹, V. I. Vasenev^{2, 3}, E. N. Minaeva¹, S. S. Tagiverdiev^{1, *},
P. N. Skripnikov¹, and O. S. Bezuglova¹

¹*Southern Federal University, Ivanovsky Academy of Biology and Biotechnology, Rostov-on-Don, 344006 Russia*

²*Peoples' Friendship University of Russia, Moscow, 117198 Russia*

³*Soil and Landscape Geography Group, Wageningen University, Wageningen, 6707 Netherlands*

**e-mail: 2s-t@mail.ru*

Constructed Technosols are an important component of urban green infrastructure whose role in the carbon balance of urban ecosystems remains poorly understood. The dynamics of carbon stocks and CO₂ emissions of soil structures depend on both bioclimatic conditions and the parameters of the construction – the substrates used, the composition and thickness of the layers. The carbon stock dynamics and CO₂ emission were studied on constructozems of different composition established at the “Experimental Station for Study of Soil Constructs” in the Botanical Garden of the Southern Federal University (Rostov-on-Don). The station consists of 15 self-contained sites, which present 5 different variants of soil constructions created using substrates traditionally used for landscaping and beautification tasks in the cities of the steppe zone. The Haplic Chernozems, located on a placor plot in the vicinity of the Experimental Station, was studied as a background area. Monitoring studies over two seasons (from September 2020 to December 2022) allowed the seasonal dynamics of organic and inorganic carbon content and CO₂ emissions to be compared for the different soil design options in comparison with the background. In all constructions created on the basis of humus-accumulative horizons of chernozems, a marked dependence of CO₂ emission on air (at $p < 0.05$ for construction 2 $r = 0.76$, construction 3 $r = 0.82$, construction 4 $r = 0.76$, construction 5 $r = 0.49$) and soil (at $p < 0.05$ for construction 2 $r = 0.58$, construction 3 $r = 0.74$, construction 4 $r = 0.75$, construction 5 $r = 0.68$) and soil (at $p < 0.05$ for construction 2 $r = 0.58$, construction 3 $r = 0.74$, construction 4 $r = 0.75$, construction 5 $r = 0.68$) was noted. The biomass stocks of lawn grasses growing on the constructions were determined, and a positive correlation between the CO₂ emission and the growth of the above-ground biomass (for construction 2 a moderate correlation ($r = 0.48$, $p < 0.05$), for constructions 3 and 4 a marked correlation ($r = 0.5$, $p < 0.05$; $r = 0.68$, $p < 0.05$), and for construction 5 a high correlation ($r = 0.75$, $p < 0.05$) was noted. The dynamics of the stock of various forms of carbon in the first year of operation of the structures were studied. Based on the comparison of carbon fluxes and stocks, it is shown that lawn ecosystems in the early stages of constructozem cannot be considered as net carbon stock sites in the temperate continental climate of Rostov-on-Don.

Keywords: urban soils, constructozems, Haplic Chernozems, carbon dioxide emissions

ДЫХАНИЕ ГОРОДСКИХ ПОЧВ

УДК 631.433.3+630*114.351+504.5:546.3

ВЛИЯНИЕ ОТДЕЛЬНЫХ ДЕРЕВЬЕВ НА ДЫХАНИЕ ПОЧВЫ ЛЕСНЫХ ЭКОСИСТЕМ В УСЛОВИЯХ ПРОМЫШЛЕННОГО ЗАГРЯЗНЕНИЯ

© 2023 г. И. А. Сморкалов^{a, b, *}, Е. Л. Воробейчик^a

^aИнститут экологии растений и животных УрО РАН,
ул. 8 Марта, 202, Екатеринбург, 620144 Россия

^bУральский федеральный университет им. Первого президента России Б.Н. Ельцина,
ул. Мира, 19, Екатеринбург, 620002 Россия

*e-mail: ivan.a.smorkalov@gmail.com

Поступила в редакцию 10.03.2023 г.

После доработки 11.05.2023 г.

Принята к публикации 12.05.2023 г.

Впервые исследовано влияние отдельных деревьев на дыхание почвы и лесной подстилки в лесах, загрязненных тяжелыми металлами от выбросов медеплавильного завода. Тестировали гипотезу об уменьшении связанного с положением относительно ствола дерева компонента пространственной дисперсии дыхания на загрязненных участках по сравнению с фоновой территорией. Исследованы елово-пихтовые и березовые леса южной тайги, подверженные многолетнему загрязнению выбросами Среднеуральского медеплавильного завода (г. Ревда, Свердловская область). Точки измерения располагали возле модельных деревьев ели и березы на разном удалении от ствола дерева (приствольный участок, середина проекции кроны, окно в пологе древостоя). В каждой точке измеряли общую эмиссию CO₂, дыхание подстилки, ее вклад в дыхание почвы, удельную дыхательную активность подстилки и ее запас. На фоновой территории дыхание почвы снижается от ствола дерева к окну. Тестируемая гипотеза подтверждена лишь частично: в еловых лесах доля дисперсии дыхания почвы, объясняемая положением относительно ствола дерева, снижалась при увеличении загрязнения, но в березовых не менялась. Снижение роли положения относительно ствола дерева в еловых лесах связано с уменьшением удельной дыхательной активности подстилки, хотя запас подстилки был существенно больше возле ствола по сравнению с окном. Чтобы уменьшить возможное смещение оценок дыхания почвы предложено располагать точки измерения в подкروновых участках, т.е. на достаточном удалении от стволов деревьев и вне окон в пологе древостоя.

Ключевые слова: лесная подстилка, пространственная структура, медеплавильный завод, тяжелые металлы, Stagnic Retisols

DOI: 10.31857/S0032180X23600403, EDN: RIDBVC

ВВЕДЕНИЕ

Дыхание почвы (SR) чрезвычайно вариабельно в пространстве и во времени, поскольку зависит от многих факторов среды. Поэтому для оценок почвенной эмиссии характерна существенная неопределенность [12]. Считается, что при моделировании потоков углекислого газа одинаково важно учитывать и пространственную, и временную изменчивость дыхания [29]. Обычно модели хорошо объясняют вариабельность SR, связанную со временем (R^2 достигает 0.75–0.97). Существенно хуже результаты моделирования пространственной изменчивости SR [12, 20]. В экосистемах со сложной горизонтальной и вертикальной структурой, в частности в лесах, значительная часть пространственной вариабельности SR остается необъясненной [23]. Поэтому ва-

жен анализ факторов, детерминирующих SR не только во времени, но и в пространстве.

Анализ временной изменчивости относительно менее сложен по сравнению с пространственной. В первом случае он базируется на оценках “простых” факторов, прежде всего, температуры и влажности почвы, тогда как во втором – исследователи имеют дело главным образом с действием комплексных факторов. В лесах основным комплексным фактором можно считать близость к стволу дерева: именно деревья формируют горизонтальную структуру полей температуры, влажности и концентраций химических элементов в почве, во многом детерминируют функционирование подчиненных ярусов растительности и почвенной биоты.

Установлено, что эмиссия углекислого газа с поверхности почвы также зависит от расстояния

до ствола дерева [17, 23]. Обычно регистрируют уменьшение SR от ствола к окну в пологе древо-стоя. В качестве возможных объясняющих факторов рассматривают влажность почвы [23, 35], размер окна [25], запас корней [17], pH и концентрацию зольных элементов [18], содержание органического углерода и азота [17].

Все известные нам исследования влияния отдельных деревьев на SR выполнены в лесах, не подверженных действию промышленного загрязнения, которое может быть сильным экологическим фактором. Обычно влияние загрязнения рассматривают в масштабе десятков–сотен метров (несколько пробных площадей в пределах участка) или единиц–десятков километров (несколько участков, расположенных на разном расстоянии от источника выбросов) [10, 21, 22]. Для анализа влияния деревьев на SR необходимы исследования варьирования в меньшем пространственном масштабе – в пределах десятков сантиметров–единиц метров.

Под действием длительного промышленного загрязнения от выбросов крупных металлургических предприятий средообразующая роль деревьев, как правило, снижается, а микромаштабная вариабельность почвенных параметров увеличивается [3–5, 14]. Этот вывод, в частности, касается содержания металлов в лесной подстилке [5] и деструкции целлюлозы [4]. Возникает вопрос: дыхание почвы подчиняется такой же закономерности?

Цель работы – анализ влияния отдельных деревьев на дыхание почвы и лесной подстилки на территориях, подверженных длительному загрязнению от выбросов медеплавильного завода. Тестировали две гипотезы: (1) на незагрязненной территории положение относительно ствола дерева существенно влияет на дыхание почвы и подстилки, (2) на загрязненной территории влияние этого фактора снижается.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Район исследований расположен в южной тайге, в пределах кряжа остаточных гор осевой части Среднего Урала и его западного склона. Согласно физико-географическому районированию Свердловской области, территория относится к природному району низкогорий Среднего Урала с преобладанием темнохвойных лесов [11], по почвенно-географическому районированию – к Среднеуральской южно-таежной почвенной провинции, к Коноваловскому и Киргишанскому почвенным районам [7]. В почвенном покрове доминируют дерново-подзолистые почвы, в различной степени оглеенные и каменистые, реже встречаются буроземы оподзоленные.

Среднеуральский медеплавильный завод расположен на окраине г. Ревда Свердловской области, в 50 км к западу от Екатеринбурга. Предприятие функционирует с 1940 г., главные компоненты выбросов – газообразные соединения серы, фтора и азота, а также металлы (Cu, Pb, Zn, Cd, Fe, Hg) и металлоиды (As). В 1980-х гг. валовые выбросы завода достигали 150–225 тыс. т поллютантов в год, что делало его одним из крупнейших источников промышленного загрязнения в России. С начала 1990-х выбросы постепенно снижались: к 1999 г. – до 65 тыс. т/год, к 2005 г. – до 27 тыс. т/год, а после коренной реконструкции в 2010 г. – до 3–5 тыс. т/год [1, 2]. Несмотря на снижения выбросов, на момент исследования (2013 г.) вблизи завода не произошло ни восстановления растительности, ни очищения почвы от металлов [6]. На сильнозагрязненных участках фоновые концентрации металлов превышены на 1–2 порядка величины [2].

Полевые измерения. Выбрали два варианта биотопов, широко распространенных в южной тайге Среднего Урала: елово-пихтовый лес (Spruce-fir forest, SF) и вторичный березовый лес (Birch forest, BF). По состоянию высшей растительности выделили три зоны загрязнения: фоновую или незагрязненную (UP) (20 км к западу от завода для BF, 30 км – для SF), буферную или умеренно загрязненную (MP) (5 км – для BF, 4 км – для SF) и импактную или сильнозагрязненную (HP) (1 км – для BF, 2 км – для SF) (рис. S1).

В каждой зоне загрязнения и варианте биотопа выбрали по 5 модельных деревьев: в SF – ели (*Picea obovata* Ledeb.), в BF – березы пушистой (*Betula pubescens* Ehrh.) или повислой (*B. pendula* Roth.). Основным критерий их подбора – соседство с окном в пологе леса (но не с крупными полянами или опушками). Модельные деревья подбирали максимально схожими по габитусу (высота ствола не менее 15 м, диаметр – не менее 15 см для березы и 30 см для ели, хорошо развитая крона, отсутствие видимых механических повреждений). Расстояние между модельными деревьями в пределах одного варианта биотопа в фоновой и буферной зонах составляло 15–80 м, в импактной – 10–150 м.

Возле каждого дерева заложили по три линии под углом 20°–45°, без строгой ориентации по сторонам света. В пределах каждой линии измерения проводили в трех точках: первая (Trunk) соответствовала приствольному участку (10–20 см от ствола), вторая (Crown) – середине проекции кроны, третья (Gap) – окну в пологе древостоя. Такую схему использовали ранее для оценки влияния деревьев на содержание металлов и скорость деструкции целлюлозы в подстилке [3–5]. В каждой точке (т.е. для круга диаметром 10 см) измеряли общую эмиссию углекислого газа (SR) и дыхание подстилки (LR), а также определяли запас

подстилки (LSt). Всего выполнено 540 измерений возле 30 модельных деревьев.

Измерения дыхания проводили 23–24 августа 2013 г. Скорость эмиссии CO_2 с поверхности почвы измеряли закрытым динамическим камерным методом с помощью полевого респирометра Li-8100A (Li-Cor biosciences, США). LR измеряли по оригинальной методике [19], которая заключалась в следующем: после измерения SR подстилку из-под камеры прибора вынимали, помещали в полиэтиленовый пакет, возвращали на исходное место и через 30–40 мин измеряли ее дыхание непосредственно в пакете. Такое время достаточно для стабилизации дыхания после механического нарушения, но позволяет избежать сильного влияния колебаний температуры и изменения потока углекислого газа из-за гибели обрезанных при взятии образца корней. Удельную дыхательную активность (LSpR) подстилки рассчитывали как отношение ее дыхания к сухой массе подстилки в точке измерения.

Анализ данных выполняли в среде R v. 4.1.2. Статистической единицей во всех случаях, если не оговорено иное, считали значение в точке измерения. Влияние зоны нагрузки, варианта биотопа и положения относительно ствола оценивали с помощью пермутационного дисперсионного анализа (PERMANOVA), реализованного в пакете *vegan* [30]. Для контроля частоты ложных отклонений (false discovery rate control, FDR) при множественных проверках статистических гипотез использовали поправку Бенджамини-Йекутиели. Множественные сравнения выполняли с помощью критерия Тьюки. Для разложения дисперсии использовали пакет *VCA* [31].

Силу влияния дерева на тот или иной параметр удобно оценивать с помощью отношения откликов (In Response Ratio, RR) [26]:

$$RR = \ln \left(\frac{x_{\text{trunk}}}{x_{\text{gap}}} \right) \quad \text{или} \quad RR = \ln \left(\frac{x_{\text{crown}}}{x_{\text{gap}}} \right), \quad (1)$$

где x_{trunk} – значение показателя возле ствола, x_{gap} – в окне древостоя, x_{crown} – в середине проекции кроны. Отношение откликов обладает свойством аддитивности, что полезно при интерпретации результатов. Если параметр можно выразить через произведение нескольких величин, то отношение откликов результирующего параметра – это сумма отношений отклика входящих в него величин. Представим дыхание подстилки (LR) ($\text{мг С-CO}_2/(\text{м}^2 \text{ ч})$) следующими образом:

$$LR = SR \text{ LContr}, \quad (2)$$

$$LR = \text{LSpR LSt}, \quad (3)$$

где SR ($\text{мг С-CO}_2/(\text{м}^2 \text{ ч})$) – дыхание почвы (т.е. общая эмиссия CO_2), LContr (в долях единицы) – вклад подстилки в общую эмиссию (т.е. LR/SR),

LSpR ($\text{мг С-CO}_2/(\text{г ч})$) – удельная дыхательная активность подстилки, LSt (кг/м^2) – запас органического вещества подстилки. Комбинируя уравнения (2) и (3), величину общей эмиссии с поверхности почвы можно выразить следующим образом:

$$SR = \text{LSpR LSt} \frac{1}{\text{LContr}}. \quad (4)$$

Соответственно, переходя к отношениям откликов:

$$RR_{\text{SR}} = RR_{\text{LSpR}} + RR_{\text{LSt}} - RR_{\text{LContr}}. \quad (5)$$

Уравнение (5) позволяет определить, за счет каких именно составляющих происходит изменение общего дыхания возле ствола (или в проекции кроны), по сравнению с окном. При усреднении значений по нескольким деревьям свойство аддитивности выполняется только при использовании средней геометрической, поэтому при расчетах использовали именно ее.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Биотопические различия. При приближении к заводу запас подстилки увеличивался, остальные параметры – уменьшались (рис. 1, табл. 1). Наибольшая разница между фоновой и импактной зонами – почти на порядок величины – отмечена для удельной дыхательной активности подстилки. Дыхание почвы и удельная дыхательная активность подстилки были выше в березняках по сравнению с ельниками, тогда как дыхание подстилки, ее запас и ее вклад в дыхание почвы – в ельниках. Различия всех параметров между зонами загрязнения и вариантами биотопов статистически значимы (табл. 2).

Варьирование SR (коэффициент вариации, абсолютный и относительный размахи) в еловых лесах при приближении к заводу уменьшалось, в березовых – увеличивалось (табл. 3). В обоих вариантах биотопов коэффициент вариации LR увеличивался на загрязненных территориях по сравнению с незагрязненными, тогда как абсолютный и относительный размахи уменьшались. Для остальных параметров четкие закономерности отсутствуют, но в большинстве случаев изменчивость в пределах зоны загрязнения высокая: она составляет более половины всей изменчивости в масштабе всего градиента загрязнения. Загрязнение в наибольшей степени объясняло дисперсию удельной дыхательной активности (75%) и запаса подстилки (14%), а вариант биотопа – вклада подстилки в общее дыхание (34%) (рис. 2).

Микробиотопические различия. Для всех параметров различия между отдельными деревьями не были статистически значимыми, также незначи-

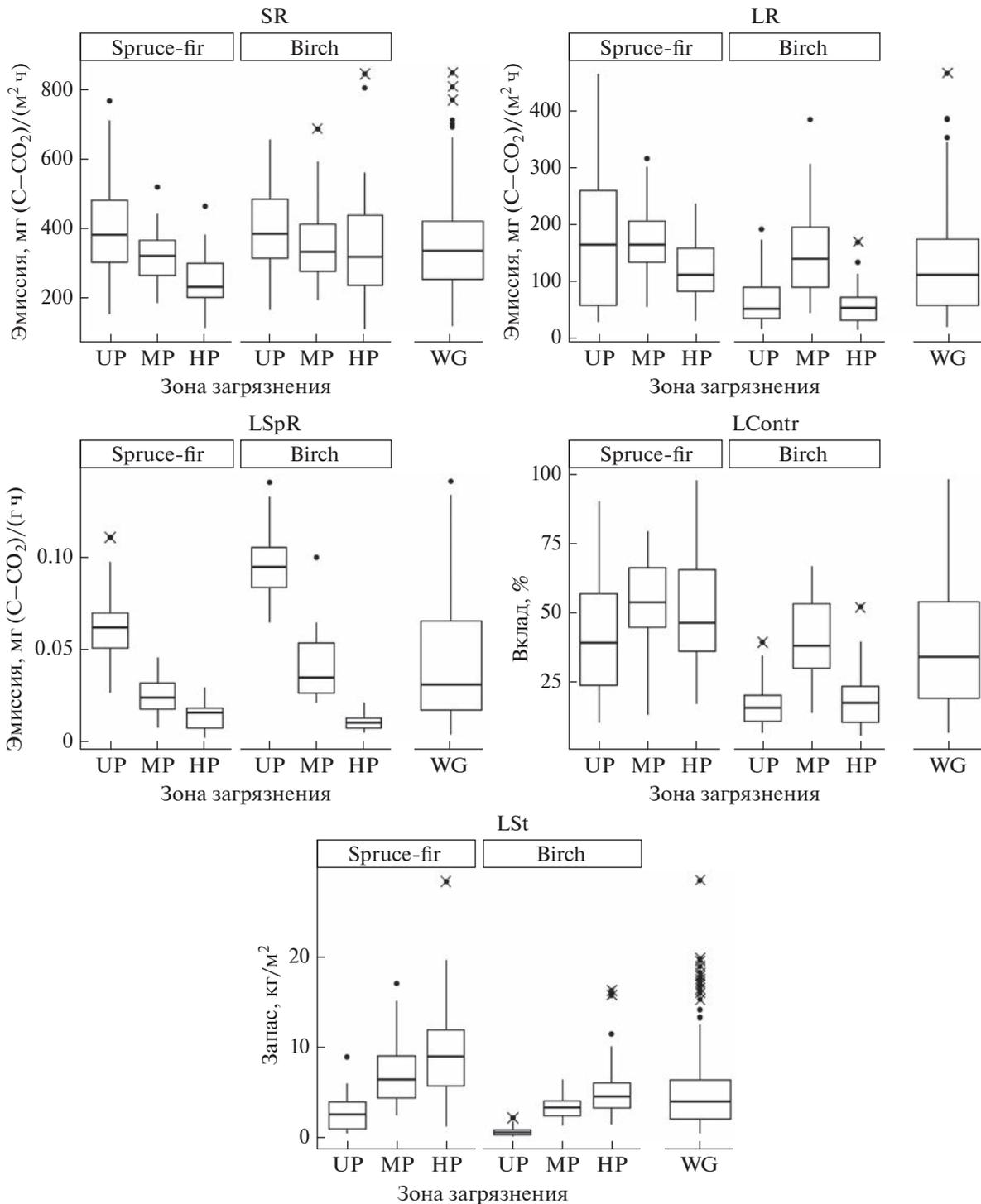


Рис. 1. Размах исследуемых параметров. SR – дыхание почвы, LR – дыхание подстилки, LSpR – удельное дыхание подстилки, LContr – вклад подстилки в дыхание почвы, LSt – запас подстилки. На графике “ящик с усами”: линия – медиана, боксы – 25–75% квантили, усы – размах без учета выбросов, точки – выбросы (>1.5 × межквартильный размах), крестики – экстремумы (>2 × межквартильный размах). Зоны загрязнения: UP – фоновая, MP – буферная, HP – импактная, WG – весь градиент. Spruce-fir – елово-пихтовые леса, Birch – березовые леса.

мо было и взаимодействие фактора “дерево” с другими факторами. В противоположность этому, положение относительно ствола дерева статистически значимо влияло на все параметры. Вза-

имодействие фактора “положение относительно ствола” с другими факторами было незначимым только для дыхания почвы. Для других параметров положение относительно ствола дерева по-

Таблица 1. Дыхание почвы (SR) и подстилки (LR), удельное дыхание подстилки (LSpR), вклад подстилки в дыхание почвы (LContg) и запас подстилки (LSt) в разных вариантах биотопов и зон загрязнения в зависимости от положения относительно ствола дерева, среднее \pm стандартное отклонение ($n = 5$)

| Положение | Елово-пихтовый лес | | | Березовый лес | | |
|----------------|---|----------------|-----------------|-----------------|-----------------|----------------|
| | UP | MP | HP | UP | MP | HP |
| | Общая эмиссия CO ₂ (SR), мг C-CO ₂ /(м ² ч) | | | | | |
| Ствол | 493 ± 48a | 359 ± 50a | 270 ± 56a | 499 ± 73a | 475 ± 58a | 442 ± 72a |
| Проекция кроны | 446 ± 60a | 317 ± 22a | 227 ± 48a | 369 ± 87ab | 331 ± 47b | 358 ± 118ab |
| Окно | 263 ± 64b | 279 ± 46a | 231 ± 44a | 315 ± 64b | 264 ± 26b | 231 ± 39b |
| | Дыхание подстилки (LR), мг C-CO ₂ /(м ² ч) | | | | | |
| Ствол | 270 ± 61a | 189 ± 55a | 120 ± 32a | 113 ± 41a | 197 ± 47a | 81 ± 21a |
| Проекция кроны | 201 ± 61a | 156 ± 27a | 139 ± 37a | 52 ± 17a | 144 ± 29ab | 45 ± 11a |
| Окно | 53 ± 17b | 161 ± 32a | 96 ± 34a | 42 ± 15a | 94 ± 15b | 44 ± 5a |
| | Удельная дыхательная активность подстилки (LSpR), мг C-CO ₂ /(г ч) | | | | | |
| Ствол | 0.055 ± 0.005a | 0.016 ± 0.003a | 0.008 ± 0.003a | 0.093 ± 0.005ab | 0.060 ± 0.008a | 0.011 ± 0.003a |
| Проекция кроны | 0.071 ± 0.008b | 0.025 ± 0.005a | 0.016 ± 0.005ab | 0.090 ± 0.005a | 0.038 ± 0.005b | 0.011 ± 0.003a |
| Окно | 0.057 ± 0.005a | 0.036 ± 0.003b | 0.019 ± 0.003b | 0.101 ± 0.008b | 0.027 ± 0.003ab | 0.014 ± 0.003a |
| | Вклад подстилки в общую эмиссию (LContg), % | | | | | |
| Ствол | 56.5 ± 5.3a | 52.5 ± 10.0a | 44.4 ± 14.0ab | 22.2 ± 6.4a | 42.0 ± 11.9a | 20.2 ± 6.5a |
| Проекция кроны | 48.0 ± 16.5a | 50.4 ± 8.3a | 65.6 ± 15.2a | 14.2 ± 3.4a | 43.5 ± 7.7a | 13.6 ± 4.3a |
| Окно | 20.4 ± 1.4b | 58.8 ± 6.1a | 42.0 ± 17.2b | 13.4 ± 4.1a | 35.6 ± 6.2a | 19.1 ± 1.1a |
| | Запас подстилки (LSt), кг/м ² | | | | | |
| Ствол | 4.6 ± 0.8a | 10.6 ± 2.3a | 15.4 ± 3.0a | 1.1 ± 0.4a | 3.2 ± 0.7a | 7.7 ± 2.0a |
| Проекция кроны | 2.6 ± 0.8ab | 6.4 ± 1.2b | 8.9 ± 2.7b | 0.6 ± 0.2a | 3.6 ± 0.8ab | 4.2 ± 0.9b |
| Окно | 0.9 ± 0.4b | 4.2 ± 0.8b | 4.7 ± 1.7c | 0.4 ± 0.1a | 3.3 ± 0.6b | 3.5 ± 1.0b |

Примечание. Зоны загрязнения: UP – фоновая, MP – буферная, HP – импактная. Статистическая единица – дерево (среднее арифметическое по трем измерениям). Однотипные буквы обозначают отсутствие значимых различий между вариантами положения относительно ствола для каждого параметра в пределах зоны и варианта биотопа по критерию Тьюки ($p < 0.05$).

Таблица 2. Результаты PERMANOVA различий параметров почвенного дыхания между зонами загрязнения, вариантами биотопа и положения относительно ствола дерева, отдельными деревьями

| Источник изменчивости | df | SR | LR | LSpR | LContr | LSt |
|-----------------------|----|-------------------|-------------------|-------------------|-------------------|-------------------|
| Биотоп | 1 | 8.5* | 50.6** | 17.2** | 105.1** | 53.7** |
| Зона нагрузки | 2 | 16.8** | 27.5** | 257.2** | 32.6** | 104.7** |
| Дерево | 4 | 0.8 ^{ns} | 0.6 ^{ns} | 0.9 ^{ns} | 0.4 ^{ns} | 1.2 ^{ns} |
| Положение | 2 | 35.7** | 24.2** | 6.5** | 6.8** | 21.8** |
| Биотоп × зона | 2 | 4.5 ^{ns} | 7.1** | 15.0** | 11.3** | 28.1** |
| Биотоп × дерево | 4 | 0.3 ^{ns} | 0.3 ^{ns} | 0.4 ^{ns} | 0.7 ^{ns} | 0.6 ^{ns} |
| Биотоп × положение | 2 | 2.5 ^{ns} | 4.2 ^{ns} | 12.5** | 3.1 ^{ns} | 10.1** |
| Зона × дерево | 8 | 1.3 ^{ns} | 0.8 ^{ns} | 0.7 ^{ns} | 1.2 ^{ns} | 1.0 ^{ns} |
| Зона × положение | 4 | 0.8 ^{ns} | 4.8* | 4.2** | 4.5** | 12.2** |
| Дерево × положение | 8 | 0.3 ^{ns} | 0.9 ^{ns} | 0.6 ^{ns} | 1.2 ^{ns} | 1.4 ^{ns} |

Примечание. Приведены значения F-критерия Фишера, FDR-скорректированные величины уровня значимости: * – $p \leq 0.05$, ** – $p \leq 0.01$, ns – $p > 0.05$; df – число степеней свободы фактора; SR – дыхание почвы, LR – дыхание подстилки, LSpR – удельное дыхание подстилки, LContr – вклад подстилки в дыхание почвы, LSt – запас подстилки.

Таблица 3. Показатели варьирования дыхания почвы (SR), дыхания подстилки (LR), удельного дыхания подстилки (LSpR), вклада подстилки в дыхание почвы (LContr) и запаса подстилки (LSt)

| Параметр | Елово-пихтовый лес | | | Березовый лес | | | WG |
|--|--------------------|-------|-------|---------------|-------|-------|-------|
| | UP | MP | HP | UP | MP | HP | |
| Коэффициент вариации, % | | | | | | | |
| SR | 38.6 | 22.7 | 32.3 | 30.6 | 32.6 | 43.2 | 37.8 |
| LR | 65.2 | 33.1 | 43.1 | 67.6 | 51.0 | 57.8 | 66.7 |
| LSpR | 26.1 | 38.3 | 49.3 | 17.4 | 40.5 | 39.1 | 77.4 |
| LContr | 52.1 | 26.6 | 42.5 | 46.0 | 36.9 | 54.9 | 58.8 |
| LSt | 70.0 | 48.9 | 59.3 | 70.5 | 38.2 | 61.2 | 90.9 |
| Абсолютный размах | | | | | | | |
| SR, мг C–CO ₂ /(м ² ч) | 612 | 334 | 266 | 488 | 492 | 734 | 734 |
| LR, мг C–CO ₂ /(м ² ч) | 435 | 261 | 207 | 177 | 340 | 156 | 449 |
| LSpR, мг C–CO ₂ /(г ч) | 0.085 | 0.038 | 0.027 | 0.076 | 0.079 | 0.016 | 0.139 |
| LContr, % | 79.8 | 66.3 | 80.7 | 32.8 | 53.0 | 46.3 | 92.1 |
| LSt, кг/м ² | 8.5 | 14.5 | 18.4 | 2.0 | 5.1 | 14.8 | 19.5 |
| Относительный размах, % | | | | | | | |
| SR | 83.4 | 45.6 | 36.3 | 66.6 | 67.1 | 100.0 | – |
| LR | 96.9 | 58.2 | 46.1 | 39.4 | 75.8 | 34.5 | – |
| LSpR | 60.8 | 27.5 | 19.6 | 54.9 | 56.9 | 11.8 | – |
| LContr | 86.6 | 72.0 | 87.6 | 35.6 | 57.6 | 50.3 | – |
| LSt | 43.8 | 74.7 | 94.5 | 10.5 | 26.3 | 75.8 | – |

Примечание. Зоны загрязнения: UP – фоновая, MP – буферная, HP – импактная, WG – весь градиент.

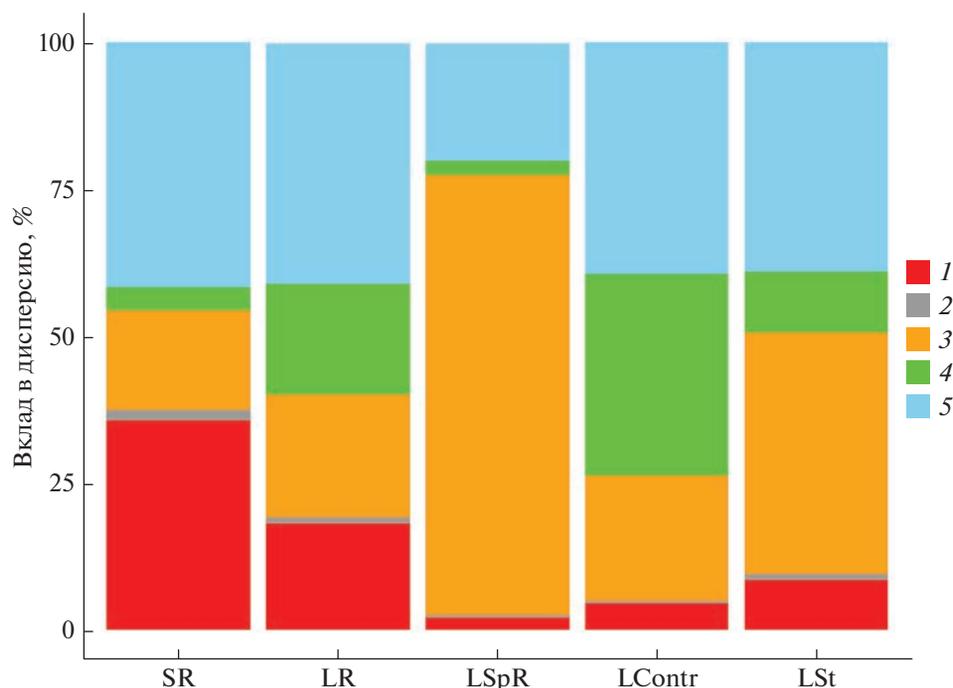


Рис. 2. Компоненты дисперсии исследуемых параметров, обусловленной различиями между: 1 – положением относительно ствола, 2 – деревьями, 3 – зоной загрязнения, 4 – биотопом, 5 – остаточная дисперсия. SR – дыхание почвы, LR – дыхание подстилки, LSpR – удельное дыхание подстилки, LContr – вклад подстилки в дыхание почвы, LSt – запас подстилки.

разному влияло в зависимости от варианта биотопа и зоны нагрузки.

Во всех случаях дыхание почвы и подстилки было выше у ствола дерева, по сравнению с окном. Для других параметров эта закономерность наблюдалась не всегда. Так, запас подстилки не уменьшался от ствола дерева к окну в березовом лесу буферной зоны, вклад подстилки в дыхание почвы – в буферной и импактной зонах. Характер изменения удельного дыхания подстилки при удалении от ствола дерева был наиболее разнообразным: в обоих вариантах биотопов дыхание не менялось на фоновой территории, в еловых лесах – увеличивалось в буферной и импактной зонах, а в березовых – уменьшалось в буферной зоне, но не менялось в импактной.

В масштабе всего градиента загрязнения положение относительно ствола дерева в наибольшей степени объясняло дисперсию дыхания почвы и подстилки, в наименьшей – удельной дыхательной активности. В еловом лесу вклад этого фактора в дисперсию дыхания почвы уменьшался при приближении к заводу, в березовом – не менялся (рис. 3). Для других параметров отсутствовали четкие закономерности изменения этого показателя при переходе от фоновой зоны к импактной. Различия между отдельными деревьями во всех случаях вносили минимальный вклад в дисперсию всех параметров.

Анализ отношения откликов показал, что увеличение дыхания почвы возле ствола может реализовываться за счет разных процессов (рис. 4). На фоновой территории в обоих вариантах биотопов более высокая эмиссия возле ствола связана с увеличенным вкладом дыхания подстилки за счет ее накопления, но при неизменной удельной дыхательной активности. В еловых лесах буферной и импактной зон дыхание почвы возле ствола увеличивается в меньшей степени, по сравнению с фоновой территорией, поскольку увеличение запаса подстилки нивелируется уменьшением ее удельной дыхательной активности. В березовом лесу буферной зоны дыхание почвы выше возле ствола за счет увеличения удельной дыхательной активности подстилки при отсутствии изменений ее вклада в дыхание и запаса, а импактной – за счет увеличения запаса подстилки при неизменной дыхательной активности и вклада в дыхание.

ОБСУЖДЕНИЕ

Полученные в настоящей работе абсолютные величины дыхания почвы на фоновых (214.3–604.8 мг С–СО₂/м² ч) и на загрязненных (159.8–561.2 мг С–СО₂/м² ч) территориях близки к диапазонам значений, которые обычно регистрируют в лесах умеренных широт (мг С–СО₂/м² ч): до 185.8 [16], 82.1–380.2 [8], 121.0–289.4 [9], 272.2–

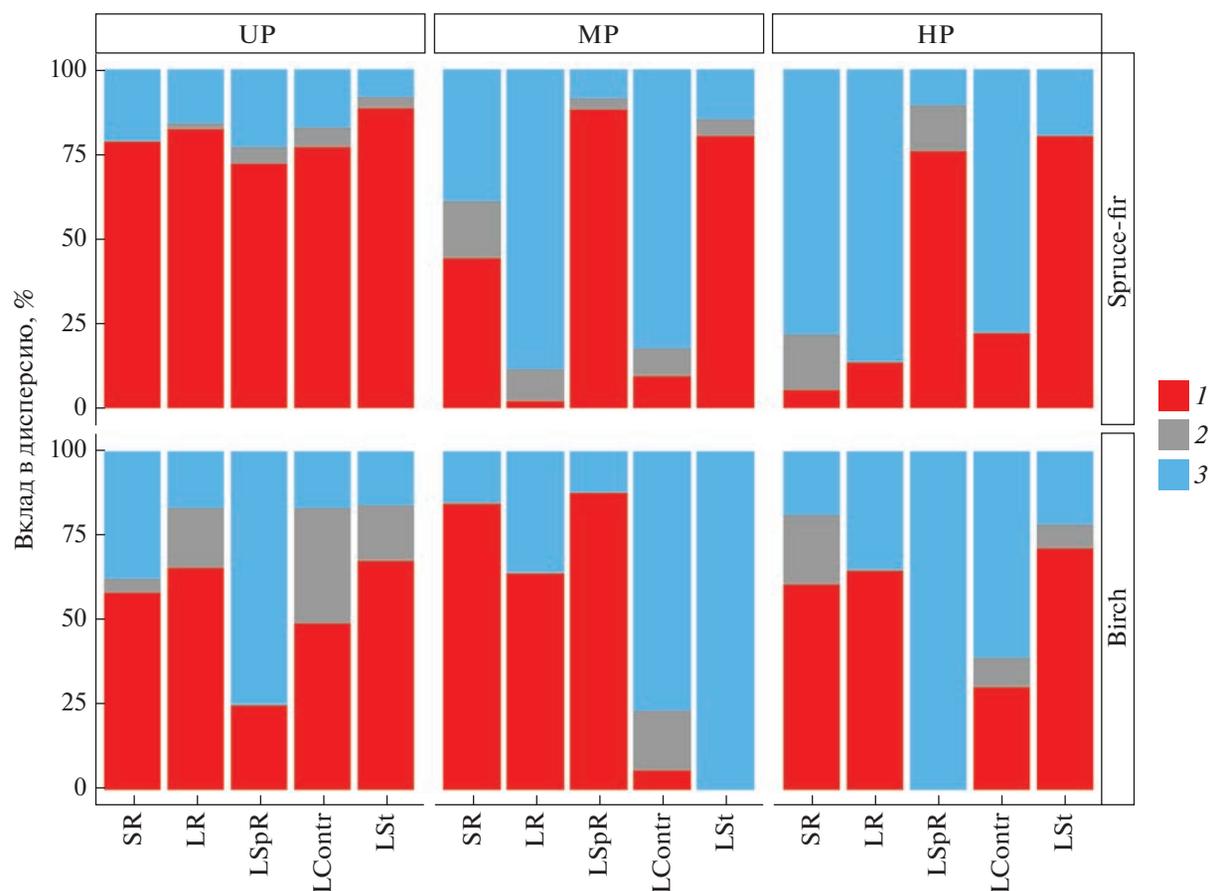


Рис 3. Компоненты дисперсии исследуемых параметров, обусловленной различиями между: 1 – положением относительно ствола, 2 – деревьями, 3 – остаточная дисперсия. UP – фоновая территория, MP – буферная зона, HP – импактная зона; SR – дыхание почвы, LR – дыхание подстилки, LSpR – удельное дыхание подстилки, LContr – вклад подстилки в дыхание почвы, LSt – запас подстилки. Spruce-fir – елово-пихтовые леса, Birch – березовые леса.

410.4 [15], 6.0–1095.8 [21, 22], 190.1–492.5 [27], 151.2–192.1 [36], 56.2–462.4 [20]. Значения дыхания подстилки, ее вклада в дыхание почвы и удельной дыхательной активности также сопоставимы с величинами, полученными нами ранее для еловых и березовых лесов [22].

Полученный уровень пространственного варьирования дыхания почвы на фоновой территории близок к наблюдаемому в естественных условиях [28]. Коэффициенты вариации дыхания почвы (23–43%) и на фоновой, и на загрязненной территории не выбиваются из диапазона значений, типичных для хвойных (20.2–48.0%) и лиственных (21.8–61.0%) лесов [13, 23].

Из всех изученных параметров только для удельной дыхательной активности подстилки обнаружено увеличение коэффициента вариации при приближении к источнику выбросов. Такое увеличение согласуется с резко выраженной неоднородностью пространственного распределения целлюлозолитической активности почвенных микроорганизмов в условиях загрязнения [4]. Для всех параметров за исключением LSpR

размах в пределах зоны загрязнения сопоставим с изменчивостью в масштабе всего градиента. Разница между зонами загрязнения наблюдается фактически из-за большей доли низких значений в импактной зоне, по сравнению с фоновой.

Как правило, дыхание почвы выше возле ствола дерева по сравнению с окном в пологом древостоя [32, 34, 37], хотя при небольшом размере окна дыхание может не различаться между этими вариантами [25]. Полученные результаты подтверждают эту закономерность, свидетельствуя, о справедливости первой тестируемой гипотезы.

Считают, что температура почвы не играет решающей роли в микромасштабном варьировании дыхания [23, 35]. К числу наиболее важных факторов чаще всего относят те, которые закономерно меняются при удалении от ствола дерева: влажность почвы [23, 32, 35], массу тонких корней [25, 29, 34, 37], содержание углерода и азота, биомассу микроорганизмов [25, 29, 37], запас подстилки [29, 37]. В настоящей работе не рассматривали изменение возможных предикторов дыхания, но вызванная загрязнением трансфор-

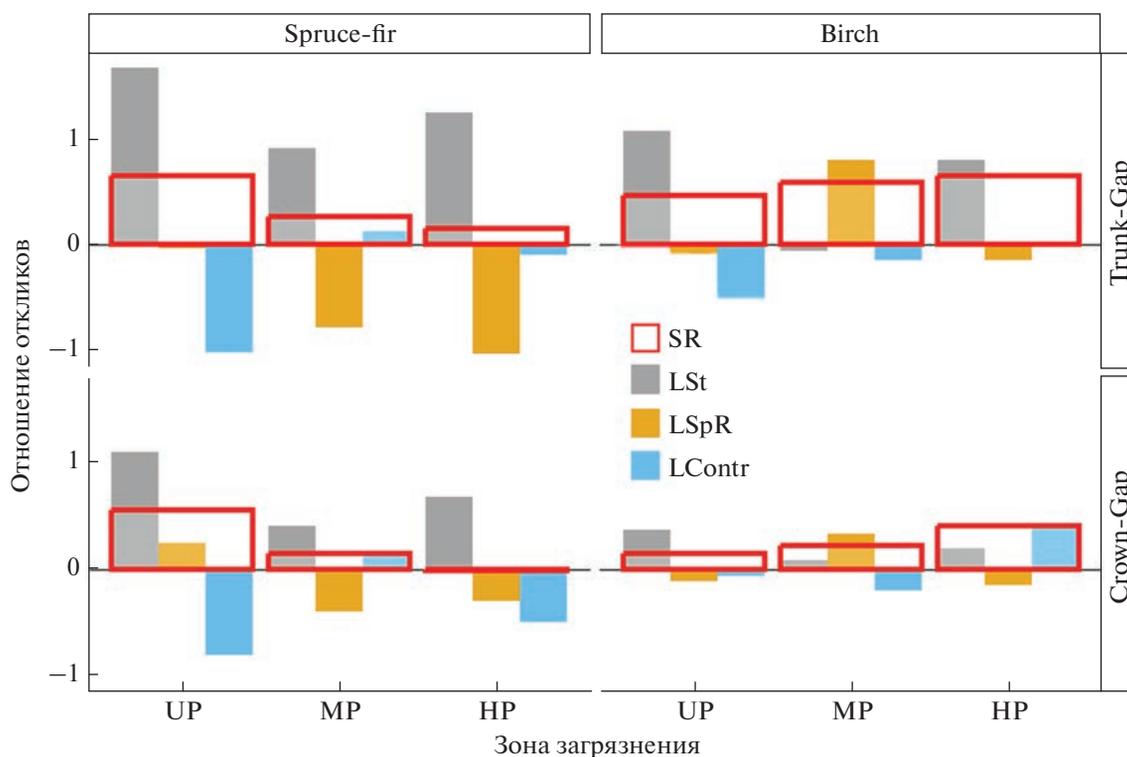


Рис. 4. Отношение откликов дыхания почвы у ствола и в середине проекции кроны по сравнению с окном древостоя и вклад в него отдельных составляющих ($\ln RR(LContr)$ изображен с отрицательным знаком согласно формуле (5)). Зоны загрязнения: UP – фоновая, MP – буферная, HP – импактная. SR – дыхание почвы, LSpR – удельное дыхание подстилки, LContr – вклад подстилки в дыхание почвы, LSt – запас подстилки. Положение относительно ствола: Trunk – у ствола, Crown – середина проекции кроны, Gap – окно древостоя. Spruce-fir – елово-пихтовые леса, Birch – березовые леса.

мация экосистем сильно усложняет картину влияния деревьев на дыхание почвы. Возможно, именно из-за такой сложности вторая гипотеза подтвердилась лишь частично: влияние деревьев на SR снижалось только в одном варианте биотопа, а во втором – не менялось.

В еловых лесах при переходе от фоновой зоны к импактной роль положения относительно ствола дерева в объяснении изменчивости дыхания почвы снижалась из-за уменьшения удельной дыхательной активности подстилки, хотя запас подстилки сильно различался между приствольными участками и окнами древостоя. Другими словами, несмотря на то, что в импактной зоне возле стволов деревьев подстилки становится намного больше, чем в окнах, ее удельная активность уменьшается, что и приводит к нивелированию различий в дыхании почвы. Очень сильное снижение удельной дыхательной активности подстилки наблюдается и при приближении к заводу.

Дыхание подстилки обеспечивается в основном деятельностью микрофлоры, поскольку корни в этом горизонте составляют всего 2–10% от общего запаса корней в верхнем (0–20 см) слое

почвы [33]. В основе изменения удельной активности в обоих масштабах (при приближении к заводу и при приближении к стволу дерева), скорее всего, лежит один и тот же механизм – подавление почвенных микроорганизмов. Показано, что на загрязненных территориях при приближении к стволу увеличиваются концентрации и запасы потенциально токсичных металлов, а также увеличивается кислотность [3, 5]. В березовых лесах роль положения относительно ствола дерева в объяснении варьирования дыхания почвы практически не меняется под действием загрязнения, поскольку нет снижения удельной дыхательной активности подстилки.

В работах, выполненных в рамках проблематики микромасштабного варьирования дыхания почвы, указывают на необходимость принимать во внимание положение точки измерения относительно ствола дерева. Однако такие указания обычно ограничены лишь констатацией феномена и не содержат конкретных методических рекомендаций [25, 35]. Известна единственная работа, в которой приведена такая рекомендация: авторы считают, что для получения несмещенных оценок дыхания почвы измерения необходимо

проводить в 1.8 м восточнее ствола дерева [24]. Данная рекомендация специфична для конкретного региона и излишне детализирована. Наиболее простой способ учесть микромасштабную вариабельность дыхания почвы, связанную с влиянием отдельных деревьев, – оценивать дыхание в пределах проекции крон деревьев, исключая как пристволовые участки, так и окна в пологе древостоя. Для условий южной тайги и относительно крупных деревьев (т.е. диаметром более 20 см) точки измерения должны располагаться не ближе 1 м от ствола. В этом случае оценки дыхания, скорее всего, будут близки к средним значениям для всех вариантов положения относительно ствола.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изменение дыхания почвы при переходе от приствольного участка к окну в пологе древостоя – результат сложного взаимодействия многих динамичных и часто разнонаправленных процессов. В зависимости от варианта биотопа (еловый или березовый лес) и уровня загрязнения (фоновое, умеренное и сильное загрязнение) баланс этих процессов может складываться по-разному. В незагрязненных лесах средообразующая роль деревьев велика, что подтверждает первую из протестированных в данной работе гипотез: положение относительно ствола дерева объясняет значительную часть дисперсии дыхания почвы. Гипотеза об уменьшении этого компонента дисперсии на загрязненных территориях подтверждена лишь частично. Оказалось, что ситуация специфична по отношению к варианту биотопа: роль положения относительно ствола дерева снижается в еловом лесу, но не в березовом.

В методическом плане результаты работы подтверждают необходимость учета микромасштабной неоднородности дыхания почвы. Чтобы избежать возможного смещения оценок дыхания можно рекомендовать располагать точки измерения в подкروновых участках, т.е. на достаточном удалении от стволов деревьев и вне окон в пологе древостоя.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена при поддержке Министерства науки и высшего образования РФ (проекты № 122021000076-9 и № FEUZ-2023-0023).

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/S0032180X23600403>.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Воробейчик Е.Л. Естественное восстановление наземных экосистем после прекращения промышленного загрязнения. 1. Обзор современного состояния исследований // Экология. 2022. № 2. С. 3–41. <https://doi.org/10.31857/S0367059722010115>
2. Воробейчик Е.Л., Кайгородова С.Ю. Многолетняя динамика содержания тяжелых металлов в верхних горизонтах почв в районе воздействия медеплавильного завода в период сокращения объемов его выбросов // Почвоведение. 2017. № 8. С. 1009–1024. <https://doi.org/10.7868/S0032180X17080135>
3. Воробейчик Е.Л., Пищулин П.Г. Влияние отдельных деревьев на pH и содержание тяжелых металлов в лесной подстилке в условиях промышленного загрязнения // Почвоведение. 2009. № 8. С. 927–939.
4. Воробейчик Е.Л., Пищулин П.Г. Влияние деревьев на скорость деградации целлюлозы в почвах в условиях промышленного загрязнения // Почвоведение. 2011. № 5. С. 597–610.
5. Воробейчик Е.Л., Пищулин П.Г. Промышленное загрязнение снижает роль деревьев в формировании структуры полей концентраций тяжелых металлов в лесной подстилке // Экология. 2016. № 5. С. 323–334. <https://doi.org/10.7868/S0367059716050164>
6. Воробейчик Е.Л., Трубина М.Р., Хантемирова Е.В., Бергман И.Е., Кайгородова С.Ю. Многолетняя динамика лесной растительности в период сокращения выбросов медеплавильного завода // Экология. 2014. № 6. С. 448–458.
7. Гафуров Ф.Г. Почвы Свердловской области. Урал. ун-та, 2008. 417 с.
8. Глухова Т.В., Вомперский С.Э., Ковалев А.Г. Эмиссия CO₂ с поверхности олиготрофных болот южно-таежной зоны европейской территории России с учетом микрорельефа // Почвоведение. 2014. № 1. С. 48–57.
9. Кадулин М.С., Копчик Г.Н. Эмиссия CO₂ почвами в зоне влияния горно-металлургического комбината “Североникель” в Кольской Субарктике // Почвоведение. 2013. № 11. С. 1387–1396. <https://doi.org/10.7868/S0032180X13110063>
10. Кадулин М.С., Копчик М.Н. Эмиссия диоксида углерода почвами как критерий эффективности ремедиации техногенных пустошей вблизи медно-никелевых комбинатов в Кольской Субарктике // Экология. 2019. № 6. С. 429–437. <https://doi.org/10.1134/S0367059719060076>
11. Капустин В.Г. Физико-географическое районирование Свердловской области // География и современные проблемы естественнонаучного познания: Мат-лы конф. Екатеринбург, 2009. С. 11–24.
12. Карелин Д.В., Почикалов А.В., Замолдчиков Д.Г., Гитарский М.Л. Факторы пространственно-вре-

- менной изменчивости потоков CO₂ из почв южно-таежного ельника на Валдае // Лесоведение. 2014. № 4. С. 56–66.
13. Курганова И.Н., Кудеяров В.Н. Оценка потоков диоксида углерода из почв таежной зоны России // Почвоведение. 1998. № 9. С. 1058–1070.
 14. Лянгузова И.В., Примак П.А., Салихова Ф.С., Волкова Е.Н., Беляева А.И. Воздействие загрязнения почв тяжелыми металлами на пространственное распределение биомассы напочвенного покрова и запаса лесной подстилки в сосновых лесах Кольского полуострова // Растительные ресурсы. 2021. Т. 57. № 4. С. 340–358.
 15. Машика А.В. Эмиссия диоксида углерода с поверхности подзолистой почвы // Почвоведение. 2006. № 12. С. 1457–1463.
 16. Осипов А.Ф. Влияние межгодовых различий метеорологических характеристик вегетационного периода на эмиссию CO₂ с поверхности почвы среднетаежного сосняка бруснично-лишайникового (республика Коми) // Почвоведение. 2018. Т. 12. С. 1455–1463.
<https://doi.org/10.1134/S0032180X18120080>
 17. Припутина И.В., Фролова Г., Шанин В.Н., Мякшина Т.Н., Грабарник П.Я. Распределение органического вещества и азота в дерново-подбурях приокско-террасного заповедника и его связь со структурой лесных фитоценозов // Почвоведение. 2020. № 8. С. 921–933.
<https://doi.org/10.31857/S0032180X20080122>
 18. Семенюк О.В., Телеснина В.М., Богатырев Л.Г., Бенедиктова А.И., Кузнецова Я.Д. Оценка внутрибиогеоценозной изменчивости лесных подстилок и травяно-кустарничковой растительности в еловых насаждениях // Почвоведение. 2020. № 1. С. 31–43.
<https://doi.org/10.31857/S0032180X2001013X>
 19. Сморкалов И.А. Новая методика определения интенсивности дыхания лесной подстилки в полевых условиях // Экология. 2016. № 5. С. 390–395.
 20. Сморкалов И.А. Изменчивость дыхания почвы: оценка вклада пространства и времени с помощью алгоритма random forest // Экология. 2022. № 4. С. 299–311.
<https://doi.org/10.31857/S0367059722040059>
 21. Сморкалов И.А., Воробейчик Е.Л. Почвенное дыхание лесных экосистем в градиентах загрязнения среды выбросами медеплавильных заводов // Экология. 2011. № 6. С. 429–435.
 22. Сморкалов И.А., Воробейчик Е.Л. Механизм стабильности эмиссии CO₂ из лесной подстилки в условиях промышленного загрязнения // Лесоведение. 2016. № 1. С. 34–43.
 23. Cai Y., Nishimura T., Ida H., Hirota M. Spatial variation in soil respiration is determined by forest canopy structure through soil water content in a mature beech forest // Forest Ecology and Management. 2021. V. 501. P. 119673.
<https://doi.org/10.1016/j.foreco.2021.119673>
 24. Cao Y., Xiao H., Wang B., Zhang Y., Wu H., Wang X. et al. Soil Respiration May Overestimate or Underestimate in Forest Ecosystems // Sustainability. 2021. V. 13. № 5. P. 2716.
<https://doi.org/10.3390/su13052716>
 25. Han M.G., Tang M., Shi B.K., Jin G.Z. Effect of canopy gap size on soil respiration in a mixed broadleaved-Korean pine forest: Evidence from biotic and abiotic factors // Eur. J. Soil Biol. 2020. V. 99.
<https://doi.org/10.1016/j.ejsobi.2020.103194>
 26. Hedges L.V., Gurevitch J., Curtis P.S. The meta-analysis of response ratios in experimental ecology // Ecology. 1999. V. 80. № 4. P. 1150–1156.
[https://doi.org/10.1890/0012-9658\(1999\)080\[1150:tmaorr\]2.0.co;2](https://doi.org/10.1890/0012-9658(1999)080[1150:tmaorr]2.0.co;2)
 27. Kozlov M.V., Zvereva E.L., Zverev V.E. Impacts of point pollutants on terrestrial biota: Comparative analysis of 18 contaminated areas. Dordrecht: Springer, 2009. 466 p.
 28. Luo Y., Zhou X. Soil respiration and the environment. Burlington: Acad. Press, 2006. 316 p.
 29. Martin J.G., Bolstad P.V. Variation of soil respiration at three spatial scales: Components within measurements, intra-site variation and patterns on the landscape // Soil Biol. Biochem. 2009. V. 41. № 3. P. 530–543.
<https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2008.12.012>
 30. Oksanen J., Blanchet F.G., Friendly M., Kindt R., Legendre P., McGlenn D. et al. Vegan: Community ecology package. 2021.
<http://R-Forge.R-project.org/projects/vegan/>
 31. Schuetzenmeister A., Dufey F. VCA: Variance Component Analysis. R package version 1.4.2.
<https://CRAN.R-project.org/package=VCA>
 32. Scott-Denton L.E., Sparks K.L., Monson R.K. Spatial and temporal controls of soil respiration rate in a high-elevation, subalpine forest // Soil Biol. Biochem. 2003. V. 35. № 4. P. 525–534.
[https://doi.org/10.1016/S0038-0717\(03\)00007-5](https://doi.org/10.1016/S0038-0717(03)00007-5)
 33. Smorkalov I.A., Vorobeichik E.L. Does long-term industrial pollution affect the fine and coarse root mass in forests? Preliminary investigation of two copper smelter contaminated areas // Water, Air, Soil Poll. 2022. V. 233. № 2. P. 55.
<https://doi.org/10.1007/s11270-022-05512-0>
 34. Suchewaboripont V., Ando M., Iimura Y., Yoshitake S., Ohtsuka T. The effect of canopy structure on soil respiration in an old-growth beech-oak forest in central Japan // Ecolog. Res. 2015. V. 30. № 5. P. 867–877.
<https://doi.org/10.1007/s11284-015-1286-y>
 35. Suchewaboripont V., Ando M., Yoshitake S., Iimura Y., Hirota M., Ohtsuka T. Spatial Upscaling of Soil Respiration under a Complex Canopy Structure in an Old-Growth Deciduous Forest, Central Japan // Forests. 2017. V. 8. № 2. P. 36.
<https://doi.org/10.3390/f8020036>
 36. Takakai F., Desyatkin A.R., Lopez C.M.L., Fedorov A.N., Desyatkin R.V., Hatano R. Influence of forest disturbance on CO₂, CH₄ and N₂O fluxes from larch forest soil in the permafrost taiga region of eastern Siberia // Soil Sci. Plant Nutrition. 2008. V. 54. № 6. P. 938–949.
<https://doi.org/10.1111/j.1747-0765.2008.00309.x>
 37. Tian Q.X., Wang D.Y., Tang Y.N., Li Y., Wang M., Liao C. et al. Topographic controls on the variability of soil respiration in a humid subtropical forest // Biogeochemistry. 2019. V. 145. № 1–2. P. 177–192.
<https://doi.org/10.1007/s10533-019-00598-x>

Effect of Individual Trees on the Soil Respiration in Forest Ecosystems under Industrial Pollution

I. A. Smorkalov^{1, 2, *} and E. L. Vorobeichik¹

¹*Institute of Plant and Animal Ecology, Russian Academy of Sciences, Yekaterinburg, 620144 Russia*

²*Ural Federal University named after The First President of Russia B.N. Yeltsin, Yekaterinburg, 620002 Russia*

**e-mail: ivan.a.smorkalov@gmail.com*

The effect of individual trees on soil and litter respiration in forests polluted with heavy metals from copper smelter emissions was investigated for the first time. We tested the hypothesis that polluted sites exhibit a decrease in the portion of spatial variance of soil respiration associated with the distance to the tree trunk compared to the background area. The study was conducted in the southern taiga spruce-fir and birch forests exposed to long-term pollution from the Middle Ural Copper Smelter in Revda City, Sverdlovsk region, Russia. Measurement points were placed near spruce and birch trees at different distances from the tree trunk (tree-base site, middle of the crown projection, and canopy gap), and total CO₂ emission, litter respiration, litter contribution to soil respiration, litter-specific respiratory activity, and litter stock were measured at each point. In the background area, soil respiration decreased from the tree trunk to the canopy gap. The hypothesis was partially confirmed, as the variance portion associated with distance to tree trunks decreased in spruce forests with increasing pollution but did not change in birch forests. A change in spruce forests was due to a decline in litter-specific respiratory activity, while litter stock was considerably higher in the tree-base site than in the canopy gap. It is proposed to locate measurement points in the middle of the crown projection, at a sufficient distance from tree trunks and outside the canopy gaps, to minimize bias in soil respiration estimates.

Keywords: forest litter, spatial structure, copper smelter, heavy metals, Stagnic Retisols

ИМИТАЦИОННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ДЫХАНИЯ ЛЕСНЫХ ПОЧВ НА ПРИМЕРЕ ДЕРНОВО-ПОДБУРА ХВОЙНО-ШИРОКОЛИСТВЕННОГО ЛЕСА В ЮЖНОМ ПОДМОСКОВЬЕ

© 2023 г. И. В. Припутина^{а,*}, П. В. Фролов^а, В. Н. Шанин^{а,б}, С. С. Быховец^а, И. Н. Курганова^а,
В. О. Лопес де Гереню^а, Д. В. Сапронов^а, Е. В. Зубкова^а, Т. Н. Мякшина^а, Д. А. Хорошаев^а

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

^бЦентр по проблемам экологии и продуктивности лесов РАН,
ул. Профсоюзная, 84/32, Москва, 117997 Россия

*e-mail: priputina@pbcras.ru

Поступила в редакцию 12.03.2023 г.

После доработки 12.05.2023 г.

Принята к публикации 12.05.2023 г.

Рассмотрены результаты расчетов гетеротрофного (HR) и общего дыхания дерново-подбура (Entic Carbic Podzol) под хвойно-широколиственным лесом в южном Подмосковье (54.89° N, 37.56° E), выполненные на основе почвенной модели Romul_Hum и новой версии системы моделей EFIMOD3. Результаты моделирования хорошо коррелируют с данными полевых измерений почвенного дыхания. Модель Romul_Hum лучше воспроизводит интенсивность HR исследуемой почвы во влажные годы, чем в засушливые, когда оценки HR завышаются. Пространственно-детализированное моделирование гетеротрофного и корневого дыхания с использованием EFIMOD3 учитывало вариабельность запасов и потоков углерода, связанную с неоднородностью распределения опада и гидротермических условий под пологом леса. Полученные данные показывают, что интенсивность HR в начале и середине вегетационного сезона различается примерно вдвое, а величины HR между разными участками имитационной площадки в один и тот же срок – более чем в 3.5 раза. Пространственная и временная изменчивость гетеротрофного дыхания почв влияет на точность оценок баланса углерода в лесных экосистемах. Используемые модели являются эффективным инструментом анализа изменений почвенных запасов углерода, дыхания почв и оценки стока углерода в лесных экосистемах, в том числе в задачах управления лесами.

Ключевые слова: гетеротрофное дыхание почв, пространственная и временная вариабельность, Entic Carbic Podzol, структура растительных сообществ, пространственно-детализированное моделирование, EFIMOD3, Romul_Hum

DOI: 10.31857/S0032180X23600439, **EDN:** RCDMDM

ВВЕДЕНИЕ

Признание роли лесов и лесных почв в долговременном депонировании (стоке) углерода и снижении последствий техногенной эмиссии CO₂ определило важность количественных оценок изменений углеродных пулов и потоков при обосновании лесохозяйственной деятельности, включая лесоклиматические проекты [39, 48, 79, 83, 85, 91]. Запасы и динамика органического углерода (C_{орг}), хранящегося в почве, зависят от его поступления с поверхностными и внутрипочвенными фракциями опада, с одной стороны, и потерями C_{орг} в виде CO₂ в результате гетеротрофного дыхания (*heterotrophic respiration*, **HR**) – с другой [9, 88, 89]. Корневое дыхание растений (*root respiration*, **RR**) как один из потоков автотрофного ды-

хания в наземных экосистемах является существенным компонентом экосистемного и почвенного дыхания [77]. В лесных почвах корневое дыхание напрямую зависит от физиологической активности деревьев, видоспецифичных особенностей их роста и отклика на изменения условий среды, а также морфологических особенностей строения и распространения корневых систем [69, 75]. Вклад растений лесного напочвенного покрова в экосистемное дыхание менее изучен, но есть данные, что в некоторых типах леса он может быть сопоставим с дыханием древостоев [28].

Для прогноза интенсивности общего дыхания почв (*soil respiration*, **SR**) на экосистемном уровне используют простые эмпирические [43, 65, 87] или более сложные математические модели [53, 57]. Надежность результатов моделирования, в

свою очередь, зависит от наличия данных, необходимых для параметризации и проверки (валидации) моделей. При этом показатели процессов почвенных циклов углерода, измеряемые в натуральных исследованиях, не всегда соответствуют используемым в моделях, что затрудняет их сравнительный анализ и повышает неопределенность оценок.

Наибольшее распространение получили полевые измерения SR с поверхности лесной подстилки [22, 25, 32, 44], реже – из разных почвенных горизонтов [69] и оценки HR после удаления корней растений [6, 11, 46]. В моделях динамики почвенного органического вещества (ПОВ), напротив, имитируется преимущественно дыхание микробного сообщества [50, 66] или совместно микробное и почвенной фауны, связанных трофическими сетями [71]. Совместные расчеты корневого и гетеротрофного дыхания требуют интеграции почвенных моделей с экофизиологическими моделями продуктивности растительных сообществ [49, 74].

Аналогично существует проблема несоответствия между пулами ПОВ, выделяемыми на основе их функций или неких характеристик, и фракциями, определяемыми инструментально в лабораторных условиях [41]. Органическое вещество в моделях, как правило, представлено несколькими пулами, разделение которых основано преимущественно на данных о разной скорости их оборачиваемости. Например, модель RothC оперирует пулами легко- и трудноразлагающихся растительных остатков, микробной биомассы и гумифицированного органического вещества, время оборота которых оценивается, соответственно, в 0.1, 3.3, 1.5 и 50.0 лет, а также рассматривает инертное ПОВ, обеспечивающее долговременное депонирование углерода в почвах [68]. В модели CENTURY [58] рассматриваются пулы углерода поверхностного и корневого опадов, активное ПОВ (представленное почвенным микробным сообществом и продуктами их жизнедеятельности), а также медленно оборачиваемое и пассивное. В модели CANDY [63] разлагаемое ПОВ разделено на биологически активное и стабилизированное. Модель SYMPHONY [80] включает углеродные пулы свежего ПОВ, биомассы организмов-деструкторов и стойкого ПОВ. Отечественные модели ROMUL [54] и Romul_Hum [71] оперируют тремя пулами органического вещества, которые обозначаются как L, F, H и соответствуют слаборазложившемуся растительному опад, лабильному и стабильному ПОВ.

Моделирование долгосрочной динамики ПОВ с использованием подхода, основанного на его разделении на несколько пулов с разными скоростями оборота, предполагает, что для анализируемых почв известно или может быть рассчитано

начальное соотношение углеродных пулов, от которого зависит экологическая функция почвы как источника или поглотителя атмосферного CO₂ [61, 62]. Если запасы ПОВ в легкоразлагаемых пулах заданы слишком высокими, оценки скорости минерализации могут быть завышены, что приведет к неправильным прогнозам динамики запасов ПОВ. И, напротив, переоценка стабильного (инертного) пула станет фактором занижения величины HR. Для расчета количества стабильного ПОВ в литературе предложено использовать либо отношение между содержанием стабильного C_{орг} и текстурой почвы [82], либо инертный пул оценивается как часть общего количества ПОВ [62]. Предложенный в работе [72] подход, основанный на классах порового пространства, связывает длительную стабилизацию органического вещества с его локализацией в почвенных микропорах, что позволяет соотнести его с пулом инертного или стабильного ПОВ имитационных моделей, используя данные о гранулометрическом составе почв.

Фактором неопределенности оценок баланса углерода и его эмиссионной составляющей на биогеоценотическом уровне является характерная для лесов вариабельность гидротермических условий под пологом древостоя, поступления фракций растительного опада, распределения запасов лесной подстилки и содержания C_{орг} в органико-минеральных горизонтах [13, 16, 37, 81, 86]. Имея разные пространственно-временные масштабы проявления, внутрибиогеоценотическая неоднородность влияет на локальную активность почвенной микробиоты и связанные с этим процессы минерализации [52, 60]. Предпринимаются попытки учесть пространственную изменчивость величины SR [12, 43], а также измерить импульсные составляющие почвенного дыхания, связанные с отмиранием отдельных деревьев и локальным поступлением большого количества опада хвой, листвы и отмирающих корней [13].

В длительных мониторинговых круглогодичных исследованиях, подобных [73], трудно учесть пространственные аспекты вариабельности почвенных потоков CO₂. С этим сопряжены определенные сложности валидации почвенных моделей динамики органического вещества, которые проиллюстрированы в настоящей статье на примере сравнительного анализа многолетних данных полевых измерений почвенного дыхания и результатов его имитационного моделирования.

В качестве объекта исследования выбраны дерново-подбуры (Entic Carbic Podzol) Приокско-Террасного государственного природного биосферного заповедника (ПТЗ), расположенного в южном Подмоскowie в подзоне хвойно-широколиственных лесов. Круглогодичный еженедельный мониторинг дыхания почв проводится

на территории ПТЗ более 25 лет, начиная с осени 1997 г. и по настоящее время [73]. Методика и результаты полевых измерений нашли отражение в серии публикаций, в которых показано влияние климатических изменений и экстремальных погодных условий на эмиссионную составляющую углеродного цикла [23, 24].

Цель настоящей работы – акцентировать внимание на роли пространственно-видовой структуры лесной растительности в формировании вариативности почвенных потоков CO_2 и связанной с этим неопределенности оценок углеродного баланса для лесов, имеющих полидоминантный состав древостоя и напочвенного покрова. Анализ основан на результатах имитационного моделирования с использованием модели динамики органического вещества почв Romul_Hum [55, 71] и новой версии системы моделей EFIMOD3 [49], которая позволяет моделировать сопряженную динамику биогенного круговорота углерода и азота в лесных экосистемах с учетом пространственно-видовой структуры растительных сообществ и вариативности почвенных условий.

В статье обсуждаются результаты двух вариантов модельных оценок дыхания почвы. Первый (на основе Romul_Hum) – представляет собой традиционный подход, в котором моделируется сезонная и многолетняя динамика гетеротрофного дыхания почвы, а в качестве входных данных о первоначальных запасах ПОВ и поступлении фракций растительных опавов использованы материалы натурных исследований на участке мониторинга почвенного дыхания в ПТЗ. В зависимости от имеющихся данных такой подход позволяет получить “точечную” или усредненную оценку величин HR без учета пространственной вариативности условий под пологом леса. Второй подход (на основе EFIMOD3) позволил для той же лесной почвы получить пространственно-детализованные оценки динамики гетеротрофного и одновременно корневого дыхания с учетом структуры древесного яруса и напочвенного покрова, формируемых ими фракций растительных опавов и неоднородности почвенных гидротермических условий. В этом подходе реализованы возможности 3D-моделирования, что является следующим шагом, расширяющим сферу приложения биогеохимических моделей.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Характеристика участка мониторинга почвенной эмиссии CO_2

Ландшафты ПТЗ сформировались в условиях водно-ледниковой – лимно-флювиогляциальной равнины московской стадии днепровского оледенения [10]. Это определило преобладание на его территории поверхностных отложений легкого

гранулометрического состава. Основные почвообразующие породы – пески, имеющие мощность от <1 до 5 м и более, подстилаемые прослоями глин, моренных и лимногляциальных суглинков, а также известняками и доломитами. Практически вся площадь заповедника (более 90%) занята лесами, имеющими длительную историю интенсивного хозяйственного использования (рубки, распашка, пожары и др.), что привело к разнообразию почвенно-растительных условий. С 1946 г. территория развивается в условиях заповедного режима.

Лесной фитоценоз, в котором проводили многолетний мониторинг почвенного дыхания (рис. S1), сформировался в результате естественного зарастания участка после вырубki сосновых древостоев в 1930-х гг. [47]. Помимо пионерных видов: сосны (*Pinus sylvestris* L.), березы (*Betula* spp.) и осины (*Populus tremula* L.), к моменту начала мониторинговых исследований в составе древесного яруса была широко представлена липа (*Tilia cordata* Mill.) и в меньшей степени дуб (*Quercus robur* L.). Формула древостоя – 4СЗЛп2Ос1Б ед. Д, относительная полнота – 0.7–0.8. Возраст сосны – около 100 лет (у отдельных деревьев – 150 и более), березы и осины – 80–85, липы и дуба – 40–50. За время мониторинга видовой состав древесного яруса практически не изменился, хотя началось отмирание березы и осины (ведущее к образованию “окон” разного масштаба), и параллельно усилилась роль липы в древесном пологе. Липа совместно с кленом (*Acer platanoides* L.) формирует ярус подростa. Кустарниковый ярус выражен слабо. В напочвенном покрове преобладают многолетние корневищные виды – кислица (*Oxalis acetosella* L.), копытень (*Asarum europaeum* L.), осока (*Carex pilosa* Scop.), сныть (*Aegopodium podagraria* L.); в начале вегетационного сезона распространены первоцветы – медуница (*Pulmonaria obscura* Dumort.) и ветреница (*Anemone ranunculoides* L.). Проективное покрытие напочвенного покрова неравномерное, с парцеллярной (мозаичной) структурой, которая проявляется в доминировании разных видов на микросайтах разного размера (рис. S2). Дополнительным фактором пространственной неоднородности почвенных условий являются валеж и крупные древесные остатки (рис. S3).

Согласно [17], почва участка мониторинга относится к типу дерново-подбуров (формула профиля О–АУ–Вf–ВС–С); в публикациях [22, 23] использовано таксономическое название дерново-слабоподзолистая в соответствии с [18]. Лесная подстилка, сформированная хвойно-лиственным и веточным опадом полидоминантного древостоя (рис. S4), имеет мощность 2–5 см, включает в основном подгоризонты О1 и О2, что позволяет определить ее тип как ферментативный [2]. Мощность гумусово-аккумулятивного

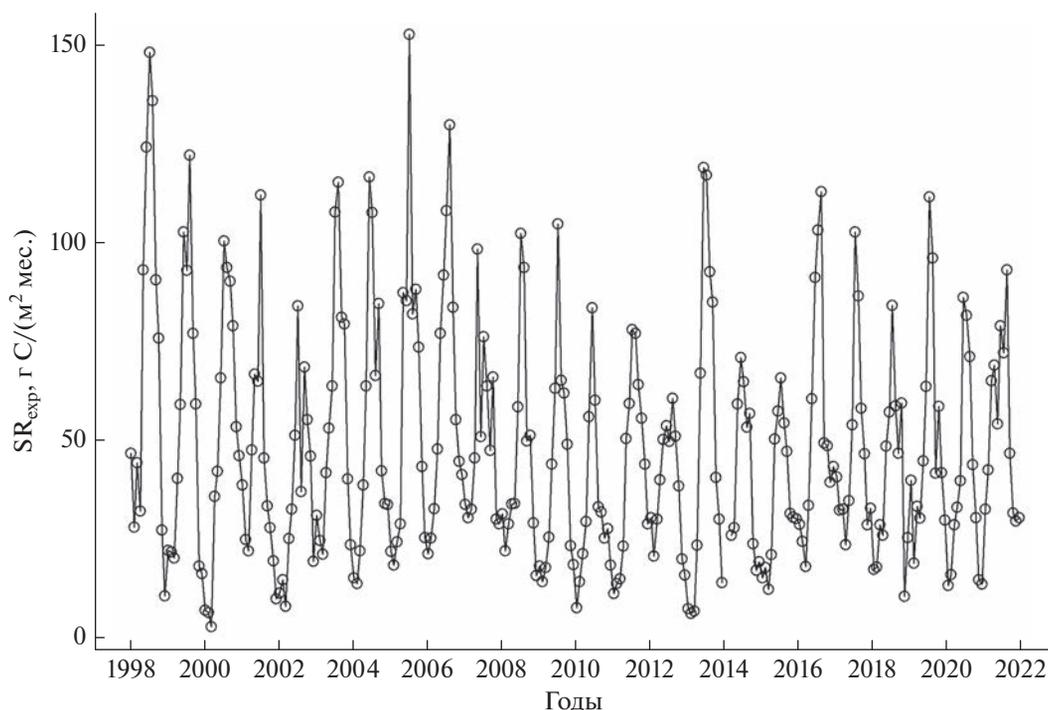


Рис. 1. Динамика общего дыхания почвы (SR_{exp}) в 1998–2021 гг. по данным полевых наблюдений.

горизонта (AY), имеющего темно-серую окраску, варьирует от 8–10 до 12–13 см. Для него характерны супесчаный гранулометрический состав, кислая реакция (pH_{KCl} 3.65–3.70), низкое содержание углерода ($C_{\text{орг}}$ 1–2%) и азота ($N_{\text{общ}} \approx 0.1\%$). В нижележащем иллювиальном горизонте (Bf) наблюдается небольшое увеличение фракции песка и снижение к глубине 30–50 см содержания $C_{\text{орг}}$ и $N_{\text{общ}}$ до 0.2–0.3 и 0.01%, соответственно. Показатели объемной массы, напротив, с глубиной возрастают: от 1.15 г/см³ в горизонте AY до 1.6–1.7 г/см³, начиная с 40–50 см.

Данные натурных исследований

Общее дыхание почвы. По данным полевых измерений в 1998–2021 гг. интенсивность SR варьировала от 10–30 г C/(м² мес.) зимой до 60–150 – летом (рис. 1). Помимо выраженной сезонной динамики величин SR, наблюдали заметные межгодовые различия (особенно в летние месяцы), связанные с погодными условиями конкретных лет [23].

Поверхностный опад древесного яруса. В 2010–2015 гг. примерно в 30–40 м к северо-востоку от места проведения мониторинга дыхания почвы изучали состав и количественное поступление поверхностных фракций опада древесного яруса. Четыре опадоловителя установили в периферийных частях взаимно перекрывающихся крон

нескольких соседних деревьев разных видов и в межкрупных пространствах. Растительный материал отбирали ежемесячно с марта по декабрь. Согласно полученным данным (табл. S1), основную массу опада (около 40%) составляли листья (березы, липы, клена, осины, дуба). Чуть меньше был суммарный вклад сосновой хвои и шишек. Доля мелких ветвей составляла около 20% от суммарной массы опадов, и около 6% составили крылатки липы и клена и отмершие почки.

Имитационные оценки дыхания почв

Модели и имитационные сценарии. Модель Romul_Hum [71] воспроизводит динамику запасов C и N в лесной подстилке, лабильных и стабильных фракциях ПОВ органо-минеральных горизонтов, а также величину HR. Ранее, результаты валидации Romul_Hum по данным полевых измерений дыхания серой лесной почвы (Albic Luvisol) под вторичным лиственным лесом показали адекватность получаемых оценок HR [37]. Модель может работать как с месячным, так и с суточным шагом. В этой работе Romul_Hum использована как самостоятельная почвенная модель в имитационном сценарии “AvE” (average evaluation) для расчета гетеротрофного дыхания на основе входных данных, которые получены в разные годы на участке мониторинга в ПТЗ и отражают усредненные показатели запасов ПОВ и фракций опада. Помимо того, что такой подход наиболее рас-

пространен при моделировании гетеротрофного дыхания почв разных экосистем, он позволил протестировать “чувствительность” Romul_Hum к гидротермическим условиям, количеству и составу фракций растительных опадов.

Система моделей EFIMOD хорошо известна по многочисленным публикациям [51, 70, 84, 85]. Ее новая версия – EFIMOD3 (включающая в качестве одного из структурных блоков почвенную модель Romul_Hum) подробно описана в работе [49]. EFIMOD3 функционирует с суточным шагом. Пространство лесного участка моделируется в виде квадратной площадки, разделенной на квадратные ячейки произвольного размера (в данной работе размер имитационного участка составляет 25×25 м, ячейки – 0.5×0.5 м). Система моделей EFIMOD3 использована в сценарии “SpE” (*spatial evaluation*), что позволило учесть в имитационном эксперименте пространственную неоднородность распределения фракций опада, почвенных запасов $C_{орг}$ и дыхания почв в зависимости от структуры древесного яруса и напочвенного покрова, схожих с сообществом участка мониторинговых исследований.

Данные для имитационных сценариев. Необходимые для инициализации модели Romul_Hum начальные величины пулов углерода в лесной подстилке и органо-минеральной части профиля исследуемого дерново-подбуря рассчитали на основе данных о содержании $C_{орг}$ и плотности почвенных горизонтов. Согласно оценкам для середины вегетационного сезона запасы углерода в подстилке составляют в среднем 0.646 кг/м^2 , $C : N = 25$; для органо-минеральной части профиля запасы оцениваются в среднем на уровне 2.135 кг C/м^2 , отношение $C : N = 9.3$. Начальное соотношение лабильного и стабильного пулов ПОВ в органо-минеральной части почвы, рассчитанное согласно [72] с учетом данных о гранулометрическом составе, составило $0.4 : 0.6$. Начальные почвенные данные одинаковы для двух сценариев.

Для оценки скорости минерализации ПОВ в сценарии “AvE” использовали данные о температуре и влажности лесной подстилки и органо-минеральных горизонтов, полученные на основе модели SCLISS [4]. Значения водно-физических свойств (влажность завядания, наименьшая полевая влагемкость и полная влагемкость) оценивали для подстилки по ее плотности, для органо-минеральных горизонтов – по гранулометрическому составу и содержанию $C_{орг}$. В сценарии “SpE” гидротермические условия почв моделировали в рамках соответствующей подмодели системы моделей EFIMOD3 [49]. Необходимые для выполнения расчетов метеорологические данные по температуре и влажности воздуха получили из архива ВНИИГМИ – МЦД [3]. Данные о количестве осадков и поступлении азота с атмосферны-

ми осадками ($N_{деп}$) – по наблюдениям Станции комплексного фоновый мониторинга, расположенной на территории ПТЗ примерно в 100 м от участка мониторинга почвенного дыхания. Уровень поступления азота из атмосферы $N_{деп}$ приняли в обоих сценариях постоянной величиной, равной $0.05 \text{ г N/(м}^2 \text{ мес.)}$ (или 6 кг/(га год)).

Вычислительные эксперименты выполняли для временного отрезка 1991–2021 гг., что дольше фактического периода полевых измерений эмиссии CO_2 , но было необходимо для начальной “раскрутки” (“spin-up”) моделей. При анализе результатов учитывали особенности метеорологических условий конкретных лет и их возможное влияние на величины почвенного дыхания. Согласно [21], 1998, 2006, 2008, 2013 и 2016 гг. характеризуются как влажные, а 2002, 2007, 2009, 2010 и 2014 – как сухие.

Основные различия входных данных в имитационных сценариях связаны с поступлением растительных опадов. В сценарии “AvE” использовали натурные данные о поверхностных фракциях опадов древесного яруса из опадоуловителей. Расчеты для 2010–2015 гг. выполняли по фактическим данным о составе и массах опадов в соответствующие месяцы, а в другие годы использовали средние за 6 лет показатели по каждой из фракций (табл. 1). В отсутствии натурных данных о массе отмирающих тонких корней древостоя использовали литературные данные [59], период оборота тонких корней принят равным 1 году. Время жизни хвои у сосны принималось равным 4 годам. Соответственно, массу отмирающих корней для сосны считали равным 4-кратной величине опада хвои. Рассчитанные показатели отпада корней распределяли равномерно в течение года. Поступление поверхностного опада травяного яруса, в отсутствие натурных данных, приняли равным 10% от суммарной массы опада листвы и хвои [7, 38]. Массу ежегодно отмирающих корней лесного разнотравья считали равной 25% от массы поверхностного опада [20, 33]. Содержание C и N во фракциях отмерших корней деревьев и трав определили по литературным [64] и собственным данным полевых исследований.

В сценарии “SpE” для моделируемого лесного участка сгенерировали пространственно-видовую структуру древостоя, соответствующую таксационным характеристикам участка мониторинга почвенного дыхания. Дополнительно на основе геоботанических описаний сгенерировали напочвенный покров. Количество всех фракций опадов древесного яруса и напочвенного покрова рассчитывали (в рамках соответствующих блоков системы моделей EFIMOD3) с месячным шагом, отдельно для каждой ячейки 0.5×0.5 м, с учетом положения деревьев и видов напочвенного покрова в пространстве имитационной пло-

Таблица 1. Массы и показатели C : N разных фракций опада, использованные в расчетах в имитационном сценарии AvE, г/(м² мес.)

| Месяц | Древостой | | | | | | Напочвенный покров | |
|----------|------------------|--------------------|----------------------|---------------------|--|--|----------------------|---------------------|
| | листья N = 42 | хвоя C : N = 84 | ветви C : N = 100 | шишки C : N = 84 | корни лиственных видов C : N = 42 | корни хвойных видов C : N = 105 | листья C : N = 28 | корни C : N = 42 |
| Январь | 0 | 0 | 0 | 0 | 19.0 | 29.6 | 0 | 0 |
| Февраль | 0 | 0 | 0 | 0 | 19.0 | 29.6 | 0 | 0 |
| Март | 4.5 | 11.2 | 19.1 | 9.1 | 19.0 | 29.6 | 0 | 0 |
| Апрель | 3.1 | 6.8 | 13.5 | 3.4 | 19.0 | 29.6 | 0 | 0 |
| Май | 10.5 | 3.6 | 25.1 | 22.9 | 19.0 | 29.6 | 0 | 1.0 |
| Июнь | 5.2 | 2.4 | 11.5 | 32.8 | 19.0 | 29.6 | 3.0 | 1.0 |
| Июль | 7.7 | 2.9 | 10.7 | 15.0 | 19.0 | 29.6 | 2.0 | 1.0 |
| Август | 23.4 | 8.3 | 6.3 | 17.4 | 19.0 | 29.6 | 6.0 | 1.0 |
| Сентябрь | 89.2 | 28.3 | 7.4 | 11.8 | 19.0 | 29.6 | 8.0 | 2.0 |
| Октябрь | 116.9 | 20.9 | 19.8 | 15.0 | 19.0 | 29.6 | 4.0 | 1.0 |
| Ноябрь | 3.2 | 4.6 | 4.7 | 10.9 | 19.0 | 29.6 | 0 | 1.0 |
| Декабрь | 0 | 0 | 0 | 0 | 19.0 | 29.6 | 0 | 0 |

щадки и характерных для них стадий вегетации. Содержание C и N во фракциях опавов разных видов определили по литературным данным ранее, на стадии параметризации новой версии EFIMOD3 [49]. Начальные пулы запасов C_{орг} в лесной подстилке и органо-минеральной части почвы в данном сценарии были аналогичными сценарию “AvE” и одинаковыми для всех ячеек имитационной площадки. По мере дифференцированного поступления фракций опада в вычислительном эксперименте происходила пространственная дифференциация почвенных характеристик имитационного участка.

Точность имитационных оценок. Рассчитанные с помощью модели величины HR и SR соотносили с фактическими данными натурных измерений. Для этого пары значений в координатах смоделированное–фактическое аппроксимировали прямой вида $y = s \times x$. Для оценки соответствия между результатами моделирования и натурными данными использовали коэффициент детерминации R^2 , который характеризует случайные отклонения, и коэффициент наклона аппроксимирующей прямой s , характеризующий систематические отклонения.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Имитационные оценки гетеротрофного дыхания почв по усредненным данным (сценарий “AvE”). Сравнительный анализ результатов полевых измерений и вычислительного эксперимента в сценарии “AvE” актуален с оговоркой, что данные

моделирования не учитывают вклад RR в общее дыхание почвы, которое измеряли в рамках мониторинговых исследований. В силу этого, в весенние, осенние и зимние месяцы, когда интенсивность дыхания растений понижена или минимальна, наблюдается относительное соответствие расчетных данных измеренным величинам (рис. 2). Использование в расчетах фактических данных о поступлении поверхностных фракций опавов с привязкой к соответствующим годам повысило качество имитационных оценок (рис. 2b–2d). Анализ показал, что модель Romul_Num лучше воспроизводит интенсивность гетеротрофного дыхания исследуемой почвы во влажные годы (рис. 2c). В сухие годы модельные оценки несколько завышают величину HR, что может объясняться как легким гранулометрическим составом исследуемого дерново-подбуря, так и влиянием других факторов.

Имитационные оценки дыхания почв с учетом пространственной неоднородности лесных экосистем (сценарий “SpE”). Совместное моделирование гетеротрофного и корневого дыхания с использованием системы моделей EFIMOD3, учитывающее формируемую растительным сообществом вариабельность распределения в пространстве пулов и потоков органического вещества, показало адекватное воспроизведение в модельных оценках величин и соотношения этих составляющих почвенного дыхания. На уровне средних значений для имитационной площадки варьирование рассчитанных величин SR составило для зимнего периода 10–20 г C/(м² мес.) и 115–125 – для лета

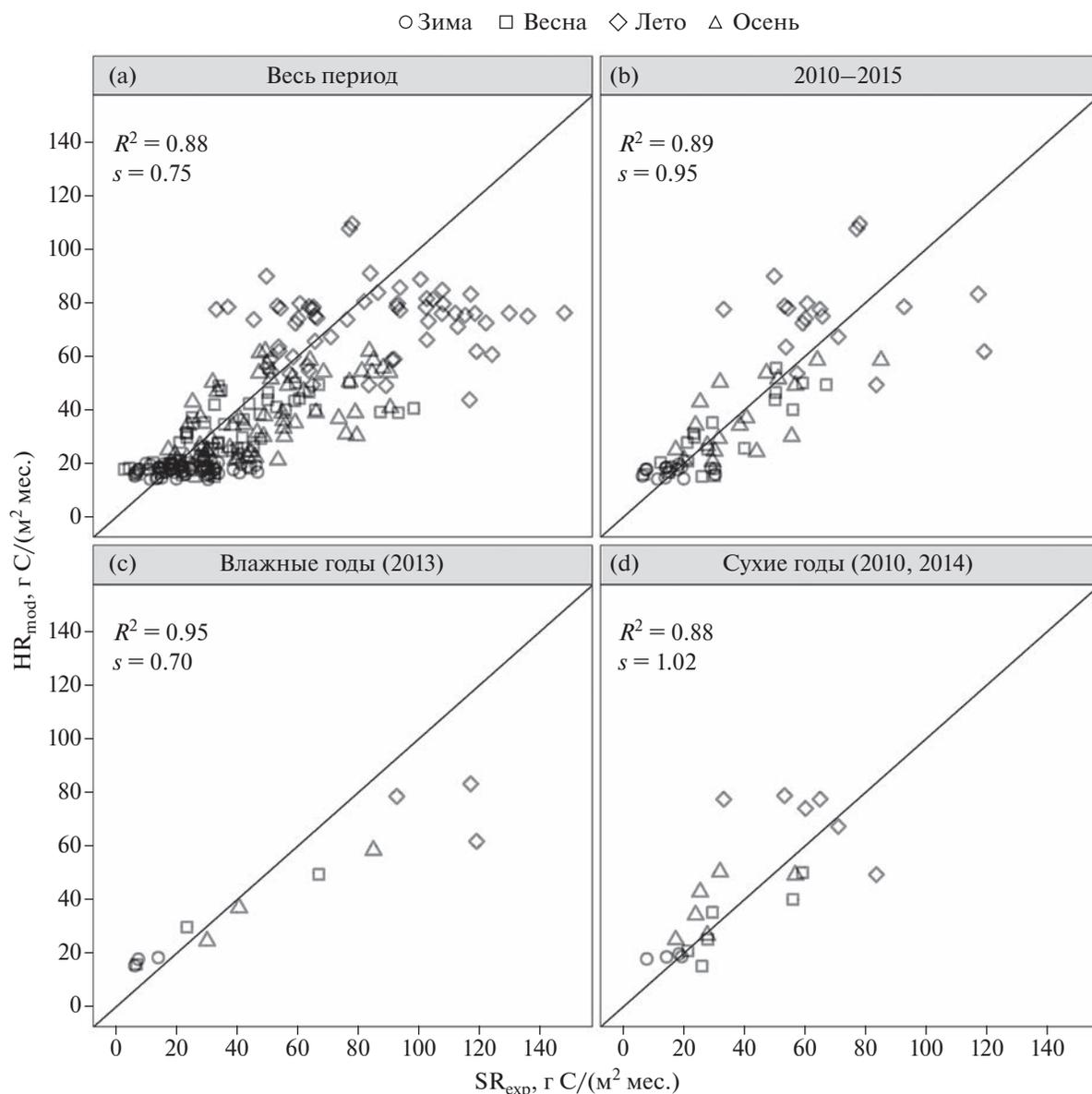


Рис. 2. Сравнение результатов моделирования гетеротрофного дыхания почвы (HR_{mod}) за отдельные месяцы в сценарии “AvE” и данных полевых измерений общего дыхания почвы (SR_{exp}): (a) весь имитационный период (1998–2021 гг.), (b) 2010–2015 гг. с фактическими данными поверхностных опадов древесного яруса, (c) влажный 2013 год с фактическими данными опадов, (d) сухие 2010 и 2014 гг. с фактическими данными опадов. На графиках приведены коэффициент детерминации R^2 и коэффициент наклона аппроксимирующей прямой s .

(рис. 3а). Полученные результаты хорошо коррелируют с экспериментальными данными ($R^2 = 0.84$, $s = 1.06$, $p < 0.0001$).

При схожей сезонной динамике корневого и гетеротрофного дыхания (с максимумом в летние и минимумом в зимние месяцы) их соотношение в пределах года сильно варьирует. Согласно полученным оценкам, в летний период вклад корневого дыхания исследуемого фитоценоза в среднем составляет 40–45% от общего дыхания почвы, а зимой снижается до 5% (рис. 3б). По результатам имитационного эксперимента, наиболее часто

максимальные величины корневого дыхания соответствовали июньским оценкам, а гетеротрофного дыхания – в июле и августе.

В качестве примера пространственной картины неоднородности распределения величин HR в пределах имитационной площадки на рис. 4 приведены данные расчетов для июля 2018 г. Схожий характер пространственного распределения интенсивности гетеротрофного дыхания получен и для других месяцев вегетационного сезона. В начале и середине вегетации (соответственно, май и июль) абсолютные значения различаются при-

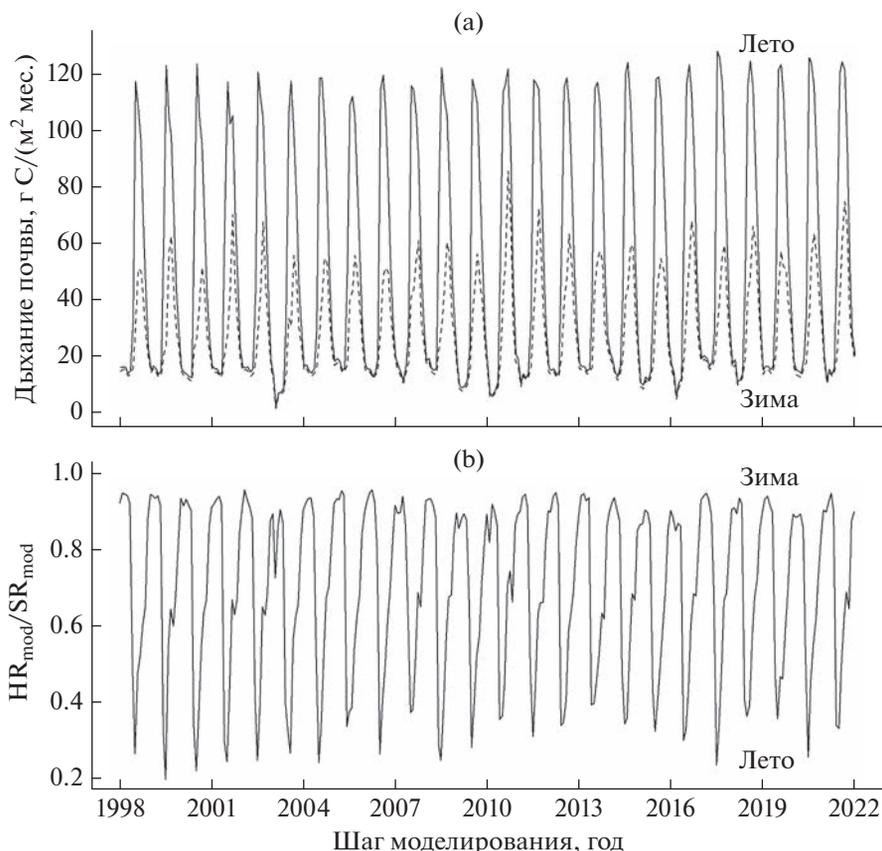


Рис. 3. Результаты моделирования (а) гетеротрофного (пунктирная линия) и суммарного (сплошная линия) почвенного дыхания и (б) доля гетеротрофного дыхания (HR_{mod}) в общем дыхании почвы (SR_{mod}) в сценарии “SpE”. Приведены средние значения для имитационного участка 25×25 м.

мерно вдвое с максимумом в июле, а к концу вегетации (ноябрь) снижаются в 3–4 раза. При этом различия рассчитанных величин HR между разными микросайтами (имитационными ячейками) в каждый из сроков – выше и составляют более 3.5 раз в мае и июле и более 5 – в ноябре (табл. 2).

ОБСУЖДЕНИЕ

Влияние качества растительных остатков на интенсивность процессов минерализации в почве – хорошо известный факт, показанный в многочисленных лабораторных экспериментах и на-

Таблица 2. Описательные выборочные статистики распределения интенсивности гетеротрофного дыхания почвы ($\text{г C}/(\text{м}^2 \text{ мес.})$) в пределах имитационной площадки по данным расчетов для разных сроков вегетационного сезона 2018 г.; сценарий “SpE”, размер выборки $n = 2500$

| Месяц | Гетеротрофное дыхание почвы | | | | | | Показатели варьирования | | |
|--------|-----------------------------|--------------|---------|---------|--------------|----------|-------------------------|-------------------------------|-------------------------|
| | минимум | 1-й квартиль | медиана | среднее | 3-й квартиль | максимум | стандартное отклонение | среднее абсолютное отклонение | коэффициент вариации, % |
| Май | 15.4 | 24.6 | 29.4 | 29.9 | 34.1 | 56.2 | 5.22 | 4.66 | 26.55 |
| Июль | 28.5 | 46.5 | 55.5 | 56.2 | 64.2 | 102.4 | 14.06 | 13.27 | 25.00 |
| Ноябрь | 6.9 | 12.4 | 15.4 | 15.9 | 18.6 | 35.0 | 7.34 | 6.77 | 31.28 |

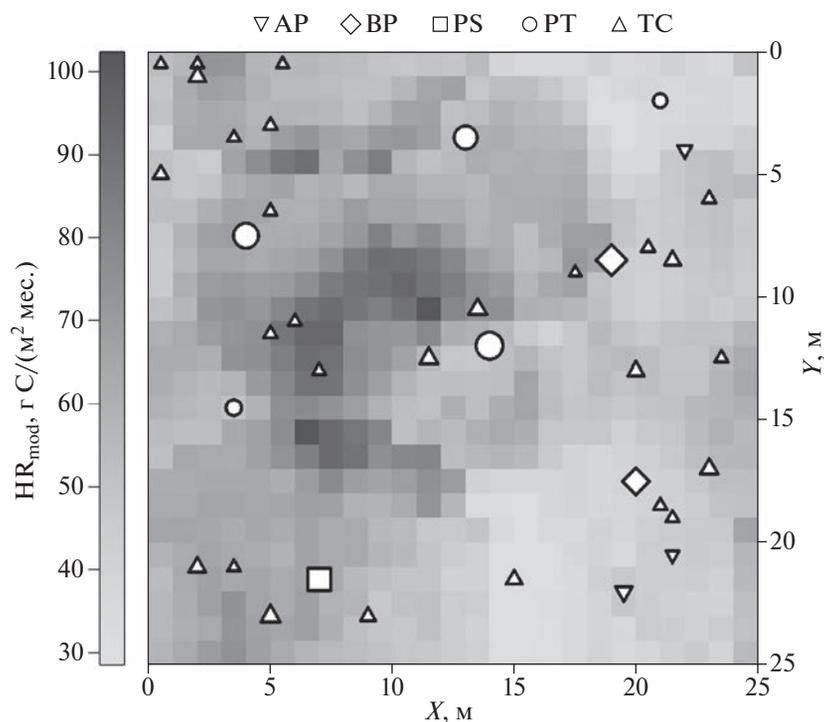


Рис. 4. Результаты пространственной оценки интенсивности гетеротрофного дыхания почв (HR_{mod}) в сценарии “SpE”; данные для июля 2018 г. Условными знаками отмечено расположение деревьев разных пород (AP – *Acer platanoides*, BP – *Betula* spp., PS – *Pinus sylvestris*, PT – *Populus tremula*, TC – *Tilia cordata*), размер знаков пропорционален диаметру деревьев.

турных исследованиях [26, 27, 31, 34], результаты которых, в том числе используются при разработке почвенных моделей динамики органического вещества [29, 54, 56]. В схожих зонально-климатических условиях видовой состав лесных сообществ во многом определяет эмиссионную составляющую их углеродного баланса [19, 30, 42, 69]. На экосистемном уровне этот биогенный фактор действует через пространственно-видовую структуру лесных фитоценозов, которая определяет мозаику почвенных условий и возможные различия в интенсивности дыхания почв локальных микросайтов [1, 16, 43, 90]. В хвойно-широколиственных лесах, примером которых является рассмотренный в данной работе сосняк сложный, в древесном ярусе соседствуют или сгруппированы виды, опад которых заметно отличается по срокам поступления и химическому составу (содержанию азота, лигнина, отношению C : N, зольности и др.), а наибольшие различия характерны для сосны и липы. Результаты вычислительного эксперимента в сценарии “SpE”, учитывающие пространственную дифференциацию поступления опадов и почвенно-гидротермических условий, во многом отражают подобную ситуацию, показывая более чем трехкратное различие в интенсивности дыхания почв в пределах относительно небольшого по размерам лесного

участка. При этом в имитационном сценарии в явном виде не учитывались эмиссионные потоки, связанные с образованием сухостоя и валежа, что способствует еще большей контрастности показателей эмиссии [5, 40].

Сроки опадания листвы и хвои, как основной фракции поверхностного опада в лесных экосистемах, также видоспецифичны. Как следствие, минерализация опада разных видов часто происходит при разных температурах и влажности лесной подстилки и почвы, что влияет на процессы гумификации и интенсивность дыхания почв [35, 78]. Фенологические фазы зависят также от погодных условий конкретных лет, а экстремальные (подобные засухе 2010 г. в центральной России) способны заметно сдвигать фенологические сроки. В этой связи использование в модельных расчетах полученных разово или усредненных данных о составе и сроках поступления опада снижает точность прогнозных оценок. И, напротив, как показали расчеты в сценарии “AvE”, использование фактических данных о количестве и составе опадов улучшает результаты оценки гетеротрофного дыхания.

Вопрос о соотношении гетеротрофной и корневой составляющей дыхания почв затрагивается во многих экспериментальных исследованиях [8, 14]. Представленные в литературе оценки вклада

RR в суммарное дыхание лесных почв разнятся в широком диапазоне – от 10 до 60–70%. Такая контрастность оценок объясняется многими факторами, включая разную динамику активности микробных и растительных сообществ в течение года в условиях выраженной сезонности климата [67]. Иллюстрацией этого служат полученные в настоящей работе результаты оценки корневого дыхания для сосняка сложного на дерново-подбуре в условиях южного Подмосковья. Согласно расчетам в сценарии “SpE”, в летний период автотрофная и гетеротрофная составляющие почвенного дыхания примерно одинаковы, весной и осенью, на фоне общего снижения интенсивности дыхания почв, вклад HR возрастает и достигает максимума в зимние месяцы. Полученные результаты свидетельствуют о сохранении зимой минимального потока автотрофного дыхания за счет присутствия в исследуемом сообществе сосны, что подтверждают экспериментальные данные [25].

Анализ результатов вычислительного эксперимента в сценарии “AvE” показал, что модель Romul_Num несколько завышает оценку гетеротрофного дыхания почвы в годы, которые по гидротермическому коэффициенту Селянинова определены как сухие [21]. В том числе это относится к 2010 г. с аномально жарким и сухим июлем, для которого полевые измерения показали суммарное дыхание почв на уровне 60 г С/(м² мес.), что в 1.5–2 раза ниже июльских показателей других лет. Помимо необходимости уточнения используемых в алгоритме Romul_Num зависимостей скорости минерализации органического вещества в диапазоне повышенных температур и низких показателей влажности лесной подстилки и почвы, возможным объяснением переоценки дыхания почвы в модели может быть следующее. В зависимости от выбранного временного шага Romul_Num, в расчетах используются соответствующие ему среднесуточные или среднемесячные величины температуры подстилки и почвы, значения которых даже в июле 2010 г. не были аномальными для активности почвенных микробных сообществ, определяемой в лабораторных экспериментах [45, 76]. Тогда как в реальных условиях лета 2010 г. сильное иссушение подстилки и верхних горизонтов почвы в совокупности с аномально высокими температурами в послеобеденные часы могли быть причиной краткосрочного стресса почвенной микробиоты, который не компенсировался ночным снижением температур и незначительным повышением влажности подстилки в утренние часы, когда проводились измерения дыхания почв. В модельных оценках Romul_Num эти особенности суточной динамики температуры и влажности не учитывались. Аналогично проведение полевых измерений ежедневно с последующим пересчетом получен-

ных результатов в среднемесячные показатели, возможно, не учитывает краткосрочных “импульсов” в динамике суммарного почвенного дыхания, что на уровне арифметических расчетов способно повлиять на результаты сравнительного анализа с данными модельного эксперимента, выполненного с суточным шагом (сценарий “SpE”).

С позиций прогнозных оценок баланса углерода в лесных экосистемах, высокая пространственно-временная вариабельность гетеротрофного дыхания почв влияет на точность оценок, получаемых на основе данных краткосрочных полевых исследований, которые проводятся, как правило, лишь несколько раз в течение вегетационного сезона. В этой связи возрастает роль долгосрочных мониторинговых исследований пульсов и потоков углерода в лесах с учетом характерной для них структурной неоднородности.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Имитационные модели как инструмент для анализа и прогноза динамики наземных экосистем и их компонентов находят все более широкое применение, в том числе в задачах оценки углеродного баланса лесов в связи с изменениями климата или хозяйственной деятельностью человека. Представленные в работе результаты проверки модели динамики органического вещества почв Romul_Num по данным полевых измерений почвенного дыхания дерново-подбуря под хвойно-широколиственным лесом в Приокско-Террасном заповеднике показали сопоставимость получаемых оценок гетеротрофного дыхания почв с результатами натурных измерений (с поправкой на вклад корневого дыхания растений в общее дыхание почв). Модельные расчеты адекватно отражают сезонную динамику и зависимость интенсивности гетеротрофного дыхания от количества и качественного состава фракций растительного опада.

Настоящая работа – пилотное тестирование новой версии пространственно-детализированной системы моделей EFIMOD3, позволяющей воспроизводить в вычислительных экспериментах характерную для лесных экосистем структурную неоднородность, имитируя сопряженную динамику древесного яруса, растений напочвенного покрова и почвы. Результаты вычислительного эксперимента позволили с высокой степенью пространственного разрешения оценить различия в интенсивности дыхания почв в пределах относительно небольшого по размерам лесного участка, связанные с различиями в количестве и качестве растительного опада и гидротермических условий под пологом леса.

БЛАГОДАРНОСТЬ

В основе настоящей работы лежит многолетнее научное сотрудничество авторов с проф., д. б. н. О.Г. Чертовым и д. ф.-м. н. П.Я. Грабарником, которым мы выражаем свою глубокую признательность. Благодарим руководство Приокско-Тerrasного государственного природного биосферного заповедника за предоставленную возможность проведения полевых исследований на территории заповедника. Химико-аналитические данные, использованные в работе, получены в разные годы в ЦКП ИФХиБПП РАН (ФИЦ ПНЦБИ РАН).

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 бюджета углерода в лесах и других наземных экологических системах” (рег. № 123030300031-6).

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

ДОПОЛНИТЕЛЬНАЯ ИНФОРМАЦИЯ

Онлайн версия содержит дополнительные материалы, доступные по адресу <https://doi.org/10.31857/S0032180X23600439>.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Бобрик А.А., Гончарова О.Ю., Матышак Г.В., Рыжова И.М., Макаров М.И., Тимофеева М.В.* Распределение компонентов углеродного цикла почв лесных экосистем северной, средней и южной тайги Западной Сибири // Почвоведение. 2020. № 11. С. 1328–1340. <https://doi.org/10.31857/S0032180X20110052>
2. *Богатырев Л.Г., Бенедиктова А.И., Земсков Ф.И., Демидова А.Н., Бойко Г.А., Раппопорт А.В., Вартанов А.Н., Жилин Н.И., Госсе Д.Д., Демин В.В.* Типология лесных подстилок некоторых типов насаждений Ботанического сада МГУ имени М.В. Ломоносова (Ленинские Горы) // Вестник Моск. ун-та. Сер. 17, почвоведение. 2019. № 2. С. 3–15.
3. *Булыгина О.Н., Веселов В.М., Разуваев В.Н., Александрова Т.М.* Описание массива срочных данных об основных метеорологических параметрах на станциях России. Свидетельство о государственной регистрации базы данных № 2014620549. <http://meteo.ru/data/163-basic-parameters#описание-массива-данных> (дата обращения 06.09.2022).
4. *Быховец С.С., Комаров А.С.* Простой статистический имитатор климата почвы с месячным шагом // Почвоведение. 2002. № 4. С. 443–452.
5. *Гитарский М.Л., Замолодчиков Д.Г., Мухин В.А., Диярова Д.К., Грабар В.А., Карелин Д.В., Иващенко А.И., Марунин А.С.* Сезонная изменчивость эмиссии диоксида углерода при разложении елового валежа южной тайги Валдая // Лесоведение. 2020. № 3. С. 239–249. <https://doi.org/10.31857/S0024114820030055>
6. *Гончарова О.Ю., Матышак Г.В., Бобрик А.А., Удовенко М.М., Сефилян А.Р.* Методические подходы к полевому определению вклада корневого и микробного дыхания в эмиссию CO₂ почвами криотозоны // Вестник Моск. ун-та. Сер. 17, почвоведение. 2018. № 1. С. 46–51.
7. *Грозовская И.С., Ханина Л.Г., Смирнов В.Э., Бобровский М.В., Романов М.С., Глухова Е.М.* Биомасса напочвенного покрова в еловых лесах Костромской области // Лесоведение. 2015. № 1. С. 63–76.
8. *Евдокимов И.В., Ларионова А.А., Шмитт М., Лопес де Гереню В.О., Бан М.* Определение вклада дыхания корней растений в эмиссию CO₂ из почвы методом субстрат-индуцированного дыхания // Почвоведение. 2010. № 3. С. 349–355.
9. *Замолодчиков Д.Г., Карелин Д.В., Гитарский М.Л., Блинов В.Г.* Мониторинг потоков парниковых газов в природных экосистемах. Саратов: Амирит, 2017. 279 с.
10. *Иванов И.В., Шадриков И.Г.* Коэволюция почв и растительного покрова в южной тайге (на примере Приокско-Тerrasного заповедника) // Почвоведение. 2010. № 11. С. 1326–1333.
11. *Кадулин М.С., Коцик Г.Н.* Изменения потока диоксида углерода из почв лесных экосистем под воздействием техногенного загрязнения в Кольской Субарктике // Почвоведение. 2021. № 10. С. 1281–1292. <https://doi.org/10.31857/S0032180X21100075>
12. *Карелин Д.В., Азовский А.И., Каманяев 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. <https://doi.org/10.1134/S0024114819010078>
13. *Карелин Д.В., Замолодчиков Д.Г., Исаев А.С.* Малоизвестные импульсные составляющие почвенной эмиссии диоксида углерода в таежных лесах // Доклады АН. 2017. Т. 475. № 4. С. 473–476. <https://doi.org/10.7868/S0869565217220248>
14. *Карелин Д.В., Замолодчиков Д.Г., Каганов В.В., Почикалов А.В., Гитарский М.Л.* Микробная и корневая составляющие дыхания дерново-подзолистых почв южной тайги // Лесоведение. 2017. № 3. С. 183–193.
15. *Карелин Д.В., Почикалов А.В., Замолодчиков Д.Г.* Эффект усиления эмиссии CO₂ в окнах распада лесов Валдая // Известия РАН. Сер. географическая. 2017. № 2. С. 60–68.
16. *Карелин Д.В., Почикалов А.В., Замолодчиков Д.Г., Гитарский М.Л.* Факторы пространственно-временной неоднородности потоков CO₂ из почв юж-

- но-таежного ельника на Валдае // Лесоведение. 2014. № 4. С. 56–66.
17. Классификация и диагностика почв России. Смоленск: Ойкумена, 2004. 342 с.
18. Классификация и диагностика почв. М.: Колос, 1977. 225 с.
19. *Копцик Г.Н., Куприянова Ю.В., Кадулин М.С.* Пространственная изменчивость эмиссии диоксида углерода почвами в основных типах лесных экосистем Звенигородской биостанции МГУ // Вестник Моск. ун-та. Сер. 17, почвоведение. 2018. № 2. С. 40–47.
20. *Кузнецов М.А.* Влияние условий разложения и состава опада на характеристики и запас подстилки в среднетаежном чернично-сфагновом ельнике // Лесоведение. 2010. № 6. С. 54–60.
21. *Курганова И.Н., Лопес де Гереню В.О., Аблеева В.А., Быховец С.С.* Климат южного Подмосковья: современные тренды и оценка экстремальности // Фундаментальная и прикладная климатология. 2017. № 4. С. 62–78. <https://doi.org/10.21513/2410-8758-2017-4-66-82>
22. *Курганова И.Н., Лопес де Гереню В.О., Мяхкина Т.Н., Сапронов Д.В., Кудяров В.Н.* Эмиссия CO₂ из почв различных экосистем южнотаежной зоны: анализ данных непрерывных 12-летних круглогодичных наблюдений // Доклады АН. 2011. Т. 436. № 6. С. 843–846.
23. *Курганова И.Н., Лопес де Гереню В.О., Петров А.С., Мяхкина Т.Н., Сапронов Д.В., Аблеева В.А., Кудяров В.Н.* Влияние наблюдаемых климатических изменений и экстремальных погодных явлений на эмиссионную составляющую углеродного цикла в различных экосистемах южно-таежной зоны // Доклады АН. 2011. Т. 441. № 6. С. 845–849.
24. *Курганова И.Н., Лопес де Гереню В.О., Хорошаев Д.А., Мяхкина Т.Н., Сапронов Д.В., Жмурин В.А., Кудяров В.Н.* Анализ многолетней динамики дыхания почв в лесном и луговом ценозах Приокско-Террасного биосферного заповедника в свете современных климатических трендов // Почвоведение. 2020. № 10. С. 1220–1236. <https://doi.org/10.31857/S0032180X20100111>
25. *Ларионова А.А., Евдокимов И.В., Курганова И.Н., Сапронов Д.В., Кузнецова Л.Г., Лопес де Гереню В.О.* Дыхание корней и его вклад в эмиссию CO₂ из почвы // Почвоведение. 2003. № 2. С. 183–194.
26. *Ларионова А.А., Квиткина А.К., Быховец С.С., Лопес-де-Гереню В.О., Колягин Ю.Г., Каганов В.В.* Влияние азота на минерализацию и гумификацию лесных опавов в модельном эксперименте // Лесоведение. 2017. № 2. С. 128–139.
27. *Мальцева А.Н., Пинский Д.Л.* Механизмы стабилизации продуктов разложения растительных остатков денситметрическими фракциями суглинка // Почвоведение. 2020. № 10. С. 1206–1219. <https://doi.org/10.31857/S0032180X20100123>
28. *Масягина О.В., Прокушкин С.Г., Абаимов А.П., Мори Ш., Койке Т.* Эмиссия CO₂ с поверхности напочвенного покрова в лиственничниках центральной Эвенкии // Лесоведение. 2005. № 6. С. 19–29.
29. *Надпорожская М.А.* Моделирование трансформации органического вещества растительных остатков в почве. Автореф. дис. ... канд. с-х. наук. СПб., 2000.
30. *Неведров Н.П., Саржанов Д.А., Проценко Е.П., Васенев И.И.* Пространственно-временная изменчивость эмиссии CO₂ из альфегумусовых песчаных почв лесостепной зоны на примере г. Курска // Почвоведение. 2022. № 11. С. 1366–1377. <https://doi.org/10.31857/S0032180X22110090>
31. *Орлова М.А., Лукина Н.В., Смирнов В.Э., Артемкина Н.А.* Влияние ели на кислотность и содержание элементов питания в почвах северотаежных ельников кустарничково-зеленомошных // Почвоведение. 2016. № 11. С. 1355–1367. <https://doi.org/10.7868/S0032180X16110071>
32. *Осинов А.Ф.* Влияние межгодовых различий метеорологических характеристик вегетационного периода на эмиссию CO₂ с поверхности почвы среднетаежного сосняка бруснично-лишайникового (Республика Коми) // Почвоведение. 2018. № 12. С. 1455–1463. <https://doi.org/10.1134/S0032180X18120080>
33. *Осинов А.Ф.* Запасы и потоки органического углерода в экосистеме спелого сосняка черничного средней тайги // Сибирский лесной журнал. 2017. № 2. С. 70–80. <https://doi.org/10.15372/SJFS20170208>
34. *Пинский Д.Л., Мальцева А.Н., Золотарева Б.Н., Дмитриева Е.Д.* Кинетика трансформации растительных остатков кукурузы и клевера в минеральных субстратах различного состава // Почвоведение. 2017. № 6. С. 690–697. <https://doi.org/10.7868/80032180X17060090>
35. *Почикалов А.В., Карелин Д.В.* Окологодичные наблюдения за разложением опада тундровых растений через потерю массы и эмиссию CO₂: роль биотических и абиотических факторов, сезонов года, биотопа и пространственно-временного масштаба // Журн. общей биологии. 2014. Т. 75. № 3. С. 163–181.
36. *Припутина И.В., Быховец С.С., Фролов П.В., Чертов О.Г., Курганова И.Н., Лопес де Гереню В.О., Сапронов Д.В., Мяхкина Т.Н.* Применение математических моделей ROMUL и Romul_Num для оценки эмиссии CO₂ и динамики органического вещества в серой лесной почве под лиственным лесом в южном Подмосковье // Почвоведение. 2020. № 10. С. 1262–1275. <https://doi.org/10.31857/S0032180X20100159>
37. *Припутина И.В., Фролова Г.Г., Шанин В.Н., Мяхкина Т.Н., Грабарник П.Я.* Распределение органического вещества и азота в дерново-подбурях Приокско-Террасного заповедника и его связь со структурой лесных фитоценозов // Почвоведение. 2020. № 8. С. 921–933. <https://doi.org/10.31857/S0032180X20080122>
38. *Ремезов Н.П., Быкова Л.Н., Смирнова К.М.* Потребление и круговорот азота и зольных элементов в лесах Европейской части СССР. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1959. 284 с.
39. *Рыжова И.М., Телеснина В.М., Ситникова А.А.* Динамика свойств почв и структуры запасов углерода

- в постагрогенных экосистемах в процессе естественного лесовосстановления // Почвоведение. 2020. № 2. С. 230–243.
<https://doi.org/10.31857/S0032180X20020100>
40. Сафонов С.С., Карелин Д.В., Грабар В.А., Латышев Б.А., Грабовский В.И., Уварова Н.Е., Замолотчиков Д.Г., Коротков В.Н., Гитарский М.Л. Эмиссия углерода от разложения валежа в южнотаежном ельнике // Лесоведение. 2012. № 5. С. 44–49.
 41. Семенов В.М., Иванникова Л.А., Тулина А.С. Стабилизация органического вещества в почве // Агрехимия. 2009. № 10. С. 77–96.
 42. Семенюк О.В., Телеснина В.М., Богатырев Л.Г., Бенедиктова А.И. Использование особенностей структурно-функциональной организации подстилок для оценки интенсивности круговорота в городских насаждениях (на примере Москвы) // Почвоведение. 2021. № 5. С. 592–605.
<https://doi.org/10.31857/S0032180X21050178>
 43. Сморгалов И.А. Изменчивость дыхания почвы: оценка вклада пространства и времени с помощью алгоритма Random Forest // Экология. 2022. № 4. С. 299–311.
<https://doi.org/10.31857/S0367059722040059>
 44. Сморгалов И.А., Воробейчик Е.Л. Влияние условий крупного промышленного города на почвенное дыхание лесных экосистем // Почвоведение. 2015. № 1. С. 118–126.
<https://doi.org/10.7868/S0032180X15010141>
 45. Тихонова Е.Н., Менько Е.В., Уланова Р.В., Ли Х., Кравченко И.К. Влияние температуры на таксономическую структуру бактериальных сообществ почв при разложении лесного опада // Микробиология. 2019. Т. 88. № 6. С. 744–748.
 46. Трефилова О.В. Интенсивность гетеротрофного дыхания в сосняках средней тайги // Хвойные бореальной зоны. 2007. Т. XXIV. № 4–5. С. 467–473.
 47. Труды Приокско-Террасного заповедника. Вып. 2. Смирнов П.А. Флора Приокско-Террасного государственного заповедника. М., 1958. 247 с.
 48. Шанин В.Н., Фролов П.В., Коротков В.Н. Всегда ли искусственное лесовосстановление может быть лесоклиматическим проектом // Вопросы лесной науки. 2022. Т. 5. № 2. Р. 106.
<https://doi.org/10.31509/2658-607x-202252-106>
 49. Шанин В.Н., Фролов П.В., Припутина И.В., Чертов О.Г., Быховец С.С., Зубкова Е.В., Портнов А.М., Фролова Г.Г., Стаменов М.Н., Грабарник П.Я. Моделирование динамики лесных экосистем с учетом их структурной неоднородности на разных функциональных и пространственных уровнях // Вопросы лесной науки. 2022. Т. 5. № 3.
<https://doi.org/10.31509/2658-607x-202252-112>
 50. Abramoff R.Z., Davidson E.A., Finzi A.C. A parsimonious modular approach to building a mechanistic below-ground carbon and nitrogen model // J. Geophys. Res. Biogeosci. 2017. V. 122. P. 2418–2434.
<https://doi.org/10.1002/2017jg003796>
 51. Ahlikoski A., Rätö J., Juutinen A., Shanin V., Mäkipää R. Continuous Cover Forestry and Cost of Carbon Abatement on Mineral Soils and Peatlands // Front. Environ. Sci. 2022. V. 10.
<https://doi.org/10.3389/fenvs.2022.837878>
 52. Buchmann N. Biotic and abiotic factors controlling soil respiration rates in *Picea abies* stands // Soil Biol. Biochem. 2000. V. 32. P. 1625–1635.
[https://doi.org/10.1016/S0038-0717\(00\)00077-8](https://doi.org/10.1016/S0038-0717(00)00077-8)
 53. Cameron D.R., Van Oijen M., Werner C., Butterbach-Bahl K., Grote R., Haas E., Heuvelink G.B.M., Kiese R., Kros J., Kuhnert M., Leip A., Reinds G.J., Reuter H.I., Schelhaas M.J., De Vries W., Yeluripati J. Environmental change impacts on the C- and N-cycle of European forests: a model comparison study // Biogeosciences. 2013. V. 10. P. 1751–1773.
<https://doi.org/10.5194/bg-10-1751-2013>
 54. Chertov O.G., Komarov A.S., Nadporozhskaya M.A., Bykhovets S.S., Zudin S.L. ROMUL – a model of forest soil organic matter dynamics as a substantial tool for forest ecosystem modeling // Ecol Modell. 2001. V. 138. P. 289–308.
[https://doi.org/10.1016/S0304-3800\(00\)00409-9](https://doi.org/10.1016/S0304-3800(00)00409-9)
 55. Chertov O., Komarov A., Shaw C., Bykhovets S., Frolov P., Shanin V., Grabarnik P., Pripulina I., Zubkova E., Shashkov M. Romul_Hum – A model of soil organic matter formation coupling with soil biota activity. II. Parameterisation of the soil food web biota activity // Ecol Modell. 2017. V. 345. P. 125–139.
<https://doi.org/10.1016/j.ecolmodel.2016.10.024>
 56. Didion M., Frey B., Rogiers N., Thürig E. Validating tree litter decomposition in the Yasso07 carbon model // Ecol Modell. 2014. V. 291. P. 58–68.
<https://doi.org/10.1016/j.ecolmodel.2014.07.028>
 57. Dijkstra J.P.M., Reinds G.J., Kros H., Berg B., de Vries W. Modelling soil carbon sequestration of intensively monitored forest plots in Europe by three different approaches // For. Ecol. Manage. 2009. V. 258. P. 1780–1793.
<https://doi.org/10.1016/j.foreco.2008.09.011>
 58. Dimassi B., Guenet B., Saby N.P.A., Munoz F., Bardy M., Millet F., Martin M.P. The impacts of CENTURY model initialization scenarios on soil organic carbon dynamics simulation in French long-term experiments // Geoderma. 2018. V. 311. P. 25–36.
<https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2017.09.038>
 59. Ding Y., Leppälammä-Kujansuu J., Helmisaari H.-S. Fine root longevity and below- and aboveground litter production in a boreal *Betula pendula* forest // For. Ecol. Manage. 2019. V. 431. P. 17–25.
<https://doi.org/10.1016/j.foreco.2018.02.039>
 60. Ettema C.H., Wardle D.A. Spatial soil ecology // Trends Ecology Evolution. 2002. V. 17. P. 177–183.
[https://doi.org/10.1016/S0169-5347\(02\)02496-5](https://doi.org/10.1016/S0169-5347(02)02496-5)
 61. Falloon P.D., Smith P. Modelling refractory soil organic matter // Biol. Fert. Soils. 2000. V. 30. P. 388–398.
<https://doi.org/10.1007/s003740050019>
 62. Falloon P., Smith P., Coleman K., Marshall S. Estimating the size of the inert organic matter pool from total soil organic carbon content for use in the Rothamsted carbon model // Soil Biol. Biochem. 1998. V. 30. P. 1207–1211.
[https://doi.org/10.1016/S0038-0717\(97\)00256-3](https://doi.org/10.1016/S0038-0717(97)00256-3)
 63. Franko U., Kuka K., Romanenko I.A., Romanenkov V.A. Validation of the CANDY model with Russian long-

- term experiments // *Reg Environ Change*. 2007. V. 7. P. 79–91.
<https://doi.org/10.1007/s10113-007-0027-3>
64. *Gordon W.S., Jackson R.B.* Nutrient concentrations in fine roots // *Ecology*. 2000. V. 81. P. 275–280.
[https://doi.org/10.1890/0012-9658\(2000\)081\[0275:NCIFR\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1890/0012-9658(2000)081[0275:NCIFR]2.0.CO;2)
65. *Grüneberg E., Ziche D., Wellbrock N.* Organic carbon stocks and sequestration rates of forest soils in Germany // *Glob Chang Biol*. 2014. V. 20. P. 2644–2662.
<https://doi.org/10.1111/gcb.12558>
66. *He L., Lipson D.A., Mazza Rodrigues J.L., Mayes M., Björk R.G., Glaser B., Xu X.* Dynamics of Fungal and Bacterial Biomass Carbon in Natural Ecosystems: Site-level Applications of the CLM-Microbe Model // *J. Adv. Model. Earth Syst*. 2020.
<https://doi.org/10.1029/2020ms002283>
67. *Heinemeyer A., Hartley I.P., Carreira de la Fuente J.A., Ineson P.* Forest soil CO₂ flux: uncovering the contribution and environmental responses of ectomycorrhizas // *Glob Chang Biol*. 2007. V. 13. P. 1786–1797.
<https://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2007.01383.x>
68. *Herbst M., Welp G., Macdonald A., Jate M., Hädicke A., Scherer H., Gaiser T., Herrmann F., Amelung W., Vandenborgh J.* Correspondence of measured soil carbon fractions and RothC pools for equilibrium and non-equilibrium states // *Geoderma*. 2018. V. 314. P. 37–46.
<https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2017.10.047>
69. *Jochheim H., Wirth S., Gartiser V., Paulus S., Haas C., Gerke H.H., Maier M.* Dynamics of soil CO₂ efflux and vertical CO₂ production in a European Beech and a Scots Pine forest // *Front. for. glob. change*. 2022. V. 5. P. 826298.
<https://doi.org/10.3389/ffgc.2022.826298>
70. *Komarov A., Chertov O., Zudin S., Nadporozhskaya M., Mikhailov A., Bykhovets S., Zudina E., Zubkova E.* EF1-MOD 2 – A model of growth and elements cycling of boreal forest ecosystems // *Ecol Modell*. 2003. V. 170. P. 373–392.
[https://doi.org/10.1016/S0304-3800\(03\)00240-0](https://doi.org/10.1016/S0304-3800(03)00240-0)
71. *Komarov A., Chertov O., Bykhovets S., Shaw C., Nadporozhskaya M., Frolov P., Shashkov M., Shanin V., Grabarnik P., Pripulina I., Zubkova E.* Romul_Hum model of soil organic matter formation coupled with soil biota activity. I. Problem formulation, model description, and testing // *Ecol Modell*. 2017. V. 345. P. 113–124.
<https://doi.org/10.1016/j.ecolmodel.2016.08.007>
72. *Kuka K., Franko U., Rühlmann J.* Modelling the impact of pore space distribution on carbon turnover // *Ecol Modell*. 2007. V. 208. P. 295–306.
<https://doi.org/10.1016/j.ecolmodel.2007.06.002>
73. *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. 1374.
<https://doi.org/10.3390/f13091374>
74. *Lasch-Born P., Suckow F., Reyer C. P. O., Gutsch M., Kollas C., Badeck F.-W., Bugmann H. K. M., Grote R., Fürstenau F., Lindner M., Schaber J.* Description and evaluation of the process-based forest model 4C v2.2 at four European forest sites // *Geoscientific Model Development*. 2020. V. 13. P. 5311–5343.
<https://doi.org/10.5194/gmd-13-5311-2020>
75. *Law B.E., Ryan M.G., Anthoni P.M.* Seasonal and annual respiration of a ponderosa pine ecosystem // *Glob Chang Biol*. 1999. V. 5. P. 169–182.
<https://doi.org/10.1046/j.1365-2486.1999.00214.x>
76. *Liu Y., He N., Wen X., Xu L., Sun X., Yu G., Liang L., Schipper L.A.* The optimum temperature of soil microbial respiration: Patterns and controls // *Soil Biol. Biochem*. 2018. V. 121. P. 35–42.
<https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2018.02.019>
77. *Manzoni S., Čapek P., Porada P., Thurner M., Winterdahl M., Beer C., Brüchert V., Frouz J., Herrmann A.M., Lindahl B.D., Lyon S.W., Šantrůčková H., Vico G., Way D.* Reviews and syntheses: Carbon use efficiency from organisms to ecosystems – definitions, theories, and empirical evidence // *Biogeosciences*. V. 15. P. 5929–5949, 2018.
<https://doi.org/10.5194/bg-15-5929-2018>
78. *Mason-Jones K., Vrethen P., Koper K., Wang J., Van der Putten W.P., Veen G.F.* Short-term temperature history affects mineralization of fresh litter and extant soil organic matter, irrespective of agricultural management // *Soil Biol. Biochem*. 2020. V. 150. 10895.
<https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2020.107985>
79. *Pan Y., Birdsey R.A., Fang J., Houghton R., Kauppi P.E., Kurz W.A., Phillips O.L. et al.* A large and persistent carbon sink in the world's forests // *Science*. 2011. V. 333. P. 988–993.
<https://doi.org/10.1126/science.1201609>
80. *Perveen N., Barot S., Alvarez G., Klumpp K., Martin R., Rapaport A., Herfurth D., Louault F., Fontaine S.* Priming effect and microbial diversity in ecosystem functioning and response to global change: a modeling approach using the SYMPHONY model // *Glob Chang Biol*. 2014. V. 20. P. 1174–1190.
<https://doi.org/10.1111/gcb.12493>
81. *Qin Q., Wang H., Lei X., Li X., Xie Y., Zheng Y.* Spatial variability in the amount of forest litter at the local scale in northeastern China: Kriging and cokriging approaches to interpolation // *Ecol. Evol*. 2019. V. 10. P. 778–790.
<https://doi.org/10.1002/ece3.5934>
82. *Rühlmann J.* A new approach to estimating the pool of stable organic matter in soil using data from long-term field experiments // *Plant Soil*. 1999. V. 213. P. 149–160.
<https://doi.org/10.1023/A:1004552016182>
83. *Sievänen R., Salminen O., Lehtonen A., Ojanen P., Liski J., Ruosteenoja K., Tuomi M.* Carbon stock changes of forest land in Finland under different levels of wood use and climate change // *Ann. For. Sci*. 2013. V. 71. P. 255–265.
<https://doi.org/10.1007/s13595-013-0295-7>
84. *Shanin V., Chertov O.* Simulating the effect of forest fires, cuttings, and increased nitrogen deposition on dynamics of key forest ecosystem properties and processes in Russian North-West // *Eur. J. Forest Res*. 2020. V. 139. P. 665–683.
<https://doi.org/10.1007/s10342-020-01277-5>
85. *Shanin V., Juutinen A., Ahtikoski A., Frolov P., Chertov O., Rämö J., Lehtonen A., Laiho R., Mäkiranta P., Nieminen M., Laurén A., Sarkkola S., Penttilä T., Tupek B., Mäkipää R.* Simulation modelling of greenhouse gas

- balance in continuous-cover forestry of Norway spruce stands on nutrient-rich drained peatlands // *For. Ecol. Manage.* 2021. V. 496. P. 119479.
<https://doi.org/10.1016/j.foreco.2021.119479>
86. *Shorohova E., Kapitsa E.* Stand and landscape scale variability in the amount and diversity of coarse woody debris in primeval European boreal forests // *For. Ecol. Manage.* 2015. V. 356. P. 273–284.
<https://doi.org/10.1016/j.foreco.2015.07.005>
87. *Stevens A., van Wesemael B.* Soil organic carbon dynamics at the regional scale as influenced by land use history: a case study in forest soils from southern Belgium // *Soil Use Manag.* 2008. V. 24. P. 69–79.
<https://doi.org/10.1111/j.1475-2743.2007.00135.x>
88. *Valentini R., Matteucci G., Dolman A.J., Schulze E.-D., Rebmann C., Moors E.J., Granier A., Gross P. et al.* Respiration as the main determinant of carbon balance in European forests // *Nature.* 2000. V. 404. P. 861–865.
<https://doi.org/10.1038/35009084>
89. *Van Hees P.A.W., Jones D.L., Finlay R., Godbold D.L., Lundström U.S.* The carbon we do not see—the impact of low molecular weight compounds on carbon dynamics and respiration in forest soils: a review // *Soil Biol. Biochem.* 2005. V. 37. P. 1–13.
<https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2004.06.010>
90. *Xu M., Qi Y.* Soil-surface CO₂ efflux and its spatial and temporal variations in a young ponderosa pine plantation in northern California // *Glob Chang Biol.* 2001. V. 7. P. 667–677.
<https://doi.org/10.1046/j.1354-1013.2001.00435.x>
91. *Zhou X., Peng C., Dang Q.-L., Sun J., Wu H., Hua D.* Simulating carbon exchange in Canadian boreal forests. I. Model structure, validation, and sensitivity analysis // *Ecol Modell.* 2008. V. 219. P. 287–299.
<https://doi.org/10.1016/j.ecolmodel.2008.07.011>

Simulation Modeling of Forest Soil Respiration on the Example of Entic Carbic Podzol of Coniferous-Broad-Leaved Forest in the South of Moscow Region

I. V. Pripulina¹*, P. V. Frolov¹, V. N. Shanin^{1, 2}, S. S. Bykhovets¹, I. N. Kurganova¹, V. O. Lopes de Gerenyu¹, D. V. Sapronov¹, E. V. Zubkova¹, T. N. Mjakshina¹, and D. A. Khoroshaev¹

¹*Institute of Physicochemical and Biological Problems of Soil Science, Russian Academy of Sciences, Pushchino, 142290 Russia*

²*Center for Forest Ecology and Productivity, Russian Academy of Sciences, Moscow, 117997 Russia*

*e-mail: pripulina@pbcras.ru

The paper considers the results of calculations of the heterotrophic (HR) and total soil respiration for Entic Carbic Podzol under a coniferous-broad-leaved forest in the South of the Moscow region (54.89° N, 37.56° E), performed using the soil model Romul_Hum and a new version of the system of models EFIMOD3. The results of soil respiration modeling had a good correlation with the field measurement data. The Romul_Hum model simulates better the intensity of HR of the studied soil in wet than in dry years when it lightly overestimates the HR values. In the spatially detailed modeling of heterotrophic and root respiration using the EFIMOD3, the variability of carbon pools and fluxes associated with the distribution of the litterfall and hydrothermal conditions under the forest canopy was taken into account. The data obtained show that the intensity of HR at the beginning and middle of the growing season differs by about a factor of two, and HR values between different parts of the simulation site at the same time differ by more than 3.5 times. Spatial and temporal variability of the soil respiration affects the accuracy of estimates of C stocks in forest ecosystems. The used models are effective tools to analyze changes in soil carbon stocks, soil respiration, and carbon sink estimation in forest ecosystems, including tasks of forest management.

Keywords: heterotrophic respiration, spatiotemporal variability, Entic Carbic Podzol, plant community structure, spatially explicit modeling, EFIMOD3, Romul_Hum

ОРГАНИЧЕСКОЕ ВЕЩЕСТВО
И МИКРОБНАЯ АКТИВНОСТЬ ПОЧВ

УДК 631.472.51

ОЦЕНКА ЗАПАСОВ УГЛЕРОДА И ПОТЕНЦИАЛА ПРОДУЦИРОВАНИЯ
CO₂ ПОЧВАМИ ХВОЙНО-ШИРОКОЛИСТВЕННЫХ ЛЕСОВ

© 2023 г. И. М. Рыжова^а (ORCID: 0000-0002-8325-5222), М. А. Подвезенная^{а, *}, В. М. Телеснина^а,
Л. Г. Богатырев^а, О. В. Семенюк^а

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

*e-mail: podvezennaya@yandex.ru

Поступила в редакцию 04.04.2023 г.

После доработки 11.05.2023 г.

Принята к публикации 12.05.2023 г.

Проведена оценка запасов углерода в почвах хвойных и лиственных лесных экосистем, агроценозов, залежей и пойменных лугов территории агробиостанции МГУ “Чашниково”. Определены типологическая принадлежность, запасы, содержание детрита и соотношение мощностей (запасов) подгоризонтов лесных подстилок, как индикаторов интенсивности разложения органического вещества. Получены оценки запасов общего органического углерода в слоях 0–30 и 0–100 см минерального профиля и запасов углерода биологически активного органического вещества в слое 0–20 см расчетным путем по данным о содержании общего углерода. Выявлено максимальное накопление органического углерода в лесных подстилках и умеренное – в минеральной части профиля дерново-подзолистых почв хвойных лесов. Запасы углерода лесной подстилки ельников отличаются почти в 10 раз в зависимости от местоположения в тессере. Минимальным накоплением углерода характеризуются подстилки почв луговых биогеоценозов, как суходольных, так и пойменных. Аллювиальные серогумусовые почвы пойменных лугов характеризуются максимальными запасами общего углерода и углерода биологически активного органического вещества. Потенциал продуцирования почвой углекислого газа, определенный по данным о структурных и функциональных характеристиках подстилки и запасах углерода биологически активного органического вещества в верхнем (0–20 см) слое почв, зависит от сочетания нескольких факторов: типа растительности, степени гидроморфизма и характера сельскохозяйственного использования в прошлом или настоящем. В почвах хвойных лесов по сравнению с лиственными ниже скорость разложения подстилки из-за особенностей биохимического состава опада, поэтому они имеют более низкий потенциал продуцирования CO₂. Почвы естественных травяных биогеоценозов, особенно пойменных лугов, являются максимальными потенциальными продуцентами углекислого газа за счет интенсивного разложения растительного опада и повышенных запасов углерода биологически активного органического вещества.

Ключевые слова: углерод почв, запасы почвенного органического вещества, лесные подстилки, климатически активные газы, Retisol, Fluvisols

DOI: 10.31857/S0032180X23600713, EDN: EWJNHN

ВВЕДЕНИЕ

Почвы являются крупнейшим резервуаром углерода в биосфере. Они в среднем содержат 1500–2400 Гт С (1 Гт = 10⁹ т) [31]. На Россию приходится пятая часть мировых запасов почвенного углерода [14]. В зависимости от природных условий и антропогенного воздействия почвы могут быть, как источником, так и стоком углерода. Поэтому в связи с проблемой глобального изменения климата особую актуальность приобрела оценка запасов и потенциала продуцирования CO₂ почвами, так как эти данные необходимы для принятия оптимальных решений по управлению земельными ресурсами и выбора стратегий смягчения последствий климатических изменений.

Уровень накопления углерода в почве характеризуется высокой пространственной изменчивостью, так как он определяется совокупным действием биоклиматических, литологических, геоморфологических и антропогенных факторов. По современным оценкам запасы органического углерода в почвах России составляют 285–364 Гт [26]. Для уточнения этих оценок большое значение имеет совершенствование методологии исследований [1, 9, 14], увеличение количества работ по оценке запасов органического углерода в почвах и выявление основных факторов, определяющих пространственное распределение запасов почвенного углерода в разных биоклиматических регионах России [2, 15, 17, 28].

Большое значение для прогнозирования отклика наземных экосистем на глобальные изменения климата имеет величина потенциала продуцирования CO₂ почвами. Она может быть получена на основании данных о запасах и типологии подстилки, которые характеризуют соотношение интенсивности процессов накопления и разложения растительного опада [23], а также данных о запасах биологически активного органического вещества в почвах [20].

Цель работы – оценка запасов углерода и потенциала продуцирования CO₂ почвами подзоны хвойно-широколиственных лесов европейской части России на примере учебно-опытного почвенно-экологического центра МГУ им. М.В. Ломоносова “Чашниково” (Московская область), на территории которого представлены типичные для этого региона ландшафты, где леса перемежаются с лугами, сельскохозяйственными угодьями и залежами.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Исследования проводили на территории учебно-опытного почвенно-экологического центра “Чашниково”, расположенного в Солнечногорском районе Московской области. В течение многих лет в здесь проводятся учебные полевые практики (картография почв, ландшафтоведение, почвоведение) и выполняются магистерские и диссертационные работы студентами и аспирантами факультета почвоведения МГУ. Настоящая статья представляет собой обобщение полученных данных за последние 10 лет.

Территория “Чашниково” расположена в подзоне хвойно-широколиственных лесов и характеризуется довольно разнообразными сочетаниями факторов почвообразования – растительности, почвообразующих пород и форм рельефа, на которые накладываются антропогенные воздействия, главным образом сельскохозяйственное использование. Климат изучаемой территории умеренно-континентальный. Средняя многолетняя температура воздуха составляет +3.7°C, средняя температура января –10.5°C, июля +17°C, безморозный период длится 120–130 дней [22]. Среднегодовое количество осадков около 60 0–650 мм, большая часть которых приходится на вторую половину лета (конец июля–август). Почвенно-экологический центр “Чашниково” расположен в пределах Клинско-Дмитровской гряды, что обусловило широкое распространение на этой территории плоско-волнистого рельефа. Среди почвообразующих пород преобладают моренные отложения московского оледенения, перекрытые покровными суглинками различной мощности [12]. Пойма р. Клязьмы сложена аллювием, местами встречаются торфяные отложе-

ния, перекрытые аллювием. Зональная растительность представлена чистыми ельниками или ельниками с примесью широколиственных пород, занимающими нераспаханные территории водоразделов и надпойменных террас. В нижних частях приводораздельных и притеррасных склонов, а также в приводораздельных депрессиях, обычно развиты мелколиственные заболоченные леса из березы и осины, которые соответствуют полугидроморфным ландшафтам. Так, в окрестностях оврага “Красный воин” (катена “Кирпичное поле”) такие биогеоценозы по мере возрастания гидроморфизма образуют последовательный ряд: 1) в краевой части приводораздельной депрессии расположен березняк волосисто-осоковый (формула древостоя – 10Б), почва – дерново-подзолисто-глеевая; 2) в пределах склона приводораздельной депрессии – березово-осинник волосисто-осоковый (8О2Б) почва – дерново-подзолисто-глеевая; 3) в нижней части склона депрессии – березняк дернисто-щучковый (10Б) почва – торфяно-перегнойно-подзолисто-глеевая [22]. В пойме преобладают разнообразные луговые растительные сообщества. Значительная часть земель распахана, либо находится в состоянии постагрогенной восстановительной сукцессии. Разнообразие почвенного покрова и его мозаичность определяется, главным образом, положением в мезорельефе [6], а также характером растительности, который может быть в разной степени преобразован настоящим или прошлым антропогенным воздействием. В результате на территориях водоразделов и террас на распаханных землях широко развиты агродерново-подзолистые почвы (Albic Retisol (Aric, Loamic)), на зарастающих пашнях – агродерново-подзолистые реградированные (Albic Retisol (Aric, Loamic)) [4]. Под ненарушенными лесами автоморфных ландшафтов развиты дерново-подзолистые почвы (Albic Retisol (Loamic)). Названия почв даны по [13]. Полугидроморфным ландшафтам соответствуют дерново-подзолисто-глеевые (Albic Gleyic Retisol (Loamic)) и торфяно-подзолисто-глеевые (Albic Gleyic Histic Retisol (Loamic)) почвы. В пойме р. Клязьма наблюдается целый спектр аллювиальных почв – аллювиальные серогумусовые (Umbric Fluvisols) аллювиальные серогумусовые глеевые (Umbric Fluvisols (Oxyaquic)), агрогумусовые аллювиальные (Umbric Fluvisols (Aric)) – в зависимости от уровня залегания грунтовых вод и антропогенного воздействия.

Для оценки запасов углерода в почвах изучаемой территории отбор проб проводился в следующих ландшафтах: ненарушенные или мало нарушенные хвойные леса, заболоченные хвойно-мелколиственные и мелколиственные леса, распаханные территории водоразделов и приводораздельных склонов, суходольные луга и залежи по пахотным

Таблица 1. Объекты исследования на территории “Чашниково”

| Ландшафт | Положение в рельефе | Растительность | Почвы |
|--|--|--|--|
| Ненарушенные и малонарушенные хвойно-широколиственные леса | Водоразделы и надпойменные террасы | Ельник кислично-зеленчуковый с участием клена в древостое | Дерново-подзолистые |
| Мелколиственные и мелкоколиственные заболоченные леса | Склоны и днища приводораздельных впадин | Березняки и березово-осиновые травяно-осоковые леса | Дерново-подзолисто-глеевые, торфяно-перегноино-подзолисто-глеевые |
| Распаханные территории | Водоразделы и приводораздельные склоны | Посевы и посадки сельскохозяйственных культур | Агродерново-подзолистые, агродерново-подзолистые глееватые |
| Залежи по пашне разного возраста | Водоразделы и приводораздельные склоны | Луга с преобладанием в травостое злаков и сорно-рудерального разнотравья | Агродерново-подзолистые реградированные, агродерново-подзолистые реградированные глееватые |
| Суходольные луга | Водоразделы, приводораздельные склоны и надпойменные террасы | Суходольные луга с преобладанием в травостое злаков и лугового разнотравья | Агродерново-подзолистые реградированные, агродерново-подзолистые реградированные глееватые |
| Пойменные луга | Центральная пойма р. Клязьма | Разнотравно-злаковые луга | Аллювиальные серогумусовые |
| | Притеррасная пойма р. Клязьмы | Разнотравно-злаковые луга с участием гигрофитов и мезогигрофитов | Аллювиальные серогумусовые глеевые |
| Залежные пойменные луга | Центральная пойма р. Клязьмы | Разнотравно-злаковые луга | Агругумусовые аллювиальные |

угодьям, а также пойменные луга разной степени увлажнения (табл. 1).

Определение типологии, фракционного состава и запаса углерода подстилок. На основании многочисленных исследований установлено, что в лесных экосистемах деревья создают мощные длительно действующие биогеоценозические поля, под воздействием которых запасы и характеристики подстилок и некоторые свойства почв закономерно изменяются в направлении от ствола дерева в пределах тессеры [7, 8]. Под тессерой подразумевается область влияния дерева-эдификатора, определяющая пространственное распределение особенностей живого напочвенного покрова, подстилок и отчасти почвенных свойств [10].

Степень проявления этой закономерности может быть разной в зависимости от типа леса, плотности древостоя, влияния вывалов и других факторов [11].

В изучаемых еловых лесах, где тессеры хорошо выражены отбор образцов подстилок проводили в соответствии с пространственной структурой фитоценоза: в приствольных пространствах (около 50 см непосредственно в радиусе ствола); под кронами (проекция кроны); в окнах (межкronное пространство). Отбор проб в тессерах проводился в 5-кратной повторности. В мелколиственных лесах, где тессеры не выражены или выражены слабо, проводили отбор проб случайным образом в 9-кратной повторности. Подстилки отбирали погоризонтно рамкой 25 × 25 см.

Параллельно с отбором подстилки измеряли мощность каждого ее подгоризонта. Типологию подстилок определяли по классификации Богатырева [3]. Запасы подстилок и их подгоризонтов рассчитывали на абсолютно сухую массу. Верхний подгоризонт L разбирали на следующие фракции: хвоя, листья, ветошь (опад травянистых

растений), шишки, кора, ветки. Фракцию, происхождение которой по причине сильной трансформации не удалось идентифицировать, определяли как детрит. Зольность подгоризонтов (F и H), а также фракций подгоризонта L определяли методом сухого сжигания при 450°C. Пересчет потери при прокаливании на содержание углерода в подстилке и ее фракциях определяли согласно следующей формуле, полученной по результатам экспериментальных данных:

$$y = 0.3704x + 1.2186,$$

где y – $C_{\text{орг}}$, %, x – потери при прокаливании, %.

Помимо типологии, мощности и запасов подстилок рассчитаны показатели, напрямую связанные с интенсивностью биологического круговорота и, как следствие, с депонированием углерода в подстилке:

- запасы и доля детрита в подгоризонте L;
- запасы и доля легко разлагаемых компонентов (листья и ветошь) в подгоризонте L;
- отношение мощности подгоризонта L к общей мощности нижележащих подгоризонтов;
- отношение запасов подгоризонта L к общим запасам нижележащих подгоризонтов;
- запасы золы легко разлагаемой фракции и ее отношение к общим запасам золы подгоризонта L;
- запасы органического углерода в подстилке (общие и по подгоризонтам);
- запасы органического углерода в детрите (как наиболее устойчивой к разложению фракции), а также в легко разлагаемых компонентах (как наиболее доступных микроорганизмам и наиболее перспективному источнику атмосферного CO_2).

Определение запасов углерода в почве. В настоящее время содержание органического углерода в почве определяется прямым сухим сжиганием или классическим методом Тюрина. Использование первого метода, несмотря на высокую точность, ограничивается недостаточным распространением СНН анализаторов. Второй метод может быть реализован в любой лаборатории, поэтому 97% данных о содержании углерода в почве получено классическим методом [1]. В большинстве образцов почв, отобранных на территории “Чашниково” определяли содержание гумуса методом Тюрина.

Оценки запасов органического углерода в почвенных горизонтах проводили по данным об их мощности, содержании $C_{\text{орг}}$ и плотности. Данные о мощности горизонтов получены из описаний разрезов. При определении содержания углерода в минеральных горизонтах почв по данным о содержании гумуса использовали коэффициент пересчета 0.58 [16].

В тех случаях, когда отсутствовали данные о плотности почв, для получения недостающих оценок использовались педотрансферные функции, предложенные Честных и Замолотчиковым [29], так как они позволяют получить наиболее точные оценки плотности минеральных горизонтов лесных почв европейской территории России [27].

В настоящей работе запасы углерода представлены для слоев почвы 0–30 и 0–100 см без учета подстилки. Такой выбор мощности слоев обусловлен тем, что в метровой толще сосредоточены основные запасы органического вещества, активно участвующего в современном круговороте углерода [16], а слой 0–30 см предложен в качестве целевого при реализации проекта ФАО ООН “Всемирная карта запасов органического углерода в почве” GSOC-17 [30].

Данные, характеризующие содержание углерода в почве, получены из отчетов полевой практики по картографии почв и диссертации Бондаренко [5]. Для почв естественных экосистем оценки запасов углерода получены по выборкам объема 54 и 14 для слоев мощностью 30 и 100 см соответственно. Объемы выборок для пахотных и залежных почв составляют 137 для слоя 0–30 см и 4 для метровой толщи.

Определение потенциала продуцирования CO_2 почвами. Семенов с соавт. [20] на основе анализа большого фактического материала установили связь между содержанием общего и активного органического углерода почв и получили линейные регрессионные уравнения, позволяющие вычислить содержание активного органического углерода по данным об его общем содержании для широкого спектра почв. В настоящей работе для грубой оценки содержания биологически активного органического вещества в верхнем слое (0–20 см) изучаемых почв мы использовали предложенные уравнения:

$y = 0.039x + 0.025$ для дерново-подзолистых почв;

$y = 0.024x + 0.038$ для аллювиальных дерновых и аллювиальных луговых почв,

где y – содержание углерода активного органического вещества, %, x – общее содержание органического углерода в почве, %.

Полученные в результате этих расчетов величины содержания углерода активного органического вещества использовались для оценки его запасов. Они являются довольно грубыми, однако позволяют установить порядок величин и провести сравнение изучаемых почв. Для более точных оценок нужны результаты прямых измерений.

Результаты обрабатывали в программе Statistica 12.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Оценка запасов углерода подстилок. В лесах, особенно еловых, пространственные закономерности распределения запасов углерода в подстилках создает ель как дерево-эдификатор, структурирующее пространство на тессеры. Опад большинства хвойных деревьев, с одной стороны, снижает скорость разложения, с другой – стабилизирует водный режим подстилки [33], поэтому именно количество поступающего опада, которое зависит от положения относительно ствола и кроны, детерминирует свойства лесной подстилки в ельниках.

Ельник-кисличник на дерново-подзолистой почве, расположенный на приводораздельном склоне, характеризуется довольно значительным накоплением лесной подстилки. Ее запасы изменяются в зависимости от положения в тессере. Максимальные запасы и их наибольшая пространственная вариабельность отмечаются на приствольных участках. Это обусловлено тем, что в приствольном пространстве преобладают гумифицированные подстилки. Наличие в подстилках этого типа ферментативного и гумифицированного подгоризонтов свидетельствует о замедленном разложении органического вещества. В подкronовых и межкronовых тессерах подстилки ферментативные. В окнах могут также встречаться деструктивные подстилки, состоящие преимущественно из опада прошлых лет, формирующих подгоризонт L. Подобные результаты неоднократно описаны нами в более ранних исследованиях [21, 24].

Подстилки приствольных участков накапливают до 20 т С/га (на подгоризонты F и H приходится 80% общего запаса $C_{орг}$), тогда как подстилки подкronовых пространств и окон – почти в 10 раз меньше (рис. 1).

Фракционный состав подстилок ельника. В подгоризонтах L подстилок всех элементов тессеры преобладает углерод трудно разлагаемых фракций (таких как ветки, хвоя, реже – шишки). Запасы углерода детрита как наиболее медленно разлагаемой фракции составляют 8–15% от общего запаса $C_{орг}$ подгоризонта L. Запасы углерода самых легкоразлагаемых компонентов – листьев и ветоши – составляют 0,1–0,6 т С/га. Статистически значимых различий по содержанию углерода легко разлагаемых компонентов и детрита в подгоризонте L подстилки между приствольными пространствами, кронами и окнами не выявлено в силу высокой пространственной вариабельностью этих показателей (рис. 2).

Таким образом, общий запас углерода в подстилках исследуемых еловых лесов варьирует от 2 до 20 т С/га, достигая максимального значения на приствольных участках. Из общих запасов углерода, сосредоточенного в подстилках, более 90% со-

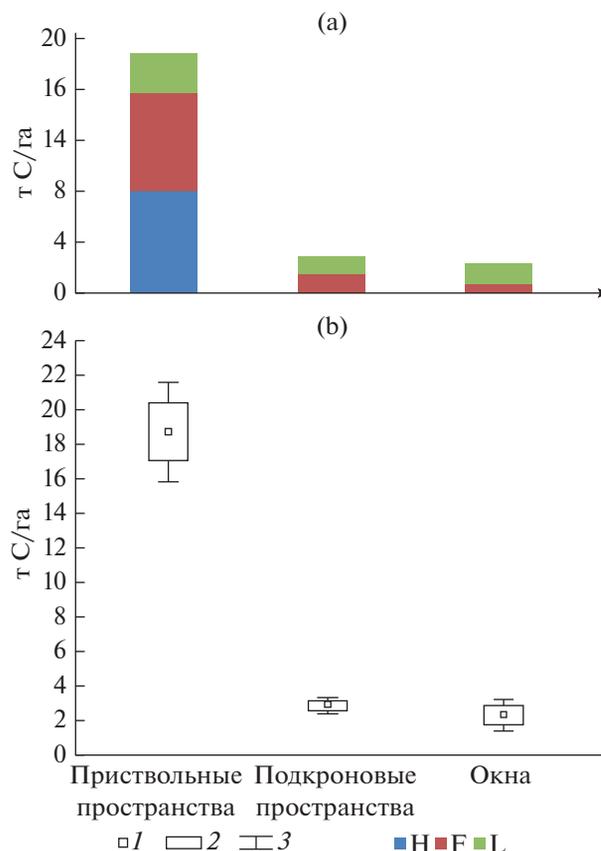


Рис. 1. Запасы углерода в подстилке (a) и их пространственная вариабельность (b) в тессерах ельника кислично-зеленчукового; 1 – среднее, 2 – стандартная ошибка, 3 – стандартное отклонение.

средоточено в подгоризонтах гумификации и ферментации (при их наличии), а также в трудно разлагаемых фракциях (кора, ветви, шишки, хвоя).

В мелколиственных травяных лесах снижение скорости разложения опада по мере усиления гидроморфизма приводит к изменению строения подстилок и увеличению в них запасов органического вещества. Это соответствует полученным ранее сведениям о том, что в полугидроморфных и особенно гидроморфных условиях вклад органических горизонтов в общий запас углерода в метровой толще может достигать 50% [19]. В отличие от хвойных опад мелколиственных пород деревьев характеризуется меньшей устойчивостью к разложению, что не способствует накоплению больших запасов подстилок при прочих равных условиях [18].

В изучаемых мелколиственных лесах встречаются как деструктивные, так и ферментативные подстилки, однако доля ферментативных подстилок составляет соответственно 63, 78 и 100%, увеличиваясь по мере усиления гидроморфизма, что согласуется с общими представлениями о влия-

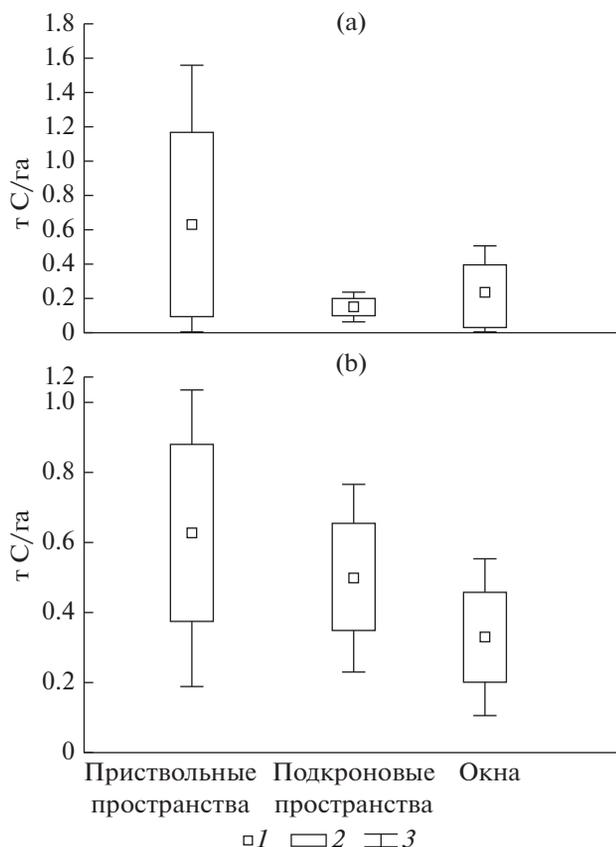


Рис. 2. Зависимость запаса углерода детрита (а) и легкоразлагаемых фракций (б) в подстилках ельника кислично-зеленчукового от местоположения в тессере. 1 – среднее, 2 – стандартная ошибка, 3 – стандартное отклонение.

нии увлажнения на скорость разложения органического вещества [32, 34].

Запасы углерода в подстилках увеличиваются от березняка волосисто-осокового к березняку дернисто-щучковому более чем в 3 раза (рис. 3). Однако даже самые максимальные запасы в наиболее увлажненном березняке дернисто-щучковом уступают запасам подстилки в описанном выше еловом лесу.

Фракционный состав подстилок мелколиственных лесов. Согласно полученным данным, запасы детрита возрастают с увеличением степени увлажнения. Фракция детрита в подгоризонте L изменяется от 0.05–0.1 до 0.3–0.48 т/га (соответственно от березняка волосисто-осокового к березняку дернисто-щучковому), достигая почти 25% от общего запаса подгоризонта L в последнем. В заболоченных мелколиственных лесах тессеры не выражены, поэтому проследить закономерности изменения запаса углерода фракции детрита внутри биогеоценоза в зависимости от местоположения не представляется возможным. Запасы легкоразлагаемых компонентов в подгоризонте L

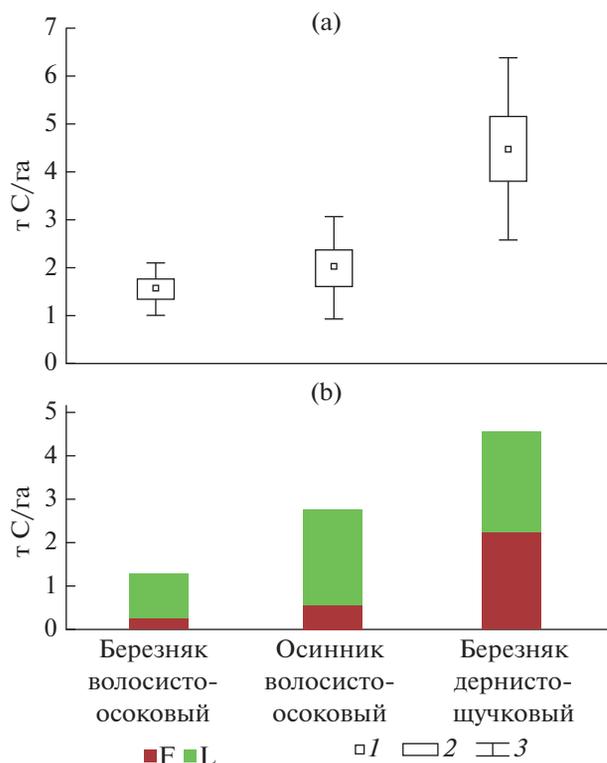


Рис. 3. Запасы углерода подстилок и их пространственная вариабельность (а) и распределение запасов углерода по подгоризонтам подстилок (б) в мелколиственных лесах разной степени гидроморфизма. 1 – среднее, 2 – стандартная ошибка, 3 – стандартное отклонение.

определяются особенностями опада – максимальная доля и запасы этой фракции соответствуют березово-осиновому лесу. Такие показатели, как средневзвешенная зольность подгоризонта L, запасы золы легкоразлагаемых компонентов и их доля в общих запасах золы подгоризонта L также максимальны в березово-осиновом лесу, что не может не влиять на биологический круговорот и скорость разложения органического вещества.

В луговых фитоценозах, суходольных и пойменных, также образуются подстилки, которые состоят исключительно из травяного опада прошлых лет (деструктивные травяные подстилки). Их запасы в данном случае определяются как количеством поступающего травяного опада, который зависит от запасов и состава надземной фитомассы, так и от скорости его разложения. С одной стороны, запасы фитомассы, как правило, выше на пойменных лугах, с другой – наличие грунтовых вод, обогащенных элементами питания, может при разных условиях как тормозить, так и ускорять биологический круговорот. В результате рассчитанные запасы углерода подстилки суходольных лугов (агродерново-подзолистые реградированные почвы) практически не различа-

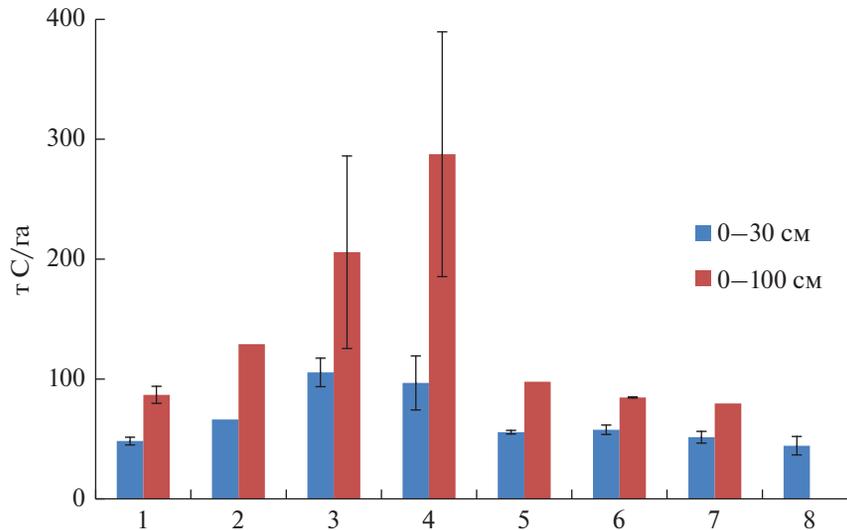


Рис. 4. Запасы углерода в почвах “Чашниково” без учета подстилки: 1 – дерново-подзолистые (Albic Retisol), 2 – дерново-подзолистые глееватые (Albic Retisol (Stagnic)), 3 – аллювиальные серогумусовые (Umbric Fluvisols), 4 – аллювиальные серогумусовые глеевые (Umbric Fluvisols (Oxyaquic)), 5 – агродерново-подзолистые (Anthric Albic Retisol (Loamic)), 6 – агродерново-подзолистые реградированные (Albic Retisol (Anthric, Loamic)), 7 – агродерново-подзолистые глееватые (Albic Retisol (Anthric, Stagnic, Loamic)), 8 – агрогумусовые аллювиальные (Anthric Umbric Fluvisols). Планки погрешности отображают ошибку среднего.

ются от пойменных (аллювиальные серогумусовые глеевые почвы) и варьируют от 0.8 до 1.0 т С/га.

По сравнению с лесными подстилками, полученные значения уступают даже наименьшим оценкам запасов углерода в подстилках мелколиственных лесов на наиболее дренированных участках. Таким образом, луговые экосистемы вносят наименьший вклад в аккумуляцию углерода в составе подстилок. В агроэкосистемах (распаханные участки) наземные растительные остатки не накапливаются в результате ежегодной уборки урожая.

На основании проведенных исследований, исходя из типологии подстилок, выделено шесть групп биогеоценозов по возможной аккумуляции углерода в подстилках. Полным отсутствием аккумуляции углерода в составе подстилки характеризуются пашни, незначительным (в составе травяных деструктивных подстилок – 0.3–1.6 т С/га) – луга, как суходольные, так и пойменные. Низкое накопление углерода в травяно-лиственных и лиственно-травяных деструктивных подстилках (1.1–2.0 т С/га) характерно для мелколиственных лесов с напочвенным покровом из мезофильных трав, развитых на дренированных почвах. Умеренное накопление (2.8–5.3 т С/га) при сочетании деструктивных травяных и ферментативных хвойно-лиственных или лиственных подстилок характерно для сложных ельников с участием широколиственных и мелколиственных пород в древостое и высокотравья в живом напочвенном покрове. Интенсивное накопление (1.7–6.1 т С/га)

выявлено для ельников, расположенных на самых дренированных элементах рельефа, что исключает наличие гумифицированных подстилок, поэтому в них встречаются комплексы деструктивных лиственных и ферментативных хвойных подстилок. Наконец, весьма интенсивное накопление (2.0–20.0 т С/га) в составе комплекса гумифицированных, ферментативных подстилок характерно для типичных еловых лесов, развитых на слабо- и умеренно дренированных склонах. Именно к этой категории относится изученный ельник кислично-зеленчуковый.

Оценка запасов органического углерода в почве. Запасы почвенного углерода определяются взаимодействием комплекса факторов. В естественных экосистемах на изучаемой территории ведущая роль принадлежит геоморфологическому и литологическому факторам, так как от них зависят особенности растительных сообществ (продуктивность, количество, качественный состав, характер поступления опада) и водный режим почв, влияющий на скорость минерализации органического вещества. На запасы углерода в почвах агроэкосистем дополнительно влияют история землепользования и характер агротехнических мероприятий. Запасы $C_{\text{орг}}$ в почвах “Чашниково” характеризуют оценки, представленные на рис. 4.

Полученные оценки демонстрируют широкий диапазон значений, что обусловлено разнообразием сочетаний факторов почвообразования на изучаемой территории, которые определяют уровень накопления органического углерода в почве.

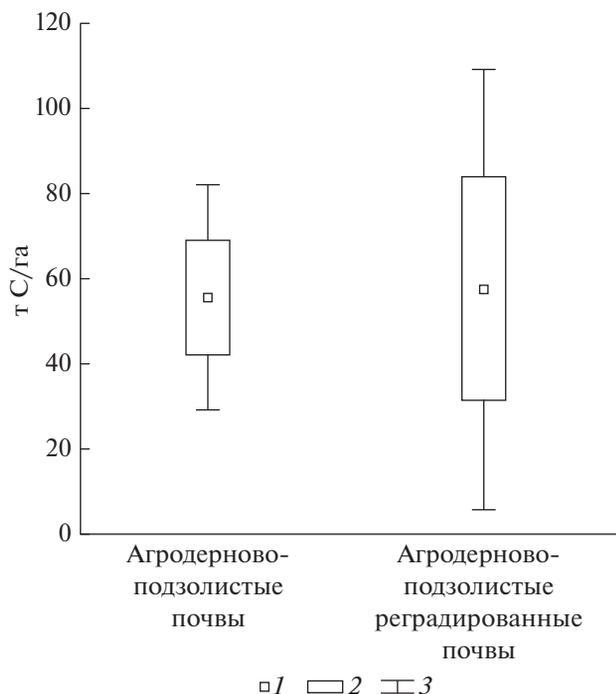


Рис. 5. Запасы углерода и показатели их вариабельности в агродерново-подзолистых и агродерново-подзолистых реградированных почвах. 1 – среднее, 2 – стандартная ошибка, 3 – стандартное отклонение.

Наибольших величин достигают запасы $C_{\text{орг}}$ в почвах под луговой растительностью в пойме р. Клязьмы. Средний запас углерода в метровом слое аллювиальных серогумусовых почв составляет 206 т С/га, при увеличении увлажнения в аллювиальных глеевых почвах он возрастет до 288 т С/га, хотя запасы углерода в слое 0–30 см этих почв характеризуются близкими величинами. Разнообразием условий увлажнения в пойме объясняется разброс значений запасов углерода в метровом слое аллювиальных глеевых почв от 80 до 567 т С/га. В результате сельскохозяйственного использования аллювиальных почв запас органического углерода в них снижается. Его среднее значение в слое 0–30 см пахотных агрогумусовых аллювиальных почв составляет 44 т С/га, что в 2.4 раза ниже по сравнению с аллювиальными серогумусовыми почвами под луговой растительностью.

Среди почв лесных экосистем более подробно изучены дерново-подзолистые почвы ельников кислично-зеленчуковых. Типичные значения запасов углерода в этих почвах, соответствующие нижнему и верхнему квартилям изменяются от 40 до 54 и от 76 до 100 т С/га в слоях 0–30 и 0–100 см соответственно. Разница между минимальным и максимальным значениями для верхнего слоя составляет 67 т С/га и снижается для метровой толщи до 45 т С/га. Уменьшение диапазона значений с увеличением мощности рассматриваемого слоя,

вероятно связана, как с уменьшением варьирования содержания углерода в почве с глубиной, так и уменьшением объема выборки (с 22 до 6). Запасы углерода в дерново-подзолистых глееватых почвах под березняками выше, чем в почвах ельников, что согласуется с данными об увеличении запасов углерода в лесных почвах при возрастании степени гидроморфизма [27].

Для средних запасов углерода в слое 0–30 см пахотных агродерново-подзолистых почв (56 т С/га) и агродерново-подзолистых реградированных почв под залежами (58 т С/га) получены очень близкие оценки (рис. 5). Однако диапазон значений запасов углерода в залежных почвах составляет 143 т С/га, что в два раза больше, чем в пахотных почвах. Такой большой разброс в запасах углерода в почвах залежей во многом определяется их разным возрастом, от которого зависит стадия сукцессии и уровень гумусонакопления.

Таким образом, согласно полученным данным, в лесных ландшафтах “Чашниково” запасы углерода в метровом слое почв без учета подстилки варьируют от 28 до 129 т С/га. Половина этих запасов сосредоточена в верхнем слое 0–30 см. На распаханых водоразделах и приводораздельных склонах запасы углерода в верхнем слое 0–30 см агродерново-подзолистых почв изменяются от 17 до 89 т С/га, типичные значения приходятся на область от 47 до 63 т С/га. В пойменных ландшафтах под лугами разной степени увлажнения диапазон значений для запасов углерода в верхнем (0–30 см) и (0–100 см) слоях составляет соответственно 25–228 и 123–567 т С/га.

Оценка потенциала продуцирования CO_2 . Прямым источником парниковых газов является биологически активное органическое вещество почвы. Оно включает в себя потенциально-минерализуемые, быстро утилизируемые микроорганизмами, способные к химическим и биохимическим взаимодействиям, химически и физически незащищенные компоненты с продолжительностью существования менее 3–10 лет [20]. Запасы активного органического вещества в почве могут служить одним из показателей их потенциала продуцирования климатически активных газов. Они соизмеримы с размерами почвенной эмиссии диоксида углерода за вегетационный период [20, 25].

Оценка потенциала продуцирования CO_2 подстилками. Важную роль в продуцировании углекислого газа играет разложение органического вещества, сосредоточенного в подстилках. В этом отношении структурные и функциональные показатели подстилок могут служить индикаторами интенсивности биологического круговорота и, как следствие, соотношения процессов накопления и деструкции органического вещества подстилок. Эти закономерности отражаются через

Таблица 2. Рассчитанные запасы активного органического углерода в почвах “Чашниково” (т С/га в слое 0–20 см)

| Почва | <i>n</i> | Среднее | Стандартное отклонение | Минимум | Максимум |
|----------------------------|----------|---------|------------------------|---------|----------|
| Дерново подзолистые | 22 | 2.0 | 0.5 | 1.4 | 3.4 |
| Агродерново-подзолистые | 78 | 2.2 | 0.4 | 1.1 | 3.3 |
| Аллювиальные серогумусовые | 24 | 2.6 | 1.0 | 1.2 | 4.5 |
| Агрогумусовые аллювиальные | 6 | 1.6 | 0.3 | 1.2 | 2.0 |

типологию подстилок. Наибольшим потенциалом продуцирования углекислого газа характеризуются интенсивно разлагающиеся подстилки луговых ценозов и мелколиственных лесов хорошо дренированных территорий. Изучаемые заболоченные мелколиственные леса характеризуются умеренным, а ельник кислично-зеленчуковый – весьма интенсивным накоплением подстилок, что предполагает довольно низкий потенциал продуцирования ими углекислого газа.

Другим информативным показателем интенсивности разложения подстилок является отношение мощности или запаса подгоризонта L к сумме мощностей (запасов) других подгоризонтов подстилки. Так, в ельнике кислично-зеленчуковом отношение мощности L к мощности нижележащих подгоризонтов составляет соответственно 0.43, 1.14 и 1.33 для подстилок приствольных пространств, проекции крон и окон, для запасов аналогичные соотношения составляют 0.16, 0.69 и 2.12. На основании этих данных можно заключить, что скорость разложения органического вещества и продуцирования CO₂ возрастает от приствольных к межкрановым участкам.

В мелколиственных лесах с увеличением степени гидроморфизма показатель, характеризующий отношение запасов подгоризонта L к F составляет соответственно 4.5, 2.5 и 0.9. Таким образом, при умеренной заболоченности в мелколиственных травяных лесах интенсивность разложения органического вещества наиболее высока в краевых частях приводораздельной депрессии в березняке волосисто-осоковом.

Еще одним критерием потенциала продуцирования CO₂ может служить содержание фракции детрита в подгоризонте L подстилок. Чем больше накапливается детрита, тем меньше скорость разложения органического вещества и ниже эмиссия CO₂.

Запасы биологически активного органического вещества в слое почв 0–20 см (без учета подстилки). Оценки запасов активного органического вещества, полученные для аллювиальных и дерново-подзолистых почв на основе регрессионных уравнений из работы [20] представлены в табл. 2.

Согласно литературным данным в почвах разных биоклиматических зон в слое 0–20 см сосредоточено от 0.4 до 5.4 т С/га потенциально-минерализуемого органического вещества. В пахотных почвах его запасы в 1.2–2.4 раза ниже, чем в почвах под естественной растительностью. Запасы углерода биологически активного органического вещества в аллювиальных луговых почвах выше, чем в дерново-подзолистых. Диапазон изменений запасов углерода биологически активного органического вещества в аллювиальных дерновых и аллювиальных луговых почвах 1.2–4.2 при среднем значении 2.1. В дерново-подзолистых почвах диапазон изменений несколько уже и составляет 0.6–2.8, а средняя величина оценивается в 1.1 т С/га [20]. Полученные оценки для аллювиальных серогумусовых почв на территории “Чашниково” хорошо согласуются с литературными данными. В дерново-подзолистых почвах изучаемой территории “Чашниково” средний запас биологически активного органического вещества в 2 раза превышает средние показатели из работы [20] для аналогичных почв, но находится в границах приведенного в ней диапазона значений.

Полученные величины запасов углерода биологически активного органического вещества в почвах естественных и агроэкосистем “Чашниково” являются лишь косвенными приближенными оценками потенциала продуцирования CO₂ почвами этой территории.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные исследования позволили оценить уровень накопления углерода в подстилках и минеральном профиле почв наиболее распространенных на территории “Чашниково” ландшафтов. Лесные подстилки в еловых биогеоценозах, расположенных на водоразделах и приводораздельных склонах, характеризуются значительным накоплением органического углерода, запасы которого детерминированы положением в тессере. На приствольных участках запасы органического углерода достигают 20 т С/га и уменьшаются почти в

10 раз к межкромовым пространствам. Запасы углерода, накапливаемые подстилками мелколиственных заболоченных лесов в полугидроморфных ландшафтах, определяются степенью гидроморфности. По мере усиления увлажнения почв запасы углерода также увеличиваются, но не достигают значений, выявленных для подстилок приствольных пространств в ельниках. Важными показателями скорости разложения органического вещества подстилок являются их типология (наличие и соотношение выраженных подгоризонтов), содержание детрита в подгоризонте L, а также соотношение мощностей (или запасов) подгоризонта L и нижележащих подгоризонтов. Минимальным накоплением углерода в составе подстилок характеризуются травяные экосистемы.

Наибольшие оценки запасов углерода в минеральной части профиля получены для почв под луговой растительностью в пойме р. Клязьмы. Усиление грунтового увлажнения этих почв способствует увеличению запасов углерода, тогда как сельскохозяйственное использование ведет к снижению. Запасы углерода в метровом слое почв лесных ландшафтов более чем в два раза ниже, чем запасы в аналогичной толще аллювиальных почв лугов.

Наибольшим потенциалом продуцирования углекислого газа характеризуются интенсивно разлагающиеся подстилки, формирующиеся на лугах и в мелколиственных лесах хорошо дренированных территорий. Заболоченные мелколиственные леса характеризуются умеренным, а еловые леса – весьма интенсивным накоплением углерода в составе подстилок, что позволяет предположить их довольно низкий потенциал продуцирования углекислого газа.

Максимальным запасом активного органического углерода в верхней (0–20 см) части профиля характеризуются аллювиальные почвы под луговой растительностью. В почвах лесных экосистем они ниже. По этим данным можно получить косвенную приближенную оценку потенциала продуцирования CO₂ почвами. На основании структурных и функциональных показателей подстилок и данных о запасах биологически активного органического вещества почв можно заключить, что среди изучаемых почв максимальных значений потенциал продуцирования CO₂ почвами достигает в почвах луговых экосистем.

Таким образом, уровень накопления органического углерода и потенциал продуцирования почвами углекислого газа применительно к ландшафтам территории “Чашниково” детерминирован характером растительности, степенью гидроморфизма (воздействии верховодки либо грунтовых вод, а также особенностями сельскохозяйственного использования почв в настоящем или прошлом.

БЛАГОДАРНОСТЬ

Авторы выражают благодарность руководителю практики по картографии почв, доценту кафедры общего почвоведения факультета Почвоведения МГУ им. М.В. Ломоносова к.б.н. Сергею Юрьевичу Розову за предоставленные материалы.

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 об отсутствии конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Абакумов Е.В., Поляков В.И., Чуков С.Н.* Подходы и методы изучения органического вещества почв карбоновых полигонов России (обзор) // Почвоведение. 2022. № 7. С. 773–786. <https://doi.org/10.31857/S0032180X22070024>
2. *Бахмет О.Н.* Особенности органического вещества почв в лесных ландшафтах Карелии // Лесоведение. 2012. № 2. С. 19–27.
3. *Богатырев Л.Г.* О классификации лесных подстилок // Почвоведение. 1990. № 3. С. 118–127.
4. *Богатырев Л.Г., Бенедиктова А.И., Карпунин М.М. и др.* Водорастворимые компоненты почв гетеролитных сопряженных ландшафтов южнотаежной подзоны // Вестник Моск. ун-та. Сер. 17, почвоведение. 2021. № 1. С. 3–13.
5. *Бондаренко Е.В.* Опыт учета экосистемных сервисов почв при оценке деградации земель (на примере УОПЭЦ МГУ). Дис. ... канд. биол. наук. М., 2016. 121 с.
6. *Васильевская В.Д., Зборищук Ю.Н., Ульянова Т.Ю.* Почвы и почвенный покров УОПЭЦ Чашниково // Развитие почвенно-экологических исследований. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1999. С. 25–35.
7. *Дмитриев Е.А., Карпачевский Л.О., Соколова Т.А. и др.* Организация дерново-подзолистых почв и структура лесного биогеоценоза // Структурно-функциональная организация биогеоценозов. М.: Наука, 1980. С. 184–219.
8. *Дмитриев Е.А., Рекубратский И.В., Горелова Ю.В. и др.* К организации почвенного покрова под елями // Структурно-функциональная роль почвы в биосфере. М.: Геос, 1999. С. 59–69.
9. *Иванов А.Л., Савин И.Ю., Столбовой В.С. и др.* Глобальный климат и почвенный покров – послед-

- ствия для землепользования России // Бюл. Почв. ин-та им. В.В. Докучаева. 2021. № 107. С. 5–32. <https://doi.org/0.19047/0136-1694-2021-107-5-32>
10. Карпачевский Л.О. Пестрота почвенного покрова в лесном биогеоценозе М. Изд-во Моск. ун-та, 1977. 312 с.
 11. Карпачевский Л.О., Зубкова Т.А., Ильина Л.С. Экологические функции лесных почв // Структурно-функциональная роль почвы в биосфере. М.: Геос, 1999. С. 156–162.
 12. Кириллова Н.П., Силёва Т.М., Ульянова Т.Ю. и др. Цифровая крупномасштабная карта почвообразующих пород и принципы ее составления // Вестник Моск. ун-та. Сер. 17, почвоведение. 2017. № 3. С. 3–10.
 13. Классификация и диагностика почв России. Смоленск: Ойкумена, 2004. 342 с.
 14. Курганова И.Н., Лопес де Гереню В.О., Инн С.Л. и др. Пилотный карбоновый полигон в России: анализ запасов углерода в почвах и растительности // Почвы и окружающая среда. 2022. Т. 5. № 2. Р. e169. <https://doi.org/10.31251/pos.v5i2.169>
 15. Лукина Н.В., Тихонова Е.В., Шевченко Н.Е. и др. Аккумуляция углерода в лесных почвах и сукцессионный статус лесов. М.: Товарищество научных изданий КМК, 2018. 232 с.
 16. Орлов Д.С., Бирюкова О.Н., Суханова Н.И. Органическое вещество почв Российской Федерации. М.: Наука, 1996. 253 с.
 17. Пастухов А.В., Каверин Д.А. Запасы почвенного углерода в тундровых и таежных экосистемах Северо-восточной Европы // Почвоведение. 2013. № 9. С. 1084–1094. <https://doi.org/10.7868/S0032180X13070083>
 18. Решетникова Т.В., Зырянова А.А., Ведрова Э.Ф. Трансформация органического вещества лесной подстилки (экспериментальное исследование) // Вестник КРАСГАУ 2014. № 6. С. 80–93.
 19. Рыжова И.М., Подвезенная М.А., Кириллова Н.П. Вариабельность запасов углерода в автоморфных и полугидроморфных почвах лесных экосистем европейской территории России: сравнительный статистический анализ // Вестник Моск. ун-та. Сер. 17, почвоведение. 2022. № 2. С. 20–27.
 20. Семенов В.М., Козут Б.М., Зинякова Н.Б. и др. Биологически активное органическое вещество в почвах европейской части России // Почвоведение. 2018. № 4. С. 457–472. <https://doi.org/10.7868/S0032180X1804007X>
 21. Семенов В.М., Телеснина В.М., Богатырев Л.Г. и др. Оценка внутрибиогеоценозной изменчивости лесных подстилок и травяно-кустарничковой растительности в еловых насаждениях // Почвоведение. 2020. № 1. С. 31–43. <https://doi.org/10.31857/S0032180X2001013X>
 22. Стома Г.В., Богатырев Л.Г., Макаров М.И., Манухов Д.В. Летняя практика по почвоведению: Учебно-методическое пособие для студентов 1 курса факультета почвоведения МГУ. М.: МАКС Пресс, 2017. 156 с.
 23. Телеснина В.М., Богатырев Л.Г., Бенедиктова А.И. и др. Динамика поступления растительного опада и некоторых свойств лесных подстилок при постогроенном лесовосстановлении в условиях южной тайги // Вестник Моск. ун-та. Сер. 17, почвоведение. 2019. № 4. С. 3–10.
 24. Телеснина В.М., Семенов В.М., Богатырев Л.Г. Свойства лесных подстилок во взаимосвязи с напочвенным покровом в лесных экосистемах Подмоскovie (на примере УОПЭЦ “Чашниково”) // Вестник Моск. ун-та. Сер. 17, почвоведение. 2017. № 4. С. 11–20.
 25. Ходжаева А.К., Семенов В.М. Распределение активного органического вещества в профиле почв природных и сельскохозяйственных экосистем // Почвоведение. 2015. № 12. С. 1496–1504. <https://doi.org/10.7868/S0032180X15120102>
 26. Чернова О.В., Голозубов О.М., Алябина И.О., Щепаченко Д.Г. Комплексный подход к картографической оценке запасов органического углерода в почвах России // Почвоведение. 2021. № 3. С. 273–286. <https://doi.org/10.31857/S0032180X21030047>
 27. Чернова О.В., Рыжова И.М., Подвезенная М.А. Оценка запасов органического углерода лесных почв в региональном масштабе // Почвоведение. 2020. № 3. С. 340–350. <https://doi.org/10.31857/S0032180X20030028>
 28. Честных О.В., Грабовский В.И., Замолодчиков Д.Г. Оценка запасов почвенного углерода лесных районов России с использованием баз данных почвенных характеристик // Лесоведение. 2022. № 3. С. 227–238.
 29. Честных О.В., Замолодчиков Д.Г. Зависимость плотности почвенных горизонтов от глубины их залегания и содержания гумуса // Почвоведение. 2004. № 8. С. 937–944.
 30. Food and Agriculture Organization of the United Nations. Soil organic carbon: the hidden potential. Rome, 2017.
 31. Friedlingstein P., O’Sullivan M.J., Matthew W.A. et al. Global Carbon Budget 2020 // Earth Syst. Sci. Data. 2020. V. 12. P. 3269–3340. <https://doi.org/10.5194/essd-12-3269-2020>
 32. Jie D., Jianzhi N., Zhaoliang G. et al. Effects of rainfall intensity and slope on interception and precipitation partitioning by forest litter layer // Catena. 2019. V. 172. P. 711–718. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2018.09.036>
 33. Wenya X., Han Y.H. Chen, Praveen K. et al. Multiple interactions between tree composition and diversity and microbial diversity underly litter decomposition // Geoderma. 2019. V. 341. P. 161–171. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2019.01.045>
 34. Yajun X., Yonghong X., Huayun X. et al. The effects of simulated inundation duration and frequency on litter decomposition: A one-year experiment // Limnologia. 2019. V. 74. P. 8–13. <https://doi.org/10.1016/j.limno.2018.06.005>

Assessment of Carbon Stock and CO₂ Production Potential for Soils of Coniferous-Broad-Leaved Forests

I. M. Ryzhova¹, M. A. Podvezennaya^{1, *}, V. M. Telesnina¹, L. G. Bogatyrev¹, and O. V. Semenyuk¹

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

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

Within the territory of MSU Agrobiostation “Chashnikovo”, assessment of carbon stock for soil, typical for coniferous-broad-leaved forests subzone – coniferous forests, small-leaved forests, agrocenoses, fallow lands and floodplain meadows – was given. The next indexes were studied for litters: typology, stock, detritus content and ratio of sub-horizons thickness (deposit) – these indexes are indicators of organic matter decomposition intensity. For mineral soil profile, the assessment of general organic carbon stock in 0–30 and 0–100 cm layers, as well as stock of biologically active carbon in 0–20 cm layer (by calculation according to the content of total carbon), are given. Maximum organic matter accumulation in litters and moderate accumulation – in mineral profile, was obtained for coniferous forests soddy-podzolic soils. The litter carbon stock value in spruce forests differ by almost 10 times, depending on location in tessera. Minimal carbon accumulation by litters is obtained for meadow ecosystem soils – upland meadows as well as flood-plain meadows. Alluvial soils of flood-plain meadows are characterized by highest stock of general carbon, as well as carbon of biologically active soil organic matter. Potential of CO₂ production by soil, determined by data, including structural and functional litter indexes and organic matter biologically active carbon stock (0–20 cm layer), depends on combination of row of factors: vegetation type, hydromorphism degree, and agricultural use character in present or past. Coniferous forest soils comparing with small-leaved forest soils are characterized by less rate of litter decomposing due to plant remains biochemical features, thereby these soils are assumed to less CO₂ production potential. Soils of natural grass ecosystems, especially flood-plain meadows, are characterized by maximal potential production of carbon dioxide, resulting from intensive plant residues decomposition and high stock of biologically active organic matter carbon.

Keywords: soil carbon, soil organic matter stock, litters, climatically active gases, Retisol, Fluvisol

ОРГАНИЧЕСКОЕ ВЕЩЕСТВО
И МИКРОБНАЯ АКТИВНОСТЬ ПОЧВ

УДК 631.417.2

ИЗМЕРЕНИЕ ПОЧВЕННЫХ ПУЛОВ ОРГАНИЧЕСКОГО УГЛЕРОДА,
ВЫДЕЛЕННЫХ БИО-ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИМИ
СПОСОБАМИ ФРАКЦИОНИРОВАНИЯ

© 2023 г. В. М. Семенов^{а, *}, Т. Н. Лебедева^а, Д. А. Соколов^а, Н. Б. Зинякова^а,
В. О. Лопес де Гереню^а, М. В. Семенов^б

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

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

*e-mail: v.m.semenov@mail.ru

Поступила в редакцию 12.03.2023 г.

После доработки 11.05.2023 г.

Принята к публикации 12.05.2023 г.

Исследования проводили с образцами разных горизонтов дерново-подзолистой почвы (Albic Retisol) и типичного чернозема (Haplic Chernozem), отобранными под естественными угодьями и пашней. Определяли содержание углерода в структурных (твердые органические частицы размером 2–0.05 мм, $C_{РОМ}$ и минерально-ассоциированное органическое вещество размером <0.05 мм, $C_{МАОМ}$) и процессных (потенциально-минерализуемое органическое вещество, C_0 и микробная биомасса, $C_{мик}$) пулах. В гумусовом горизонте целинной и пахотной дерново-подзолистой почвы в пулах $C_{РОМ}$, $C_{МАОМ}$, C_0 и $C_{мик}$ содержалось соответственно 38 и 24, 56 и 72, 5.9 и 5.6, 1.2 и 1.3% от $C_{орг}$. Размеры этих пулов в целинном и пахотном черноземе составляли соответственно 42 и 30, 53 и 68, 3.6 и 2.8, 0.5 и 0.5% от $C_{орг}$. Несмотря на небольшую массу фракции твердых органических частиц, эмиссионный потенциал $C_{РОМ}$ пула был соизмерим $C_{МАОМ}$ пулу с большей по массе фракцией минерально-ассоциированного органического вещества. Предложена методика количественного разделения почвенного органического вещества (ПОВ) на активный, промежуточный (медленный) и пассивный пулы. Размеры активного пула ПОВ устанавливаются по содержанию $C_{мик}$ и C_0 , размеры пассивного пула – по содержанию химически неокисляемого органического вещества в $C_{РОМ}$ и $C_{МАОМ}$ фракциях, а промежуточного пула рассчитываются по разнице между валовым органическим углеродом и суммой активного и пассивного пулов. В активном, промежуточном и пассивном пулах исследуемых почв содержалось соответственно 1–7, 51–81 и 13–48% от $C_{орг}$ без особых различий между разными землепользованиями.

Ключевые слова: почвенное органическое вещество, секвестрация, депонирование, органическое вещество твердых частиц, минерально-связанное органическое вещество, потенциально-минерализуемое органическое вещество, микробная биомасса

DOI: 10.31857/S0032180X23600427, **EDN:** FBYKIZ

ВВЕДЕНИЕ

Деградация почвы, нарушения биогеохимического цикла углерода с угрозой глобальных изменений природной среды и климата и нарастающий дефицит продовольствия в мире – три главные проблемы современности, связанные, прямо или косвенно, с запасами и динамикой почвенного органического вещества (ПОВ). ПОВ служит буфером и модератором климатических изменений, возобновляемым ресурсом биопродуктивности и плодородия почвы, драйвером экологических функций и сервисов почвы, индикатором деградационных и проградационных процессов в почве [26, 28, 42, 50, 51, 61, 65].

По одному из определений, ПОВ представляет собой континуум разноразмерных органических частиц и биомолекул растительного, животного и микробного происхождения, находящихся в свободном, агрегированном и связанном почвенными минералами состоянии [5]. В силу многокомпонентности, гетерогенности и полифункциональности ПОВ нет и, по-видимому, не может быть единого метода фракционирования, релевантного всем механизмам стабилизации органического вещества в почве [46, 74–76]. Поэтому при исследовании структуры, свойств и функций ПОВ используются разнообразные способы и сочетания биологического, физического, химического и изотопного фракционирования, а также

математического моделирования [6, 23, 24, 63, 67, 74, 76]. Одним из главных требований к методам фракционирования является обеспечение минимальных видоизменений в конформации и структуре выделяемых компонентов ПОВ и достижение наибольшего соответствия фракций нативному состоянию *in situ* [35].

В диагностических и исследовательских целях ПОВ подразделяется на разные фракции и пулы. По размеру частиц и массе выделяют фракции песка, пыли и глины, легкую и тяжелую фракции, свободное, окклюдированное (внутриагрегатное) и связанное минеральной частью органическое вещество [2, 3, 8, 9, 19, 20, 27, 31, 45, 53, 71, 82, 83]. Отдельные характеристики ПОВ получают при определении растворенного в воде и экстрагируемого раствором щелочи органического вещества, окисляемых, неокисляемых, гидролизуемых и негидролизуемых фракций [4, 40, 41, 62, 81, 82]. Концептуально ПОВ часто подразделяется на такие пулы: незащищенный и защищенный, некомплексированный (свободный) и комплексированный, разлагаемый (питательный) и инертный (постоянный), молодой (современный) и старый, лабильный и стабильный, термолабильный и термоустойчивый [7, 18, 36, 48, 59, 70, 72]. Распространенным исследовательским подходом является подразделение ПОВ на активный (лабильный, быстрый), промежуточный (медленный) и пассивный (стабильный, инертный, резистентный, рекальцитрантный, рефракторный) со временем оборачиваемости соответственно меньше 3–10, 10–100 и больше 100 лет [11, 29, 64, 66, 68, 76, 78]. Разделение друг от друга углеродных пулов с разным временем оборота является сложной задачей. Известно несколько попыток измерения фракций, которые могли бы соответствовать активному, промежуточному и пассивному пулам [62, 71, 83].

По современным представлениям, ПОВ состоит из твердых органических частиц (particulate organic matter, РОМ) и минерально-ассоциированного органического вещества (mineral-associated organic matter, МАОМ) пула [32, 33, 38, 47, 52]. Пул твердых органических частиц считается относительно лабильным, а пул минерально-ассоциированного органического вещества – стабильным. Нами предложено вместе с этими двумя структурными пулами определять два процессных пула: потенциально-минерализуемое органическое вещество (C_0) и микробную биомассу ($C_{\text{мик}}$) [13, 14]. Подобная схема фракционирования позволяет оценить не только состав, но и биоактивность ПОВ, а также перейти к вычислению размеров активного, промежуточного и пассивного пулов. С этой целью в дополнение к биологическому и физическому фракционированию достаточно определить устойчивый к химическому

окислению углерод во фракциях РОМ и МАОМ (соответственно $C_{\text{РОМ}}$ и $C_{\text{МАОМ}}$), содержание которого будет эквивалентно пассивному пулу ПОВ. Выделение в почве старого и химически устойчивого органического вещества производится путем кислотного гидролиза (6 М HCl) или окисления перекисью водорода (H_2O_2), гипохлоритом натрия (NaOCl) и пероксодисульфатом натрия ($Na_2S_2O_8$) [41, 60, 62, 64, 71, 82].

В исследованиях планировали: 1) определить размеры и соотношения структурных ($C_{\text{РОМ}}$ и $C_{\text{МАОМ}}$) и процессных (C_0 и $C_{\text{мик}}$) пулов углерода в органическом веществе разных горизонтов двух почв под естественными угодьями и пашней; 2) оценить минерализационный потенциал твердых органических частиц (РОМ) и минерально-ассоциированного органического вещества (МАОМ); 3) определить количество инертного органического вещества, неокисляемого H_2O_2 , в пулах РОМ и МАОМ; 4) показать распределение углерода между активным, промежуточным (медленным) и пассивным пулами органического вещества в профиле почв.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Отбор и подготовка почвенных проб. В исследованиях использовали образцы дерново-подзолистой почвы (Albic Retisol), отобранные под коренным ельником с папоротником, кислицей, майником, голокучником и другими видами в травянистом ярусе и со старопахотного участка под яровыми культурами. Образцы типичного чернозема (Haplic Chernozem) отбирали с участков некосимой степи с разнотравной растительностью и бессменной пшеницы. Почвенные образцы отбирали из трех стенок почвенных разрезов в слоях, соответствующих почвенным горизонтам. Свежеотобранные образцы высушивали на открытом воздухе до воздушно-сухого состояния и просеивали через сито с диаметром отверстий 2 мм. Места отбора почв, сведения об угодьях, содержании углерода ($C_{\text{орг}}$) и общего азота ($N_{\text{общ}}$) в почвах представлены в табл. 1.

Выделение органического вещества твердых частиц (РОМ) и минерально-связанного органического вещества (МАОМ). Гранулометрическое подразделение почвы на РОМ (2–0.05 мм), распределенное во фракции песка, и тонкодисперсное МАОМ (<0.05 мм) в составе пыли и глины является первым этапом предложенной схемы био-физико-химического фракционирования ПОВ (рис. 1). Навеску почвы массой 10 г диспергировали в 30 мл 0.5%-ного раствора гексаметафосфата натрия ($Na_6P_6O_{18}$) на шейкере в течение 15 ч при скорости 180 об./мин [15, 25]. Полученную суспензию пропускали через сито с диаметром отверстий 0.05 мм. Остаток на сите несколько раз

Таблица 1. Физико-химические характеристики дерново-подзолистой почвы и типичного чернозема

| Горизонт, глубина, см | C _{орг} , % | N _{общ} , % | C/N | Гранулометрические фракции, % от массы | |
|--|----------------------|----------------------|------------|---|----------|
| | | | | >0.01 мм | <0.01 мм |
| Дерново-подзолистая почва, коренной ельник, Московская область, 56°05'53.9" N, 37°49'17.8" E | | | | | |
| A ₁ , 2–12 | 2.06 ± 0.04 | 0.18 ± 0.01 | 11.3 ± 0.3 | 75 | 25 |
| A ₂ , 12–32 | 0.45 ± 0.05 | 0.04 ± 0.01 | 8.6 ± 1.3 | 66 | 34 |
| A ₂ B, 32–48 | 0.20 ± 0.00 | 0.04 ± 0.01 | 5.7 ± 0.6 | 52 | 48 |
| Дерново-подзолистая почва, пашня, Московская область, 56°04'04.3" N, 37°45'05.4" E | | | | | |
| A _{пах} , 0–18 | 0.83 ± 0.08 | 0.08 ± 0.01 | 10.2 ± 0.5 | 72 | 28 |
| A ₂ , 18–35 | 0.46 ± 0.02 | 0.06 ± 0.01 | 8.3 ± 0.6 | 69 | 31 |
| A ₂ B, 35–55 | 0.26 ± 0.01 | 0.03 ± 0.01 | 7.4 ± 0.9 | 54 | 46 |
| Чернозем типичный, некосимая степь, Курская область, 51°34'16.7" N, 36°05'40.5" E | | | | | |
| A ₁ , 2–40 | 4.28 ± 0.10 | 0.36 ± 0.01 | 11.7 ± 0.7 | 37 | 63 |
| A ₁ , 40–67 | 3.09 ± 0.13 | 0.30 ± 0.01 | 10.2 ± 0.3 | 36 | 64 |
| A ₁ B ₁ , 67–100 | 1.32 ± 0.06 | 0.14 ± 0.01 | 9.4 ± 0.3 | 34 | 66 |
| Чернозем типичный, пашня, Курская область, 51°37'17.2" N, 36° 15'41.5" E | | | | | |
| A _{пах} , 0–20 | 3.34 ± 0.05 | 0.31 ± 0.01 | 10.6 ± 0.3 | 41 | 59 |
| A ₁ , 20–65 | 2.90 ± 0.12 | 0.11 ± 0.01 | 10.0 ± 0.6 | 39 | 61 |
| A ₁ B ₁ , 65–100 | 1.59 ± 0.07 | 0.17 ± 0.01 | 9.4 ± 0.6 | 38 | 62 |

Примечание. Гранулометрический состав почв определяли методом пипетки с использованием пирофосфата натрия.

промывали дистиллированной водой, до получения прозрачной промывной жидкости. Полученную массу РОМ и песка на сите сушили в течение 1 ч при 40°C, после чего количественно переносили в емкость, досушивали в течение суток при 65°C и взвешивали. Повторность – трехкратная. В растертых до пудры образцах РОМ определяли содержание углерода (C_{РОМ}).

Гранулометрическую фракцию МАОМ выделяли в трехкратной повторности. Для определения МАОМ суспензию <0.05 мм вместе с промывочной жидкостью количественно собирали в емкости и отстаивали в течение суток до полного осаждения частиц [14]. Надосадочную жидкость декантировали, осадок центрифугировали в течение 30 мин со скоростью 2500 об./мин, полученный осадок высушивали при 65°C в течение суток. Массу МАОМ вычисляли по разнице между навеской почвы и массой РОМ. Как и в случае с РОМ, в образцах МАОМ измеряли содержание углерода (C_{МАОМ}).

Определение химически устойчивого (неокисляемого) углерода в РОМ и МАОМ. В соответствии со схемой фракционирования химическое окисление органического вещества проводили не во всей почве, а во фракциях РОМ и МАОМ, чтобы избежать возможного недоокисления агрегированного органического вещества и выделить наи-

более инертный углерод в составе ПОВ. Навески сухих образцов РОМ, растертых до частиц <0.25 мм, и МАОМ массой по 1 г помещали в колбы и смачивали 10 мл дистиллированной воды в течение 10 мин согласно методу [41]. К увлажненным таким способом образцам добавляли по 90 мл 10%-ного раствора H₂O₂. Содержимое в колбах непрерывно перемешивали в течение 170 ч при 50°C на магнитной мешалке с подогревом, используя магнитные якоря со стеклянным покрытием. После завершения обработки образцы трижды промывали 40 мл дистиллированной воды, трижды центрифугировали (2500 г в течение 15 мин). Повторность – трехкратная. В полученном осадке, высушенном при 65°C, определяли общий углерод (iC_{РОМ} и iC_{МАОМ}).

Определение потенциально-минерализуемого органического вещества (C₀) и микробной биомассы (C_{мик}). Содержание C₀ в почве определяли по количеству C–CO₂, выделившегося в течение инкубации почвенных образцов при постоянных условиях температуры (22°C) и влажности (25 вес. %). Продолжительность инкубации была соизмерима с вегетационным периодом и составляла около 180 сут. Подготовка образцов для инкубации, процедура инкубации, техника отбора и анализа газовых проб на газовом хроматографе Кристал-Люкс-4000М (Россия), а также вычисление со-

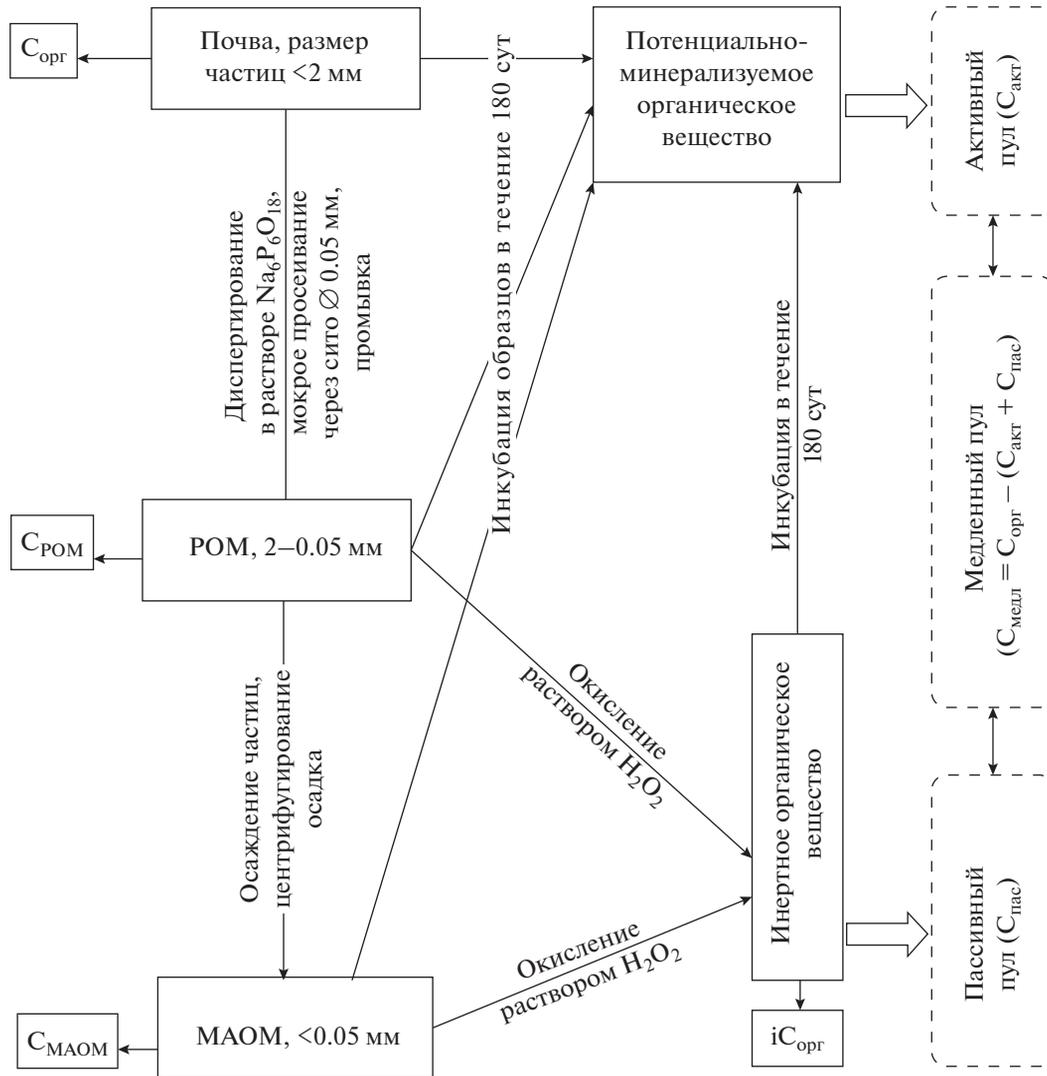


Рис. 1. Схема подразделения POV на пулы методами био-физико-химического фракционирования. Потенциально-минерализуемое органическое вещество почвы (C_0) соответствует активному пулу POV. Органическое вещество, не окисляемое H_2O_2 , является инертным. Инертное органическое вещество соответствует пассивному пулу. Детальное описание процедуры приведено в тексте.

держания C_0 в почве, используя однокомпонентное уравнение кинетики первого порядка, подробно изложены в предыдущей работе [12].

Микробную биомассу ($C_{\text{мик}}$) в почве определяли методом субстрат-индуцированного дыхания (СИД) в модификации [1]. Образцы воздушно-сухой почвы увлажняли до 60% наименьшей влагоемкости и прединкубировали в течение 7 сут при 22°C . К проинкубированным образцам добавляли 0.2 мл 5% раствора глюкозы и повторно инкубировали в течение 3–4 ч при 22°C , после чего измеряли концентрацию $\text{C}-\text{CO}_2$ в газовой фазе на газовом хроматографе. Содержание $C_{\text{мик}}$ рассчитывали по скорости СИД.

Определение минерализационного потенциала РОМ, МАОМ и их химически устойчивых остатков. Процедура определения минерализационного по-

тениала гранулометрических и химически устойчивых фракций почвы была такой же, как и при определении потенциально-минерализуемого органического вещества во всей почве. Использовали образцы РОМ, МАОМ и остатков РОМ и МАОМ, полученных после обработки перекисью водорода. Навески массой 1 г каждого образца помещали в пробирки емкостью 12 мл, увлажняли до 25 вес. % и инкубировали около 180 сут при постоянной влажности и температуре. На протяжении инкубации регулярно измеряли скорость выделения $\text{C}-\text{CO}_2$. Повторность – трехкратная. По кумулятивным количествам $\text{C}-\text{CO}_2$ за время инкубации рассчитывали потенциальную минерализацию органического вещества исследуемых образцов, выражая в мг/100 г и в процентах от массы фракции. Учитывая долю гранулометриче-

ских фракций в почве, рассчитывали вклад РОМ, МАОМ и инертных остатков iРОМ и iМАОМ в потенциально-минерализуемый пул всей почвы.

Определение углерода в почве и фракциях, обработка данных. Содержание $C_{\text{орг}}$ в почве, в гранулометрических фракциях РОМ и МАОМ, в химически устойчивых остатках РОМ и МАОМ определяли сухим сжиганием на CNHS-анализаторе Leco-932 (США), предварительно растирая образцы до частиц <0.25 мм. Экспериментальные данные приведены в виде средних величин из трех аналитических повторений и их стандартных отклонений. Математическую обработку данных проводили с помощью MS Excel и программы Statistica 10.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Структурные пулы ПОВ: распределение по профилю почв и влияние землепользования. Структурные пулы твердых органических частиц ($C_{\text{РОМ}}$) и минерально-связанного органического вещества ($C_{\text{МАОМ}}$) придают ПОВ целостность, автохтонность и сохранность, выполняя депонирующую, агрегирующую, протекторную и другие функции [13, 14]. В гумусовых горизонтах целинных и пахотных почв на РОМ вместе с фракцией песка приходилось 16–27 и 12–16% массы почвы соответственно, а на МАОМ вместе с пылью и глиной – 73–84 и 84–88% (табл. 2, 3). В нижних горизонтах содержание фракции РОМ + песок уменьшалось до 4–9%, а МАОМ увеличивалось до 91–96% от массы почвы. Концентрации $C_{\text{РОМ}}$ и $C_{\text{МАОМ}}$ коррелировали между собой ($r = 0.936$, $p < 0.001$, $n = 12$) и с $C_{\text{орг}}$ ($r = 0.955$ и 0.990 , соответственно при $p < 0.001$, $n = 12$). Первая особенность фракции РОМ – это обогащенность органическим углеродом в 1.2–4.8 раза по сравнению со всей почвой как в гумусовых горизонтах, так и в нижних слоях профиля обеих почв. Вторая особенность – более широкое отношение C/N в составе РОМ, чем в почве. Наоборот, концентрация углерода в МАОМ была в 1.1–1.4 раза меньше, а отношение C/N уже, чем в почве. По обобщенным данным, в почвах лесных и луговых экосистем отношения C/N во всей почве, РОМ и МАОМ подчиняются пропорции 1 : 1.47 : 0.84 [32]. В гумусовых горизонтах исследуемых типов почв разного землепользования эти соотношения равнялись 1 : 1.43 : 0.77, а в нижних горизонтах – 1 : 1.67 : 0.70, что указывает на общую закономерность формирования РОМ и МАОМ в разных почвах. Судя по содержанию углерода и отношению C/N, пул РОМ образуется из растительных остатков, подвергающихся в почве фрагментированию, разложению и окклюждению [16, 22]. Пул МАОМ формируется путем “минерального и микробного насосов” [55, 56, 79] из растворенного углерода растительного про-

исхождения и микробной некромы, которые взаимодействуют с минеральными частицами почвы. На пул связанного с минералами органического углерода приходится более половины $C_{\text{орг}}$ [22].

По измеренным значениям массы гранулометрических фракций и содержания углерода в этих фракциях были получены фактические содержания углерода в пулах РОМ и МАОМ. В гумусовых горизонтах целинных участков дерново-подзолистой почвы и типичного чернозема в пуле $C_{\text{РОМ}}$ содержалось 7.91 (38.4% от $C_{\text{орг}}$) и 17.7 г/кг (41.5% от $C_{\text{орг}}$) углерода соответственно. Эти величины согласуются с ранее полученными значениями содержания $C_{\text{РОМ}}$ в ряду зональных почв под естественными угодьями от 2.10 до 18.7 г/кг почвы (от 20.5 до 48.2% от $C_{\text{орг}}$) [15]. Вниз по профилю содержание $C_{\text{РОМ}}$ уменьшалось до 0.27–0.32 г/кг в дерново-подзолистой почве и 1.34–1.76 г/кг в черноземе, составив 10–16% от $C_{\text{орг}}$. Распределение РОМ по профилю почвы сходно с распределением биомассы корней, которые располагаются преимущественно в 0–40 см слое.

Использование в земледелии вызывает сильное обеднение гумусового горизонта углеродом РОМ: в дерново-подзолистой почве в 4 раза, а в черноземе – в 1.8 раза до 23.8 и 30.4% от $C_{\text{орг}}$. Ранее показано существенное обеднение $C_{\text{РОМ}}$ серой лесной почвы и типичного чернозема, находящихся в сельскохозяйственном использовании, соответственно в 3–3.2 и 2–2.8 раз по сравнению с необрабатываемыми аналогами (с 36–40% от $C_{\text{орг}}$ под естественной растительностью до 14–28% под пашней) [15]. В других исследованиях в почве под лесом во фракции $C_{\text{РОМ}}$ содержалось 44% от $C_{\text{орг}}$, а в пахотной почве после 86 лет возделывания культур – 25% [54]. Напротив, ежегодное внесение свежего навоза в возрастающих дозах в течение 9 лет повысило содержание $C_{\text{РОМ}}$ в серой лесной почве с 1.91 до 4.69–12.0 г/кг почвы со скоростью 0.42 г/(кг год) [13].

Преобладающим пулом ПОВ является минерально-ассоциированное органическое вещество, на которое приходится от 53 до 89% $C_{\text{орг}}$. Изменчивость $C_{\text{орг}}$, судя по полученному уравнению множественной регрессии ($C_{\text{орг}} = 1.06C_{\text{РОМ}} + 1.05C_{\text{МАОМ}} - 0.007$, $R^2 = 0.998$), на 65% объяснялась пулом $C_{\text{МАОМ}}$ и на 40% пулом $C_{\text{РОМ}}$. Обеднение гумусового горизонта минерально-ассоциированным органическим веществом в пахотных почвах было не столь сильным в отличие от $C_{\text{РОМ}}$. Как следствие, процент $C_{\text{МАОМ}}$ от $C_{\text{орг}}$ в пахотных почвах был выше, чем в необрабатываемых почвах. В итоге соотношение $C_{\text{МАОМ}}$ к $C_{\text{РОМ}}$ в гумусовых горизонтах необрабатываемых почв равнялось 1.3–1.5, а в пахотных – 2.2–3.2. В нижних горизонтах, где содержание $C_{\text{МАОМ}}$ достигало 84–89%

Таблица 2. Распределение твердых органических частиц (РОМ) в профиле почв разного землепользования

| Глубина, см | Фракция РОМ + песок, % от массы почвы | $C_{РОМ}$, % от массы фракции | C/N фракции РОМ | $C_{РОМ}$, г/кг почвы | $C_{РОМ}$, % от $C_{орг}$ |
|-----------------------------------|---------------------------------------|--------------------------------|-----------------|------------------------|----------------------------|
| Дерново-подзолистая почва, ельник | | | | | |
| 2–12 | 16 ± 3 | 5.06 ± 0.08 | 17.8 | 7.91 ± 1.26 | 38 |
| 12–32 | 6 ± 1 | 2.19 ± 0.14 | 16.6 | 1.37 ± 0.10 | 30 |
| 32–48 | 4 ± 1 | 0.76 ± 0.05 | 14.4 | 0.32 ± 0.03 | 16 |
| Дерново-подзолистая почва, пашня | | | | | |
| 0–18 | 12 ± 1 | 1.66 ± 0.03 | 13.9 | 1.98 ± 0.08 | 24 |
| 18–35 | 11 ± 1 | 0.77 ± 0.02 | 12.9 | 0.82 ± 0.13 | 18 |
| 35–55 | 9 ± 1 | 0.32 ± 0.01 | 12.6 | 0.27 ± 0.03 | 11 |
| Чернозем типичный, степь | | | | | |
| 2–40 | 27 ± 2 | 6.60 ± 0.10 | 15.8 | 17.74 ± 1.27 | 41 |
| 40–67 | 17 ± 2 | 4.82 ± 0.09 | 14.1 | 8.23 ± 1.28 | 27 |
| 67–100 | 4 ± 1 | 3.18 ± 0.09 | 13.1 | 1.34 ± 0.16 | 10 |
| Чернозем типичный, пашня | | | | | |
| 0–20 | 16 ± 1 | 6.47 ± 0.23 | 15.2 | 10.13 ± 0.43 | 30 |
| 20–65 | 9 ± 1 | 4.90 ± 0.09 | 14.2 | 4.47 ± 0.77 | 15 |
| 65–100 | 6 ± 1 | 3.01 ± 0.19 | 13.1 | 1.76 ± 0.34 | 11 |

Таблица 3. Распределение минерально-ассоциированного органического вещества (МАОМ) в профиле почв разного землепользования

| Глубина, см | Фракция МАОМ + пыль + глина, % от массы почвы | $C_{МАОМ}$, % от массы фракции | C/N фракции МАОМ | $C_{МАОМ}$, г/кг почвы | $C_{МАОМ}$, % от $C_{орг}$ |
|-----------------------------------|---|---------------------------------|------------------|-------------------------|-----------------------------|
| Дерново-подзолистая почва, ельник | | | | | |
| 2–12 | 84 ± 3 | 1.37 ± 0.11 | 8.6 | 11.62 ± 1.31 | 56 |
| 12–32 | 94 ± 1 | 0.30 ± 0.01 | 6.7 | 2.84 ± 0.06 | 63 |
| 32–48 | 96 ± 1 | 0.19 ± 0.00 | 4.2 | 1.81 ± 0.04 | 89 |
| Дерново-подзолистая почва, пашня | | | | | |
| 0–18 | 88 ± 1 | 0.68 ± 0.08 | 7.7 | 5.98 ± 0.67 | 72 |
| 18–35 | 89 ± 1 | 0.39 ± 0.01 | 6.3 | 3.49 ± 0.09 | 76 |
| 35–55 | 91 ± 1 | 0.24 ± 0.01 | 5.3 | 2.16 ± 0.12 | 84 |
| Чернозем типичный, степь | | | | | |
| 2–40 | 73 ± 2 | 3.10 ± 0.43 | 8.6 | 22.67 ± 3.09 | 53 |
| 40–67 | 83 ± 2 | 2.57 ± 0.57 | 7.0 | 21.23 ± 4.37 | 69 |
| 67–100 | 96 ± 1 | 1.20 ± 0.20 | 6.5 | 11.46 ± 1.90 | 87 |
| Чернозем типичный, пашня | | | | | |
| 0–20 | 84 ± 1 | 2.67 ± 0.20 | 8.9 | 22.52 ± 1.98 | 68 |
| 20–65 | 91 ± 1 | 2.45 ± 0.46 | 7.3 | 22.31 ± 4.42 | 77 |
| 65–100 | 94 ± 1 | 1.47 ± 0.10 | 6.6 | 13.88 ± 0.85 | 87 |

от $C_{орг}$, это соотношение расширялось до 6–9, в основном из-за меньшей аккумуляции $C_{РОМ}$. $C_{МАОМ}$ слабо чувствительно не только к смене землепользования, но и к внесению возрастающих доз органических удобрений. Как показано ранее, за 9 лет ежегодного применения органических удобрений содержание $C_{МАОМ}$ в серой лесной почве возросло с 9.2 до 12 г/кг почвы [13].

Таким образом, РОМ аккумулируется преимущественно в зоне расположения основной массы

корней растений и наиболее чувствительно к смене землепользования. МАОМ преобладает в составе ПОВ, особенно в нижних горизонтах почвенного профиля.

Химически устойчивый (инертный) углерод в РОМ и МАОМ. ПОВ представлено как химически простыми, лабильными и легкоокисляемыми, так и сложными, рекальцитрантными (рефракторными) и устойчивыми к окислению соединениями. Персистентность и резистентность компонентов ПОВ в значительной мере усиливается

Таблица 4. Содержание инертного углерода в пулах твердых органических частиц ($iC_{РОМ}$) и минерально-ассоциированного органического вещества ($iC_{МАОМ}$) почв разного землепользования

| Глубина, см | $iC_{РОМ}$, % от | | | | $iC_{МАОМ}$, % от | | | |
|-----------------------------------|-------------------|-----------|------------------|-----------------|--------------------|------------|------------------|-----------------|
| | массы РОМ | $C_{РОМ}$ | массы всей почвы | $C_{орг}$ почвы | массы МАОМ | $C_{МАОМ}$ | массы всей почвы | $C_{орг}$ почвы |
| Дерново-подзолистая почва, ельник | | | | | | | | |
| 2–12 | 1.39 ± 0.18 | 28 | 0.22 | 11 | 0.13 ± 0.03 | 10 | 0.11 | 5 |
| 12–32 | 0.48 ± 0.05 | 22 | 0.03 | 7 | 0.04 ± 0.01 | 15 | 0.04 | 9 |
| 32–48 | 0.17 ± 0.03 | 23 | 0.01 | 4 | 0.04 ± 0.01 | 19 | 0.03 | 17 |
| Дерново-подзолистая почва, пашня | | | | | | | | |
| 0–18 | 0.50 ± 0.24 | 30 | 0.06 | 7 | 0.06 ± 0.02 | 8 | 0.05 | 6 |
| 18–35 | 0.22 ± 0.01 | 29 | 0.02 | 5 | 0.05 ± 0.01 | 14 | 0.05 | 10 |
| 35–55 | 0.09 ± 0.01 | 27 | 0.01 | 3 | 0.05 ± 0.01 | 21 | 0.05 | 18 |
| Чернозем типичный, степь | | | | | | | | |
| 2–40 | 0.75 ± 0.07 | 11 | 0.20 | 5 | 0.59 ± 0.04 | 23 | 0.43 | 10 |
| 40–67 | 0.62 ± 0.07 | 13 | 0.11 | 3 | 0.69 ± 0.01 | 36 | 0.57 | 18 |
| 67–100 | 0.44 ± 0.02 | 14 | 0.02 | 1 | 0.64 ± 0.01 | 67 | 0.62 | 47 |
| Чернозем типичный, пашня | | | | | | | | |
| 0–20 | 0.61 ± 0.03 | 9 | 0.10 | 3 | 0.56 ± 0.04 | 27 | 0.47 | 14 |
| 20–65 | 0.49 ± 0.02 | 10 | 0.04 | 2 | 0.64 ± 0.05 | 33 | 0.58 | 20 |
| 65–100 | 0.35 ± 0.01 | 12 | 0.02 | 1 | 0.70 ± 0.03 | 61 | 0.66 | 42 |

за счет физической и физико-химической (окклюдование, агрегирование, адсорбция, редокс-реакции, полимеризация и др.) стабилизации [17, 43, 57, 76, 79]. Удаление лабильной и окисляемой части органического вещества обработкой почвы химическими реагентами позволяет получить химически устойчивые и биологически инертные фракции ПОВ. Использование с этой целью кислотного гидролиза или химических окислителей (H_2O_2 , $NaOCl$, $Na_2S_2O_8$) имеет свои преимущества и недостатки как по эффективности, так и по селективности действия на органическую и минеральную часть почвы [41, 60, 62, 64, 71, 82]. В настоящем исследовании для выделения химически пассивных фракций в почве использовался 10%-ный раствор H_2O_2 , как наиболее безопасный и удобный химический реагент. Предложено выделять инертный углерод не во всей почве, а во фракциях РОМ и МАОМ, допуская, что предварительное диспергирование гексаме-тофасфатом натрия и разделение суспензии на грубо- и тонкодисперсные фракции позволит обеспечить более полное окисление органических соединений.

Концентрация инертного углерода в образцах РОМ ($iC_{РОМ}$) обеих почв варьировала от 0.09 до 1.39% от массы РОМ, уменьшаясь с глубиной (табл. 4). Неожиданным оказалось высокое содержание $iC_{РОМ}$ в дерново-подзолистой почве (от 22 до 30% от $C_{РОМ}$). В черноземе концентрация

$iC_{РОМ}$ была меньше (9–14% от $C_{РОМ}$), чем в дерново-подзолистой почве. Эти отличия могли быть вызваны различиями в растительных остатках, поступающих в эти почвы, так и более глубокой переработкой микроорганизмами лигниновых фрагментов в черноземе. Нельзя исключить и вероятное присутствие в РОМ дерново-подзолистой почвы обугленных частиц. Чем больше содержалось углерода в РОМ, тем выше была концентрация $iC_{РОМ}$ ($r = 0.610$, $p = 0.035$, $n = 12$), а связь $iC_{РОМ}$ с общим $C_{орг}$ была недостоверной. Землепользование не влияло на соотношение окисляемого и химически устойчивого углерода в РОМ.

В противоположность РОМ инертная часть МАОМ пула ($iC_{МАОМ}$) в черноземе была значительно больше, чем в дерново-подзолистой почве. Потери углерода в МАОМ пуле за счет обработки H_2O_2 составляли 31–92% от исходного содержания. Концентрация $iC_{МАОМ}$ достоверно коррелировала как с $C_{МАОМ}$, так и с $C_{орг}$ ($r = 0.861$, $p < 0.001$, $n = 12$). Если содержание инертного углерода в РОМ пуле уменьшалось с глубиной с 3–11 до 1–4% от $C_{орг}$, то в МАОМ пуле, наоборот, увеличивалось с 5–14 до 17–42% от $C_{орг}$. Так же, как для РОМ, изменение землепользования не отражалось на соотношении окисляемого и химически устойчивого углерода в МАОМ.

В других исследованиях под действием разных химических реагентов (H_2O_2 , $Na_2S_2O_8$, $NaOCl$,

Таблица 5. Содержание потенциально минерализуемого (C_0) и микробного ($C_{\text{мик}}$) углерода в процессных пулах органического вещества почв разного землепользования

| Глубина, см | C_0 | | $C_{\text{мик}}$ | | |
|-----------------------------------|-------------------|-----------------------|-------------------|-----------------------|------------|
| | г/кг почвы | % от $C_{\text{орг}}$ | г/кг почвы | % от $C_{\text{орг}}$ | % от C_0 |
| Дерново-подзолистая почва, ельник | | | | | |
| 2–12 | 1.212 ± 0.007 | 5.9 | 0.246 ± 0.031 | 1.2 | 20 |
| 12–32 | 0.215 ± 0.001 | 4.7 | 0.079 ± 0.022 | 1.7 | 37 |
| 32–48 | 0.087 ± 0.004 | 4.2 | 0.023 ± 0.003 | 1.1 | 27 |
| Дерново-подзолистая почва, пашня | | | | | |
| 0–18 | 0.462 ± 0.001 | 5.6 | 0.111 ± 0.011 | 1.3 | 24 |
| 18–35 | 0.218 ± 0.002 | 4.8 | 0.070 ± 0.027 | 1.5 | 32 |
| 35–55 | 0.102 ± 0.001 | 4.0 | 0.023 ± 0.006 | 0.9 | 23 |
| Чернозем типичный, степь | | | | | |
| 2–40 | 1.541 ± 0.005 | 3.6 | 0.229 ± 0.016 | 0.5 | 15 |
| 40–67 | 0.686 ± 0.006 | 2.2 | 0.111 ± 0.013 | 0.4 | 16 |
| 67–100 | 0.135 ± 0.004 | 1.0 | 0.036 ± 0.009 | 0.3 | 26 |
| Чернозем типичный, пашня | | | | | |
| 0–20 | 0.946 ± 0.001 | 2.8 | 0.155 ± 0.008 | 0.5 | 16 |
| 20–65 | 0.453 ± 0.003 | 1.6 | 0.092 ± 0.005 | 0.3 | 20 |
| 65–100 | 0.140 ± 0.001 | 0.9 | 0.040 ± 0.017 | 0.2 | 28 |

$\text{NaOCl} + \text{HF}$, ступенчатый кислотный гидролиз $\text{CF}_3\text{CO}_2\text{H} + \text{HCl}$) терялось от 62 до 95% углерода, содержащегося в органо-минеральной фракции почвы [41]. По обобщенным данным, обработка почвы H_2O_2 может удалять до 20–93% органического углерода, содержащегося в почве, а в случае предварительного диспергирования почвы пирофосфатом натрия – до 79–96% [60]. Химически стабильное органическое вещество, резистентное к H_2O_2 , в макро- и микроагрегатах составляло от 2 до 26% от $C_{\text{орг}}$, а в органо-минеральной фракции <53 мкм – от 2 до 11% [64]. Полученные величины содержания химически резистентного углерода, остаточные после обработки H_2O_2 , совпадают в целом с литературными данными. Более того, обнаруженное в настоящем исследовании увеличение химически резистентного углерода вниз по профилю почвы выглядит более логичным, чем уменьшение процента негидролизуемого органического вещества в некоторых работах [62, 68].

Таким образом, РОМ и МАОМ пулы содержат в себе химически устойчивое органическое вещество, но МАОМ более насыщено химически неокисляемыми компонентами, что и обеспечивает стабильность углерода МАОМ пула, подтверждаемую во многих исследованиях. При определении размеров пассивного (инертного) пула ПОВ следует суммировать количества инертного углерода, содержащегося в пулах РОМ и МАОМ.

Процессные пулы ПОВ: распределение по профилю почв и влияние землепользования. Процесс-

ные пулы потенциально-минерализуемого органического вещества (C_0) и микробной биомассы ($C_{\text{мик}}$) придают ПОВ реактивность, трансформируемость и биоактивность, выполняя физиологические, рециклирующие, эмиссионные и другие функции [13, 14]. В гумусовом горизонте целинного чернозема содержалось в 1.3 раза больше C_0 , чем в дерново-подзолистой почве под лесом (табл. 5). Содержание C_0 в типичном черноземе согласно предложенной ранее шкале [12] может быть отнесено к высокому, а в дерново-подзолистой почве – к среднему. Однако органическое вещество дерново-подзолистой почвы является более доступным для минерализации, чем типичного чернозема (5.9 и 3.6% от $C_{\text{орг}}$ соответственно). Пахотные почвы, по сравнению с естественными угодьями, содержали в 1.6–2.0 раза меньше C_0 , характеризуясь средним и низким уровнем обеспеченности потенциально-минерализуемым органическим веществом. В других исследованиях за год инкубации минерализовалось от 2 до 9% $C_{\text{орг}}$ в зависимости от видов землепользования [21].

Обеспеченность почв потенциально-минерализуемым органическим веществом резко уменьшалась вниз по профилю, согласуясь с ранее полученными данными [12]. Если в гумусовых горизонтах почв содержалось 2.8–5.9% от общего $C_{\text{орг}}$, то в нижних горизонтах – 0.9–4.2%. Можно заметить, что в нижних слоях дерново-подзолистой почвы на C_0 приходилось больше органического углерода, чем в типичном черноземе. Это могло

быть вызвано более легкой миграцией и более слабой стабилизацией растворенного углерода в дерново-подзолистой почве. Содержание C_0 в профилях двух почв разного землепользования достоверно коррелировало с $C_{\text{орг}}$ ($r = 0.809, p = 0.001$), $C_{\text{РОМ}}$ ($r = 0.947, p < 0.001$) и $C_{\text{МАОМ}}$ ($r = 0.648, p = 0.023$). Можно предположить, что органическое вещество обоих структурных пулов потенциально минерализуемо, но РОМ более доступно для микроорганизмов, чем МАОМ, что согласуется с литературными данными [15, 32, 47, 52].

Микробный углерод составлял от 15 до 37% от C_0 и 0.2–1.7% от $C_{\text{орг}}$. Профильное распределение и отклик на изменение землепользования $C_{\text{мик}}$ были идентичны таковым для C_0 . Содержания C_0 и $C_{\text{мик}}$ тесно коррелировали между собой ($r = 0.965, p < 0.001$). Эти два примера свидетельствуют о том, что C_0 и $C_{\text{мик}}$ взаимосвязаны между собой. Потенциально-минерализуемое органическое вещество является модулятором микробного сообщества, выступая источником углерода и энергии для почвенных микроорганизмов, а микробная биомасса является компонентом и медиатором потенциально-минерализуемого органического вещества почвы [13]. Содержание $C_{\text{мик}}$ достоверно зависело от $C_{\text{орг}}$ ($r = 0.689, p = 0.013$) и $C_{\text{РОМ}}$ ($r = 0.839, p = 0.001$), но не коррелировало с $C_{\text{МАОМ}}$. Частицы РОМ обильно заселяются и осваиваются микроорганизмами, существует тесная взаимосвязь между химией РОМ и составом микробного сообщества почвы [80]. Это объясняет наличие корреляции $C_{\text{мик}}$ с $C_{\text{РОМ}}$ не только в этом исследовании, но и в опыте с многолетним применением минеральных и органических удобрений на серой лесной почве [13]. Хотя МАОМ и формируется в основном за счет микробной некромы [55, 56], связь между этими пулами проявляется только при больших объемах оборота микробной биомассы, как это имело место в пахотном слое серой лесной почвы при ежегодном внесении навоза [13]. Очевидно, что уровни содержания $C_{\text{мик}}$ в профилях дерново-подзолистой почвы и типичного чернозема были не столь велики, чтобы изменить размеры МАОМ пула.

Таким образом, измерение процессных пулов дает дополнительные характеристики ПОВ и позволяет предсказывать эмиссионный потенциал почвы. Новую информацию об источниках почвенной эмиссии CO_2 может дать определение потенциальной минерализации структурных пулов РОМ и МАОМ.

Минерализационная способность РОМ, МАОМ и химически устойчивых фракций РОМ и МАОМ. В отличие от распространенного мнения считать РОМ лабильным, а МАОМ стабильным пулами ПОВ, было допущено, что некоторая часть углерода этих пулов может быть как биологически ак-

тивной, так и химически неокисляемой, т.е. инертной. Наличие корреляций C_0 с $C_{\text{РОМ}}$ и $C_{\text{МАОМ}}$, как показано выше, дало основание предположить об участии этих структурных пулов в формировании потенциально-минерализуемого пула ПОВ. Следующим этапом исследования стало тестирование образцов РОМ и МАОМ и их инертных фракций на способность к биологической минерализации. Для этого образцы РОМ, МАОМ, iРОМ и iМАОМ подвергались многомесячной инкубации с регулярным измерением выделяющегося $\text{C}-\text{CO}_2$ по той же самой процедуре, что и образцы почвы при измерении активного (потенциально-минерализуемого) органического вещества.

Во фракции РОМ + песок содержалось в 2.5–6.4 раза больше потенциально-минерализуемого углерода ($C_0\text{-РОМ}$), чем в МАОМ + пыль + глина ($C_0\text{-МАОМ}$), а константа скорости минерализации была, соответственно, в 1.5 раза выше (табл. 6). $C_0\text{-РОМ}$ и $C_0\text{-МАОМ}$ достоверно коррелировали с C_0 всей почвы (соответственно $r = 0.936, p = 0.001$ и $r = 0.999, p < 0.001$). Хотя масса пула РОМ была в 3–10 раз меньше массы МАОМ пула, фактический вклад РОМ в потенциально-минерализуемый пул почв был соизмерим с вкладом МАОМ пула (39–60 и 54–70% от C_0). Суммарный вклад $C_0\text{-РОМ}$ и $C_0\text{-МАОМ}$ в C_0 всей почвы оказался завышенным в среднем на 12%. Это могло быть обусловлено дестабилизацией некоторой части защищенного органического вещества при физическом фракционировании, которое стало потенциально-минерализуемым [10]. Суммарная минерализация органического вещества тонкой (<53 мкм), средней (53–250 мкм) и крупной (250–2000 мкм) фракций оказалась в 2–3 раза больше, чем ненарушенной почвы [21].

Как показано ранее для серой лесной почвы и типичного чернозема, содержание $C_0\text{-РОМ}$ было в 2.8–7.6 раз больше, чем в образцах интактной почвы, что с учетом массы РОМ в этих почвах составляло от 36 до 86% от всего потенциально-минерализуемого пула почв [15]. В других исследованиях скорость разложения РОМ в почве под кукурузой и соей за два года была примерно одинаковой, составляя под кукурузой 5.4–12.1%, а под соей 6.3–8.0% от $C_{\text{РОМ}}$ [58]. В литературе встречаются и более значительные размеры (12–46% от $C_{\text{РОМ}}$) минерализации РОМ [44]. Базальная минерализация РОМ была в среднем в 1.04–1.28 больше, чем ПОВ [34]. Минерализация углерода достоверно уменьшалась в ряду денситометрических фракций (легкая > средняя > тяжелая) и была наименьшей для фракций микроагрегатов (150–20 и <20 мкм) [39]. Лабильный углерод, оцененный по образованию CO_2 в течение инкубации, теснее коррелировал со свободной и окклюзированной легкими фракциями, чем с тяжелой,

Таблица 6. Размеры минерализуемого пула (C_0) и константа скорости минерализации (k) твердых органических частиц (РОМ) и минерально-ассоциированного органического вещества (МАОМ) в гумусовых горизонтах почв разного землепользования

| Почва, угодье | C_0 фракции | | | C_0 фракции в перерасчете на всю почву | | |
|-----------------------------|------------------|----------------|-------------------------|--|-----------------------|----------------------------------|
| | мг/100 г фракции | % от С фракции | k , сут ⁻¹ | мг/100 г почвы | % от C_0 всей почвы | % от $C_{\text{орг}}$ всей почвы |
| РОМ + песок | | | | | | |
| Дерново-подзолистая, ельник | 305 ± 1 | 6.0 | 0.020 | 48 | 39 | 2.3 |
| Дерново-подзолистая, пашня | 233 ± 2 | 14.1 | 0.013 | 28 | 60 | 3.3 |
| Чернозем типичный, степь | 309 ± 1 | 4.7 | 0.031 | 83 | 54 | 1.9 |
| Чернозем типичный, пашня | 291 ± 1 | 5.9 | 0.023 | 46 | 48 | 1.4 |
| Среднее | 285 ± 35 | 7.7 ± 4.3 | 0.022 | 51 ± 23 | 50 ± 9 | 2.2 ± 0.8 |
| МАОМ + пыль + глина | | | | | | |
| Дерново-подзолистая, ельник | 90 ± 3 | 6.5 | 0.013 | 76 | 63 | 3.7 |
| Дерново-подзолистая, пашня | 37 ± 1 | 5.4 | 0.016 | 33 | 70 | 3.9 |
| Чернозем типичный, степь | 114 ± 1 | 3.7 | 0.017 | 84 | 54 | 2.0 |
| Чернозем типичный, пашня | 70 ± 1 | 2.6 | 0.014 | 59 | 62 | 1.8 |
| Среднее | 78 ± 33 | 4.6 ± 1.7 | 0.015 | 63 ± 23 | 62 ± 7 | 2.9 ± 1.1 |

органо-минеральной фракцией [77]. Вывод о более слабой минерализации минерально-связанного органического вещества по сравнению с РОМ подтверждается и другими работами [22].

Таким образом, оба структурных пула РОМ и МАОМ содержат в себе биологически активное органическое вещество. Размеры пула, возраст и время существования органического вещества в пуле не связаны напрямую с внутрпочвенными и эмиссионными потоками углерода [49]. Вклад большого, но медленно оборачиваемого пула в минерализационные потери углерода может быть меньше, чем небольшого по размерам, но быстро оборачиваемого пула. Именно совокупный эффект различных пулов ПОВ, а не какая-либо отдельная фракция обеспечивает минерализационный (эмиссионный) потенциал ПОВ [22].

Выделенные химически резистентные фракции в составе РОМ и МАОМ с помощью обработки H_2O_2 были подвергнуты длительной инкубации, чтобы протестировать на биологическую инертность. Кумулятивные величины продуцирования $C-CO_2$ химически стабильными фракциями РОМ и МАОМ ($iC_{\text{РОМ}}$ и $iC_{\text{МАОМ}}$) за 180 сут инкубации коррелировали с таковыми для исходных

образцов РОМ и МАОМ ($r = 0.930$, $p = 0.007$). Однако сами величины выделения $C-CO_2$ фракциями $iC_{\text{РОМ}}$ и $iC_{\text{МАОМ}}$ были соответственно в 10–28 и в 18–36 раз меньше, чем исходными образцами РОМ и МАОМ (рис. 2). Потенциальная минерализация углерода $iC_{\text{РОМ}}$ и $iC_{\text{МАОМ}}$ составляла 7–27 и 1–6 мг/100 г фракции соответственно, а недоступный для минерализации углерод в обеих этих фракциях равнялся 97–99%.

Как следует из полученных результатов, инертные компоненты РОМ, подвергшегося химическому окислению H_2O_2 , имели минимальную минерализационную способность, а минерализация инертных компонентов МОАМ пула была в следовых количествах вследствие, скорее всего, биологической контаминации образцов. Это указывает на полноту окисления органического вещества в образцах РОМ и МАОМ и справедливость отнесения полученного после химического окисления органического материала к реально инертному пулу.

Подразделение ПОВ на активный, промежуточный (медленный) и пассивный (инертный) пулы. Определение потенциально-минерализуемого и инертного органического вещества позволяет по-

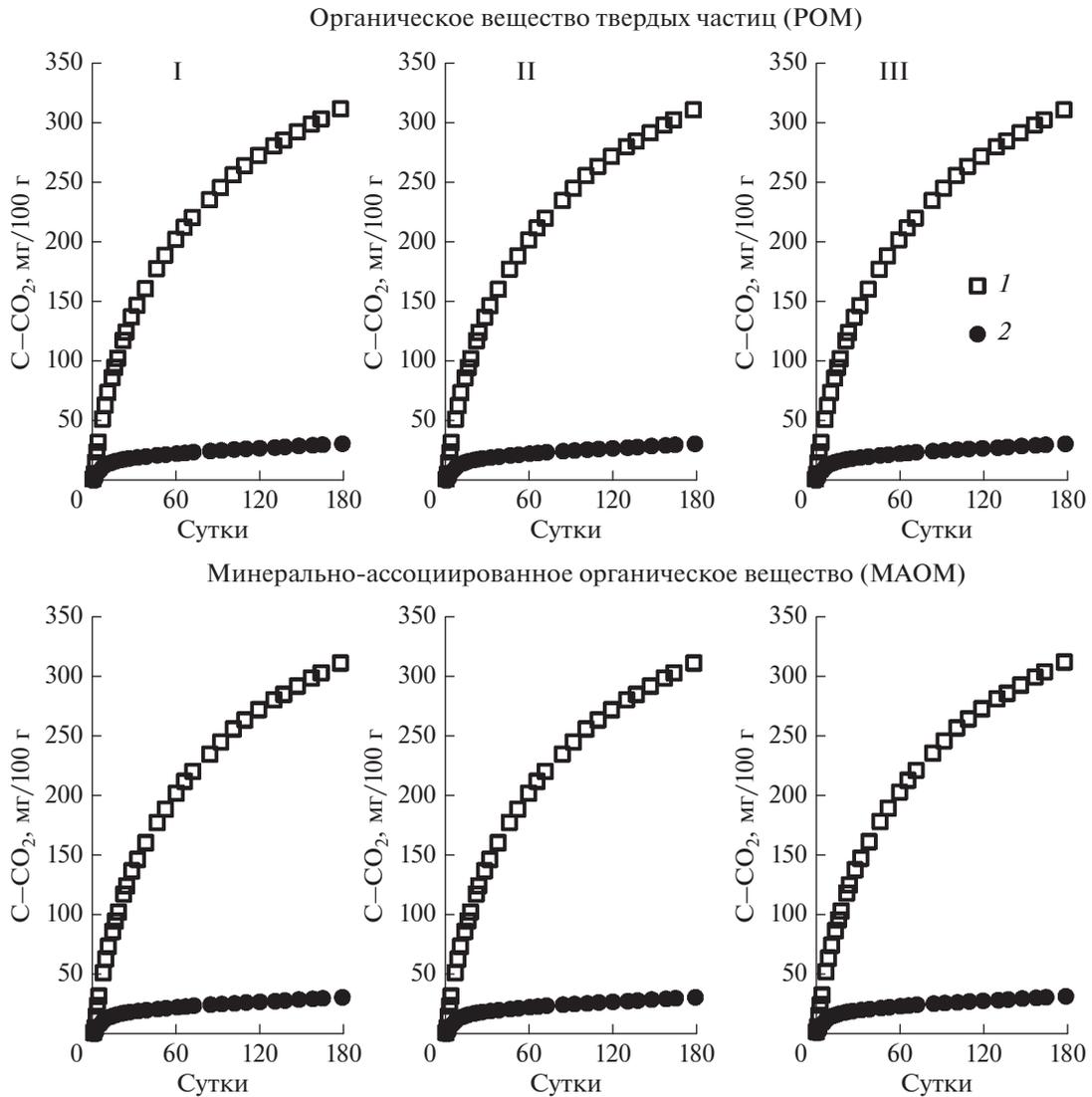


Рис. 2. Динамика кумулятивного выделения $C-CO_2$ в течение инкубации исходных (1) и окисленных раствором H_2O_2 образцов ПОМ и МАОМ (2), выделенных из дерново-подзолистой почвы (I – ельник, II – пашня) и типичного чернозема (III – степь).

лучить размеры активного и пассивного пулов ПОВ. Активный пул ответственен за динамическое циклирование углерода в почве, микробную активность и эмиссию $C-CO_2$ в атмосферу и наиболее значим для формирования питательного режима почвы. В промежуточном (медленном) пуле ПОВ происходит запасание стабилизированного почвенного углерода, часть которого в результате дестабилизации пополняет активный пул. Пассивный пул ПОВ содержит в себе исторически старый, рекальцитрантный (рефракторный), практически не участвующий в биогеохимическом цикле углерод. По полученным данным, в гумусовом горизонте дерново-подзолистой почвы и типичного чернозема в активном, промежуточном и пассивном пулах содержится 4–7, 78–81 и 13–

17% $C_{орг}$ (рис. 3). Соотношение пулов в гумусовом горизонте практически не зависело от типа почвы. Вниз по профилю почв размеры активного и промежуточного пулов уменьшались до 1–4 и 51–76% соответственно, а пассивного пула, особенно в черноземе, возрастали до 20–48% от $C_{орг}$. Как и в других исследованиях [29], землепользование не оказывало принципиального влияния на соотношение пулов, хотя имеются примеры как уменьшения, так и увеличения активного пула в пахотных почвах [12, 13].

Если размеры активного пула мало отличаются в разных исследованиях, то оценки размеров промежуточного (медленного) и пассивного пулов сильно разнятся. В одних исследованиях на активный, промежуточный и пассивный пулы

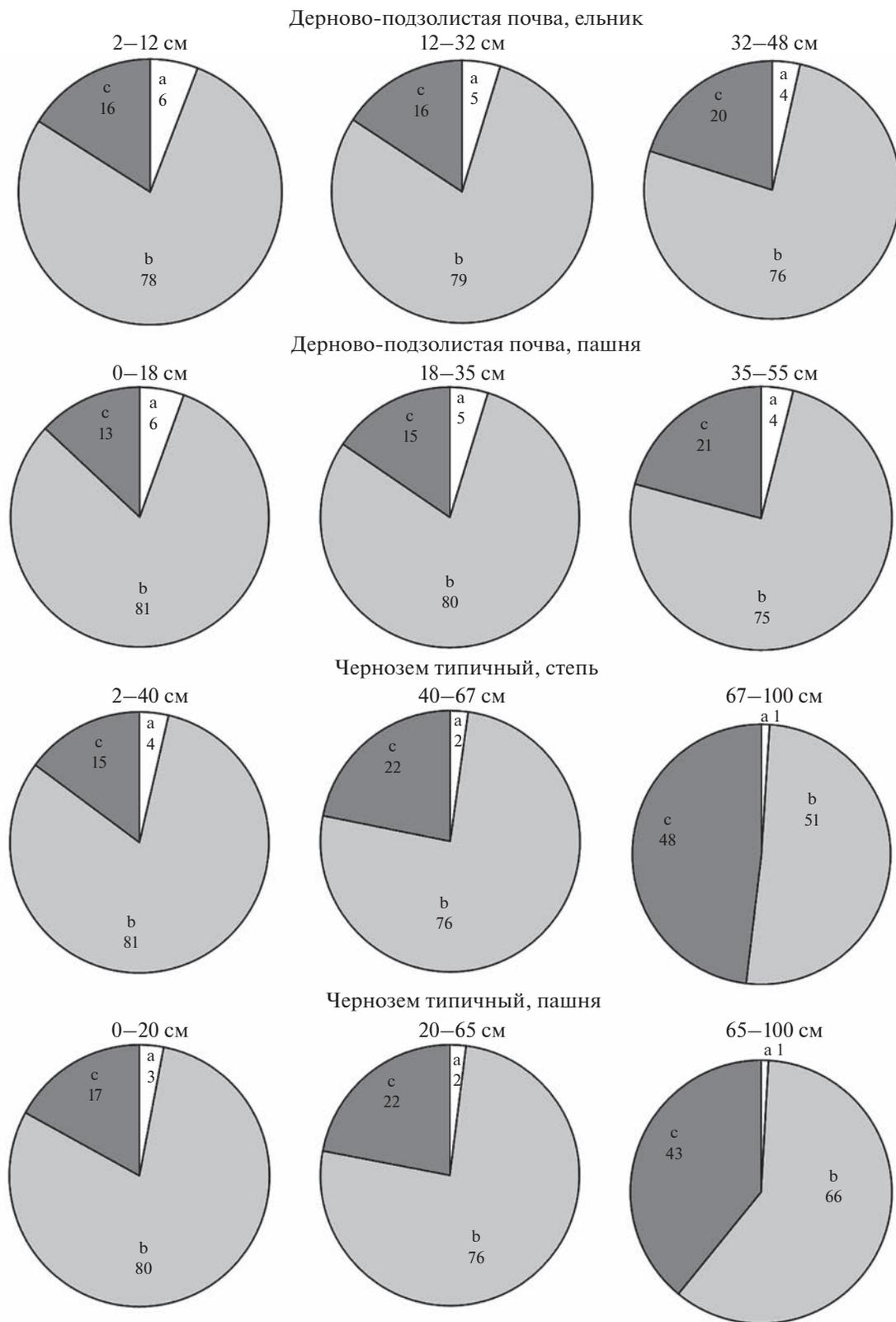


Рис. 3. Распределение углерода между активным (а), промежуточным (b) и пассивным (с) пулами органического вещества в профилях почв разного землепользования, % от $C_{\text{орг}}$.

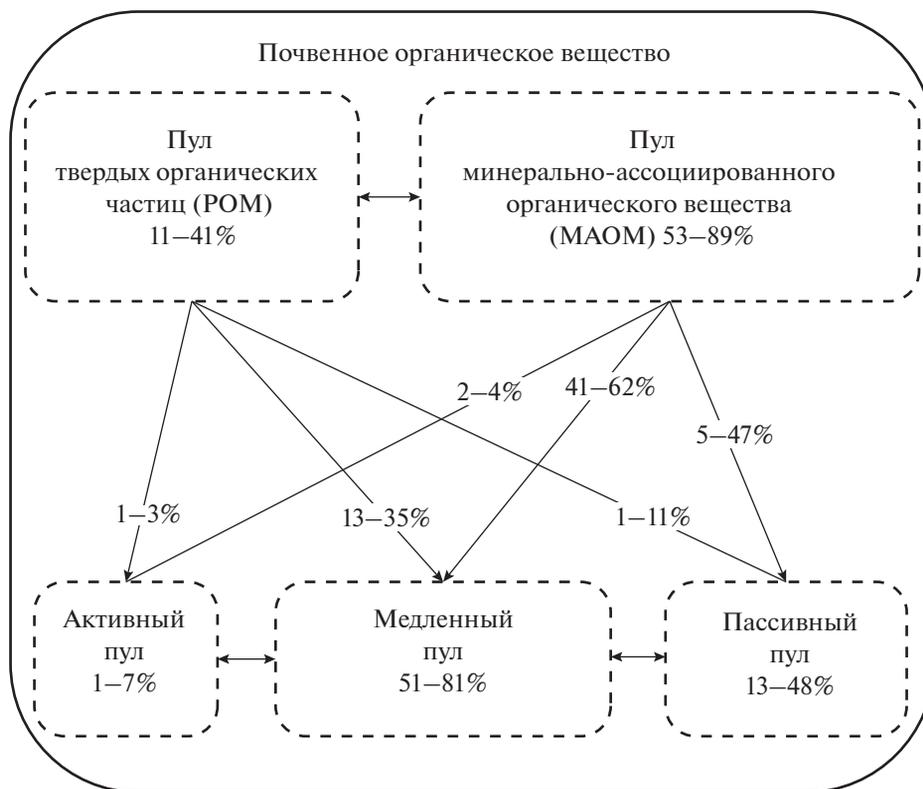


Рис. 4. Распределение РОМ и МАОМ между активным, медленным и пассивным пулами ПОВ разных горизонтов дерново-подзолистой почвы (ельник, пашня) и типичного чернозема (степь, пашня), % от $C_{орг}$.

ПОВ приходилось (% от $C_{орг}$) соответственно 2–8, 45–65 и 39–52 [62], <1, 35–72 и 54–64 [68], 1–11, 58–93 и 2–26 [64], <10, 40–80 и 10–50 [73], 12–13, 78–81 и 6–10 [66]. В других исследованиях активный и промежуточный пулы были меньше пассивного, составляя (% от $C_{орг}$) 4.5–6.5, 40–47 и 54–56 [29], 5–15, 40–50 и ~50 [30], <5, 20–40 и 60–70 [69], 1–5.1, 42– 51 и 47–55 [37]. Наши данные больше согласуются с теми исследованиями, в которых самое большое количество углерода сосредоточено в промежуточном пуле.

С помощью био-физико-химического фракционирования ПОВ удалось оценить участие структурных и процессных пулов углерода в формировании активного, промежуточного и пассивного пулов ПОВ. Как отмечалось выше, масса МАОМ была в 3–10 раз больше массы РОМ, но вклад этих структурных пулов в активный пул ПОВ был практически равнозначным (рис. 4). Примечательно, что несмотря на постулируемую стабильность МАОМ, этот пул обладает биологической активностью и является потенциальным источником эмиссии CO_2 . В свою очередь, РОМ зачастую считается лабильным, однако некоторая часть этого органического вещества представлена инертными компонентами и слагает пассивный

пул. Ожидаемым оказалось преобладание МАОМ в промежуточном и пассивном пулах ПОВ.

Таким образом, наибольшее количество ПОВ сосредоточено в промежуточном (медленном) пуле с предполагаемым временем оборота от 10 до 100 лет в виде физически стабилизированного органического вещества. Промежуточный пул напрямую обогащается РОМ, образующимся из растительных остатков, и МАОМ, формирующимся преимущественно из микробной некромассы. Основная функция промежуточного пула – пополнять активный пул потенциально-минерализуемым углеродом, аккумулировать и сохранять секвестрируемый углерод. Размеры активного, промежуточного и пассивного пулов в абсолютных величинах сильно различаются между почвами и земледельческими использованиями, завися от количества секвестрируемого углерода и углеродпротекторной емкости почв. Процентная доля этих пулов в ПОВ мало зависит как от типа почвы, так и от земледельческого использования, в отличие от структурных пулов РОМ и МАОМ. Точное определение размеров активного, промежуточного и пассивного пулов является ключевой предпосылкой получения достоверных прогнозов углеродного бюджета и эмиссионной способности почв.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Разрабатываемое представление о гетерогенной, мультипуловой организации ПОВ направлено на получение новых знаний о механизмах стабилизации – дестабилизации почвенного углерода, объяснение многообразия функций и сервисов ПОВ, разработку целевых приемов по управлению его стабильностью и функциональностью. Подразделение ПОВ на пулы и количественное определение содержания углерода в пулах позволяет оценить вовлеченность разных компонентов ПОВ в процессы эмиссии, секвестрации и депонирования углерода, установить пул, который в наибольшей мере может служить индикатором накопления или потерь ПОВ, определить общие и специфические отклики ПОВ на природные и антропогенные воздействия.

Предложена схема поэтапного подразделения ПОВ на структурные ($C_{РОМ}$ и $C_{МАОМ}$) и процессные (C_0 и $C_{мик}$) пулы, адаптированная к трехпуловой модели ПОВ с выделением активного, промежуточного (медленного) и пассивного пулов за счет определения химически резистентных и биологически активных фракций в составе РОМ и МАОМ. Отношения C/N во всей почве, РОМ и МАОМ в гумусовых горизонтах двух исследуемых типов почв разного землепользования равнялись 1 : 1.43 : 0.77, а в нижних горизонтах – 1 : 1.67 : 0.70. В гумусовом горизонте дерново-подзолистой почвы под лесом в пулах $C_{МАОМ}$, $C_{РОМ}$, C_0 и $C_{мик}$ содержалось 11.6, 7.91, 1.21 и 0.25 г С/кг почвы, в целинном черноземе – соответственно 22.7, 17.7, 1.54 и 0.23 г С/кг почвы. Пахотные горизонты почв были обеднены $C_{МАОМ}$, $C_{РОМ}$, C_0 и $C_{мик}$ соответственно в 1.0–1.9, 1.8–4.0, 1.6–2.6 и 1.5–2.2 раз. Распределение углерода структурных и процессных пулов по профилю почв было сходным с общим $C_{орг}$. Обнаружено заметное преобладание $C_{МАОМ}$ в составе ПОВ нижних горизонтов типичного чернозема. Влияние землепользования на содержание углерода в пулах нижних горизонтов почв было не значимым.

Структурные пулы РОМ и МАОМ содержат как потенциально-минерализуемые компоненты (4.7–14.1 и 2.6–6.5% от массы РОМ и МАОМ соответственно), так и химически резистентный, инертный углерод (9–30 и 8–67% от массы РОМ и МАОМ соответственно). Процентная доля потенциально-минерализуемого и инертного углерода в структурных пулах различается между типами почв, меняется с глубиной почвенного слоя и практически не зависит от землепользования. Потенциально-минерализуемое органическое вещество на 15–37% состоит из $C_{мик}$ и эквивалентно величине активного пула ПОВ, в котором содержится от 1 до 7% $C_{орг}$. Вклад $C_{РОМ}$ в активный пул ПОВ был соизмеримым с вкладом $C_{МАОМ}$

(39–60 и 54–70% соответственно). Химически резистентное органическое вещество не обладало значимой минерализацией. В промежуточном пуле ПОВ содержалось больше $C_{орг}$ (51–81%), чем в пассивном пуле (13–48%) обеих почв разного землепользования.

БЛАГОДАРНОСТЬ

Авторы выражают благодарность ЦКП ФИЦ ПНЦБИ РАН за приборное обеспечение исследований.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена при поддержке Российского научного фонда, проект № 22-26-00100.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Ананьева Н.Д., Сусьян Е.А., Гавриленко Е.Г.* Особенности определения углерода микробной биомассы почвы методом субстрат-индуцированного дыхания // Почвоведение. 2011. № 11. С. 1327–1333.
2. *Артемьева З.С.* Органическое вещество и гранулометрическая система почвы. М.: ГЕОС, 2010. 240 с.
3. *Дымов А.А., Милановский Е.Ю., Холодов В.А.* Состав и гидрофобные свойства органического вещества денсиметрических фракций почв Приполярного Урала // Почвоведение. 2015. № 11. С. 1335–1345. <https://doi.org/10.7868/S0032180X15110052>
4. *Козут Б.М.* Принципы и методы оценки содержания трансформируемого органического вещества в пахотных почвах // Почвоведение. 2003. № 3. С. 308–316.
5. *Козут Б.М., Семенов В.М., Артемьева З.С., Данченко Н.Н.* Дегумусирование и почвенная секвестрация углерода // Агрохимия. 2021. № 5. С. 3–13. <https://doi.org/10.31857/S0002188121050070>
6. *Иванов А.Л., Козут Б.М., Семенов В.М., Оберландер М.И., Шанбахер Н.* Развитие учения о гумусе и почвенном органическом веществе: от Тюрина и Ваксмана до наших дней // Бюл. Почв. ин-та им. В.В. Докучаева. 2017. Вып. 90. С. 3–38. <https://doi.org/10.19047/0136-1694-2017-3-38>
7. *Ларионова А.А., Золотарева А.Н., Евдокимов И.В., Быховец С.С., Кузяков Я., Бюггер Ф.* Идентификация лабильного и устойчивого пулов органического вещества в агросерой почве // Почвоведение. 2011. № 6. С. 685–698.
8. *Моргун Е.Г., Макаров М.И.* Использование поливольфрамата натрия при грануло-денсиметрическом фракционировании почвенного материала // Почвоведение. 2011. № 4. С. 433–438.
9. *Овсепян Л.А., Курганова И.Н., Лопес де Гереню В.О., Русаков А.В., Кузяков Я.В.* Изменение денситометрического фракционного состава органического

- вещества почв лесостепной зоны в процессе постагрогенной эволюции // Почвоведение. 2020. № 1. С. 56–68.
<https://doi.org/10.31857/S0032180X20010128>
10. Семенов В.М., Журавлев Н.С., Тулина А.С. Минерализация органического вещества в серой лесной почве и типичном черноземе, обесструктуренных физическими воздействиями // Почвоведение. 2015. № 10. С. 1254–1266.
<https://doi.org/10.7868/S0032180X1510010X>
 11. Семенов В.М., Иванникова Л.А., Кузнецова Т.В., Семенова Н.А. Роль растительной биомассы в формировании активного пула органического вещества почвы // Почвоведение. 2004. № 11. С. 1350–1359.
 12. Семенов В.М., Когут Б.М., Зинякова Н.Б., Масютенко Н.П., Малюкова Л.С., Лебедева Т.Н., Тулина А.С. Биологически активное органическое вещество в почвах европейской части России // Почвоведение. 2018. № 4. С. 457–472.
<https://doi.org/10.7868/S0032180X1804007X>
 13. Семенов В.М., Лебедева Т.Н., Зинякова Н.Б., Соколов Д.А. Размеры и соотношения пулов органического углерода в серой лесной почве при многолетнем применении минеральных и органических удобрений // Почвоведение. 2023. № 4. С. 482–501.
<https://doi.org/10.31857/S0032180X22601426>
 14. Семенов В.М., Лебедева Т.Н., Лопес де Гереню В.О., Овсяня Л.А., Семенов М.В., Курганова И.Н. Пулы и фракции органического углерода в почве: структура, функции и методы определения // Почвы и окружающая среда. 2023. Т. 6. № 1. e199.
<https://doi.org/10.31251/pos.v6i1.199>
 15. Семенов В.М., Лебедева Т.Н., Паутова Н.Б. Дисперсное органическое вещество в необрабатываемых и пахотных почвах // Почвоведение. 2019. № 4. С. 440–450.
<https://doi.org/10.1134/S0032180X19040130>
 16. Семенов В.М., Паутова Н.Б., Лебедева Т.Н., Хромычкина Д.П., Семенова Н.А., Лопес де Гереню В.О. Разложение растительных остатков и формирование активного органического вещества в почве инкубационных экспериментов // Почвоведение. 2019. № 10. С. 1172–1184.
<https://doi.org/10.1134/S0032180X19100113>
 17. Семенов В.М., Тулина А.С., Семенова Н.А., Иванникова Л.А. Гумификационные и негумификационные пути стабилизации органического вещества в почве (обзор) // Почвоведение. 2013. № 4. С. 393–407.
<https://doi.org/10.7868/S0032180X13040114>
 18. Соколов Д.А., Дмитриевская И.И., Паутова Н.Б., Лебедева Т.Н., Черников В.А., Семенов В.М. Исследование стабильности почвенного органического вещества методами дериватографии и длительной инкубации // Почвоведение. 2021. № 4. С. 407–419.
<https://doi.org/10.31857/S0032180X21040146>
 19. Старцев В.В., Мазур А.С., Дымов А.А. Содержание и состав органического вещества почв Приполярного Урала // Почвоведение. 2020. № 12. С. 1478–1488.
<https://doi.org/10.31857/S0032180X20120114>
 20. Травникова Л.С., Артемьева З.С., Сорокина Н.П. Распределение гранулоденсиметрических фракций в дерново-подзолистых почвах, подверженных плоскостной эрозии // Почвоведение. 2010. № 4. С. 495–504.
 21. Arevalo C.B.M., Chang S.X., Bhatti J.S., Sidders D. Mineralization Potential and Temperature Sensitivity of Soil Organic Carbon under Different Land Uses in the Parkland Region of Alberta, Canada // Soil Sci. Soc. Am. J. 2012. V. 76(1). P. 241–251.
<https://doi.org/10.2136/sssaj2011.0126>
 22. Benbi D.K., Boparai A.K., Brar K. Decomposition of particulate organic matter is more sensitive to temperature than the mineral associated organic matter // Soil Biol. Biochem. 2014. V. 70. P. 183–192.
<https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2013.12.032>
 23. Blankinship J.C., Berhe A.A., Crow S.E., Druhan J.L., Heckman K.A., Keiluweit M., Lawrence C.R., Marín-Spiotta E., Plante A.F., Rasmussen C., Schädel C., Schimel J.P., Sierra C.A., Thompson A., Wagai R., Wieder W.R. Improving understanding of soil organic matter dynamics by triangulating theories, measurements, and models // Biogeochemistry. 2018. V. 140. P. 1–13.
<https://doi.org/10.1007/s10533-018-0478-2>
 24. Bruun S., Ågren G.I., Christensen B.T., Jensen L.S. Measuring and modeling continuous quality distributions of soil organic matter // Biogeosciences. 2010. V. 7(1). P. 27–41.
<https://doi.org/10.5194/bg-7-27-2010>
 25. Cambardella C.A., Elliott E.T. Particulate Soil Organic-Matter Changes across a Grassland Cultivation Sequence // Soil Sci. Soc. Am. J. 1992. V. 56(3). P. 777–783.
<https://doi.org/10.2136/sssaj1992.03615995005600030017x>
 26. Cao M., Woodward F. Dynamic responses of terrestrial ecosystem carbon cycling to global climate change // Nature. 1998. V. 393. P. 249–252.
<https://doi.org/10.1038/30460>
 27. Christensen B.T. Physical fractionation of soil and structural and functional complexity in organic matter turnover // Eur. J. Soil. Sci. 2001. V. 52(3). P. 345–353.
<https://doi.org/10.1046/j.1365-2389.2001.00417.x>
 28. Ciais P., Sabine C., Bala G., Bopp L., Brovkin V., Canadell J., Chhabra A., DeFries R., Galloway J., Heimann M., Jones C., Le Quééré C., Myneni R.B., Piao S., Thornton P. Carbon and Other Biogeochemical Cycles. In: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge: Cambridge University Press, 2013. P. 465–570.
 29. Cochran R.L., Collins H.P., Kennedy A., Bezdicsek D.F. Soil carbon pools and fluxes after land conversion in a semiarid shrub-steppe ecosystem // Biol. Fert. Soils. 2007. V. 43. P. 479–489.
<https://doi.org/10.1007/s00374-006-0126-1>
 30. Conant R.T., Ryan M.G., Ågren G.I., Birge H.E., Davidson E.A., Eliasson P.E., Evans S.E., Frey S.D., Giardina C.P., Hopkins F.M., Hyvönen R., Kirschbaum M.U.F., Lavelle J.M., Leifeld J., Parton W.J., Steinweg J.M., Wallenstein M.D., Wetterstedt J.Å.M., Bradford M.A. Temperature and soil organic matter decomposition rates – synthesis of current knowledge and a way forward // Global Change Biol. 2011. V. 17(11). P. 3392–3404.
<https://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2011.02496.x>

31. *Cookson W.R., Abaye D.A., Marschner P., Murphy D.V., Stockdale E.A., Goulding K.W.T.* The contribution of soil organic matter fractions to carbon and nitrogen mineralization and microbial community size and structure // *Soil Biol. Biochem.* 2005. V. 37. P. 1726–1737.
<https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2005.02.007>
32. *Cotrufo M.F., Ranalli M.G., Haddix M.L., Six J., Lugato E.* Soil carbon storage informed by particulate and mineral-associated organic matter // *Nature Geoscience.* 2019. V. 12. P. 989–994.
<https://doi.org/10.1038/s41561-019-0484-6>
33. *Cotrufo M.F., Wallenstein M.D., Boot C.M., Denef K., Paul E.* The Microbial Efficiency-Matrix Stabilization (MEMS) framework integrates plant litter decomposition with soil organic matter stabilization: do labile plant inputs form stable soil organic matter? // *Global Change Biol.* 2013. V. 19(4). P. 988–995.
<https://doi.org/10.1111/gcb.12113>
34. *Franzluebbers A.J., Arshad M.A.* Particulate organic carbon content and potential mineralization as affected by tillage and texture // *Soil Sci. Soc. Am. J.* 1997. V. 61(5). P. 1382–1386.
<https://doi.org/10.2136/sssaj1997.03615995006100050014x>
35. *Golchin A., Oades J.M., Skjemstad J.O., Clarke P.* Study of free and occluded particulate organic matter in soils by solid state ¹³C CP/MAS NMR spectroscopy and scanning electron microscopy // *Austr. J. Soil Res.* 1994. V. 32(2). P. 285–309.
<https://doi.org/10.1071/SR9940285>
36. *Gregorich E.G., Beare M.H., McKim U.F., Skjemstad J.O.* Chemical and biological characteristics of physically uncomplexed organic matter // *Soil Sci. Soc. Am. J.* 2006. V. 70(3). P. 975–985.
<https://doi.org/10.2136/sssaj2005.0116>
37. *Guo D., X. Li, Wang J., Niu D., Guo W., Fu H., Luo Y.* Edaphic and microbial determinants of the residence times of active and slow C pools on the Tibetan Plateau // *Geoderma.* 2020. V. 357. P. 113942.
<https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2019.113942>
38. *Haddix M.L., Gregorich E.G., Helgason B.L., Janzen H., Ellert B.H., Cotrufo M. F.* Climate, carbon content, and soil texture control the independent formation and persistence of particulate and mineral-associated organic matter in soil // *Geoderma.* 2020. V. 363. P. 114160.
<https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2019.114160>
39. *Hassink J.* Decomposition Rate Constants of Size and Density Fractions of Soil Organic Matter // *Soil Sci. Soc. Am. J.* 1995. V. 59(6). P. 1631–1635.
<https://doi.org/10.2136/sssaj1995.03615995005900060018x>
40. *Hayes M.H.B.* Solvent Systems for the Isolation of Organic Components from Soils // *Soil Sci. Soc. Am. J.* 2006. V. 70(3). P. 986–994.
<https://doi.org/10.2136/sssaj2005.0107>
41. *Helfrich M., Flessa H., Mikutta R., Dreves A., Ludwig B.* Comparison of chemical fractionation methods for isolating stable soil organic carbon pools // *Eur. J. Soil Sci.* 2007. V. 58(6). P. 1316–1329.
<https://doi.org/10.1111/j.1365-2389.2007.00926.x>
42. *Hijbeek R., van Ittersum M.K., ten Berge H.F.M., Gort G., Spiegel H., Whitmore A.P.* Do organic inputs matter – a meta-analysis of additional yield effects for arable crops in Europe // *Plant and Soil.* 2017. V. 411. P. 293–303.
<https://doi.org/10.1007/s11104-016-3031-x>
43. *Islam M.R., Singh B., Dijkstra F.A.* Stabilisation of soil organic matter: interactions between clay and microbes // *Biogeochemistry.* 2022. V. 160. P. 145–158.
<https://doi.org/10.1007/s10533-022-00956-2>
44. *Jagadamma S., Steinweg J.M., Mayes M.A., Wang G., Post W.M.* Decomposition of added and native organic carbon from physically separated fractions of diverse soils // *Biol. Fert. Soils.* 2014. V. 50. P. 613–621.
<https://doi.org/10.1007/s00374-013-0879-2>
45. *John B., Yamashita T., Ludwig B., Flessa H.* Storage of organic carbon in aggregate and density fractions of silty soils under different types of land use // *Geoderma.* 2005. V. 128. P. 63–79.
<https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2004.12.013>
46. *Kögel-Knabner I., Guggenberger G., Kleber M., Kandeler E., Kalbitz K., Scheu S., Eusterhues K., Leinweber P.* Organo-mineral associations in temperate soils: Integrating biology, mineralogy, and organic matter chemistry // *J. Plant Nutr. Soil Sci.* 2008. V. 171(1). P. 61–82.
<https://doi.org/10.1002/jpln.200700048>
47. *Kögel-Knabner I., Wiesmeier M., Mayer S.* Mechanisms of soil organic carbon sequestration and implications for management // *Understanding and fostering soil carbon sequestration.* Cambridge: Burleigh Dodds Sci. Publ. Lim. 2022. P. 1–36.
<https://doi.org/10.19103/AS.2022.0106.02>
48. *Körschens M.* Long-term field experiments as the basis for practice-oriented humus research – a review // *Modern Concepts Developments in Agronomy.* 2021. V. 9. P. 922–924.
<https://doi.org/10.31031/MCDA.2021.09.000714>
49. *Kuz'yakov Y.* How to link soil C pools with CO₂ fluxes? // *Biogeosciences.* 2011. V. 8(6). P. 1523–1537.
<https://doi.org/10.5194/bg-8-1523-2011>
50. *Kuz'yakov Y., Zamanian K.* Reviews and syntheses: Agropedogenesis – humankind as the sixth soil-forming factor and attractors of agricultural soil degradation // *Biogeosciences.* 2019. V. 16(24). P. 4783–4803.
<https://doi.org/10.5194/bg-16-4783-2019>
51. *Lal R.* Managing Soils and Ecosystems for Mitigating Anthropogenic Carbon Emissions and Advancing Global Food Security // *BioScience.* 2010. V. 60(9). P. 708–721.
<https://doi.org/10.1525/bio.2010.60.9.8>
52. *Lavallee J.M., Soong J.L., Cotrufo M.F.* Conceptualizing soil organic matter into particulate and mineral-associated forms to address global change in the 21st century // *Global Change Biol.* 2020. V. 26(1). P. 261–273.
<https://doi.org/10.1111/gcb.14859>
53. *Leifeld J., Kögel-Knabner I.* Soil organic matter fractions as early indicators for carbon stock changes under different land-use? // *Geoderma.* 2005. V. 124. P. 143–155.
<https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2004.04.009>
54. *Li J., Ramirez G.H., Kiani M., Quideau S., Smith E., Janzen H., Larney F., Puurveen D.* Soil organic matter dynamics in long-term temperate agroecosystems: rotation and nutrient addition effects // *Can. J. Soil Sci.* 2018. V. 98(2). P. 232–245.
<https://doi.org/10.1139/cjss-2017-0127>

55. *Liang C.* Soil microbial carbon pump: Mechanism and appraisal // *Soil Ecol. Lett.* 2020. V. 2. P. 241–254. <https://doi.org/10.1007/s42832-020-0052-4>
56. *Liang C., Amelung W., Lehmann J., Kästner M.* Quantitative assessment of microbial necromass contribution to soil organic matter // *Global Change Biol.* 2019. V. 25(11). P. 3578–3590. <https://doi.org/10.1111/gcb.14781>
57. *Marschner B., Brodowski S., Dreves A., Gleixner G., Gude A., Grootes P.M., Hamer U., Heim A., Jandl G., Ji R., Kaiser K., Kalbitz K. C. Kramer, Leinweber P., Rettemeyer J., Schäffer A., Schmidt M.W.I., Schwark L., Wiesenberg G.L.B.* How relevant is recalcitrance for the stabilization of organic matter in soils? // *J. Plant Nutr. Soil Sci.* 2008. V. 171(1). P. 91–110. <https://doi.org/10.1002/jpln.200700049>
58. *Mazzilli S.R., Kemanian A.R., Ernst O.R., Jackson R.B., Piñeiro G.* Greater humification of belowground than aboveground biomass carbon into particulate soil organic matter in no-till corn and soybean crops // *Soil Biol. Biochem.* 2015. V. 85. P. 22–30. <https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2015.02.014>
59. *Merino A., Ferreira A., Salgado J., Fontúrbel M.T., Barros N., Fernández C., Vega J.A.* Use of thermal analysis and solid-state ¹³C CP-MAS NMR spectroscopy to diagnose organic matter quality in relation to burn severity in Atlantic soils // *Geoderma.* 2014. V. 226–227. P. 376–386. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2014.03.009>
60. *Mikutta R., Kleber M., Kaiser K., Jahn R.* Organic Matter Removal from Soils using Hydrogen Peroxide, Sodium Hypochlorite, and Disodium Peroxodisulfate // *Soil Sci. Soc. Am. J.* 2005. V. 69(1). P. 120–135. <https://doi.org/10.2136/sssaj2005.0120>
61. *Oldfield E.E., Bradford M.A., Wood S.A.* Global meta-analysis of the relationship between soil organic matter and crop yields // *Soil.* 2019. V. 5(1). P. 15–32. <https://doi.org/10.5194/soil-5-15-2019>
62. *Paul E.A., Morris S.J., Conant R.T., Plante A.F.* Does the acid hydrolysis–incubation method measure meaningful soil organic carbon pools? // *Soil Sci. Soc. Amer. J.* 2006. V. 70(3). P. 1023–1035. <https://doi.org/10.2136/sssaj2005.0103>
63. *Poepplau C., Don A., Six J., Kaiser M., Benbi D., Chenu C., Cotrufo M.F. et al.* Isolating organic carbon fractions with varying turnover rates in temperate agricultural soils – A comprehensive method comparison // *Soil Biol. Biochem.* 2018. V. 125. P. 10–26. <https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2018.06.025>
64. *Rabbi S.M.F., Wilson B.R., Lockwood P.V., Daniel H., Young I.M.* Soil organic carbon mineralization rates in aggregates under contrasting land uses // *Geoderma.* 2014. V. 216. P. 10–18. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2013.10.023>
65. *Rumpel C., Chabbi A.* Managing Soil Organic Carbon for Mitigating Climate Change and Increasing Food Security // *Agronomy.* 2021. V. 11. P. 1553. <https://doi.org/10.3390/agronomy11081553>
66. *Schädel C., Luo Y., Evans R.D., Fei S., Schaeffer S.M.* Separating soil CO₂ efflux into C-pool-specific decay rates via inverse analysis of soil incubation data // *Oecologia.* 2013. V. 171. P. 721–732. <https://doi.org/10.1007/s00442-012-2577-4>
67. *Schimel J.* Modeling ecosystem-scale carbon dynamics in soil: The microbial dimension // *Soil Biol. Biochem.* 2023. V. 178. P. 108948. <https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2023.108948>
68. *Schwendenmann L., Pendall E.* Response of soil organic matter dynamics to conversion from tropical forest to grassland as determined by long-term incubation // *Biol. Fertil. Soils.* 2008. V. 44. P. 1053–1062. <https://doi.org/10.1007/s00374-008-0294-2>
69. *Sherrod L.A., Peterson G.A., Westfall D.G., Ahuja L.R.* Soil Organic Carbon Pools After 12 Years in No-Till Dryland Agroecosystems // *Soil Sci. Soc. Am. J.* 2005. V. 69(5). P. 1600–1608. <https://doi.org/10.2136/sssaj2003.0266>
70. *Six J., Conant R.T., Paul E.A., Paustian K.* Stabilisation mechanisms of soil organic matter: implications for C-saturation of soil // *Plant and Soil.* 2002. V. 241. P. 155–176. <https://doi.org/10.1023/A:1016125726789>
71. *Sohi S.P., Mahieu N., Arah J.R.M., Powlson D.S., Madari B., Gaunt J.L.* A Procedure for Isolating Soil Organic Matter Fractions Suitable for Modeling // *Soil Sci. Soc. Am. J.* 2001. V. 65(4). P. 1121–1128. <https://doi.org/10.2136/sssaj2001.6541121x>
72. *Soucémariadin L.N., Cécillon L., Guenet B., Chenu C., Baudin F., Nicolas M., Girardin C., Barré P.* Environmental factors controlling soil organic carbon stability in French forest soils // *Plant and Soil.* 2018. V. 426. P. 267–286. <https://doi.org/10.1007/s11104-018-3613-x>
73. *Trumbore S.E.* Potential responses of soil organic carbon to global environmental change // *Proc. Nat. Acad. Sci. (PNAS).* 1997. V. 94(16). P. 8284–8291. <https://doi.org/10.1073/pnas.94.16.828>
74. *von Lützow M., Kögel-Knabner I., Ekschmitt K., Flessa H., Guggenberger G., Matzner E., Marschner B.* SOM fractionation methods: Relevance to functional pools and to stabilization mechanisms // *Soil Biol. Biochem.* 2007. V. 39. P. 2183–2207. <https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2007.03.007>
75. *von Lützow M., Kögel-Knabner I., Ekschmitt K., Matzner E., Guggenberger G., Marschner B., Flessa H.* Stabilization of organic matter in temperate soils: Mechanisms and their relevance under different soil conditions – a review // *Eur. J. Soil Sci.* 2006. V. 57(4). P. 426–445. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2389.2006.00809.x>
76. *von Lützow M., Kögel-Knabner I., Ludwig B., Matzner E., Flessa H., Ekschmitt K., Guggenberger G., Marschner B., Kalbitz K.* Stabilization mechanisms of organic matter in four temperate soils: Development and application of a conceptual model // *J. Plant Nutr. Soil Sci.* 2008. V. 171(1). P. 111–124. <https://doi.org/10.1002/jpln.200700047>
77. *Wagai R., Mayer L.M., Kitayama K., Knicker H.* Climate and parent material controls on organic matter storage in surface soils: A three-pool, density-separation approach // *Geoderma.* 2008. V. 147. P. 23–33. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2008.07.010>
78. *Wander M.* Soil Organic Matter Fractions and Their Relevance to Soil Function // *Soil organic matter in sustainable agriculture.* Boca Raton etc: CRC Press,

2004. P. 67–102.
<https://doi.org/10.1201/9780203496374>
79. Xiao K.Q., Zhao Y., Liang C., Zhao M., Moore O.W., Otero-Fariña A., Zhu Y.G., Johnson K., Peacock C.L. Introducing the soil mineral carbon pump // *Nature Rev. Earth Environ.* 2023.
<https://doi.org/10.1038/s43017-023-00396-y>
80. Xiao W., Feng S., Liu Z., Su Y., Zhang Y., He X. Interactions of soil particulate organic matter chemistry and microbial community composition mediating carbon mineralization in karst soils // *Soil Biol. Biochem.* 2017. V. 107. P. 85–93.
<https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2016.12.025>
81. Zhou W., Wen S., Zhang Y., Gregory A.S., Xu M., Shah S.A.A., Zhang W., Wu H., Hartley I.P. Long-term fertilization enhances soil carbon stability by increasing the ratio of passive carbon: evidence from four typical croplands // *Plant and Soil.* 2022. V. 478. P. 579–595.
<https://doi.org/10.1007/s11104-022-05488-0>
82. Zimmermann M., Leifeld J., Abiven S., Schmidt M.W.I., Fuhrer J. Sodium hypochlorite separates an older soil organic matter fraction than acid hydrolysis // *Geoderma.* 2007. V. 139(1–2). P. 171–179.
<https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2007.01.014>
83. Zimmermann M., Leifeld J., Schmidt M.W.I., Smith P., Fuhrer J. Measured soil organic matter fractions can be related to pools in the RothC model // *Eur. J. Soil Sci.* 2007. V. 58(3). P. 658–667.
<https://doi.org/10.1111/j.1365-2389.2006.00855.x>

Measurement of Soil Organic Carbon Pools Isolated Using Bio-Physical-Chemical Fractionation Methods

V. M. Semenov^{1, *}, T. N. Lebedeva¹, D. A. Sokolov¹, N. B. Zinyakova¹,
 V. O. Lopes de Gerenu¹, and M. V. Semenov²

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

²*Dokuchaev Soil Science Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, 119017 Russia*

*e-mail: v.m.semenov@mail.ru

The studies were performed with samples from different horizons of soddy podzolic soil (Albic Retisol) and typical chernozem (Haplic Chernozems) collected under natural lands and arable fields. The carbon contents in structural (particulate organic matter of 2–0.05 mm in size (C_{POM}) and mineral-associated organic matter of <0.05 mm in size (C_{MAOM})) and process (potentially mineralizable organic matter (C_0) and microbial biomass (C_{mic})) pools were determined. In the humus horizon of virgin and arable sod-podzolic soils, the C_{POM} , C_{MAOM} , C_0 , and C_{mic} pools contained 38 and 24, 56 and 72, 5.9 and 5.6, 1.2 and 1.3% of C_{org} , respectively. The sizes of these pools in virgin and arable chernozem were 42 and 30, 53 and 68, 3.6 and 2.8, 0.5 and 0.5% of C_{org} , respectively. The emission potential of C_{POM} pool despite the small mass of the POM fraction was comparable to C_{MAOM} pool having the large MAOM fraction. A method for quantitative separation of soil organic matter (SOM) into active, intermediate (slow), and passive pools has been proposed. The size of the SOM active pool were determined based on the C_{mic} and C_0 contents, and the size of the passive pool were measured by the chemically non-oxidizable organic matter in POM and MAOM fractions. The intermediate pool size was calculated by the difference between the total organic carbon and the sum of the active and passive pools. The active, intermediate and passive pools of the studied soils contained 1–7, 51–81 and 13–48% of C_{org} , respectively without any significant between different land uses.

Keywords: soil organic matter, sequestration, storage, particulate organic matter, mineral-associated organic matter, potentially mineralizable organic matter, microbial biomass

ОРГАНИЧЕСКОЕ ВЕЩЕСТВО И МИКРОБНАЯ АКТИВНОСТЬ ПОЧВ

УДК 630:631.4+556

БИОИНДИКАЦИЯ СОСТОЯНИЯ ТЕМНО-СЕРОЙ ПОЧВЫ В СОСНЯКАХ КРАСНОЯРСКОЙ ЛЕСОСТЕПИ ПРИ АНТРОПОГЕННОМ ВОЗДЕЙСТВИИ

© 2023 г. И. Д. Гродницкая^а, *, В. А. Сенашова^а, Г. И. Антонов^а,
Г. Г. Полякова^а, О. Э. Пашкеева^а, Н. В. Пашенова^а

^аИнститут леса им. В.Н. Сукачева ФИЦ КНЦ СО РАН, Академгородок, 50/28, Красноярск, 660036 Россия

*e-mail: igrod@ksc.krasn.ru

Поступила в редакцию 12.03.2023 г.

После доработки 11.05.2023 г.

Принята к публикации 15.05.2023 г.

Биологическую активность темно-серой почвы исследовали в 100-летнем сосняке разнотравно-зеленомошном Погорельского бора Красноярской лесостепи. В 2017 г. в сосняке были проведены выборочные рубки, а в мае 2022 г. произошел сильный пожар. Для улучшения лесовосстановления и повышения биологической продуктивности почвы на вырубленные и горевшие участки вносили биоудобрение на основе опилочно-почвенного субстрата с микопродуктом и мочевиной (ОПСМ + М). На экспериментальных участках (пасаека, волок, фон) проводили ежегодный учет самосева сосны. Биоиндикацию состояния почвы оценивали на основании общей численности и соотношения долей эколого-трофических групп микроорганизмов, активности ферментов, содержания микробной биомассы, интенсивности базального дыхания и удельного дыхания микробной биомассы. Внесение биоудобрения на вырубленные участки способствовало подщелачиванию почвы на 0.2–0.4 ед., сохранению влажности, увеличению содержания азота (на 5–14%) и микробной биомассы (в 1.2–1.6 раза) по сравнению с контрольными вариантами. Воздействие биоудобрений на всхожесть и рост самосева сосны отмечено на второй год после внесения: на опытных участках самосева было в 4–6 раз больше, чем на контрольных. Поступление в почву обгоревших растительных остатков, углей и золы в первую неделю после пожара привело к активизации микроорганизмов-карботрофов, которые увеличивали общую численность микроорганизмов, микробную биомассу, активность уреазы и инвертазы. Однако к концу вегетационного периода отмечали снижение микробиологической активности, что указывало на постпирогенную депрессию микробоценозов. Внесение биоудобрения на сгоревшую поверхность участков нивелировало влияние пирогенного воздействия и стимулировало образование всходов сосны обыкновенной, количество которых было достоверно больше, чем на контрольных участках. Установлено, что универсальными биоиндикаторами, адекватно отражающими состояние почвы после всех антропогенных воздействий, были микробная биомасса, удельное микробное дыхание, ферментативная активность и общая численность микроорганизмов. Специфической биоиндикацией состояния почвы после пожара являлось увеличение доли бактерий *Serratia plymuthica*, *Bacillus mycoides* и грибов родов *Trichoderma*, *Penicillium* и *Mortierella*.

Ключевые слова: темно-серая почва (Haplic Greyzems), рубки, пожар, биоудобрение, дыхательная и ферментативная активность, микроорганизмы-карботрофы, биоиндикаторы состояния почвы

DOI: 10.31857/S0032180X23600415, **EDN:** UXDWGR

ВВЕДЕНИЕ

Возросшее влияние антропогенной нагрузки на лесные экосистемы обусловило интерес к биоиндикации лесорастительных условий почв, особенно в начальные периоды сукцессионных изменений. Известно, что почвы обладают устойчивостью к внешним воздействиям, сохраняя производительную функцию до определенного уровня стресса, и способны возвращаться к исходному состоянию (экологической норме) [20, 23, 41]. Предположительно устойчивость почв во многом определяется гомеостазом почвенного

микробного сообщества и поддерживается с помощью механизмов, основанных, в первую очередь, на микробном пуле. К показателям устойчивости почв относят запас органического вещества, биологическую активность (количественный и качественный состав различных групп микроорганизмов, содержание микробной биомассы и пул ферментов), емкость катионного обмена, мощность гумусового горизонта, кинетику трансформации органического вещества, запас химических макро- и микроэлементов [10, 23, 32]. Многие из этих показателей стабильны и изменя-

ются только при сильных или катастрофических воздействиях.

Биологическая активность почв — важнейший показатель уровня их плодородия, условий роста и развития растений. Диагностику биологического потенциала почв и устойчивости лесных насаждений можно проводить по структуре, динамике и функциональной активности микробных комплексов, тесно связанных с агрохимическими показателями [1, 23]. Микробное сообщество является наиболее чувствительным инструментом, способным дать интегральную оценку состояния почвенного плодородия и развития фитоценозов, что позволяет прогнозировать скорость их восстановления после антропогенных воздействий [1, 12, 23]. Лучшие результаты в диагностике почв антропогенно-нарушенных территорий дает комплексная оценка их биологических свойств с использованием показателей биологической активности [2, 8]. В качестве таких показателей (индикаторов) могут быть использованы интенсивность трансформации соединений углерода и азота в почве (дыхание/эмиссия CO₂ почвы, динамика содержания азота аммиака и нитратов), содержание микробной биомассы, общее количество и таксономический состав бактерий и грибов, соотношение эколого-трофических групп микроорганизмов, активность ферментов и нитрификации, динамика кислотности и окислительно-восстановительного потенциала [8, 23].

Содействие естественному лесовозобновлению после различных воздействий, в том числе антропогенных (рубки, пожары и др.), предполагает оценку нарушенности почв с помощью микробных индикаторов и при необходимости разработку методов их восстановления.

С 2014 г. в Институте леса им. В.Н. Сукачева проводятся эксперименты по созданию и применению в лесном хозяйстве биоудобрений на основе отходов лесопромышленного комплекса. Разработаны и изготовлены различные удобрительные композиции, содержащие опилки хвойных пород, почвенный микробно-ферментный комплекс, микродозы азотных удобрений и микопродукт, полученный путем частичной биоконверсии опилок культурой дереворазрушающего гриба (*Trametes versicolor*) [4, 19]. Наиболее эффективным при искусственном выращивании хвойных растений оказался вариант на основе опилочно-почвенного субстрата с добавлением микопродукта и мочевины (ОПСМ + М). Показано, что внесение ОПСМ + М в почву питомника под саженцы хвойных позволило увеличить скорость их роста и развития, а также сохранить высокую биологическую активность почвы на протяжении 3–4 лет [2, 3]. Биоудобрения для восстановления антропогенно-нарушенных почв в

естественных фитоценозах ранее не применялись.

Цель работы — оценить биологическую активность темно-серой почвы и лесовозобновительных процессов сосны обыкновенной (*Pinus sylvestris*) после антропогенных воздействий (выборочные рубки, пожар и внесение удобрений) в разнотравно-зеленомошном сосняке Погорельского бора Красноярской лесостепи.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Объектами исследований являлись микробно-ценозы темно-серой почвы с внесением и без внесенной биоудобрения на основе опилочно-почвенных субстратов с добавлением микопродукта и мочевины (ОПСМ + М) после выборочной рубки и пожара в сосняке Погорельского бора, расположенного в 40 км от г. Красноярска (56°22' N, 92°57' E). Перед началом эксперимента в мае 2020 г. на территории соснового леса заложили почвенный разрез для определения генетической принадлежности почвы и ее агрохимических показателей (табл. 1, 2).

В 2017 г. в спелом (100-летнем) сосняке разнотравно-зеленомошном Погорельского бора провели выборочные рубки. Суммарная интенсивность рубки по запасу составила 29–30% от исходного древостоя, характеризующегося до рубки: 10С, полнота 1.2, количество стволов 863 шт./га, запас древесины — 548 м³/га.

На данной территории в 2020 г. заложили модельный эксперимент по влиянию биоудобрения (ОПСМ + М) на естественное лесовозобновление сосны обыкновенной и биологическую активность почвы. Пробные площади были заложены на технологических участках (пасека, волок), а также в нетронутом рубкой сосняке (фон) 20 мая 2020 г. Всего заложили 18 пробных площадей размером 2 × 2 м (рис. 1а). Эти площади распределили по шести вариантам эксперимента: 3 контрольных — фон_К (фон контроль), пасека_К (пасека контроль), волок_К (волок, контроль) и 3 опытных — фон_О (фон, опыт), пасека_О (пасека, опыт), волок_О (волок, опыт). Каждый из шести вариантов представлен 3 повторностями. Пробные площади контрольных вариантов оставили без изменений. В опытных вариантах в лесную подстилку вносили биоудобрение (ОПСМ + М) по 50 кг на каждую пробную площадь. Для подсчета самосева сосны каждую площадь с помощью реек делили на квадраты размером 0.5 × 0.5 м (рис. 1б). В каждом квадрате учитывали количество всходов сосны текущего года и самосева предыдущих лет (суммарное количество 1–3-летнего самосева). Количество всходов и самосева учитывали в начале опыта (20 мая 2020 г.) и в разные периоды вегетации 2020–2022 гг.

Таблица 1. Морфологическое описание профиля темно-серой тяжелосуглинистой почвы сосняка Погорельского бора

| Горизонт | Глубина, см | Описание |
|-----------------|-------------|--|
| О | 0–3 | Подстилка, состоящая из древесного и травяного опада (веток, коры, хвои и шишек), имеет два слоя: верхний из неразложившихся и полуразложившихся остатков и на контакте с минеральным слоем – частично ферментированный |
| AУ | 3–32 | Серогумусовый горизонт. Верхняя часть задернована. Свежий. Окраска неоднородная. Чередование темно-серых и светло-серых пятен. Уплотненный, пористый, тонкотрещиноватый. Структура комковато-зернисто-неясно-ореховатая. Тяжелый суглинок на границе с легкой глиной. Новообразования: гумусовые вещества, присыпка SiO ₂ , корневины, заполненные трухой. Признаки образования поверхностного оглеения в виде фрагментарных сизовато-оливковых пятен. Много корней древесных и травянистых растений. Не вскипает. Переход в следующий горизонт постепенный |
| AEL | 32–48 | Свежий. Окраска неоднородная, буровато-серая со светло-серыми пятнами. Уплотнен. Тонкопористый, пор много, тонкотрещиноватый. Структура неясно комковато-зернисто-ореховатая с признаками плитовидности. Легкая глина. Новообразования химической природы: гумусовые вещества, седоватая кремнеземистая присыпка, отчетливая при подсыхании почвы, гумусовые стяжения по порам и ходам корней, фрагментами оливковые пятна, корневины, заполненные трухой, редко корни древесных растений. Вскипания нет. Переход постепенный |
| BEL | 48–59 | Сухой. Окраска серовато-коричнево-бурая. Весьма плотный, тонкопористый, трещиноватый. Структура неясно ореховато-плитовидная. Средняя глина с признаками опесчаненности. Новообразования: гумусовые затеки, в основном по корневым ходам, по граням педов органо-минеральные пленки полуторных оксидов железа и алюминия. Признаки оглеения в виде ржавых вкраплений и Fe–Mn-конкреций. Корневины, редко корни. Не вскипает. Переход в следующий горизонт ясный по плотности и постепенный по окраске |
| BT | 59–75 | Свежий. Окраска: буровато-светло-коричневая с палевым оттенком. Плотный, пористый, тонкопористый, тонкотрещиноватый. Структура неясно-плитовидно-крупноореховатая. Легкая глина с признаками опесчаненности. Новообразования в виде пленок полуторных оксидов по граням педов, ржаво-охристые пятна, Fe–Mn-конкреции, гумусовые вещества. Каменистые включения различного размера с признаками окатанности. Корни единичные. Вскипания нет. Переход в следующий горизонт постепенный по окраске |
| BC _г | 75–91 | Переходный горизонт. Увлажнен. Окраска палево-светло-коричневая, неоднородная. Уплотнен. Пористый, трещиноватый. Структура неоднородная, неясно-выраженная с признаками ореховатости и плитовидности. Тяжелый суглинок опесчаненный. Новообразования: Fe–Mn-конкреции, гумусовые затеки, ржаво-охристые сизые и оливковые пятна. Окатанные каменистые включения, единичные корни. Не вскипает. Переход в следующий горизонт постепенный |
| C _г | 91 и ниже | Увлажнен. Окраска очень неоднородная, чередование сизых, оливковых и ржаво-охристых пятен, много Fe–Mn-конкреций, слоистое сложение. Опесчаненная легкая глина древнеаллювиальных пород, преобразованных на месте. Каменистые включения окатанной формы, единичные корни, много корневищ |

В мае 2022 г. на территории Погорельского бора был сильный пожар (низовой, переходящий в верховой). Во время пожара были повреждены деревья (нагар на стволах сосен до 6–15 м) и почвенный покров. Все участки с контрольными и опытными вариантами были пройдены огнем,

выгорела вся подстилка с оставшимся от внесения 2020 г. биоудобрением, также погиб весь подрост сосны. На опытных участках (с внесением ОПСМ + М) глубина прогара более 3–3.5 см, что, видимо, было связано с присутствием неразложившихся опилок в подстилке. На месте выго-

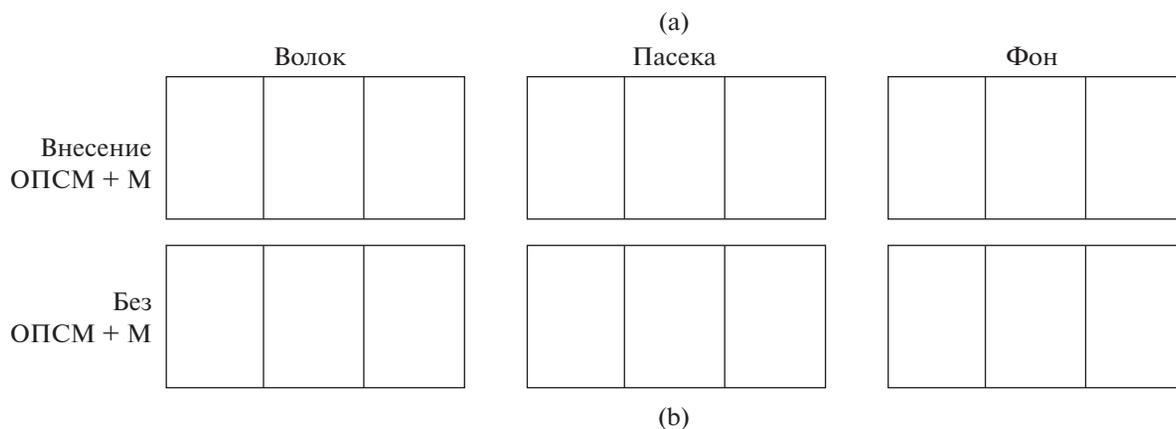


Рис. 1. План-схема эксперимента (а); внешний вид экспериментальных участков фон, волок, пасека по внесению ОПСМ + М на подстилку сосняка Погорельского бора (б). На пасеке показана разбивка пробной площади рейками для учета самосева.

ревших участков через неделю после пожара (14 мая) заложили новые экспериментальные участки (2 × 2 м): пасека, волок, фон с опытными и контрольными вариантами. Для восстановления почвы и лесовозобновления на участки в опытные варианты снова внесли биоудобрение (ОПСМ + М), участки без биоудобрения являлись контрольными.

Для химических, микробиологических и ферментативных анализов образцы почвы отбирали с глубины 0–10 см (горизонт АУ), на участках фон и пасека минеральный слой почвы отбирали под подстилкой. Во время отбора образцов измеряли температуру почвы с помощью портативного термометра Hanna Checktemp1. В лабораторных условиях определяли влажность (ГОСТ 28268-89)

Таблица 2. Температура (t), $pH_{\text{водн}}$ и влажность (W) в 0–10 см слое темно-серой почвы (усредненные данные по сезонам) опытных и контрольных вариантов участков фон, пасека, волок в сосняке Погорельского бора (2020–2022 гг.) ($n = 9$)

| Участки | | Выборочные рубки (2017 г.) | | | | | | | | | Пожар (май 2022 г.) | | | | | |
|---------|---|----------------------------|------|---------|-------------------------|------|---------|------------------------|------|---------|----------------------|------|---------|-------------------------|------|---------|
| | | до внесения ОПСМ + М | | | после внесения ОПСМ + М | | | | | | до внесения ОПСМ + М | | | после внесения ОПСМ + М | | |
| | | май, 2020 г. | | | июль–сентябрь, 2020 г. | | | июль–сентябрь, 2021 г. | | | май, 2022 г. | | | июль–сентябрь, 2022 г. | | |
| | | $t, ^\circ\text{C}$ | pH | $W, \%$ | $t, ^\circ\text{C}$ | pH | $W, \%$ | $t, ^\circ\text{C}$ | pH | $W, \%$ | $t, ^\circ\text{C}$ | pH | $W, \%$ | $t, ^\circ\text{C}$ | pH | $W, \%$ |
| Волок | К | 6.6 | 6.47 | 20.9 | 14.3 | 6.54 | 27.5 | 9.4 | 6.28 | 28.8 | 8.3 | 6.65 | 6.67 | 12.5 | 6.49 | 22.3 |
| | О | | | | 14.3 | 6.62 | 29.4 | 9.5 | 6.24 | 42.1 | 8.2 | 6.47 | 23.07 | 12.5 | 6.56 | 23.7 |
| Пасека | К | 6.0 | 6.56 | 20.6 | 14.4 | 6.62 | 24.0 | 8.7 | 6.60 | 26.9 | 8.3 | 6.44 | 28.53 | 12.7 | 6.53 | 19.0 |
| | О | | | | 14.6 | 6.43 | 20.9 | 9.1 | 6.72 | 27.2 | 8.2 | 6.45 | 19.4 | 12.6 | 6.35 | 26.4 |
| Фон | К | 4.0 | 6.55 | 20.6 | 14.8 | 6.33 | 24.1 | 9.2 | 6.69 | 27.7 | 8.5 | 6.47 | 10.27 | 12.1 | 6.30 | 22.5 |
| | О | | | | 14.8 | 6.62 | 31.7 | 9.3 | 6.88 | 24.0 | 9.2 | 6.55 | 19.8 | 12.7 | 6.49 | 24.0 |

Примечание. К – контроль (без внесения ОПСМ + М), О – опыт (внесение ОПСМ + М).

и рН портативным потенциометром Аквилон-410 (Россия) почвы при соотношении почва : дистиллированная вода 1 : 10 [21].

Химические свойства темно-серой почвы. Содержание углерода органического вещества ($C_{орг}$) определяли по методу Тюрина в модификации Никитина в трехкратной повторности, валового азота ($N_{вал}$) – методом мокрого озонения в присутствии хлорной кислоты по Кьельдалю [13, 18, 21]. Для определения гидролизуемых форм азота использовали методику ступенчатого щелочного гидролиза по Корнфилду в чашках Конвея с помощью NaOH [7]. Подвижный фосфор определяли колориметрически по Чирикову с приготовлением почвенной вытяжки: 4 г воздушно-сухой почвы помещали в 200–250 мл колбу, добавляли 100 мл 0.5 М раствора CH_3COOH . Взбалтывали на ротаторе 1 ч, оставляли на 18–20 ч, снова взбалтывали и фильтровали, затем 10 мл фильтрата, помещали в мерную колбу на 100 мл, доливали до метки экстрагирующим реактивом на основе молибдата аммония и аскорбиновой кислоты. После образования синего окрашивания колориметрировали на фотоэлектроколориметре КФК-3-0-1 (Россия) в кювете толщиной 2 см, при длине волны 670 нм [5, 21].

Биологическая индикация состояния темно-серой почвы. В почве сосняка Погорельского бора после выборочной рубки (2017 г.) и пожара (2022 г.) в опытных и контрольных вариантах участков фон, волок, пасака с 2020 по 2022 гг. ежегодно определяли общую численность микроорганизмов, процентное соотношение долей экологотрофических групп микроорганизмов (**ЭТГМ**), содержание микробной биомассы ($C_{мик} = MB$), интенсивность базального (**БД**) дыхания и удельного дыхания (qCO_2) микробной биомассы, а также ферментативную активность (**ФА**).

Общую численность культивируемых микроорганизмов и соотношение долей экологотрофических групп определяли посевами на питательных средах: мясо-пептонном и сусло агаре – гидролитиков, крахмало-аммиачном агаре – копиотрофов, на почвенном агаре – олиготрофов, согласно [17, 22].

Таксономическую принадлежность бактерий и грибов, выросших на питательных средах, проводили по культуральным и морфологическим характеристикам [17, 30, 37, 44] с помощью микроскопа Olympus BX43 (Япония), а также MalDI-ToF MS Hexin SMI-1600 (Китай). Идентификацию чистых культур бактерий и грибов проводили на оборудовании MALDI-TOF MS Hexin SMI-1600 (Китай), согласно протоколу [25].

Дыхательную (респираторическую) активность микроорганизмов определяли методом субстрат-индуцированного дыхания (СИД) с использованием газового хроматографа Agilent 6890 N Network GC (США). СИД почвы оценивали по

скорости начального максимального дыхания микроорганизмов после добавления в почву глюкозо-минеральной смеси [17]. Во флаконы (250 мл) помещали 2 г почвы (60% полной влагоемкости) и добавляли 1 мл глюкозо-минеральной смеси затем герметично закрывали пробками (фиксируемыми время) и инкубировали 3 ч при 25°C. После инкубации пробу воздуха из флакона (2 мл) отбирали шприцем и вводили в газовый хроматограф. Базальное (фоновое) дыхание измеряли по скорости выделения CO_2 почвой за 24 ч инкубации при 25°C, вместо внесения раствора глюкозо-минеральной смеси вносили 0.1 мл воды. Скорость СИД и БД выражали в мкг С– CO_2 /(г почвы ч) [28]. Микробную биомассу ($MB = C_{мик}$) почвенного образца определяли согласно [40], путем пересчета скорости СИД по формуле:

$$C_{мик} = MB(\text{мкг С/г}) = \\ = 50.4 \text{ СИД} (\text{мкг С-}CO_2/(\text{г ч})).$$

Микробный метаболический коэффициент (qCO_2) рассчитывали по отношению БД и MB [1, 29].

Ферментативную активность почвы определяли методами Галстяна и Щербаковой [24]. С использованием фотоэлектроколориметра КФК-3 определяли активность ферментов: инвертазы, уреазы, фосфатазы с предварительным компостированием в течение 24 ч, активность пероксидазы (**ПО**) и полифенолоксидазы (**ПФО**) – с предварительным компостированием в течение 30 мин в термостате при температуре 30–38°C. Активность инвертазы выражали в мг глюкозы/г почвы, уреазы – в мг N– NH_4 /г почвы, фосфатазы – в мг P_2O_5 /г почвы, протеазы – мг глицина/г почвы, пероксидазы и полифенолоксидазы – мг 1.4-бензохинона/г почвы. По соотношению ПФО/ПО высчитывали коэффициент гумификации (K_r), позволяющий судить об интенсивности процесса минерализации гумуса [13, 24].

Статистическую обработку результатов проводили с помощью пакета программ Excel-2003, Excel-2013. Для выявления зависимостей между биологической (микробиологической, ферментативной) активностью исследуемых участков и рН, температурой и влажностью почвы проводили дисперсионный и корреляционный анализы; коэффициенты корреляции (r) по Спирмену были значимы при $p < 0.05$. Для подтверждения различий между химическими, микробиологическими параметрами исследуемой почвы использовали метод главных компонент, при обработке полученных данных – программы Statistica12, Past 3.0.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Морфологическое описание почвенного разреза. Почвенный разрез был заложен в сосновом лесу Погорельского бора на глубину 100 см. Общая

формула почвенного профиля имеет следующий вид: O—AY—AEL—BEL—BT—BC_g—Cg. Органогенный горизонт (O) вниз по профилю почвы сменяется серогумусовым горизонтом (AY) с признаками поверхностного оглеения с сизовато-оливковыми пятнами, который постепенно переходит в гумусово-элювиальный легкосуглинистый буровато-серый со светло-серыми пятнами (AEL). Далее располагается субэлювиальный горизонт BEL, переходящий в текстурный буровато-светло-коричневый с палевым оттенком BT. Ниже горизонт B растянут (BC_g) и переходит в почвообразующую породу (Cg). Диагностические признаки: наличие серогумусового аккумулятивного горизонта, элювиально-иллювиальное распределение ила, R₂O₃ и SiO₂ по профилю. Почва темно-серая оглееная тяжелосуглинистая на древнеаллювиальных отложениях [15], по международной классификации *Haplic Greyzems* [45].

Гидротермические показатели темно-серой почвы экспериментальных участков. Ранее отмечено, что после рубок изменяются световой и тепловой режимы и гидротермические условия почвы [16, 34]. После выборочной рубки в сосняках разнотравно-вейниковых Погорельского бора в 2011 г. вследствие разреживания древостоя изменились условия инсоляции, влажности, температуры почвы и т.д., что отразилось на свойствах почвы и лесовозобновительных процессах [2].

Спустя три года после выборочной рубки 2017 г. были исследованы влажность, температура и pH почвы до и после внесения в нее биоудобрения. Установлено, что за исследуемый период во всех вариантах опыта после несплошных рубок изменились показатели влажности, pH, температуры почвы. После внесения биоудобрения (ОПСМ + М) ко второму году исследований (2021 г.) значения pH почвы возросли. Ранее показано, что внесение микопродукта в темно-серую почву Погорельского бора приводило к ее подщелачиванию [3]. Такой эффект отмечали и в опытных вариантах после внесения ОПСМ + М. Так, к концу 2021 г. исследований в опытных вариантах фон и пасека отмечено увеличение значений pH на 0.16–0.33 ед., а на волоке наоборот произошло подкисление (на 0.33 ед.) из-за большого количества порубочных остатков сосны на этих участках. Кроме того, внесенное биоудобрение способствовало сохранению большей влажности почвы во всех вариантах, особенно в варианте волок О (в 2 раза), где после рубок образовались “окна”.

После пожара 2022 г., который прошел в основном лесу неравномерно (с разной интенсивностью), во всех вариантах наряду с углями и золой, на поверхности почвы осталось много несгоревших растительных остатков. В 2022 г. показатели влажности, pH, температуры почвы по сравнению с периодом 2020–2021 гг. изменились суще-

ственно. Температура верхнего слоя почвы на всех участках повысилась в среднем за сезон на 2–3°C по сравнению с прошлым годом, как в контрольных, так и в опытных вариантах. Средний за сезон показатель влажности в контрольных вариантах — около 14%, на участках с внесением (опыт) — 20%.

Химические свойства темно-серой почвы экспериментальных участков. Анализ основных химических свойств почвы во всех исследованных вариантах показал, что до применения биоудобрения в 0–10 см (минеральной части) содержалось примерно одинаковое количество гумуса (в среднем 3.4–4.8%) (табл. 3). После внесения ОПСМ + М на участке волок отмечали немного повышенное содержание гумуса, что может быть связано не только с биогенным перемешиванием нижнего подгоризонта подстилки с верхней минеральной частью почвы, но и с обилием переработанных в щепу порубочных остатков как биоразлагаемого материала. Заметно увеличилось содержание валовых форм азота на участках: фон — от 96 до 109 мг/100 г, пасека — от 107 до 118 мг/100 г, волок — до 119 мг/100 г. Содержание доступных форм элементов питания может свидетельствовать о специфическом проявлении биогенно-аккумулятивных почвенных процессов после применения удобрения. На участке волок увеличилось содержание легкогидролизуемых форм азота до 6.6 мг/100 г и подвижного фосфора до 40.42 мг/100 г. После внесения ОПСМ + М интенсивно расходуется и аммонийный азот, содержание которого изменяется от 4.16 до 2.64 (фон) и от 4.24 до 3.96 мг/100 г (волок), что связано с ростом самосева сосны.

Прошедший в мае 2022 г. низовой пожар на содержание гумуса почвы повлиял незначительно, показатели возвратились к значениям до внесения удобрения (май, 2020 г.) (табл. 3). В два раза сократилось содержание валового азота. Внесение ОПСМ + М после пожара на всех участках способствовало увеличению показателей N_{вал} на 12.6–15% и подвижного фосфора (на 5.45–12.25%), а содержание негидролизуемой фракции азота заметно уменьшилось по сравнению с маем 2022 г. Содержание аммонийного азота к концу сезона также стало меньше, полагаем, за счет активного его потребления всходами сосны. Из-за значительного поступления в почву после пожара С угля и обгоревших древесных остатков увеличилось соотношение С/N по сравнению с допозжарными значениями.

Биологическая активность темно-серой почвы экспериментальных участков до и после внесения ОПСМ + М

Микробиологическая активность почвы. Исследование почвы участков фон, волок, пасека в сосняке разнотравном в мае 2020 г. до внесения био-

Таблица 3. Химические показатели в 0–10 см слое (горизонт АУ) темно-серой почвы до и после внесения биоудобрения (ОПСМ + М) на участках фон, пасека, волок в сосняке Погорельского бора

| Участок | Гумус, % | C _{орг} , % | рН | N _{вал} | N _{ЛГ} | N _{ТГ} | N _{НГ} | C/N | Подвижные, мг/100 г | |
|--|----------|----------------------|------|------------------|-----------------|-----------------|-----------------|-----|---------------------|-------------------------------|
| | | | | | | | | | N–NH ₄ | P ₂ O ₅ |
| До внесения ОПСМ + М (май, 2020 г.) | | | | | | | | | | |
| Фон | 3.44 | 1.99 | 6.55 | 95.8 | 4.3/4.5* | 0.9/1.0 | 90.5/94.5 | 21 | 4.16/96.7** | 24.05 |
| Пасека | 4.79 | 2.78 | 6.56 | 106.9 | 6.0/5.6 | 0.7/0.7 | 100.2/93.7 | 26 | 3.75/62.5 | 30.13 |
| Волок | 3.72 | 2.16 | 6.47 | 118.3 | 4.3/3.6 | 4.6/3.9 | 109.5/92.5 | 18 | 4.24/98.6 | 23.34 |
| После внесения ОПСМ + М (сентябрь, 2021) | | | | | | | | | | |
| Фон | 4.10 | 2.38 | 6.51 | 109.3 | 5.2/4.7 | 1.6/1.5 | 102.6/93.8 | 22 | 2.64/50.8 | 18.15 |
| Пасека | 3.23 | 1.87 | 6.80 | 111.7 | 4.9/4.4 | 1.5/1.4 | 105.3/94.2 | 17 | 3.66/74.7 | 24.10 |
| Волок | 4.31 | 2.50 | 6.18 | 118.8 | 6.6/5.5 | 6.8/5.7 | 105.5/88.8 | 21 | 3.96/60.0 | 40.42 |
| После пожара (май, 2022 г.) | | | | | | | | | | |
| Фон | 3.37 | 1.96 | 6.47 | 42.3 | 10.4/24.5 | 4.4/10.3 | 27.6/65.2 | 47 | 3.93/37.8 | 22.45 |
| Пасека | 5.01 | 2.90 | 6.43 | 45.0 | 11.5/25.6 | 3.6/8.0 | 29.9/66.3 | 64 | 2.74/23.8 | 22.37 |
| Волок | 3.98 | 2.30 | 6.65 | 47.0 | 10.7/22.3 | 5.0/10.7 | 31.2/66.4 | 49 | 3.22/30.1 | 25.38 |
| После повторного внесения ОПСМ + М (сентябрь, 2022 г.) | | | | | | | | | | |
| Фон | 3.37 | 1.96 | 6.49 | 57.5 | 10.4/18.1 | 1.7/2.9 | 45.5/79.0 | 34 | 2.00/19.2 | 34.70 |
| Пасека | 5.44 | 3.16 | 6.35 | 57.5 | 8.6/15.3 | 5.1/9.2 | 43.8/75.5 | 55 | 2.00/23.2 | 27.80 |
| Волок | 3.16 | 1.83 | 6.56 | 59.6 | 12.7/21.4 | 5.1/8.6 | 41.9/70.0 | 31 | 2.93/23.1 | 25.74 |

* В знаменателе – % от валового (N_{вал}). ** В знаменателе – % от легкогидролизуемого (N_{ЛГ}). N_{вал} – валовый азот; N_{ЛГ} – легкогидролизуемый азот; N_{ТГ} – трудногидролизуемый азот; N_{НГ} – негидролизуемый азот.

удобрения показало, что наибольшие значения МБ и БД были на пасеке (239 и 6.8 мкг С–СО₂/г почвы) (рис. 2). Внесение биоудобрения (ОПСМ + М) в первый год наблюдений (2020 г.) увеличило содержание микробной биомассы: в опытных вариантах (фон в 1.3, волок – в 1.6, пасека – в 1.1 раза) по сравнению с начальными (до внесения) значениями. На второй год исследований (сентябрь 2021 г.) во всех опытных вариантах содержание МБ немного уменьшилось по сравнению с 2020 г. (в 1.2 раза), но оставалось больше начальных значений (до внесения ОПСМ + М): волок в 1.7 раза, пасека – в 1.2 и фон – в 1.3 раза, а также больше контрольных вариантов.

Спустя неделю после пожара, в мае 2022 г., измерение микробного дыхания показало, что во всех контрольных и опытных вариантах средние значения БД были высокими: фон – 7.8, волок – 7.5, пасека – 9.1 мкг С–СО₂/(г ч). Содержание МБ в среднем составляло 252 (фон), 112 (волок) и 90 (пасека) мкг С/г почвы. Внесение биоудобрения (ОПСМ + М) на сгоревшую поверхность почвы участков нивелировало влияние пирогенного углерода, снизило интенсивность дыхания БД и содержание МБ. Так, к сентябрю значения БД в опытных вариантах снизились в 3.3 (фон), 2.5 (волок) и 4.2 раза (пасека), а МБ – в 4.3, 2.5 и 2.4 раза (соответственно) по сравнению с маем.

К концу вегетационного сезона в опытных вариантах отмечено увеличение значений МБ после внесения ОПСМ + М по сравнению с вариантами без удобрений (контроль).

В 2020 г. в почве всех вариантов до внесения ОПСМ + М значения qCO₂ были высокими, 20–32 мкг С–СО₂/(ч г). Это свидетельствует о том, что микробные сообщества почвы после вырубki еще не восстановились. Внесение в опытные варианты ОПСМ + М увеличило значения qCO₂ в 1.3–1.5 раза, которые не снижались в течение 2020–2021 гг. (рис. 3).

После пожара значения qCO₂ в почве всех вариантов значительно увеличились по сравнению с 2020 г.: волок_К – в 3.3, пасека_О – в 4.2 раза, фон_О – в 2.5 раза, что связано с существенным нарушением функционирования микробных сообществ. После внесения ОПСМ + М к концу вегетационного сезона 2022 г. значения qCO₂ в почве всех опытных вариантов приблизились к таковым 2021 г. Изменения значений qCO₂ в среднем в 2 раза и более, как в опытных, так и в контрольных вариантах, свидетельствуют о нестабильности функционирования микробсообществ в почве исследуемых участков.

Отмечено, что до начала эксперимента (2020 г.) контрольные и опытные варианты участков фон, во-

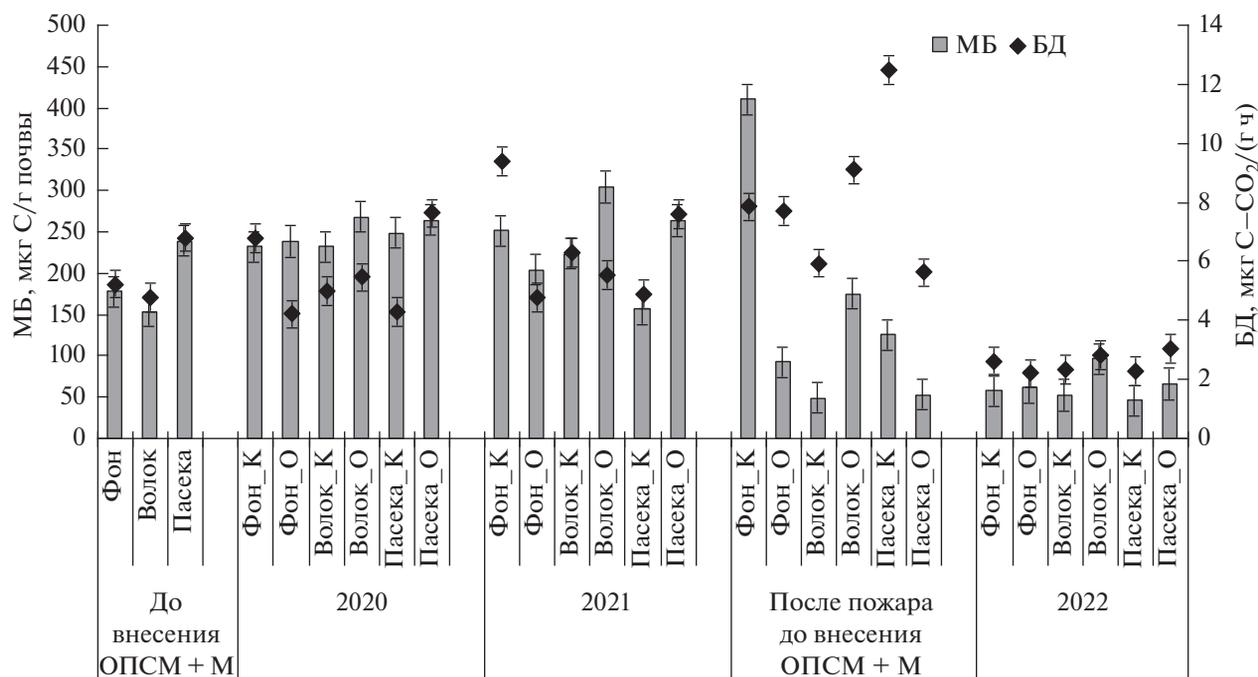


Рис. 2. Содержание микробной биомассы (МБ) и интенсивность базального дыхания (БД) до и после внесения ОПСМ + М (2020–2021 гг.), а также после пожара и вторичного внесения ОПСМ + М (2022 г.) в темно-серой почве опытных и контрольных вариантов участков фон, пасека, волок в сосняке Погорельского бора ($n = 3$).

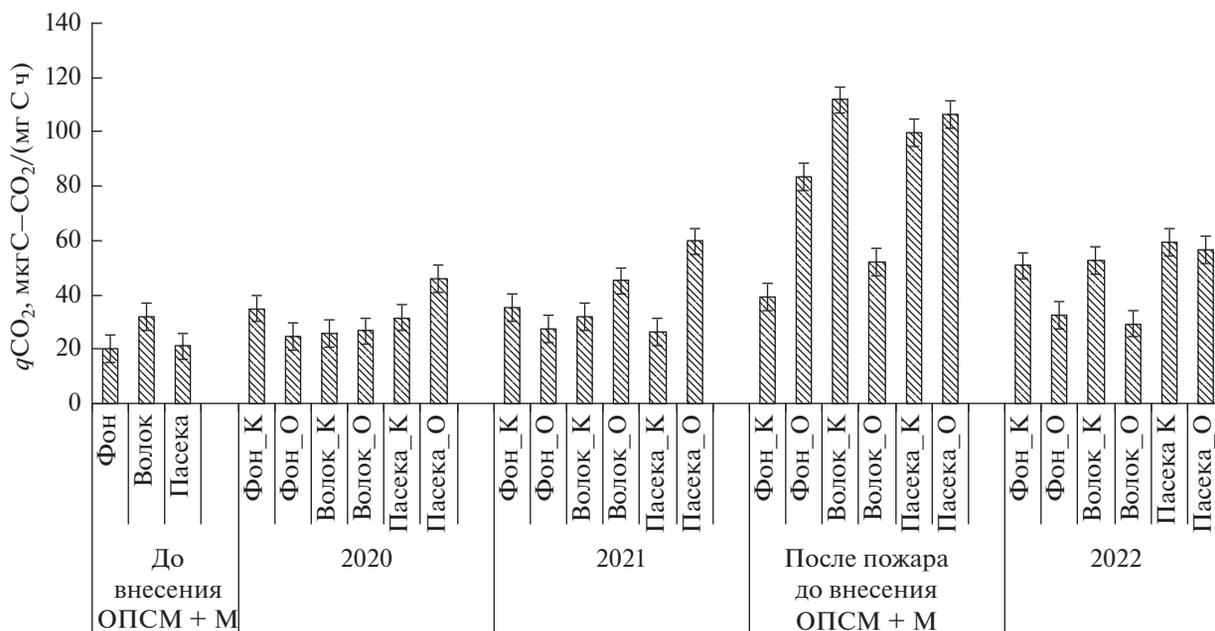


Рис. 3. Значения микробного метаболического коэффициента (qCO_2) до и после внесения ОПСМ + М (2020–2021 гг.), а также после пожара и вторичного внесения ОПСМ + М (2022 г.) в темно-серой почве опытных и контрольных вариантов участков фон, пасека, волок в сосняке Погорельского бора ($n = 3$).

лок, пасека имели близкие показатели общей численности микроорганизмов (3.1–3.4 млн КОЕ/г почвы) и характеризовались преобладанием олиготрофно-гидролитического микробного комплекса, где наибольшую долю гидролитиков наблю-

дали на волоке (35%), что объясняется наличием оставшихся порубочных остатков. Основными деструкторами органического вещества в почве были неспоровые бактерии, доля которых достигала 56–61%, меньше наблюдалось актиномице-

Таблица 4. Соотношение микроорганизмов в 0–10 см слое темно-серой почвы в контрольных и опытных вариантах участков фон, пашка, волок в сосняке Погорельского бора (2020–2022 гг.), %

| Группа микроорганизмов | 2020 г. | | | | | | | | | 2021 г. | | | | | | 2022 г. | | | | | | | | | | | |
|------------------------|----------------------------------|-------|-----|----------|---------|---------|---------|-------|-------|----------|---------|---------|---------|-------|-------|---|---------|---------|----------|-------|-------|---------|---------|---------|---------|-------|-------|
| | май (до внесения ОПСМ + М) | | | сентябрь | | | | | | сентябрь | | | | | | май (после пожара, до внесения ОПСМ + М) | | | сентябрь | | | | | | | | |
| | волок | пашка | фон | волок_К | волок_О | пашка_К | пашка_О | фон_К | фон_О | волок_К | волок_О | пашка_К | пашка_О | фон_К | фон_О | волок_К | волок_О | пашка_К | пашка_О | фон_К | фон_О | волок_К | волок_О | пашка_К | пашка_О | фон_К | фон_О |
| Гидро- литики | 35 | 30 | 26 | 14 | 33 | 21 | 24 | 39 | 25 | 35 | 37 | 44 | 32 | 29 | 20 | 20 | 20 | 36 | 12 | 51 | 17 | 31 | 37 | 37 | 45 | 37 | 33 |
| Копио- трофы | 18 | 31 | 19 | 13 | 15 | 19 | 21 | 17 | 18 | 8 | 3 | 20 | 11 | 21 | 27 | 12 | 11 | 12 | 28 | 14 | 20 | 20 | 21 | 18 | 13 | 20 | 18 |
| Олиго- трофы | 47 | 39 | 55 | 73 | 52 | 60 | 56 | 44 | 57 | 57 | 60 | 36 | 57 | 50 | 53 | 68 | 69 | 52 | 60 | 35 | 63 | 49 | 42 | 45 | 42 | 43 | 49 |

тов и спорных бактерий – 30–40%, и грибов – от 10 до 13% в зависимости от участка.

После внесения ОПСМ + М к концу второго года исследования (сентябрь 2021 г.) во всех опытных вариантах отмечен рост ОЧМ относительно начальных значений (май 2020 г). При этом внесение ОПСМ + М обусловило увеличение численности микроорганизмов в 1.5 и 2.9 раза в опытных вариантах волок и пашка (6.56 и 14.83 млн КОЕ/г почвы соответственно). Доля гидролитической группы микроорганизмов как в опытных, так и контрольных вариантах оставалась высокой (37 и 32% волок_О и пашка_О; 35 и 44% волок_К и пашка_К) (табл. 4). Копиотрофная микробная группа была самой малочисленной, на протяжении двух лет ее доля уменьшалась от первоначальных значений. Наибольшего значения доля копиотрофов достигла к концу 2020 г. в обоих вариантах пашка (19% – пашка_К и 21% – пашка_О) и в 2021 г. – фон (21% – фон_К и 27% – фон_О). На протяжении двух вегетационных сезонов (после внесения ОПСМ + М) доминировала олиготрофная группа неспоровых бактерий, численность которых постепенно снижалась, при этом оставаясь наибольшей (в опытных вариантах пашка и волок – 57 и 59%) в течение второго года вегетации.

Среди микромицетов постоянными обитателями почвы независимо от варианта эксперимента и внесения ОПСМ + М были представители зигомикоты *Zygomycota* Moreau (в том числе *Mortierella* sp.), микромицеты родов *Penicillium*, *Trichoderma*, *Cladosporium*, *Acremonium*, *Paecilomyces*, *Aspergillus*, *Sphaerostilbella* (= *Gliocladium* Corda), *Mucor*, *Umbelopsis*, *Aureobasidium* и дрожжи. Отмечено, что внесение ОПСМ + М снизило разнообразие грибов по сравнению с соответствующим контролем. По-видимому, внесенное биодобрение обусловило временную однородность состава питательных веществ на эксперимен-

тальных участках, что повлияло на разнообразие и численность (КОЕ) микромицетов. К концу 2021 г. в опытных вариантах пашка и фон с ОПСМ + М доминировали грибы рода *Umbelopsis*, максимальное значение их численности достигало 5.89×10^5 КОЕ/г почвы, содоминантами выступали представители рода *Penicillium*. В варианте волок_О доминировали микромицеты *Trichoderma* sp. (0.91×10^5 КОЕ/г почвы), в варианте волок_К преобладали представители рода *Mortierella*. Присутствие на порубочных остатках представителей *Mortierella* sp. и *Trichoderma* sp. не случайно, так как они известны своей гидролитической активностью и способностью к деструкции гемицеллюлоз и лигнина, активно участвуют в процессах разложения растительных остатков.

После пожара 2022 г. сгорела вся подстилка и верхний слой почвы вместе с остатками биодобрения. Но поскольку пожар прошел неравномерно (с разной интенсивностью), на участках рядом с углями на поверхности почвы осталось много несгоревших растительных остатков. Известно, что лесные пожары генерируют значительное количество пирогенного углерода (PyC), который первоначально находится в горизонте О и служит стабильной формой углерода экосистемы [31]. В исследовании [31] показано, что в среднем образуется $5.2 \pm 2.5\%$ PyC от сгоревшей биомассы, а один лесной пожар или повторное возгорание генерируют около 2.2 ± 1.7 МГ/га в виде PyC. Основываясь на этих данных и на визуальном количестве золы и обуглившихся древесных остатков, предположили, что поступление пирогенного углерода в почву исследуемых участков было значительным. По нашим наблюдениям наличие такого углерода способствовало развитию микроорганизмов-карботрофов, численность которых спустя неделю после пожара была высокой и изменялась от 15.5 до 26.4 млн КОЕ/г почвы. Общая численность микроорганизмов в мае 2022 г. после пожа-

ра в 2.8 раза превысила таковую в сентябре 2021 г. и в 11.2 раза первоначальную ОЧМ в основном за счет увеличения доли неспорных бактерий. Доля олигокарботрофных микроорганизмов доходила до 95–96% (пасака_О и фон_К) от общего числа. Максимальные значения ОЧМ (38.76–39.06 млн КОЕ/г почвы) отмечены в вариантах пасака_О и фон_К. Зафиксировано увеличение и доли спорных бактерий (р. *Bacillus*). Одновременно существенно сократилось присутствие грибов и актиномицетов (до 1.5–5%). К сентябрю 2022 г. ОЧМ снизилась от майской в 11.3 раза (до 2–3 млн КОЕ/г почвы), а по сравнению с сентябрем 2021 г. – в 4.5 раза, что свидетельствует о депрессии почвенных микробных сообществ после пожара. На эколого-трофических группах микроорганизмов пожар и его последствия сказались следующим образом: во всех вариантах, кроме фон_К, доминировали олиготрофы, их доля увеличилась по сравнению с 2021 г.; не однозначно изменилось соотношение долей гидролитиков и копиотрофов по участкам по сравнению с 2020 и 2021 гг. В варианте пасака и волок гидролитиков стало значительно меньше (в 2 раза), особенно в опытных вариантах (волок_О и пасака_О), а в варианте фон_К их стало даже больше, чем олиготрофов в 1.5 раза. В вариантах волок_О, волок_К и пасака_О вместе с увеличением содержания N–NH₄ повысилась доля копиотрофов, так как эта группа способна к минерализации высоких концентраций аммонийного азота [7, 34]. В среднем во всех вариантах доля гидролитиков, как и до начала эксперимента, превышала таковую копиотрофов в 1.6 раза, а в варианте фон_К гидролитиков было больше, чем олиготрофов в 1.5 раза.

Внесение ОПСМ + М на сожженную поверхность почвы привело к увеличению содержания гидролитиков и снижению олиготрофов во всех вариантах, что способствовало восстановлению олиготрофно-гидролитического комплекса микроорганизмов до уровня начала эксперимента. Как показали исследования, состав этого комплекса способен успешно осуществлять первичную деструкцию сгоревших растительных остатков и пирогенный углерод.

Поступление пирогенного углерода в почву участков обусловило развитие микроорганизмов-карботрофов, относящихся к различным таксономическим группам. Анализ видового разнообразия грибов в почве через 7 дней после пожара и после внесения ОПСМ + М показал изменение их соотношения в зависимости от прогорания почвы и наличия несгоревших остатков древесины. В мае (после пожара) в вариантах волок_К и волок_О доминировали представители родов *Trichoderma* (11 и 49% соответственно) и *Penicillium* (11 и 49% соответственно), в вариантах пасака_К и пасака_О – грибы родов *Umbelopsis* (15 и 10% соответственно) и *Mortierella* (11.2%), содоминанта-

ми были *Penicillium* (6 и 11% соответственно); в варианте фон_К доминировали зигомицетовые грибы (34.7%), а в фон_О – представители родов *Penicillium* (18.6%) и *Mortierella* (14.7%). К концу сезона вегетации увеличилась доля грибов р. *Trichoderma*. Ранее показано, что вышеуказанные грибы являются карботрофами, они встречаются в пирогенных горизонтах лесных почв [9, 33, 36]. Значительное количество грибов родов *Trichoderma* и *Penicillium* на углях указывает, что они способны утилизировать пирогенный углерод и продукты пиролиза, переводя их в доступный для других организмов субстрат [8, 33]. Вероятно, грибные экзоферменты инициируют разложение полициклических ароматических углеводов (ПАУ), упрощая разложение ПАУ бактериальным сообществам [36, 38]. Среди бактерий во всех вариантах доминировали *Serratia plymuthica*. Их доля от числа неспорных бактерий достигала 94.4 (пасака_О) и 98.5% (фон_К). Среди спорных бактерий в значительном количестве встречались *Bacillus mycoides*, доля которых была также максимальна в варианте пасака_О и составила в мае 3.31%, в сентябре – 8.59% (от общего числа спорных бактерий). Грибы и бактерии образуют успешный естественный консорциум, который метаболизирует ПАУ в загрязненных почвах. Однако есть мнение, что бактерии обладают гораздо более высоким потенциалом разложения углеводов, чем грибы [27, 38]. Минерализационная активность такого почвенного консорциума способствует более быстрому восстановлению лесорастительной способности почвы, увеличению ее биологического потенциала.

Установлено влияние рН, влажности и температуры почвы на МБ, БД, $q\text{CO}_2$, ОЧМ и ЭТГМ. До внесения ОПСМ + М на участки наиболее значимые корреляционные зависимости отмечены между МБ, БД и ОЧМ с рН ($r = 0.82, 0.78, 0.97$ соответственно), влажностью ($r = -0.72, -0.68, -0.99$ соответственно) и температурой ($r = 0.72, 0.76$ соответственно) почвы. С внесением ОПСМ + М значимые корреляционные связи в 2020 г. отмечены между рН, БД и $q\text{CO}_2$ ($r = -0.83, -0.78$) и влажностью ($r = -0.71, -0.82$), в 2021 г. – между МБ, БД, $q\text{CO}_2$, ОЧМ и рН ($r = -0.77, -0.55, 0.93, 0.69$ соответственно), влажностью ($r = 0.98, 0.86, -0.89$ соответственно) и азотом ($r = 0.72, 0.51, -0.82, -0.61$ соответственно). Видимо после пожара были нарушены корреляционные связи между биологическими и гидротермическими показателями почвы. Так, значимая корреляция отмечена только между дыханием (БД и $q\text{CO}_2$) и рН ($r = -0.6$ и 0.75 соответственно). После вторичного внесения ОПСМ + М (2022 г.) достоверные связи с рН, влажностью, содержанием азота и $\text{C}_{\text{орг}}$ наблюдали только между отдельными биологическими показателями: МБ и БД с влажностью ($r = 0.57$ и 0.63),

$q\text{CO}_2$ и ОЧМ с рН ($r = -0.54$ и 0.56), ОЧМ с азотом ($r = 0.85$).

Таким образом, на основании изменения микробиологических показателей контрольных и опытных вариантов исследованных участков установлена степень чувствительности почвенных микробсообществ – повышение/уменьшение активности на внесение биоудобрения и воздействие пожара. После пожара увеличивались значения БД, $q\text{CO}_2$, уменьшались МБ, ОЧМ, ЭТГМ, что указывало на стрессовое состояние микробсообществ исследованных участков. Внесение ОПСМ + М увеличивало значения МБ, ОЧМ, ЭТГМ, по сравнению с вариантами без внесения биоудобрений, повышая биологическую активность почвы.

Ферментативная активность почвы экспериментальных участков. Общие характеристики активности окислительно-восстановительных и гидролитических ферментов в верхнем наиболее биологически активном слое почвы (0–10 см) исследовали до и после внесения биоудобрения (ОПСМ + М) в опытные варианты исследуемых участков. Вследствие разреживания полога, осветления и дополнительного поступления углерода в почву в виде порубочных остатков активность гидролитических ферментов до внесения ОПСМ + М была практически одинаковой во всех вариантах. Среди полифенолпероксидаз активность ПФО была выше на пасеке и ПО – на волоке, по сравнению с фоном (табл. 5). Наиболее высокие значения коэффициента гумификации (K_r), превышающие значения фона и волока в 2 раза, отмечены на пасеке. Согласно имеющимся шкалам энзиматической активности [6, 11], в биологически активном слое всех участков активность окислительных и гидролитических ферментов считается низкой, что соответствует таковой для свежих рубок с низкой интенсивностью по запасу [2]. После внесения биоудобрения активность некоторых ферментов (инвертазы, уреазы, пероксидазы) в опытных вариантах по сравнению с контрольными увеличилась уже через месяц и оставалась высокой до конца сентября 2020 г. Так, активность ПФО и ПО в опытных вариантах фон и пасека увеличилась в 2 и 1.5–1.8 раза по сравнению с началом (май, 2020 г.) эксперимента. В 2021 г. эта тенденция сохранилась. Кроме того, возросли значения коэффициентов гумификации.

Известно, что полифенолпероксидазы играют важную роль в формировании гумусовых веществ, устойчивых к разложению и участвующих в превращениях соединений ароматического ряда [13, 14]. Они катализируют трансформацию фенолов до хинонов в присутствии кислорода воздуха или перекиси водорода [24]. В соответствующих условиях хиноны при конденсации с

аминокислотами и пептидами образуют первичные молекулы протогуминовых кислот и иммобилизируют углерод в почвенном гумусе, препятствуя его накоплению в атмосфере в виде углекислого газа [26, 39]. В то же время высокая активность оксида приводит к увеличению интенсивности минерализации органического вещества и уменьшению его содержания в почве, что объясняет относительно небольшое содержание гумуса в верхнем почвенном слое исследуемых участков. Установлена зависимость активности полифенолоксидазы от содержания гумуса ($r = 0.72$).

Анализ ферментативной активности почвы всех вариантов эксперимента показал, что пожар способствовал прогоранию подстилки и депрессии биохимических процессов в них. В мае 2022 г. активность большинства ферментов, за исключением уреазы и инвертазы, была снижена по сравнению с предыдущим годом, а также с сентябрем 2022 г. Коэффициент гумификации после пожара во всех вариантах был в пределах единицы. К сентябрю активность всех ферментов в вариантах с внесением биоудобрений значительно увеличилась по сравнению с контрольными, но была значительно меньше, чем в 2021 г. После пожара во всех вариантах ярко выражено увеличение активности ферментов азотного (уреазы) и углеводного метаболизма (инвертазы), даже после биорекультивации с использованием ОПСМ + М. Отмечено, что биохимические показатели заметно снижались в зависимости от температуры, однако незначительно повышались от влажности, особенно в случае инвертазы (от $r = 0.49$ до 0.92), а также фосфатазы, протеазы и полифенолоксидазы (от $r = 0.32$ до 0.93), что подтверждено и другими авторами [35, 42, 43]. Таким образом, показано, что микробиологические и биохимические показатели почвы после различного рода антропогенных воздействий изменялись в зависимости от интенсивности этих воздействий.

Проведенный анализ главных компонент показал, что почвенные параметры (биологические и химические) участков после внесения биоудобрения (2020–2022 гг.) и пожара (2022 г.) различались между собой (рис. 4). На первую компоненту приходилось 80.9% всей дисперсии, на вторую 11.2%. В плоскости первой компоненты выделяются 4 облака, различающиеся между собой в первую очередь, по содержанию МБ и N. В левой нижней полуплоскости располагаются два облака (1 и 2), первое облако – варианты почвы 2021 г. до пожара и второе – варианты в конце вегетационного сезона 2022 г. В правой нижней полуплоскости располагается облако 4, формируемое вариантами 2020 г. после внесения ОПСМ + М, на границе между облаками 2 и 4 располагается облако 3, в которое входят варианты до внесения удобрений (рис. 4).

Таблица 5. Ферментативная активность темно-серой почвы (0–10 см) в контрольных и опытных вариантах участков фон, пасека, волок в сосняке Погорельского бора, мг/г почвы (усредненные данные за сезон) ($n = 3$)

| Фермент | Контроль | | | Опыт | | |
|--|--------------|---------------|---------------|---------------|---------------|--------------|
| | фон | пасека | волок | фон | пасека | волок |
| После рубок (2017 г.) До внесения ОПСМ + М, май, 2020 г. | | | | | | |
| Протеаза* | 0.95 ± 0.02 | 0.91 ± 0.07 | 0.96 ± 0.05 | — | — | — |
| Уреаза | 1.92 ± 0.07 | 1.76 ± 0.11 | 1.69 ± 0.12 | — | — | — |
| Инвертаза | 42.1 ± 3.55 | 43.3 ± 5.60 | 44.0 ± 3.20 | — | — | — |
| Полифенолоксидаза | 0.14 ± 0.03 | 0.32 ± 0.09 | 0.14 ± 0.02 | | | |
| Пероксидаза | 0.19 ± 0.05 | 0.16 ± 0.03 | 0.22 ± 0.09 | | | |
| K _г ** | 0.93 ± 0.45 | 1.96 ± 0.34 | 0.89 ± 0.37 | | | |
| После внесения ОПСМ + М, 2020 г. | | | | | | |
| Протеаза | 1.06 ± 0.26 | 1.29 ± 0.41 | 1.20 ± 0.27 | 0.87 ± 0.10 | 0.84 ± 0.05 | 0.97 ± 0.10 |
| Уреаза | 0.70 ± 0.13 | 1.26 ± 0.20 | 1.36 ± 0.16 | 1.19 ± 0.29 | 1.36 ± 0.23 | 1.86 ± 0.31 |
| Инвертаза | 43.9 ± 2.18 | 34.4 ± 4.61 | 35.6 ± 2.50 | 46.6 ± 2.41 | 48.1 ± 1.74 | 44.8 ± 1.92 |
| Полифенолоксидаза | 0.43 ± 0.04 | 0.31 ± 0.02 | 0.33 ± 0.05 | 0.29 ± 0.01 | 0.32 ± 0.01 | 0.32 ± 0.04 |
| Пероксидаза | 0.31 ± 0.02 | 0.26 ± 0.02 | 0.26 ± 0.02 | 0.30 ± 0.03 | 0.31 ± 0.03 | 0.28 ± 0.02 |
| K _г | 1.40 ± 0.17 | 1.23 ± 0.12 | 1.22 ± 0.13 | 1.01 ± 0.07 | 1.07 ± 0.08 | 1.16 ± 0.21 |
| Спустя год после внесения ОПСМ + М, 2021 г. | | | | | | |
| Протеаза | 0.92 ± 0.13 | 0.80 ± 0.04 | 0.72 ± 0.10 | 0.60 ± 0.06 | 0.73 ± 0.05 | 0.81 ± 0.01 |
| Уреаза | 1.29 ± 0.17 | 1.66 ± 0.15 | 1.68 ± 0.13 | 1.68 ± 0.08 | 1.63 ± 0.02 | 2.58 ± 0.10 |
| Инвертаза | 38.7 ± 3.52 | 33.9 ± 4.06 | 42.9 ± 7.13 | 60.1 ± 3.58 | 36.6 ± 7.25 | 44.6 ± 7.35 |
| Полифенолоксидаза | 0.35 ± 0.14 | 0.44 ± 0.11 | 0.32 ± 0.06 | 0.34 ± 0.07 | 0.43 ± 0.13 | 0.51 ± 0.18 |
| Пероксидаза | 0.21 ± 0.02 | 0.31 ± 0.02 | 0.23 ± 0.02 | 0.24 ± 0.02 | 0.27 ± 0.04 | 0.34 ± 0.09 |
| K _г | 1.66 ± 0.06 | 1.37 ± 0.17 | 1.69 ± 0.59 | 1.57 ± 0.42 | 1.47 ± 0.25 | 1.65 ± 0.23 |
| После пожара (2022 г.), май. До внесения ОПСМ + М | | | | | | |
| Протеаза | 0.24 ± 0.03 | 0.31 ± 0.01 | 0.28 ± 0.09 | 0.32 ± 0.04 | 0.20 ± 0.04 | 0.43 ± 0.07 |
| Уреаза | 1.84 ± 0.30 | 2.94 ± 0.77 | 3.22 ± 0.91 | 1.95 ± 0.13 | 2.60 ± 0.17 | 2.11 ± 0.33 |
| Фосфатаза | 1.13 ± 0.09 | 0.92 ± 0.07 | 1.03 ± 0.17 | 1.43 ± 0.01 | 1.33 ± 0.15 | 1.35 ± 0.32 |
| Инвертаза | 55.52 ± 6.23 | 64.63 ± 11.53 | 80.14 ± 10.52 | 87.24 ± 12.65 | 63.86 ± 21.14 | 69.00 ± 6.17 |
| Полифенолоксидаза | 0.09 ± 0.01 | 0.24 ± 0.01 | 0.18 ± 0.05 | 0.31 ± 0.04 | 0.22 ± 0.02 | 0.22 ± 0.02 |
| Пероксидаза | 0.17 ± 0.03 | 0.22 ± 0.04 | 0.21 ± 0.04 | 0.22 ± 0.03 | 0.18 ± 0.02 | 0.29 ± 0.07 |
| K _г | 0.52 ± 0.06 | 1.14 ± 0.23 | 1.04 ± 0.29 | 1.44 ± 0.14 | 1.28 ± 0.30 | 0.97 ± 0.34 |
| После вторичного внесения ОПСМ + М | | | | | | |
| Протеаза | 0.27 ± 0.04 | 0.58 ± 0.04 | 0.34 ± 0.02 | 0.64 ± 0.06 | 0.53 ± 0.19 | 0.96 ± 0.06 |
| Уреаза | 2.13 ± 0.33 | 2.65 ± 0.01 | 4.21 ± 0.31 | 3.39 ± 0.61 | 2.66 ± 0.57 | 3.24 ± 0.64 |
| Фосфатаза | 1.38 ± 0.12 | 1.08 ± 0.09 | 1.40 ± 0.19 | 1.65 ± 0.17 | 1.28 ± 0.24 | 1.08 ± 0.20 |
| Инвертаза | 27.73 ± 1.44 | 30.22 ± 9.65 | 26.53 ± 2.28 | 46.16 ± 1.57 | 40.00 ± 0.93 | 27.26 ± 2.7 |
| Полифенолоксидаза | 0.37 ± 0.06 | 0.32 ± 0.01 | 0.26 ± 0.13 | 0.36 ± 0.06 | 0.38 ± 0.02 | 0.54 ± 0.13 |
| Пероксидаза | 0.56 ± 0.07 | 1.28 ± 0.17 | 0.60 ± 0.06 | 0.94 ± 0.20 | 0.82 ± 0.10 | 0.69 ± 0.13 |
| K _г | 0.71 ± 0.17 | 0.35 ± 0.15 | 0.43 ± 0.04 | 0.40 ± 0.04 | 0.48 ± 0.07 | 0.97 ± 0.19 |

* Протеаза (мг глицина/г почвы), уреазы (мг N–NH₄/г почвы), инвертазы (мг глюкозы/г почвы); фосфатаза (мг P₂O₅/г почвы), полифенолоксидаза (мг 1,4-бензохинона/г почвы), пероксидаза (мг 1,4-бензохинона/г почвы).

K_г** (полифенолоксидаза/пероксидаза) – коэффициент гумификации.

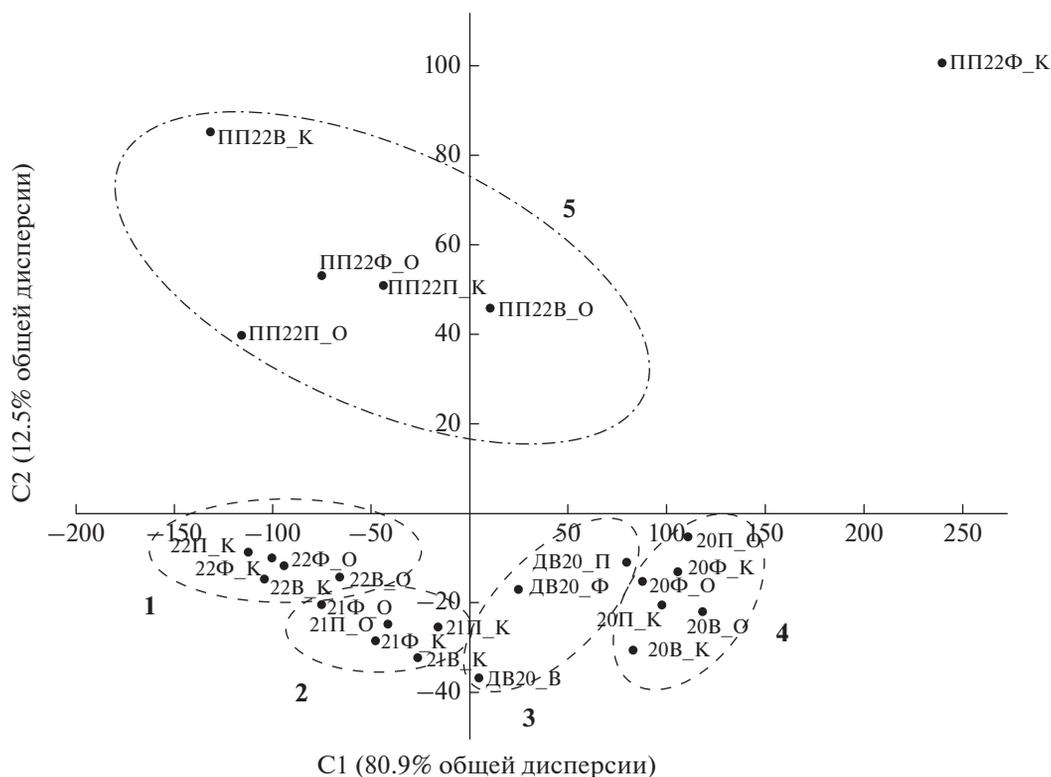


Рис. 4. Распределение параметров темно-серой почвы опытных и контрольных вариантов участков фон, пасака, волок в плоскости двух главных компонент, полученных по основным химическим и микробиологическим характеристикам. Каждая точка характеризуется следующими почвенными параметрами: МБ, БД, qCO_2 , $C_{орг}$, N, $N-NH_4$, pH, влажность и температура почвы, активность уреазы, протеазы, инвертазы, ПФО, ПО, коэффициента гумификации и численности ЭТГМ. До внесения ОПСМ + М (ДВ) ДВ20_П – 2020 г., пасака; ДВ20_В – 2020 г., волок; ДВ20_Ф – 2020 г., фон. После внесения ОПСМ + М 2020 г.: 20П_К – 2020 г., пасака, контроль; 20П_О – 2020 г., пасака, опыт; 20В_К – 2020 г., волок, контроль; 20В_О – 2020 г., волок, опыт; 20Ф_К – 2020 г., фон, контроль; 20Ф_О – 2020 г., фон, опыт. 21П_К – 2021 г., пасака, контроль; 21П_О – 2021 г., пасака, опыт; 21В_К – 2021 г., волок, контроль; 21В_О – 2021 г., волок, опыт; 21Ф_К – 2021 г., фон, контроль; 21Ф_О – 2021 г., фон, опыт. После пожара 2022 г. (ПП22): ПП22П_К – 2022 г., пасака, контроль; ПП22П_О – 2022 г., пасака, опыт; ПП22В_К – 2022 г., волок, контроль; ПП22В_О – 2022 г., волок, опыт; ПП22Ф_К – 2022 г., фон, контроль; ПП22Ф_О – 2022 г., фон, опыт. После внесения ОПСМ + М в 2022 г.: 22П_К, 2022 г., пасака, контроль; 22П_О – 2022 г., пасака, опыт; 22В_К – 2022 г., волок, контроль; 22В_О – 2022 г., волок, опыт; 22Ф_К – 2022 г., фон, контроль; 22Ф_О – 2022 г., фон, опыт. 1–5 – номера облаков, описание в тексте.

В плоскости второй компоненты располагается облако 5, в которое входит почва вариантов фона (ПП22_Ф_О), волока и пасаки (ПП22_В_К, ПП22_В_О и ПП22_П_К, ПП22_П_О) после пожара 2022 г., в рамках этого облака варианты различаются между собой в большей мере по содержанию N и значениям qCO_2 , в меньшей степени – по содержанию МБ и активности инвертазы. Отдельно от пяти облаков лежит контрольный вариант фона (ПП22_Ф_К) после пожара, который отличается от других вариантов из-за наименьшей степени прогорания. Однако в большей мере это обусловлено вкладом таких параметров, как содержание МБ, N и значения qCO_2 (0.27, 0.52 и –0.77 соответственно).

Состояние самосева сосны обыкновенной на экспериментальных участках. Биологические свойства почвы влияли и на состояние самосева сосны обыкновенной. Учет самосева (1–3-летних) сосны

в опытных вариантах после внесения ОПСМ + М показал неоднозначные результаты. В течение двух лет наблюдений (2020–2021 гг.) отмечали большую густоту всходов сосны обыкновенной на волоке, чем на пасаке. Вероятно, это связано с недостаточной освещенностью под пологом сосны на пасаке и более благоприятными световыми условиями на волоке, где деревья были убраны при проведении постепенной рубки (рис. 5). В опытном варианте пасака (с внесением ОПСМ + М) всходов и самосева было достоверно больше, чем в соответствующем контроле ($p < 0.05$ по t -критерию), биоудобрение здесь стимулировало естественное лесовозобновление. В опытном варианте волок к концу сезона 2020 г. стимулирующего эффекта не обнаружили, количество всходов в контроле было выше, чем в опыте (рис. 5а). Однако на второй год наблюдений количество всходов в начале сезона вегетации (июнь 2021 г.) в опытном

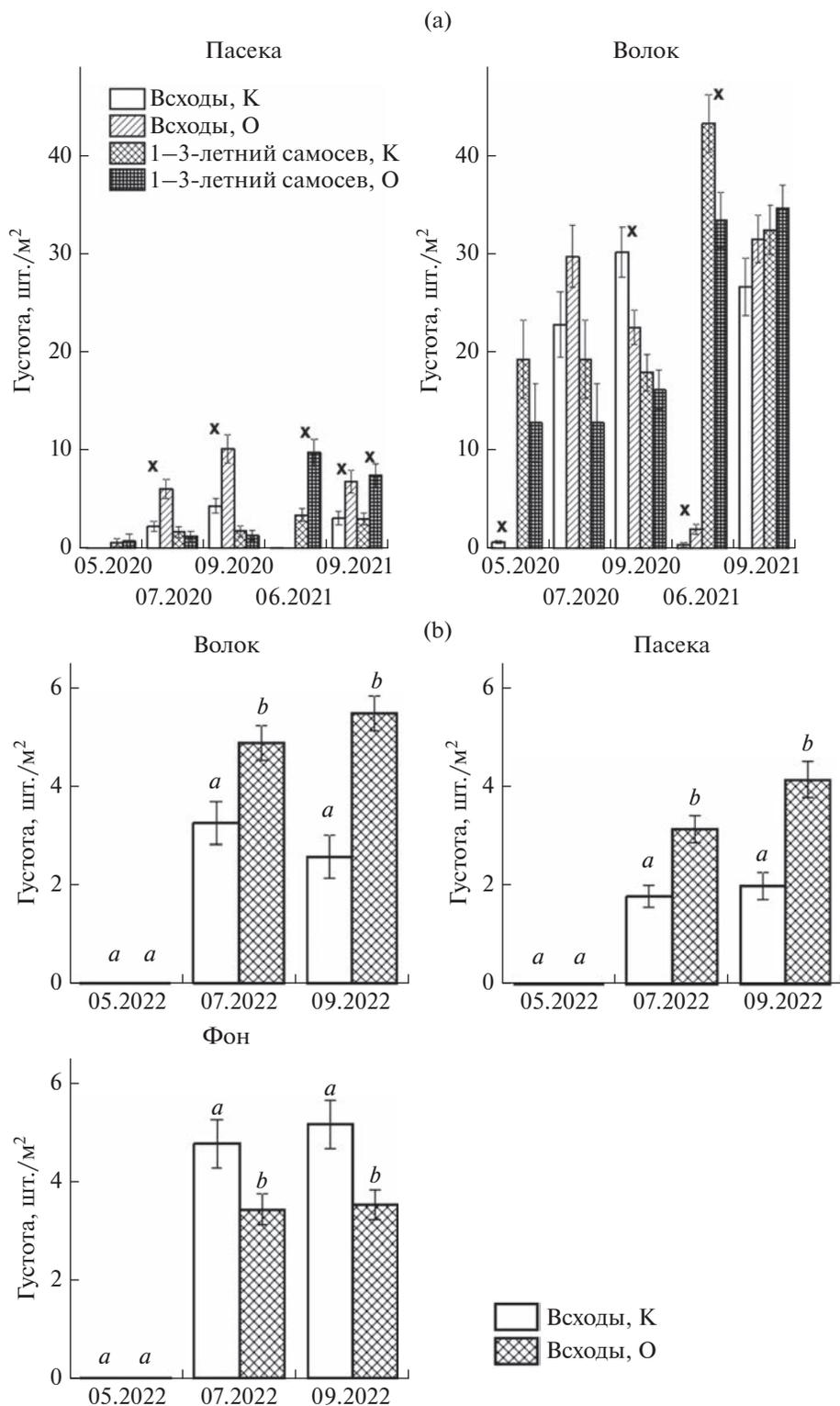


Рис. 5. Динамика густоты всходов и 1–3-летнего самосева сосны обыкновенной на участках пасека и волок до внесения (20.05.2020) и после внесения в подстилку ОПСМ + М (а); учет всходов сосны обыкновенной на участках фон, пасека, волок после сильного пожара 7 мая 2022 г. и после внесения ОПСМ + М в сосняке Погорельского бора (б). К (контроль) – без внесения ОПСМ + М, О (опыт) – с внесением ОПСМ + М. Знаком “x” отмечено достоверное различие между контрольным и опытным вариантами ($p < 0.05$ по t -критерию). Одинаковыми буквами a , b отмечены варианты опыта, достоверно не различающиеся между собой ($p < 0.05$ по t -критерию).

варианте волок стало достоверно больше, чем в контрольном. Тенденция сохранилась в сентябре 2021 г. Видимый эффект воздействия биоудобрения на всхожесть и рост самосева в вариантах волок проявился на второй год после внесения.

При пожаре 2022 г. весь самосев/подрост сгорел, на всех участках всходов не осталось (рис. 5b). Несмотря на то, что повторно ОПСМ + М внесли только в опытные варианты, в июле и сентябре были зарегистрированы появившиеся всходы сосны как в опытных, так и контрольных вариантах. При этом в опытных вариантах волок и пасека появилось достоверно больше всходов, чем в контрольных, а в вариантах фон — достоверно больше всходов было в контроле.

Отмечено, что до пожара количество всходов на участке волок было кратно больше, чем на пасеке. Однако после пожара ситуация на волоке и пасеке выровнялась, существенной разницы не обнаружено. Внесение биоудобрения ОПСМ + М стимулировало образование всходов сосны обыкновенной и их сохранность на всех участках. Таким образом, исследования состояния подростка сосны обыкновенной в опытных вариантах пасека и волок подтвердили, что внесение ОПСМ + М стимулирует образование всходов сосны, особенно после пожара, способствуя восстановлению лесовозобновления.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

С помощью микробных индикаторов проведена оценка биологической активности темно-серой почвы сосняка разнотравно-зеленомошного Погорельского бора. Показано, что индикаторами состояния почвы после выборочной рубки, пожара и внесения биоудобрений являлись содержание микробной биомассы, значения микробного метаболического коэффициента, соотношение долей эколого-трофических групп микроорганизмов и ферментативная активность. Специфическими индикаторами после пожара следует считать увеличение в почвенном микробиоценозе доли популяций бактерий *Serratia plymuthica* и *Bacillus mycoides* и грибов родов *Trichoderma*, *Penicillium* и *Mortierella*.

Установлено, что через три года после рубки внесение в почву биоудобрения (ОПСМ + М) привело к увеличению всех показателей биологической активности по сравнению с вариантами без внесения ОПСМ + М. Биудобрение оказало активизирующее воздействие на почвенные микробиоценозы и ферментативную активность исследуемых технологических зон вырубki (волок, пасека), а также не тронутых рубкой участков (фон).

Оценка восстановления почвы после пожара показала особенности развития некоторых таксономических групп микроорганизмов. Вместо ожида-

емого после пожара снижения численности почвенных микроорганизмов наблюдали кратковременное увеличение количества микроорганизмов-карботрофов, вызванное поступлением в почву пирогенных продуктов (уголь, зола, обгоревшие растительные остатки). Вследствие чего через неделю после пожара наблюдали увеличение общей численности, микробной биомассы, интенсивности дыхания микроорганизмов, а также активности уреазы и инвертазы. В освоении углей и несгоревших растительных остатков активно принимали участие неспоровые бактерии (р. *Serratia*), бациллы (р. *Bacillus*), а также микромицеты родов *Trichoderma*, *Mortierella*, *Umbelopsis* и *Penicillium*. С середины и до конца вегетационного периода 2022 г. отмечали снижение микробиологической активности (ОЧМ, МБ, ФА) и видового разнообразия грибов, что указывало на постпирогенную депрессию почвенного микробиоценоза. В то же время во всех исследуемых вариантах увеличилась доля грибов родов *Trichoderma*, *Penicillium* и *Mortierella*, а также бактерий *Serratia* и *Bacillus mycoides*, образующих успешный естественный консорциум для метаболизирования пирогенного углерода в почве и способных переводить их в доступный для других организмов субстрат. Внесение на сгоревшие участки биоудобрения (ОПСМ + М) стимулировало образование всходов сосны обыкновенной, количество которых было достоверно больше, чем на контрольных (без ОПСМ + М) вариантах.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена в рамках государственного задания FWS 2021-0011 “Снижение рисков возрастающего воздействия болезней и вредителей на лесные экосистемы в условиях глобальных изменений окружающей среды”.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Ананьева Н.Д.* Микробиологические аспекты самоочищения и устойчивости почв. М.: Наука, 2003. 222 с.
2. *Антонов Г.И., Евграфова С.Ю., Иванов В.В.* Биоиндикация лесорастительного состояния почв сосняков Красноярской лесостепи после сплошных рубок разной интенсивности // Тр. Санкт-Петербургского НИИ лесного хозяйства. 2014. № 3. С. 18–28.
3. *Антонов Г.И., Барченков А.П., Пашенова Н.В., Кондакова О.Э., Гродницкая И.Д.* Влияние опилочно-почвенных субстратов на рост саженцев сосны и ели в лесопитомнике экспериментального хо-

- зайства “Погорельский бор” // Лесоведение. 2021. № 3. С. 303–317.
4. Антонов Г.И., Пашенова Н.В., Гродницкая И.Д. Пат. № 2681572 11.03.2019. Опилочно-почвенный субстрат для оптимизации плодородия почв.
 5. Вальков В.Ф., Елисеева Н.В., Имгрунт И.И., Казеев К.Ш., Колесников С.И. Справочник по оценке почв. Майкоп: Адыгея, 2004. 236 с.
 6. Гапонюк Э.И., Малахов С.В. Комплексная система показателей экологического мониторинга почв // Миграция загрязняющих веществ в почвах и сопредельных средах. Тр. 4-го Всесоюз. совещ. Л.: Гидрометеиздат, 1985. С. 3–10.
 7. Голубева П.П. Определение щелочно-гидролизуемого азота по Корнфильду // Пособие по проведению анализов почв и составлению агрохимических картограмм. М.: Наука, 1969. С. 179–180.
 8. Гродницкая И.Д., Пашкеева О.Э., Старцев В.В., Дымов А.А. Дыхательная активность и биоразнообразие микробиомов подзолистых почв постпирогенных еловых лесов Красноярского края и Республики Коми // Почвоведение. 2023. № 6. С. 758–773. <https://doi.org/10.31857/S0032180X22601347>
 9. Гродницкая И.Д., Сенашова В.А., Антонов Г.И., Пашкеева О.Э. Микробиологическая индикация почв лесных посадок в Ширинской степи // Лесоведение. 2022. № 3. С. 270–284. <https://doi.org/10.31857/S002411482203007X>
 10. Добровольская Т.Г., Звягинцев Д.Г., Чернов И.Ю., Головаченко 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.
 11. Звягинцев Д.Г. Биологическая активность почв и шкалы для оценки некоторых ее показателей // Почвоведение. 1978. № 6. С. 48–54.
 12. Звягинцев Д.Г. Почва и микроорганизмы. М.: Изд-во Моск ун-та, 1987. 256 с.
 13. Казеев К.Ш., Колесников С.И., Вальков В.Ф. Биологическая диагностика и индикация почв: методология и методы исследований. Ростов-на-Дону: Изд-во Рост. ун-та, 2003. 204 с.
 14. Казеев К.Ш., Колесников С.И., Вальков В.Ф. Биология почв Юга России. Ростов-на-Дону: Изд-во ЦВВР, 2004. 350 с.
 15. Классификация и диагностика почв России. Смоленск: Ойкумена, 2004. 240 с.
 16. Медведева М.В., Германова Н.И. Биологическая активность подзолистых почв сосняков-черничников Среднетаежной Карелии после рубок // Лесное хозяйство. 2008. № 6. С. 16–17.
 17. Методы почвенной микробиологии и биохимии / Под ред. Звягинцева Д.Г. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1991. 303 с.
 18. Методы оценки структуры, функционирования и разнообразия детритных пищевых сетей. Методическое руководство / Под ред. Покаржевского А.Д. и др. М.: Ин-т проблем экологии и эволюции им. А.Н. Северцова РАН, 2003. 100 с.
 19. Пашенова Н.В., Лоскутов С.Р., Пермьякова Г.В., Анискина А.А. Влияние отвара чистотела на био-конверсию сосновых опилок культурами базидиальных грибов-ксилотрофов: Матер. IV Всерос. конф. “Новые достижения в химии и химической технологии растительного сырья”. Барнаул, 21–23 апреля 2009 г. Барнаул: Изд-во Алт. ун-та, 2009. Кн. 2. С. 39–41.
 20. Почвенно-экологический мониторинг и охрана почв / Под ред. Орлова Д.С., Васильевской В.Д. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1994. 272 с.
 21. Практикум по агрохимии / Под ред. Минеева В.Г. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2001. 689 с.
 22. Практикум по микробиологии / Под ред. Нетрусова А.И. М.: Academia, 2005. 603 с.
 23. Сорокин Н.Д. Микробиологическая диагностика лесорастительного состояния почв Средней Сибири. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2009. 219 с.
 24. Хазиев Ф.Х. Методы почвенной энзимологии. М.: Наука, 2005. 252 с.
 25. Чеботарь И.В., Поликарпова С.В., Бочарова Ю.А., Маянский Н.А. Использование времяпролетной масс-спектрометрии с матрично-активированной лазерной десорбцией/ионизацией (MALDI-TOF MS) для идентификации бактериальных и грибковых возбудителей III–IV групп патогенности // Лабораторная служба. 2018. Т. 7. № 2. С. 78–86. EDN OTEIQN. <https://doi.org/10.17116/labs20187278-86>
 26. Якушев А.В., Кузнецова И.Н., Благодатская Е.В., Благодатский С.А. Зависимость активности полифенолпероксидаз и полифенолоксидаз в современных и погребенных почвах от температуры // Почвоведение. 2014. № 5. С. 590–596. <https://doi.org/10.7868/S0032180X14050268>
 27. Abbasian F, Lockington R, Mallavarapu M, Naidu R.A. Comprehensive review of aliphatic hydrocarbon biodegradation by bacteria // Appl. Biochem. Biotechnol. 2015. V. 176. P. 670–699.
 28. Anderson J.P.E., Domsch K.H. A physiological method for the quantitative measurement of microbial biomass in soils // Soil Biol. Biochem. 1978. V. 10. P. 314–322.
 29. Anderson T.H., Domsch K.H. Application of ecophysiological quotients (qCO_2 and qD) on microbial biomass from soils of different cropping histories // Soil Biol. Biochem. 1990. V. 22. P. 251–255.
 30. Barnett H.L., Hunter B.B. Illustrated Genera of Imperfect Fungi. Minnesota: American Phytopathological Society, 1999. 218 p.
 31. DeLuca T.H., Gundale M.J., Brimmer R.J., Gao S. Pyrogenic Carbon Generation From Fire and Forest Restoration Treatments // Front. For. Glob. Change. 2020. V. 3. <https://doi.org/10.3389/ffgc.2020.00024>
 32. Dhamala B.R., Mitchel M.J. Soil disturbance and elemental dynamics in a northern hardwood forest soil, USA // Water, Air and Soil Pollution. 1996. V. 88. P. 343–353.
 33. Dymov A.A., Gorbach N.M., Goncharova N.N., Karpenko L.V., Gabov D.N., Kutyavin I.N., Startsev V.V., Mazur A.S., Grodnitskaya I.D. Holocene and recent fires influence on soil organic matter, microbiological and physicochemical properties of peats in the European North-

- East of Russia // *Catena*. 2022. V. 117. P. 106449.
<https://doi.org/10.1016/j.catena.2022.106449>
34. Hashimoto S., Suzuki M. The impact of forest clear-cutting on soil temperature: a comparison between before and after cutting, and between clear-cut and control sites // *J. For. Res.* 2004. V. 9. P. 125–132.
 35. Henry H.A.L. Soil extracellular enzyme dynamics in a changing climate // *Soil Biol. Biochem.* 2013. V. 47. P. 53–59.
 36. Hu L., Cao L., Zhang R. Bacterial and fungal taxon changes in soil microbial community composition induced by short-term biochar amendment in red oxidized loam soil // *World J. Microbiol. Biotechnol.* 2014. V. 30. P. 1085–1092.
<https://doi.org/10.1007/s11274-013-1528-5>
 37. Gregersen T. Rapid method for distinction of gram-negative from grampositive bacteria // *Eur. J. Appl. Microbiol. and Biotechnol.* 1978. V. 5. № 2. P. 123–127.
 38. Scullion J. Remediating polluted soils // *Naturwissenschaften*. 2006. V. 93. P. 51–65.
<https://doi.org/10.1007/s00114-005-0079-5>
 39. Sinsabaugh R.L. Phenol oxidase, peroxidase and organic matter dynamics of soil // *Soil Biol. Biochem.* 2010. V. 42. P. 391–404.
 40. Sparling G.T. The substrate-induced respiration method // *Methods in applied soil microbiology and biochemistry*. London: Acad. Press, 1995. P. 397–404.
 41. Stress effects on natural ecosystems / Ed. Barrett G.W. et al. Wiley, 1981. 305 p.
 42. Wallenstein M.D., Haddix M.L., Lee D.D., Conant R.T., Paul E.A. A litter slurry technique elucidates the key role of enzyme production and microbial dynamics in temperature sensitivity of organic matter decomposition // *Soil Biol. Biochem.* 2012. V. 47. P. 18–26.
 43. Trasar-Cepeda C., Leirós M.C., Gil-Sotres F. Hydrolytic enzyme activities in agricultural and forest soils. Some implications for their use as indicators of soil quality // *Soil Biol. Biochem.* 2008. V. 40. P. 2146–2155.
 44. Watanabe T. Pictorial atlas of soil and seed fungi: morphologies of cultured fungi and key to species. Boca Raton: CRC Press, Inc., 2002. 506 p.
 45. World Reference Base for Soil Resources 2014, International Soil Classification System for Naming Soils and Creating Legends for Soil Maps, World Soil Res. Rep. no. 106, update 2015. FAO, Rome. www.fao.org.

Bioindication of the Dark Gray Soil State in the Pine Forests of the Krasnoyarsk Forest-Steppe under Anthropogenic Influence

I. D. Grodnitskaya^{1, *}, V. A. Senashova¹, G. I. Antonov¹, G. G. Polyakova¹,
 O. E. Pashkeeva¹, and N. V. Pashenova¹

¹*Sukachev Forest Institute, Krasnoyarsk, 660036 Russia*

**e-mail: igrod@ksc.krasn.ru*

The biological activity of dark gray soil was studied in a 100-year-old pine forb-green-moss forest of the Pogorelsky pine forest of the Krasnoyarsk forest-steppe. In 2017, selective cuttings were carried out in the pine forest, and in May 2022 there was a strong fire. To improve reforestation and increase the biological productivity of the soil, bio-fertilizer based on sawdust-soil substrate with the addition of urea and myco-product (SSSU + M) was applied to cut and burned areas. On the experimental plots (Paseka, Volok, Fon), an annual count of self-seeding of pine was carried out. Bioindication of the soil condition was assessed based on the total number and ratio of ecological-trophic groups of microorganisms, enzyme activity, microbial biomass content, intensity of basal respiration and specific respiration of microbial biomass. The application of biofertilizer to the cut areas alkalinized the soil by 0.2–0.4 units, retained moisture, increased the content of nitrogen (by 5–14%) and microbial biomass (by 1.2–1.6 times), compared with the control options. The impact of biofertilizers on the germination and growth of self-seeding of pine was noted in the second year after application – in the experimental plots of self-seeding it was 4–6 times greater than in the control ones. The entry of burnt plant residues, coals and ash into the soil in the first week after the fire led to an increase in some microbiological indicators, the activity of urease and invertase, and the activation of carbotrophic microorganisms. However, by the end of the growing season, a decrease in microbiological activity was noted, which indicated a post-pyrogenic depression of microbocenoses. The introduction of biofertilizer on the burnt surface of the plots leveled the effect of pyrogenic effects and stimulated the formation of shoots of scots pine, the number of which was significantly higher than in the control plots. It was found that the universal bioindicators that adequately reflect the state of the soil after all anthropogenic impacts were microbial biomass, specific microbial respiration, enzymatic activity and the total number of microorganisms. A specific bioindication of the soil condition after the fire was an increase in the proportion of bacteria *Serratia plymuthica*, *Bacillus mycoides* and fungi of the genera *Trichoderma*, *Penicillium* and *Mortierella*.

Keywords: dark gray soil (Haplic Greyzems), logging, fire, biofertilizer (SSSM + U), respiratory and enzymatic activity, microorganisms-carbotrophes, bioindicators of soil condition

ОРГАНИЧЕСКОЕ ВЕЩЕСТВО
И МИКРОБНАЯ АКТИВНОСТЬ ПОЧВ

УДК 631.4

ОЦЕНКА НАПРАВЛЕННОСТИ И МЕХАНИЗМОВ ВЛИЯНИЯ ВНЕСЕНИЯ
БИОУГЛЯ НА СУБСТРАТ-ИНДУЦИРОВАННОЕ ДЫХАНИЕ ПОЧВ
В ДЛИТЕЛЬНОМ ЛАБОРАТОРНОМ ЭКСПЕРИМЕНТЕ

© 2023 г. Е. В. Смирнова^а, * (ORCID: 0000-0002-3081-7615), К. Г. Гиниятуллин^а, Р. В. Окунев^а,
А. А. Валеева^а, С. С. Рязанов^б

^аКазанский федеральный университет, ул. Кремлевская, 18, Казань, 420008 Россия

^бИнститут проблем экологии и недропользования Академии наук Республики Татарстан,
ул. Даурская, 28, Казань, 420087 Россия

*e-mail: tutinkaz@yandex.ru

Поступила в редакцию 28.02.2023 г.

После доработки 15.05.2023 г.

Принята к публикации 16.05.2023 г.

В лабораторном эксперименте изучали влияние биоугля (БУ) на субстрат-индуцированное дыхание (СИД) почв. В опыте использовали 10 образцов БУ, полученных из древесных и травянистых материалов в двух режимах пиролиза. Интенсивность СИД определяли через 3 сут, 3 и 6 мес. инкубации. При кратковременной инкубации не наблюдалось влияния БУ на СИД. Исключением был вариант с внесением БУ на основе кукурузы, в котором наблюдалось увеличение СИД на 34.6%. При инкубации в течение 3 мес. обнаруживалось значимое увеличение СИД (от 30.4 до 54.8%) при внесении пяти БУ. При инкубации в течение 6 мес. значимое увеличение СИД (от 30.4 до 65.9%) наблюдалось при внесении восьми БУ. Для оценки свойств БУ, оказывающих влияние на СИД, использовали Лассо регрессию и 23 показателя свойств БУ в качестве потенциальных предикторов. Обнаружено, что при трехдневной инкубации положительное влияние на СИД оказывают следующие свойства БУ: содержание окисляемого органического вещества, обменного кальция и pH водной суспензии, а слабое отрицательное – содержание обменного натрия. При инкубации в течение 3 мес. наблюдается положительное влияние окисляемого органического вещества, а через 6 мес. – содержания золь. Поскольку в опытах наблюдалось только положительное статистически значимое влияние БУ на СИД, сделав вывод, что для объективной оценки эффективности их использования для секвестрации CO₂ в почвах необходимы балансовые расчеты, в которых наряду с количеством внесенного в почвы с БУ устойчивого углерода, должно учитываться потенциальное увеличение эмиссии CO₂ из почв за счет активации почвенной сапрофитной микробиоты.

Ключевые слова: секвестрация атмосферного углерода, биоуголь, субстрат-индуцированное дыхание почв, регрессионный анализ

DOI: 10.31857/S0032180X23600312, **EDN:** DVUMZO

ВВЕДЕНИЕ

Почвенный покров играет ключевую роль в поглощении и выделении климатически активных газов атмосферы (CO₂, CH₄, N₂O), которые могут усиливать “парниковый” эффект и создавать опасность глобального изменения климата [6, 14, 15, 34, 71, 79]. Считается, что использование почв в сельском хозяйстве может приводить к потере 30–60% исходного содержания органического углерода (ОУ) [42], а авторы [75] оценили суммарные потери углерода из верхнего слоя почвы (0–30 см) за 12000 лет сельскохозяйственного использования земель в 31.2 петаграмм (10¹² г) углерода (Пг С). Очевидно, что сельскохозяйственные угодья, подвергающиеся деградации, необхо-

димо рассматривать как один из основных источников поступления CO₂ в атмосферу, хотя оценки объемов эмиссии углекислого газа из почв в различных литературных источниках существенно различаются [7, 8, 49]. С другой стороны, увеличение содержания органического вещества (ОВ) в почвах, используемых в сельскохозяйственном производстве, рассматривается как вполне жизнеспособная альтернатива смягчения последствий изменения климата за счет компенсации части выбросов парниковых газов, возникающих в результате антропогенной деятельности [20, 37, 67]. Вместе с тем имеются доказательства того, что экстенсивное повышение содержания органического углерода в почве может потенциально компенсировать только 35% исторической оцен-

ки углеродного долга сельского хозяйства в 85 Пг С, поступившего в атмосферу из-за преобразования природных экосистем, а по наиболее пессимистичным прогнозам, учитывающим тенденцию к потеплению климата, это количество может уменьшиться к 2040 г. еще на 14% [71]. По мнению Когута с соавт. [4], чтобы считаться секвестрированным, ОВ должно не просто поступить в почву, а стабилизироваться в нем, приобретая способность к медленной минерализации с периодом полного разложения от 10 до 100 лет. Депонированным может считаться органический углерод со временем полного оборота в почве за более чем 100 лет. В последнее время, наряду с традиционными методами увеличения содержания ОВ в почвах, используемых в сельском хозяйстве, уделяется много внимания технологиям закрепления органического углерода в формах, устойчивых к разложению активной и потенциально-активной сапрофитной почвенной микрофлорой [48, 73, 81].

К подобным технологиям можно отнести производство и внесение в почву пиролизически преобразованных растительных остатков, которые являются искусственными аналогами идентифицируемого в составе почв пирогенного “черного углерода” (black carbon (BC)) природного происхождения [18, 31, 78]. Содержание BC в определенных почвах может составлять существенную долю от общего содержания органического углерода и выполнять значимые экологические функции [74, 76, 92]. BC образуется, в основном, в результате неполного сгорания растительных остатков в результате пожаров и представляет собой континуум от частично обугленного растительного материала до частиц графита и сажи [76], однако, только в интенсивно обугленном материале присутствует графитоподобная и полиароматическая структура, устойчивая к микробной деструкции. Несмотря на то, что вопрос о принадлежности BC к почвенным гумусовым веществам остается открытым [47], гуминовые кислоты, полученные из обугленных растительных остатков и сажи, а не из исходного растительного сырья, рассматриваются, в некоторых работах, как наиболее стабильные составляющие пула почвенного органического вещества (ПОВ) [33]. Не удивительно, что внесение в сельскохозяйственные почвы органических материалов, карбонизированных путем пиролизной обработки, рассматривается как реальная техническая возможность секвестрации углерода атмосферы для смягчения последствий изменения климата [47, 48, 51, 80, 96]. В особенности это актуально с учетом потенциального долговременного положительного влияния получаемого при этом биоугля на почвенное плодородие [12, 13, 40]. В то же время в некоторых работах влияние внесения БУ на

продуктивность почв оценивается неоднозначно [42, 61].

Вместе с тем перспектива секвестрации углерода за счет внесения в почву БУ в отдельных источниках ставится под сомнение, а количество подобных работ существенно увеличилось после обнаружения так называемого прайминг-эффекта (ПЭ) – влияния внесения БУ на интенсивность минерализации собственно ПОВ, а также растительных остатков, поступающих в почву [62]. В целом мнение о направленности ПЭ неоднозначно. Положительный ПЭ и увеличение эмиссии CO_2 при внесении БУ наблюдали в работах [24, 25, 38, 60, 84, 98]. Другие исследователи [19, 100], наоборот, отмечают отрицательный ПЭ и уменьшение выделения почвами углекислого газа. В отдельных работах показано отсутствие существенного влияния БУ на почвенное дыхание в определенных условиях и в определенных почвах [9, 97, 98]. Существует также мнение, что влияние БУ на почвенное дыхание динамично: положительный ПЭ наблюдается в короткие начальные сроки после его внесения, после чего БУ рассматривается как часть пула ПОВ, устойчивого к окислению [62, 64, 91].

В работе [45] показано, что при внесении в почвы свежеприготовленного БУ выделение CO_2 в несколько раз выше, чем при внесении старого БУ, который находился длительное время в контакте с почвой. Данный факт согласуется с отсутствием положительного ПЭ при внесении свежего растительного материала в почвы богатые природным BC [54]. В длительном (до 1 года) лабораторном эксперименте, проведенном с пятью типами почв и БУ, приготовленными из травянистого и древесного материалов при различных режимах пиролиза, наблюдалось разнонаправленное влияние различных БУ на интенсивность дыхания почв по сравнению с контролем, т.е. наблюдалось как уменьшение (до -52%), так и увеличение (до $+89\%$) эмиссии CO_2 [101]. Разнонаправленное влияние на минерализацию почвенного ОВ, в зависимости от типа БУ, почвы и продолжительности взаимодействия, отмечается также в работе [65], основанной на метаанализе литературных данных.

Дискуссионным является вопрос о механизмах влияния БУ на эмиссию CO_2 из почв [5, 53, 62]. Их влияние на почвенное дыхание связывают с присутствием доступного (или лабильного) ОВ в пирогенном материале, с повышением эффективности использования доступного органического углерода при локализации почвенных микроорганизмов, ОВ почвы и питательных веществ на поверхности БУ, а также с изменением pH среды при внесении пирогенного ОВ, которое влияет на ферментативную активность почв, и т.д. [39, 63, 83, 97]. По мнению некоторых авторов, внесе-

ние БУ в почву может подавлять минерализацию ПОВ за счет сорбции его лабильных фракций во внутреннем пространстве пирогенного продукта [41, 46, 54].

Дискуссионность в оценках направленности и механизмов влияния БУ на почвенные свойства, включая обилие и состояние сапрофитной почвенной микрофлоры, определяющих интенсивность дыхания, может быть связано с тем, что под термином БУ понимают очень широкий спектр продуктов пиролиза, отличающихся органическими и минеральными составляющими, химическими и физико-химическими свойствами [30, 82, 87]. Для получения БУ обычно используют низкокачественную древесину, а также разнообразные отходы деревообрабатывающего и сельскохозяйственного производства [52, 63] вплоть до отходов животноводства [29, 50]. Это позволяет получить дешевый продукт, перспективный для применения в качестве почвенного мелиоранта. Технологические приемы и температурные режимы пиролиза также весьма разнообразны и постоянно модернизируются [19, 56, 69, 70]. В обзорной работе [53] делается вывод, что, несмотря на обилие исследований, показывающих существенное влияние БУ на свойства почв в целом, в том числе на состояние почвенной биоты, очень мало известно о механизмах, посредством которых БУ влияют на обилие и состав микробного сообщества. Отмечается, что вследствие широкого разнообразия БУ необходимо определиться, какие их свойства должны учитываться при оценке их влияния на состояние микробных сообществ.

Традиционно при изучении направленности и механизмов влияния БУ на интенсивность выделения углекислого газа из почв (в том числе за счет прайминг-эффекта) проводится метаанализ литературных данных [32, 62, 65, 99]. При несомненных достоинствах данного подхода, к которым в первую очередь можно отнести возможность составления выборок с большим объемом исходных данных, метод имеет определенные недостатки, которые могут приводить к возникновению систематических ошибок, основным источником которых является этап определения круга включаемых в анализ исследований. К проблемам выбора источников при метаанализе можно отнести множество факторов: различие в способах, условиях, длительности постановки инкубационных лабораторных и полевых экспериментов, технологические особенности используемых БУ, особенности почв или почвенных материалов, а также в методах оценки состояния биоты. Очевидно, что корректное применение метаанализа требует направленной сортировки используемых литературных данных.

В работе [62] при изучении направленности и механизмов ПЭ была составлена выборка исследу-

ований, включающая результаты как полевых, так и инкубационных опытов различной длительности. При этом влияние на ПЭ, собственно ПОВ и свежих растительных остатков рассматривались отдельно, а в выборку включались исследования, проведенные только с использованием изотопных методов разделения источников CO_2 . В работе [91] в выборку для изучения влияния БУ на ПЭ включались источники, где оценка эмиссии CO_2 проводилась изотопными методами, но с учетом длительности эксперимента, типа БУ, температуры инкубации. Продуктивным подходом является также использование специальных статистических методов, позволяющих при проведении метаанализа оценить влияние всего комплекса факторов и тем самым снизить вероятность возникновения систематических ошибок. В работе [26] при проведении метаанализа использовали *boosted regression trees (BRTs)*, а в качестве критериев отбора предикторов, наряду со свойствами БУ, использовались условия инкубации и характеристики почвы.

Несмотря на популярность и информативность данных методов, построение регрессионных моделей влияния БУ на почвенные процессы, полученные на основе прямых инкубационных экспериментов, может оказаться продуктивным [101]. Подобные опыты могут ставиться в стандартных условиях инкубации, с одним и тем же (или набором отличающимся) почвенным материалом, при применении одних и тех же методов оценки показателей почвенного дыхания. В этом случае круг оцениваемых предикторов автоматически ограничивается только свойствами использованных БУ, а возможность возникновения систематических ошибок минимизируется. Однако в данном случае возникают проблемы, связанные с необходимостью анализа данных с большим количеством потенциальных предикторов при небольших объемах экспериментальных выборок, которые требуют применения специальных методов регрессионного анализа.

Цель работы – изучить в длительном лабораторном эксперименте влияние биоуглей, различающихся по способу получения и свойствам, на интенсивность субстрат-индуцированного дыхания серой лесной почвы.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Характеристика почвы и биоуглей. Эксперименты проводили на серой лесной почве, отобранной в начале вегетационного периода из верхнего горизонта А1 на территории, находящейся под широколиственным лесом – дубрава свежая кленово-липовая. По международной классификации почва определяется как *Eutric Retisols (Loamic, Cutanic, Ochric)*, характеризует-

ся кислой реакцией среды, высоким содержанием органического углерода и валового азота, рыхлым сложением (табл. 1).

Для проведения эксперимента использовали 10 образцов БУ, полученных с использованием медленного пиролизера, оригинальной конструкции М.Р. Баяна (Department of Agriculture and Environmental Sciences, Lincoln University in Missouri, США), описанной в работе [89]. Изготовление БУ проводили в двух режимах. Низкотемпературные БУ получали при медленном пиролизе (конечная температура 400°C), из древесины (щепа, опилки) ивы, стеблевой и листовой массы кукурузы, проса. Высокотемпературные БУ получали в экзотермических условиях (конечная температура 600°C), из древесины (щепа, опилки) сосны, кедра, дуба, ивы, стеблевой и листовой массы мискантуса, кукурузы, проса. Пиролитическую обработку растительного материала проводили в течение 170 мин, температуру в пиролизной камере контролировали по термопаре. Поскольку образцы биоуглей были представлены материалом разной размерности, перед использованием их измельчали и пропускали через сито 2 мм.

Содержание золы в БУ определяли прокаливанием при 900°C [72], содержания в них общего углерода и азота определяли на приборе vario MICRO cube (Fa Elementar, Германия). Устойчивость органического вещества БУ к окислительной деструкции определяли методом ступенчатого окисления по Хану [21], модифицированным и адаптированным авторами к особенностям объекта [30]. Лабильную фракцию ОВ экстрагировали из БУ горячей водой [11], а также использовали метод ускоренного определения содержания органического углерода, извлекаемого из БУ смесью $\text{Na}_4\text{P}_2\text{O}_7\text{--NaOH}$ [43], липидную фракцию выделяли смесью спирт : бензол (1 : 1) в аппарате Сокслета в течение 48 ч по методике, описанной в работе [10]. Величину водного рН определяли потенциометрически в суспензии БУ в дистиллированной воде при соотношении 1 : 12.5, рН насыщенных паст определяли по методике, описанной в работе [72]. Обменные катионы экстрагировали 1н раствором ацетата аммония с рН 7.0 [72]. Концентрацию катионов в ацетат-аммонийной вытяжке определяли спектрофотометрически на спектрометре с индуктивно-связанной плазмой ICPE 9000 (Shimadzu, Япония). Содержание воднорастворимых катионов кальция и магния определяли в водном экстракте титрованием раствором ЭДТА, а калия и натрия – методом пламенной фотометрии [89]. Адсорбционную активность БУ определяли по метиленовому оранжевому спектрометрически [35].

Ход проведения эксперимента. Свежеотобранный почвенный образец очищали от корней, и

Таблица 1. Свойства почвы, используемой в эксперименте

| Свойства почвы | Показатель |
|---------------------------------------|------------|
| Содержание органического углерода, % | 3.65 |
| Содержание валового азота, % | 0.29 |
| Отношение C/N | 12.7 |
| рН водный | 5.7 |
| Содержание физической глины, % | 56.8 |
| Плотность сложения, г/см ³ | 0.86 |
| Полная влагоемкость, % | 42.3 |

просеивали через сито 2 мм. Из свежеприготовленной почвы отбирали в чашки Петри образцы массой 40 г, в каждый вносили по 2 г одного из БУ, перемешивали, увлажняли дистиллированной водой до 55% от полной влагоемкости. Внесение БУ в почву в количестве 5% является комплексным, поскольку позволяет получить значимое влияние на микробную активность, но не будет приводить к слишком сильному изменению физических свойств почвы. Чашки Петри с модельными смесями инкубировали в закрытой хроматографической камере объемом 80 л над влажным песком для предотвращения быстрого иссушения. Исходную влажность поддерживали гравиметрически путем периодического увлажнения дистиллированной водой. В качестве контроля использовали почвенный образец без добавок БУ.

Для оценки влияния БУ на состояние почвенной сапрофитной микробиоты определяли СИД по скорости выделения CO_2 после внесения глюкозы, которое вызывает всплеск активности почвенных микроорганизмов [13]. Величина СИД позволяет объективно оценить вклад на почвенное дыхание наряду с активной, биомассу потенциально активной сапрофитной микрофлоры, участвующей в деструкции разлагаемого ОВ в различных почвенных объектах [1, 44, 91].

Определение интенсивности СИД проводили в соответствии с методиками, описанными в работах [2, 3]. После тщательного перемешивания модельных смесей отбирали по 4 пробы (для определения СИД в 4-кратной повторности) весом 2.5 г, которые помещали в герметично закрывающиеся емкости объемом 20 мл. Дозатором вносили расчетное количество водного раствора глюкозы, так чтобы конечная влажность материала составляла 65% от полной влагоемкости, а содержание глюкозы – 10 мг на 1 г смеси почва–биоуголь. Пробы выдерживали в течение 4 ч при $t = 25^\circ\text{C}$. Количество выделившегося CO_2 определяли на газовом хроматографе Clarus 580 (Perkin Elmer, США) с катарометром в качестве детекто-

Таблица 2. Результаты перекрестной проверки моделирования с применением Гребневой и Лассо регрессий по показателям средней ошибки (ME), среднеквадратичной ошибки (RMSE) и множественному коэффициенту корреляции (r)

| Время инкубации, мес. | ME | RMSE | r |
|-----------------------|---------|---------|--------|
| Гребневая регрессия | | | |
| 0.1 | -0.1199 | 6.11394 | 0.7473 |
| 3.0 | -0.5028 | 3.41195 | 0.7996 |
| 6.0 | 0.0436 | 1.53032 | 0.7585 |
| Лассо регрессия | | | |
| 0.1 | 0.1050 | 5.94891 | 0.8725 |
| 3.0 | -0.3888 | 3.18095 | 0.8133 |
| 6.0 | 0.0047 | 1.50454 | 0.7629 |

ра углекислого газа. Определение СИД проводили через 3 сут, 3 и 6 мес. инкубации.

Статистическая обработка результатов. Для оценки значимости влияния внесения БУ проведен однофакторный дисперсионный анализ данных СИД отдельно для каждого периода инкубации: 0.1, 3 и 6 мес. Для определения свойств БУ, оказывающих влияние на величину СИД, использовали многофакторный регрессионный анализ. Принимали во внимание то, что параметры, характеризующие БУ, могут быть взаимосвязаны, т.е. существует проблема мультиколлинеарности. Необходимо учитывать, что полученные наборы экспериментальных данных являются высокомерными, т.е. количество потенциальных предикторов (оцениваемых свойств БУ) больше, чем количество наблюдений (вариантов опыта). Поэтому классические подходы такие, как многофакторная линейная регрессия по наименьшим квадратам к таким данным не применимы, поскольку независимо от реального наличия взаимосвязей между свойствами БУ и зависимой переменной (интенсивностью СИД) будет проявляться сильный эффект переобучения модели [36]. Поэтому, использовали гребневую и ЛАССО регрессии. Применение этих методов позволяет эффективно бороться с переизбыточностью данных [66, 86]. Для сравнения результатов разных способов моделирования использовали метод перекрестной проверки (табл. 2), который показал, что метод ЛАССО регрессии дает наименьшие значения ошибок, поэтому в дальнейшем обсуждаются результаты моделирования, полученные с применением только данного метода. Обработка результатов проводилась в статистической среде R, при уровне значимости $\alpha = 0.05$.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

В табл. 3 представлены результаты определения свойств органических и минеральных составляющих БУ. Анализ данных показывает, что по-

лученные образцы БУ отличаются значительной неоднородностью. Органическая составляющая БУ различается по содержанию общего углерода и азота, по способности ОВ к окислению, а также по содержанию лабильных фракций. Более высокое содержание лабильного и окисляемого ОВ характерно для низкотемпературных БУ, полученных из травянистого растительного материала (кукуруза и просо). Образцы БУ различаются также по содержанию золы, составу водорастворимых и обменных катионов, показателям рН и адсорбционной активности. Значительное влияние типа растительного материала и режимов пиролиза на качественные показатели получаемых БУ обсуждается во многих работах [22, 101] и является вполне ожидаемо.

На рис. 1 представлены результаты определения интенсивности СИД в контроле и вариантах опыта с внесением БУ при разном времени инкубации. Через 3 сут инкубации наблюдается как положительный, так и отрицательный эффекты от внесения БУ, т.е. повышение и снижение СИД по отношению к контролю соответственно. При этом ингибирование активности почвенной микробиоты характерно для БУ, полученных при разных режимах пиролиза, как из древесной, так и из травянистой биомассы. Через 3 мес. инкубации наблюдается положительное влияние почти всех БУ на СИД за исключением высокотемпературных БУ из растительной массы кукурузы и древесины дуба, для которых разница между опытом и контролем практически отсутствует. Через 6 мес. инкубации во всех вариантах с внесением БУ интенсивность СИД значимо выше, чем в контроле.

В табл. 4 представлены результаты однофакторного дисперсионного анализа и оценка значимости разницы между интенсивностью СИД в опытных вариантах по сравнению с контролем (без добавок БУ), при уровне значимости $\alpha = 0.05$. Анализ дисперсионных комплексов по F-критерию показывает наличие статистически значимого влияния внесения БУ в целом при различных

Таблица 3. Характеристики БУ, полученных из разных растительных материалов при разных условиях пиролиза

| Параметр | Низкотемпературный | | | Высокотемпературный | | | | | | |
|--|--------------------|----------|-------|---------------------|-------|-------|-------|----------|-------|-----------|
| | ива | кукуруза | посо | кедр | сосна | дуб | ива | кукуруза | посо | мискантус |
| Содержание основных компонентов, % | | | | | | | | | | |
| С | 77.3 | 57.2 | 63.1 | 86.3 | 84.4 | 78.2 | 79.6 | 66.3 | 71.2 | 77.6 |
| N | 0.23 | 0.90 | 0.47 | 0.29 | 0.17 | 0.40 | 0.28 | 0.86 | 0.66 | 0.56 |
| Зола | 2.7 | 13.5 | 8.3 | 1.0 | 2.7 | 2.8 | 6.8 | 19.9 | 13.9 | 10.9 |
| Содержание С _{орг} в разных фракциях по Хану, % | | | | | | | | | | |
| Фр 1 | 1.09 | 5.44 | 3.69 | 0.34 | 0.84 | 0.75 | 0.54 | 0.63 | 1.46 | 0.50 |
| Фр 2 | 8.95 | 19.32 | 8.86 | 3.95 | 2.82 | 2.91 | 3.69 | 2.04 | 5.52 | 3.28 |
| Фр 3 | 6.2 | 4.3 | 8.2 | 11.2 | 5.4 | 3.6 | 6.8 | 5.6 | 5.2 | 3.9 |
| Фр 4 | 61.1 | 28.1 | 42.3 | 70.8 | 75.4 | 70.9 | 68.5 | 58.0 | 59.0 | 69.9 |
| Содержание С _{орг} в разных лабильных фракциях, % | | | | | | | | | | |
| Экстракт липидов | 0.26 | 2.10 | 1.84 | 0.12 | 0.07 | 0.17 | 0.13 | 0.31 | 0.19 | 0.12 |
| Водорастворимой | 0.21 | 0.53 | 0.65 | 0.09 | 0.04 | 0.1 | 0.14 | 0.19 | 0.2 | 0.07 |
| Щелочно-растворимой | 0.31 | 3.09 | 3.99 | 0.22 | 0.24 | 0.28 | 0.20 | 0.21 | 0.28 | 0.20 |
| Содержание водорастворимых катионов, мг/100 г | | | | | | | | | | |
| Са | 38.3 | 116.2 | 154.7 | 19.1 | 18.4 | 31.0 | 19.2 | 19.2 | 30.6 | 23.0 |
| Mg | 9.32 | 101.3 | 58.80 | 6.98 | 2.79 | 14.13 | 7.00 | 34.98 | 41.84 | 13.98 |
| K | 84.4 | 125.8 | 105.4 | 9.1 | 6.6 | 24.4 | 190.0 | 134.7 | 214.3 | 162.1 |
| Na | —* | — | 4.9 | — | — | — | — | — | 5.3 | — |
| Содержание обменных катионов, мг/100 г | | | | | | | | | | |
| Ca | 312.8 | 221.8 | 186.1 | 55.4 | 63.2 | 372.2 | 554.4 | 130.7 | 253.4 | 110.9 |
| Mg | 16.85 | 134.8 | 45.75 | 9.63 | 2.41 | 9.63 | 9.63 | 45.75 | 86.68 | 33.71 |
| Na | 14.2 | 12.7 | 18.7 | 34.7 | 29.7 | 12.7 | 7.7 | 9.2 | 23.2 | 13.2 |
| K | 275.2 | 314.3 | 280.7 | 56.7 | 50.7 | 172.1 | 627.2 | 320.7 | 845.7 | 461.7 |
| Mn | 3.81 | 3.02 | 2.06 | 0.83 | 1.43 | 0.75 | 13.59 | 1.59 | 0.78 | 0.91 |
| Zn | 3.81 | 3.02 | 2.06 | 0.19 | 0.35 | — | 4.90 | 0.43 | 0.00 | 0.90 |
| Sr | 0.444 | 0.319 | 0.449 | 0.06 | 0.04 | 0.526 | 0.697 | 0.175 | 0.365 | 0.175 |
| Ba | 24.4 | 23.4 | 23.4 | 23.9 | 24.4 | 24.9 | 23.9 | 23.9 | 22.8 | 23.9 |
| Pb | 0.00 | — | 0.036 | 0.09 | — | — | — | — | — | 1.56 |
| Mo | 0.002 | — | 0.007 | 0.002 | 0.004 | 0.002 | 0.013 | 0.010 | 0.027 | 0.011 |
| Дополнительные свойства биоуглей | | | | | | | | | | |
| pH водный | | 8.6 | 7.0 | 8.0 | 5.5 | 7.9 | 9.6 | 9.3 | 9.3 | 8.7 |
| pH пасты | | 8.4 | 6.7 | 7.6 | 5.4 | 8.1 | 9.4 | 8.9 | 9.6 | 8.1 |
| Адсорбционная активность, мг/г | | 21.3 | 56.4 | 8.3 | 41.5 | 21.4 | 29.4 | 74.8 | 21.2 | 33.8 |

* Менее предела определения.

сроках инкубации модельных смесей. Вместе с тем оценка наименьшей значимой разницы (НЗР) интенсивности СИД между вариантами опыта и контролем по срокам инкубации существенно различаются. После 3 сут инкубации наблюдается только одна значимая разница (+34.6%) интенсивности СИД – в варианте с внесением низкотемпературного БУ из растительной

массы кукурузы. После 3 мес. инкубации значимое положительное влияние на СИД оказывает внесение пяти БУ, это все низкотемпературные БУ, а также высокотемпературные БУ, полученные из мискантуса и ивы: от 30.4 до 54.8%. Через 6 мес. инкубации значимое положительное влияние по сравнению с контролем (от 32.3 до 65.9%) проявляют восемь БУ. Отсутствие статистически

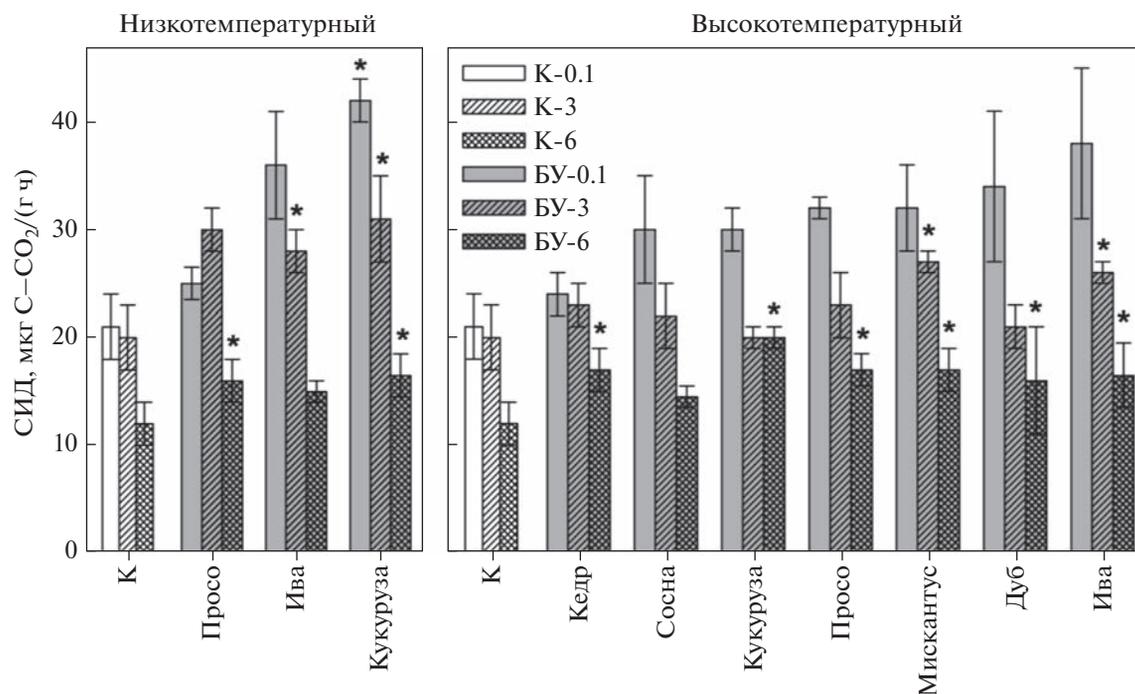


Рис. 1. Влияние инкубации на интенсивность СИД модельной смеси почва : биоуголь по сравнению с контролем: К-0.1, К-3, К-6 – контрольные образцы на 3 сут, 3 и 6 мес. соответственно; БУ-0.1, БУ-3, БУ-6 – варианты опыта с внесением БУ на 3 сут, 3 и 6 мес. соответственно.

значимого влияния наблюдается для высокотемпературных БУ из древесины сосны и низкотемпературного БУ из ивы.

Для построения множественных регрессионных уравнений зависимости СИД модельных смесей от свойств БУ применяли ЛАССО регрессию (табл. 5), в качестве потенциальных предикторов использовали показатели, приведенные в

табл. 2. Из-за большого количества нулевых значений в параметрах из анализа были исключены содержание водорастворимого натрия и обменного свинца. При построении модели учитывали содержание легкоокисляемых (Фр 1), среднеокисляемых (Фр 2) и трудноокисляемых фракций (Фр 3) ОВ по Хану, поскольку сумма всех четырех фракций равна общему содержанию углерода в

Таблица 4. Разница между величинами определения СИД в вариантах опыта с добавками разных БУ и контролем, а также результаты дисперсионного анализа и оценки НЗР между интенсивностью СИД для образцов в разные сроки инкубации

| Время инкубации, мес. | Разница в интенсивности СИД между вариантами опыта и контролем | Низкотемпературный | | | Высокотемпературный | | | | | | |
|---|--|--------------------|--------------|-------------|---------------------|-------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|
| | | ива | кукуруза | просо | кедр | сосна | дуб | ива | кукуруза | просо | мискантус |
| 0.1 | мкг С–СО ₂ /(г ч) | 4.8 | 10.7* | –6.1 | –7.3 | –1.2 | 3.0 | 6.8 | –1.3 | 1.5 | 2.6 |
| | % от контроля | 15.5 | 34.6 | –19.8 | –23.6 | –3.9 | 9.6 | 22.1 | –4.1 | 4.8 | 8.3 |
| $F = 2.40$ при $F_{st} = 2.13$, НЗР = 9.76 мкг С–СО ₂ /(г ч), ($\alpha = 0.05$) | | | | | | | | | | | |
| 3.0 | мкг С–СО ₂ /(г ч) | 8.1 | 10.8 | 9.4 | 2.8 | 1.1 | 0.2 | 6.0 | 0.1 | 3.0 | 6.4 |
| | % от контроля | 41.0 | 54.8 | 47.6 | 14.0 | 5.8 | 0.8 | 30.4 | 0.5 | 15.0 | 32.5 |
| $F = 4.01$ при $F_{st} = 2.13$, НЗР = 5.72 мкг С–СО ₂ /(г ч), ($\alpha = 0.05$) | | | | | | | | | | | |
| 6.0 | мкг С–СО ₂ /(г ч) | 2.9 | 4.5 | 4.2 | 5.1 | 2.0 | 3.8 | 4.6 | 7.7 | 5.1 | 5.2 |
| | % от контроля | 25.0 | 38.1 | 35.8 | 43.3 | 17.5 | 32.3 | 39.1 | 65.9 | 43.9 | 44.2 |
| $F = 2.30$ при $F_{st} = 2.13$, НЗР = 3.75 мкг С–СО ₂ /(г ч), ($\alpha = 0.05$) | | | | | | | | | | | |

* Полу жирным шрифтом выделены значимые величины разницы СИД между опытом и контролем (при $\alpha = 0.05$).

Таблица 5. Значимые (при $\alpha = 0.05$) коэффициенты Лассо регрессии между СИД и некоторыми свойствами БУ для трех периодов наблюдения

| Предиктор | 0.1 мес. ($\lambda = 1.13^*$) | 3.0 мес. ($\lambda = 1.13$) | 6.0 мес. ($\lambda = 0.73$) |
|-------------------------|------------------------------------|----------------------------------|----------------------------------|
| Свободный член | 26.972 | 22.543 | 15.688 |
| Содержание золы, % | — | — | 0.062 |
| Окисляемое ОВ (Фр 2), % | 0.317 | 0.277 | — |
| Са обменный, мг/100 г | 0.006 | — | — |
| pH водный | 0.536 | — | — |
| Na обменный, мг/100 г | -0.153 | — | — |

* λ – параметр регуляризации, задающий оптимальный баланс между качеством подгонки и сложностью Лассо модели.

БУ, что нарушало бы принцип независимости переменных. В итоге как потенциальные предикторы, которые могут оказывать влияние на интенсивность СИД, учитывались 23 характеристики.

Итоговая регрессионная модель Лассо для короткого инкубационного периода показала влияние свойств БУ на СИД, которое характеризуется четырьмя статистически значимыми коэффициентами (при значимости $\alpha = 0.05$). Положительное влияние оказывает содержание окисляемого ОВ (выраженное через содержание Фр 2 – $b_1 = 0.317$), pH водной суспензии ($b_2 = 0.536$) и очень слабое – содержание обменного кальция ($b_3 = 0.006$). Отрицательное влияние на СИД оказывает содержание обменного натрия ($b_4 = -0.153$). При инкубации в течение 3 мес. положительное влияние на СИД оказывает только содержания окисляемого ОВ (Фр 2, $b_1 = 0.277$). Через 6 мес. содержание окисляемого ОВ не оказывает значимого влияния на интенсивность СИД, но наблюдается значимое положительное влияние содержания золы ($b_1 = 0.062$).

Из анализа полученных моделей можно сделать вывод о том, что в зависимости от длительности инкубации влияние БУ на СИД разнонаправлено и зависит от их свойств. Увеличение интенсивности выделения CO_2 за счет разложения доступного ОВ БУ при кратковременной инкубации отмечается в ряде работ и является вполне ожидаемым [39, 63, 95]. При внесении БУ, богатых лабильным ОВ в почвы, как правило, наблюдается быстрое увеличение эмиссии CO_2 . В работе [39] такой эффект наблюдался уже через 48 ч после внесения БУ и сохранялся в течение 1 мес. В работе [63] отмечается положительный ПЭ за счет внесения доступного ОВ с БУ, который может проявляться в течение 1 года. В нашем случае существенное положительное влияние окисляемого ОВ проявлялось в течение первых 3 мес. и прекращалось в период с 3 до 6 мес.

Также можно отнести к ожидаемому результату положительное влияние на СИД водного pH и содержания обменного кальция. Считается, что внесение БУ нормализует реакцию почвенной

среды в результате подщелачивания за счет присутствия в них зольных элементов [55, 90], что может приводить к увеличению интенсивности микробного дыхания в кислых почвах [39, 58, 97]. Существует мнение, что влияние pH самих БУ на изменение состояния почвенной микрофлоры происходит в основном в первые несколько суток [16, 17, 53], а в последующем интенсивность этих процессов уменьшается [21]. В проведенном исследовании положительное влияние pH БУ на СИД обнаруживалось только в начале инкубации, а после 3 мес. уже не проявлялось.

Негативное влияние обменного натрия в БУ на интенсивность выделения углекислого газа в литературе не обсуждается. Однако в работе [101] сделано предположение, что токсичные для микроорганизмов соединения могут освобождаться из пирогенного материала и уменьшать микробиологическую активность и минерализацию ОВ. Можно допустить кратковременное негативное влияние легкорастворимых катионов, которые попадая в почвенный раствор из БУ, могут также подавлять почвенную микрофлору. Положительное влияние зольности БУ на интенсивность СИД при инкубации в течение 6 мес. может быть связано как с улучшением физико-химических свойств почвы, так и с увеличением обеспеченности почвенной микробиоты элементами питания. Логично предположить, что потенциально активные микроорганизмы при наличии доступного источника энергии способны извлекать необходимые зольные элементы из БУ, что может приводить к увеличению СИД на поздних стадиях взаимодействия некоторых БУ с почвами. В целом можно заключить, что влияние внесения различных БУ на изменение интенсивности СИД почвы – это процесс очень сложный и многофакторный, даже при использовании одного типа почвы и инкубации образцов в стандартных лабораторных условиях.

В современной литературе, посвященной изучению перспектив использования БУ для секвестрации атмосферного углекислого газа, устоялось общее мнение, что влияние БУ на эмиссию CO_2 сильно зависит как от свойств почв [32, 39,

54, 58, 59, 65, 68, 85, 93], так и факторов внешней среды, в которых происходит взаимодействие БУ с почвой [28, 32, 57, 94]. Поэтому, с учетом сложности и неоднородности влияния различных БУ на состояние почвенной микробиоты, при построении прогнозных моделей для оценки масштабов потенциальной секвестрации органического углерода в почвах необходим балансированный анализ потоков углекислого газа в системе почва–атмосфера, который учитывал бы особенности климата и почвенного покрова территорий, для которых эти прогнозы составляются.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведение прямых лабораторных экспериментов с различными БУ позволяет получить информацию о направленности и механизмах их влияния на интенсивность СИД на длительную перспективу взаимодействия с почвами. При различной длительности взаимодействия БУ с серой лесной почвой (3 сут, 3 и 6 мес.) обнаружены только положительные статистически значимые (при $\alpha = 0.05$) влияния на СИД по сравнению с контролем. Показано, что воздействие БУ на способность активной и потенциально активной сапрофитной микробиоты к разложению ПОВ и поступающего в почву растительного материала в зависимости от времени взаимодействия может протекать по различным механизмам, которые во многом определяются исходными свойствами БУ. Для объективной оценки перспектив и эффективности использования БУ для связывания CO_2 атмосферы в почвах необходим балансированный учет потоков углекислого газа в системе почва–растение–атмосфера. Балансовые расчеты должны рассматривать наряду с количеством внесенного в почвы с пиролизными продуктами устойчивого к разложению органического углерода, потенциальную возможность увеличения эмиссии углекислого газа из почв за счет активации почвенной сапрофитной микробиоты.

БЛАГОДАРНОСТЬ

Авторы признательны M.R. Bayan (Department of Agriculture and Environmental Sciences, Lincoln University in Missouri, USA) за предоставленные образцы биоуглей, произведенных по разработанным им оригинальным технологиям. Работа выполнена при поддержке Программы стратегического академического лидерства Казанского (Приволжского) федерального университета (ПРИОРИТЕТ-2030).

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Ананьева Н.Д., Благодатская Е.В., Орлинский Д.Б., Мяскина Т.Н.* Методические аспекты определения скорости субстрат-индуцированного дыхания почвенных микроорганизмов // Почвоведение. 1993. № 11. С. 72–77.
2. *Ананьева Н.Д., Сусьян Е.А., Гавриленко Е.Г.* Особенности определения углерода микробной биомассы почвы методом субстрат индуцированного дыхания // Почвоведение. 2011. № 11. С. 1327–1333.
3. *Журавлева А.И., Якимов А.С., Демкин В.А., Благодатская Е.В.* Минерализация почвенного органического вещества, инициированная внесением доступного субстрата, в профиле современных и погребенных подзолистых почв // Почвоведение. 2012. № 4. С. 490–499.
4. *Козут Б.М., Семенов В.М., Артемьева З.С., Данченко Н.Н.* Дегумусирование и почвенная секвестрация углерода // Агрохимия. 2021. № 5. С. 3–13. <https://doi.org/10.31857/S0002188121050070>
5. *Красильников П.В.* Устойчивые соединения углерода в почвах: происхождение и функции // Почвоведение. 2015. № 9. С. 1131–114. <https://doi.org/10.1134/S1064229315090069>
6. *Кудеяров В.Н.* Эмиссия закиси азота из почв в условиях применения удобрений (аналитический обзор) // Почвоведение. 2020. № 10. С. 1192–1205. <https://doi.org/10.1134/S1064229320100105>
7. *Кудеяров В.Н.* Почвенно-биогеохимические аспекты состояния земледелия в Российской Федерации // Почвоведение. 2019. № 1. С. 109–121. <https://doi.org/10.1134/S1064229319010095>
8. *Кудеяров В.Н.* Современное состояние углеродного баланса и предельная способность почв к поглощению углерода на территории России // Почвоведение. 2015. № 9. С. 1049–1060. <https://doi.org/10.1134/S1064229315090070>
9. *Рижия Е.Я., Бужкина Н.П., Мухина И.М., Белинец А.С., Балашов Е.В.* Влияние биоугля на свойства образцов дерново-подзолистой супесчаной почвы с разной степенью окультуренности (лабораторный эксперимент) // Почвоведение. 2015. № 2. С. 211–220. <https://doi.org/10.1134/S1064229314120084>
10. *Смирнова Е.В., Гиниятуллин К.Г., Валеева А.А., Ваганова Е.С.* Пироугли как перспективные почвенные мелиоранты: оценка содержания и спектральные свойства их липидных фракций // Ученые записки Казанского университета. Сер. Естественные науки. 2018. № 160. С. 259–275.
11. *Шульц Е., Деллер Б., Хофман Г.* Методы исследования органического вещества почв. М.: Россельхозакадемия, 2005. 521 с.
12. *Alburquerque J.A., Calero J.M., Barron V., Torrent J., Campillo M.C., Gallardo A., Villar R.* Effects of biochars produced from different feedstocks on soil properties and sunflower growths // J. Plant Nutr. Soil Sci. 2014. V. 177. P. 16–25. <https://doi.org/10.1002/jpln.201200652>

13. *Anderson I.F.E., Domsch K.M.* A physiological method for the quantitative measurement of microbial biomass in soils // *Soil Biol. Biochem.* 1978. V. 10. № 3. P. 215–221.
14. *Batjes N.H.* Total carbon and nitrogen in the soils of the world // *Eur. J. Soil Sci.* 2014. V. 65. P. 10–21. https://doi.org/10.1111/EJSS.12114_2
15. *Batjes N.H., Bridges E.M.* Potential emissions of radiatively active gases from soil to atmosphere with special reference to methane: Development of a global database (WISE) // *J. Geophys. Res.* 1994. V. 99. P. 16479–16489. <https://doi.org/10.1029/93JD03278>
16. *Blagodatskaya E., Kuzyakov Y.* Mechanisms of real and apparent priming effects and their dependence on soil microbial biomass and community structure: critical review // *Biol. Fertil. Soils.* 2008. V. 45. P. 115–131.
17. *Blagodatskaya E., Kuzyakov Y.* Active microorganisms in soil: Critical review of estimation criteria and approaches // *Soil Biol. Biochem.* 2013. V. 67. P. 192–211. <https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2013.08.024>
18. *Brodowski S., Amelung W., Haumaiera L., Abetz C., Zech W.* Morphological and chemical properties of black carbon in physical soil fractions as revealed by scanning electron microscopy and energy-dispersive X-ray spectroscopy // *Geoderma.* 2005. V. 128. P. 116–129. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2004.12.019>
19. *Case S.D.C., McNamara N.P., Reay D.S., Whitaker J.* Can biochar reduce soil greenhouse gas emissions from a miscanthus bioenergy crop? // *GCB Bioenergy.* 2014. V. 6. P. 76–89. <https://doi.org/10.1111/gcbb.1205>
20. *Chambers A., Lal R., Paustian R.* Soil carbon sequestration potential of US croplands and grasslands: implementing the 4 per thousand initiative // *J. Soil Water Conserv.* 2016. V. 71. P. 68–74. <https://doi.org/10.2489/jswc.71.3.68A>
21. *Chan K.Y., Bowman A., Oates A.* Oxidizable organic carbon fractions and soil quality changes in an oxic paleustalf under different pasture leys // *Soil Sci.* 2001. V. 166. P. 61–67.
22. *Chatterjee R., Sajjadi B., Chen W.-Y., Mattern D.L., Hammer N., Raman V., Dorris A.* Effect of Pyrolysis Temperature on Physico Chemical Properties and Acoustic-Based Amination of Biochar for Efficient CO₂ Adsorption // *Front. Energy Res.* 2020. V. 8. P. 85. <https://doi.org/10.3389/fenrg.2020.00085>
23. *Cheng C.-H., Lehmann J., Thies J.E., Burton S.D., Engelhard M.H.* Oxidation of black carbon by biotic and abiotic processes // *Org. Geochem.* 2006. V. 37. P. 1477–1488.
24. *Cross A., Sohi S.P.* The priming potential of biochar products in relation to labile carbon contents and soil organic matter status // *Soil Biol. Biochem.* 2011. V. 43. P. 2127–2134.
25. *Crow S.E., Lajtha K., Bowden R.D., Yano Y., Brant J.B., Caldwell B.A., Sulzman E.W.* Increased coniferous needle inputs accelerate decomposition of soil carbon in an old-growth forest // *Forest Ecol. Managem.* 2009. V. 258. P. 2224–2232. <https://doi.org/10.1016/j.foreco.2009.01.014>
26. *Ding F., Van Zwieten L., Zhang W., Weng Z., Shi S., Wang J., Meng J.* A meta-analysis and critical evaluation of influencing factors on soil carbon priming following biochar amendment // *J. Soils Sediments.* 2018. V. 18(4). <https://doi.org/10.1007/s11368-017-1899-6>
27. *Ding Y., Liu Y., Liu S.* Biochar to improve soil fertility. A review // *Agron. Sustain. Dev.* 2016. V. 36. P. 36. <https://doi.org/10.1007/s13593-016-0372-z>
28. *Fang Y., Singh B.P., Singh B.* Temperature sensitivity of biochar and native carbon mineralization in biochar-amended soils // *Agric. Ecosyst. Environ.* 2014. V. 191. P. 158–167.
29. *Gaskin J.W., Steiner C., Harris K., Das K.C., Bibens B.* Effect of low-temperature pyrolysis conditions on biochar for agricultural use // *Am. Soc. Agricult. Biol. Eng.* 2008. V. 51. P. 2061–2069.
30. *Giniyatullin K.G., Smirnova E.V., Grigoryan B.R., Valeeva A.A.* The Possibility of Use Research Methods of Soil Organic Matter for Assess the Biochar Properties // *Res. J. Pharmaceutical, Biol. Chem. Sci.* 2015. V. 6(4). P. 194–201.
31. *Glaser B., Lehmann J., Zech W.* Ameliorating physical and chemical properties of highly weathered soils in the tropics with charcoal – a review // *Biol. Fertil. Soils.* 2002. V. 35. P. 219–230. <https://doi.org/10.1007/s00374-002-0466-4>
32. *Gross A., Bromm T., Glaser B.* Soil Organic Carbon Sequestration after Biochar Application: A Global Meta-Analysis // *Agronomy.* 2021. V. 11. P. 2474. <https://doi.org/10.3390/agronomy11122474>
33. *Haumaier L., Zech W.* Black carbon—possible source of highly aromatic components of soil humic acids // *Org. Geochem.* 1995. V. 23. P. 191–196. [https://doi.org/10.1016/0146-6380\(95\)00003-W](https://doi.org/10.1016/0146-6380(95)00003-W)
34. *IPCC.* Intergovernmental panel on climate change. Special report: climatechange and land. 2019.
35. *Islam S., Ang B.C., Gharehkhani S., Afifi A.B.M.* Adsorption capability of activated carbon synthesized from coconut shell // *Carbon.* 2016. V. 20. P. 1–9. <https://doi.org/10.5714/cl.2016.20.001>
36. *James G., Witten D., Hastie T., Tibshirani R.* An Introduction to Statistical Learning with Applications in R. N.Y.: Springer, 2013. 440 p.
37. *Jiang P., Xiao L.Q., Wan X.* Research Progress on Microbial Carbon Sequestration in Soil: a Review. // *Eurasian Soil Sc.* 2022. V. 55. P. 1395–1404. <https://doi.org/10.1134/S1064229322100064>
38. *Jien S.H., Wang C.C., Lee C.H., Lee T.Y.* Stabilization of organic matter by biochar application in compost-amended soils with contrasting pH values and textures (Switzerland) // *Sustainability.* 2015. V. 7. P. 13317–13333. <https://doi.org/10.3390/su71013317>
39. *Jones D.L., Murphy D.V., Khalid M., Ahmad W., Edwards-Jones G., DeLuca T.H.* Short-term biochar-induced increase in soil CO₂ release is both biotically and abiotically mediated // *Soil Biol. Biochem.* 2011. V. 43. P. 1723–1731. <https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2011.04.018>
40. *Kapoor A., Sharma R., Kumar A., Sepelhya S.* Biochar as a means to improve soil fertility and crop productiv-

- ity: a review // *J. Plant Nutrition*. 2022. V. 45(15). P. 2380–2388.
<https://doi.org/10.1080/01904167.2022.2027980>
41. *Keith A., Singh B., Singh B.P.* Interactive priming of biochar and labile organic matter mineralization in a smectite-rich soil // *Environ. Sci. Technol.* 2011. V. 45. P. 9611–9618.
 42. *Kloss S., Zehetner F., Wimmer B., Buecker J., Rempt F., Soja G.* Biochar application to temperate soils: Effects on soil fertility and crop growth under greenhouse conditions // *J. Plant Nutr. Soil Sci.* 2014. V. 177. P. 3–15.
<https://doi.org/10.1002/jpln.201200282>
 43. *Kononova M.M., Bel'cikova N.P.* Speed up methods for humus determination // *Pochvovedenie*. 1961. V. 25. P. 125–129.
 44. *Kopittke P.M., Menzies N.W., Wang P., McKenna B.A., Lombi E.* Soil and the intensification of agriculture for global food security // *Environ. Int.* 2019. V. 1132. P. 105078.
<https://doi.org/10.1016/j.envint.2019.105078>
 45. *Kurt A.S.* Impact of biochar field aging on laboratory greenhouse gas production potentials // *GCB Bioenergy*. 2013. V. 5. P. 165–176.
<https://doi.org/10.1111/gcbb.12005>
 46. *Kuzyakov Y., Subbotina I., Chen H., Bogomolova I., Xu X.* Black carbon decomposition and incorporation into soil microbial biomass estimated by ¹⁴C labeling // *Soil Biol. Biochem.* 2009. V. 41. P. 210–219.
 47. *Laird D.A., Chappell V.A., Martens D.A., Wershaw R.L., Thompson M.* Distinguishing black carbon from biogenic humic substances in soil clay fractions // *Geoderma*. 2008. V. 143. P. 115–122.
<https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2007.10.025>
 48. *Lal R.* Beyond COP 21: potential and challenges of the “4 per Thousand” initiative // *J. Soil Water Conserv.* 2016. V. 71. P. 68A–74A.
<https://doi.org/10.2489/jswc71.1.20A>
 49. *Lal R.* Challenges and opportunities in soil organic matter research // *Eur. J. Soil Sci.* 2009. V. 60. P. 158–169.
<https://doi.org/10.1111/j.1365-2389.2008.01114.x>
 50. *Lee J.M., Park D.G., Kang S.S., Choi E.J., Gwon H.S., Lee H.S., Lee S.I.* Short-Term Effect of Biochar on Soil Organic Carbon Improvement and Nitrous Oxide Emission Reduction According to Different Soil Characteristics in Agricultural Land: A Laboratory Experiment // *Agronomy*. 2022. V. 12. P. 1879.
<https://doi.org/10.3390>
 51. *Lehmann J., Gaunt J., Rondon M.* Bio-char sequestration in terrestrial ecosystems – a review // *Mitigation and Adaptation Strategies for Global Change*. 2006. V. 11. P. 403–427.
<https://doi.org/10.1007/s11027-005-9006-5>
 52. *Lehmann J., Joseph S.* Biochar for environmental management science technology and implementation. N.Y.: Routledge, 2015.
 53. *Lehmann J., Rillig M.C., Thies J., Masiello C.A., Hockaday W.C., Crowley D.* Biochar Effects on Soil Biota-A Review // *Soil Biol. Biochem.* 2011. V. 43. P. 1812–1836.
<https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2011.04.022>
 54. *Liang B., Lehmann J., Sohi S.P., Thies J.E., O'Neill B., Trujillo L., Gaunt J., Solomon D., Grossman J., Neves E.G., Luizão F.J.* Black carbon affects the cycling of non-black carbon in soil // *Org. Geochem.* 2010. V. 41. P. 206–213.
<https://doi.org/10.1016/j.orggeochem.2009.09.007>
 55. *Liu X.H., Zhang X.C.* Effect of biochar on pH of alkaline soils in the loess plateau: results from incubation experiments // *Int. J. Agricult. Biol.* 2012. V. 14. P. 745–750.
 56. *Liu Z., McNamara P., Zitomer D.* Autocatalytic Pyrolysis of Wastewater Biosolids for Product Upgrading // *Environ. Sci. Technol.* 2017. V. 51. P. 9808–9816.
<https://doi.org/10.1021/acs.est.7b02913>
 57. *Lu W., Zhang H.* Response of biochar induced carbon mineralization priming effects to additional nitrogen in a sandy loam soil // *Appl. Soil Ecol.* 2015. V. 96. P. 165–171.
<https://doi.org/10.5194/se-5-585-2014>
 58. *Luo Y., Durenkamp M., De Nobili M., Lin Q., Brookes P.C.* Short term soil priming effects and the mineralisation of biochar following its incorporation to soils of different pH // *Soil Biol. Biochem.* 2011. V. 43. P. 2304–2314.
 59. *Luo Y., Durenkamp M., De Nobili M., Lin Q., Devonshire B.J., Brookes P.C.* Microbial biomass growth, following incorporation of biochars produced at 350°C or 700°C, in a silty-clay loam soil of high and low pH // *Soil Biol. Biochem.* 2013. V. 57. P. 513–523.
<https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2012.10.033>
 60. *Luo Y., Lin Q., Durenkamp M.* Does repeated biochar incorporation induce further soil priming effect? // *J. Soils Sediments*. 2018. V. 18. P. 128–135.
<https://doi.org/10.1007/s11368-017-1705-5>
 61. *Macdonald L.M., Farrell M., Zwieten L.V. et al.* Plant growth responses to biochar addition: an Australian soils perspective // *Biol. Fertil. Soils*. 2014. V. 50. P. 1035–1045.
<https://doi.org/10.1007/s00374-014-0921-z>
 62. *Maestrini B., Nannipieri P., Abiven S.* A meta-analysis on pyrogenic organic matter induced priming effect // *Glob. Chang. Biol. Bioenergy*. 2015. V. 7. P. 577–590.
<https://doi.org/10.1111/gcbb.12194>
 63. *Maestrini B., Herrmann A.M., Nannipieri P., Schmidt M.W.I., Abiven S.* Ryegrass-derived pyrogenic organic matter changes organic carbon and nitrogen mineralization in a temperate forest soil // *Soil Biol. Biochem.* 2014. V. 69. P. 291–301.
<https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2013.11.013>
 64. *Major J., Lehmann J., Rondon M., Goodale C.* Fate of soil-applied black carbon: downward migration, leaching and soil respiration // *Global Change Biology*. 2010. V. 16. P. 1366–1379.
<https://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2009.02044.x>
 65. *Majumder S., Neogi S., Dutta T., Powel M.A., Banik P.* The impact of biochar on soil carbon sequestration: Meta-analytical approach to evaluating environmental and economic advantages // *J. Environ. Manage.* 2019. V. 15. P. 109466.
<https://doi.org/10.1016/j.jenvman.2019.109466>
 66. *Marquardt D., Snee R.* Ridge Regression in Practice // *Am. Statistician*. 1975. V. 29. P. 3–20.
 67. *Minasny B., Malone B.P., Mcbratney A.B., Angers D.A., Arrouays D.* Soil carbon 4 per mille // *Geoderma*.

2017. V. 292. P. 59–86.
<https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2017.01.002>
68. *Naisse C., Girardin C., Davasse B., Chabbi A., Rumpel C.* Effect of biochar addition on C mineralisation and soil organic matter priming in two subsoil horizons // *J. Soils Sediments*. 2014. V. 15. P. 825–832.
 69. *Nam W.L., Phang X.Y., Su M.H., Liew R.K., Ma N.L., Rosli M.H.N.B., Lam S.S.* Production of bio-fertilizer from microwave vacuum pyrolysis of palm kernel shell for cultivation of Oyster mushroom *Pleurotus ostreatus* // *Sci. Total Environ*. 2018. V. 624. P. 9–16.
<https://doi.org/10.1051/e3sconf/20172200122>
 70. *Nguyen B., Lehmann J., Hockaday W.C., Joseph S., Masiello C.A.* Temperature sensitivity of black carbon decomposition and oxidation // *Environ. Sci. Technol*. 2010. V. 44. P. 3324–3331.
 71. *Padarian J., Minasny B., McBratney A., Smith P.* Soil carbon sequestration potential in global croplands // *PeerJ*. 2022. V. 10. P. 13740.
<https://doi.org/10.7717/peerj.13740>
 72. *Pansu M., Gautheyrou J.* Handbook of soil analysis. Mineralogical, organic and inorganic methods. Heidelberg: Springer-Verlag, 2006. 993 p.
 73. *Piccolo A., Spaccini R., Cozzolino V., Nuzzo A., Drosio M., Zavattaro L., Grignani C., Puglisi E., Trevisan M.* Effective carbon sequestration in Italian agricultural soils by in situ polymerization of soil organic matter under biomimetic photo-catalysis // *Land Degradation and Development*. 2018. V. 29.
<https://doi.org/10.1002/ldr.2877>
 74. *Preston C.M., Schmidt M.W.I.* Black pyrogenic carbon in boreal forests: a synthesis of current knowledge and uncertainties // *Biogeosciences Discussions, European Geosciences Union*, 2006. V. 3. P. 211–271.
 75. *Sanderman J., Hengl T., Fiske G.* Soil carbon debt of 12000 years of human land use // *Proceedings of the National Academy of Sciences*. 2017. V. 114. P. 201706103.
<https://doi.org/10.1073/pnas.1706103114>
 76. *Schmidt M., Noack A.* Black carbon in soils and sediments: Analysis, distribution, implications, and current challenges // *Global Biogeochem. Cycles*. 2000. V. 14. P. 777–793.
 77. *Shahnazarova V.Yu., Orlova N.E., Orlova E.E. et al.* Influence of biochar on the taxonomic composition and structure of prokaryotic communities in agrosoddy-podzolic soil // *Agricultural Biology*. 2020. V. 55. P. 163–173.
<https://doi.org/10.15389/agrobiol.2020.1.163rus>
 78. *Skjemstad J.O., Reicosky D.C., Wilts A.R., McGowan J.A.* Charcoal Carbon in U.S. Agricultural Soils // *Soil Sci. Soc. Am. J.* 2002. V. 66. P. 1249–1255.
<https://doi.org/10.2136/sssaj2002.1249>
 79. *Smith P., Soussana J.F., Angers D., Schipper L., Chenu C.* How to measure, report and verify soil carbon change to realize the potential of soil carbon sequestration for atmospheric greenhouse gas removal // *Global Change Biol*. 2020. V. 26. P. 219–241.
<https://doi.org/10.1111/gcb.14815>
 80. *Sohi S., Krull E., Lopez-Capel E., Bol R.* A review of biochar and its use and function in soil // *Advances in Agronomy*. 2010. V. 105. P. 47–82.
<https://doi.org/10.05002-9>
<https://doi.org/10.1016/S0065-2113>
 81. *Spaccini R., Piccolo A., Conte P., Haberhauer G., Gerzabek M.H.* Increased soil organic carbon sequestration through hydrophobic protection by humic substances // *Soil Biol. Biochem*. 2002. V. 34. P. 1839–1851.
<https://doi.org/10.1016/S0038-0717>
 82. *Sun X., Shan R., Li X., Pan J., Liu X., Deng R., Song J.* Characterization of 60 types of Chinese biomass waste and resultant biochars in terms of their candidacy for soil application // *GCB Bioenergy*. 2017. V. 9. P. 1423–1435.
<https://doi.org/10.1111/gcbb.12435>
 83. *Sun T., Feng W., Shi L. et al.* Microbial growth rates, carbon use efficiency and enzyme activities during post-agricultural soil restoration // *Catena*. 2022. V. 214. P. 106226.
<https://doi.org/10.1016/j.catena.2022.106226>
 84. *Tang Y., Gao W., Cai K., Chen Y., Li C., Lee X., Cheng H., Zhang Q., Cheng J.* Effects of biochar amendment on soil carbon dioxide emission and carbon budget in the karst region of southwest China // *Geoderma*. 2021. V. 385. P. 114895.
<https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2020.114895>
 85. *Thiessen S., Gleixner G., Wutzler T., Reichstein M.* Both priming and temperature sensitivity of soil organic matter decomposition depend on microbial biomass—an incubation study // *Soil Biol. Biochem*. 2013. V. 57. P. 739–748.
<https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2012.10.029>
 86. *Tibshirani R.* Regression Shrinkage and Selection via the Lasso // *J. Royal Statistical Society. Series B Methodological*. 1996. V. 58(1). P. 267–288.
 87. *Tran H.N., You S.J., Chao H.P.* Effect of pyrolysis temperatures and times on the adsorption of cadmium onto orange peel derived biochar // *Waste Management and Research*. 2015. V. 34. P. 129–138.
<https://doi.org/10.1177/0734242X15615698>
 88. *USDA-NRCS.* Soil Survey Laboratory Methods Manual. Soil Survey Investigations. 1996. Report No. 42, Version 3.0. P. 693.
 89. *Valeeva A.A., Grigoryan B.R., Bayan M.R., Giniyatullin K.G., Vandyukov A.E., Evtygin V.G.* Adsorption of Methylene Blue by Biochar Produced Through Torrefaction and Slow Pyrolysis from Switchgrass // *Res. J. Pharmaceutical, Biol. Chem. Sci*. 2015. V. 6(4). P. 8–17.
 90. *Van Zwieten L., Kimber S., Morris S. et al.* Effects of biochar from slow pyrolysis of papermill waste on agronomic performance and soil fertility // *Plant and Soil*. 2009. V. 327. P. 235–246.
 91. *Wang J., Xiong Z., Kuz'yakov Y.* Biochar stability in soil: meta-analysis of decomposition and priming effects // *GCB Bioenergy*. 2016. V. 8. P. 512–523.
<https://doi.org/10.1111/gcbb.12266>
 92. *Wardle D., Zackrisson O., Nilsson M.C.* The charcoal effect in Boreal forests: mechanisms and ecological consequences // *Oecologia*. 1998. V. 115. P. 419–426.
<https://doi.org/10.1007/s004420050536>
 93. *Watzinger A., Feichtmair S., Kitzler B. et al.* Soil microbial communities responded to biochar application in temperate soils and slowly metabolized ¹³C-labelled

- biochar as revealed by ¹³C PLFA analyses: results from a short-term incubation and pot experiment // *Eur. J. Soil Sci.* 2014. V. 65(1). P. 40–51.
94. Weng Z., Van Zwieten L., Singh B.P., Kimber S., Morris S., Cowie A., Macdonald L.M. Plant-biochar interactions drive the negative priming of soil organic carbon in an annual ryegrass field system // *Soil Biol. Biochem.* 2015. V. 90. P. 111–121.
<https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2015.08.005>
95. Whitman T.L., Enders A., Lehmann J. Pyrogenic carbon additions to soil counteract positive priming of soil carbon mineralization by plants // *Soil Biol. Biochem.* 2014. V. 73. P. 33–41.
<https://doi.org/10.1016/J.SOILBIO.2014.02.009>
96. Woolf D., Lehmann J., Joseph S., Campbell C., Christo F.C., Angenent L.T. An open-source biomass pyrolysis reactor // *Biofuels, Bioproducts and Biorefining.* 2017. V. 11. P. 945–954.
97. Wu D., Senbayram M., Zang H., Ugurlar F., Aydemir S., Brüggemann N., Kuzyakov Y., Bol, R., Blagodatskaya E. Effect of biochar origin and soil pH on greenhouse gas emissions from sandy and clay soils // *Appl. Soil Ecol.* 2018. V. 129. P. 121–127.
<https://doi.org/10.1016/j.apsoil.2018.05.009>
98. Zavalloni C., Alberti G., Biasiol S., Vedove G.D., Fornasier F., Liu J., Peressotti A. Microbial mineralization of biochar and wheat straw mixture in soil: a short-term study // *Applied Soil Ecology.* 2011. V. 50. P.45–51.
<https://doi.org/10.1016/j.apsoil.2011.07.012>
99. Zhang Q., Xiao J., Xue J., Zhang L. Quantifying the Effects of Biochar Application on Greenhouse Gas Emissions from Agricultural Soils: A Global Meta-Analysis // *Sustainability.* 2020. V. 12. P. 3436.
<https://doi.org/10.3390/su12083436>
100. Zhang A., Liu Y., Pan G., Hussain Q., Li L., Zheng J., Zhang X. Effect of biochar amendment on maize yield and greenhouse gas emissions from a soil organic carbon poor calcareous loamy soil from Central China Plain // *Plant Soil.* 2011. V. 351. P. 263–275.
101. Zimmerman A.R., Gao B., Ahn M.-Y. Positive and negative carbon mineralization priming effects among a variety of biochar-amended soils // *Soil Biol. Biochem.* 2011. V. 43. P. 1169–1179.
<https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2011.02.005>

Evaluation of Direction and Mechanisms of Biochar Application Effect on Substrate-Induced Soil Respiration in a Long-Term Laboratory Experiment

E. V. Smirnova^{1,*}, K. G. Genyatullin¹, P. V. Okunev¹, A. A. Valeeva¹, and S. S. Ryazanov²

¹Kazan Federal University, Kazan, 420008 Russia

²Institute of Problems in the Republic of Tatarstan, Kazan, 420087 Russia

*e-mail: tutinkaz@yandex.ru

In a laboratory experiment, the effect of biochar (BC) on substrate-induced respiration (SIR) of soils was studied. In the experiment, 10 samples of BC obtained from woody and herbaceous materials in two modes of pyrolysis were used. The SIR intensity was determined after 3 days, 3 and 6 months of incubation. During short-term incubation, no effect of BC on SIR was observed. The exception was the corn-based BU application, which saw a 34.6% increase in SIR. After incubation for 3 months, a significant increase in SIR was found (from 30.4 to 54.8%) for five BCs were added. When incubated for 6 months, a significant increase in SIR (from 30.4 to 65.9%) was observed when eight BCs were applied. Lasso regression and 23 measures of BC properties were used as potential predictors to evaluate BC properties that affect SIR. It was found that during a three-day incubation, the following properties of BC have a positive effect on SIR: the content of oxidizable organic matter (OM), exchangeable calcium, and pH of the aqueous suspension, and a weak negative effect on the content of exchangeable sodium. When incubated for 3 months there is a positive effect of oxidized OM, and after 6 months – ash content. Since only a positive statistically significant effect of BC on SIR was observed in the experiments, the authors conclude that in order to objectively assess the effectiveness of their use for CO₂ sequestration in soils, balance calculations are necessary, in which, along with the amount of stable carbon introduced into soils with BC, a potential increase in CO₂ emissions from soils due to the activation of soil saprophytic microbiota.

Keywords: sequestration of atmospheric carbon, biochar, substrate-induced respiration of soils, regression analysis