

Номер 1

ISSN 0032-180X

Январь 2025



ПОЧВОВЕДЕНИЕ

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



НАУКА
— 1727 —

СОДЕРЖАНИЕ

Номер 1, 2025

ГЕНЕЗИС И ГЕОГРАФИЯ ПОЧВ

Квалификаторы в классификации WRB-2022: состав, содержание, функции

М. И. Герасимова, М. А. Смирнова 3

ХИМИЯ ПОЧВ

Оценка влияния факторов среды на запасы органического углерода
в лесных почвах Брянского Полесья

*А. И. Кузнецова, Е. А. Гаврилюк, А. В. Горнов,
Е. В. Ручинская, А. П. Гераскина, А. Д. Никитина* 16

Геохимические особенности торфяной залежи олиготрофного болота
и пулов углерода

*Е. В. Линкевич, Е. Н. Гуляева, О. Л. Кузнецов,
Л. А. Ефимова, В. М. Прокопюк* 29

Железо-марганцевые ортштейны почв природных ландшафтов
юга Дальнего Востока России

*Я. О. Тимофеева, А. А. Карабцов, М. Л. Бурдуковский,
Л. Н. Пуртова, Е. С. Мартыненко* 42

Биохимическая активность и газовый режим в эвтрофном
и мезотрофном болотах Горного Алтая

*Л. И. Инишева, Е. В. Порохина, Н. Г. Инишев,
А. В. Головченко, Г. В. Ларина* 56

Использование стандартизированных образцов для исследования
процессов разложения растительных материалов в естественных
и городских биогеоценозах

Ф. И. Земсков, Л. Г. Богатырев 74

Метаболом черноземов типичных различного вида использования

*Ю. Р. Фарходов, Н. А. Куликова, Н. Н. Данченко, В. П. Белобров,
Н. В. Ярославцева, В. И. Лазарев, С. А. Крысанов, В. А. Холодов* 92

ФИЗИКА ПОЧВ

Пространственное распределение магнитных параметров в дневных
и погребенных почвах Суздальского ополья

В. А. Лобков, И. Г. Шоркунов, Е. В. Гаранкина, В. А. Шевченко 102

ДЕГРАДАЦИЯ, ВОССТАНОВЛЕНИЕ И ОХРАНА ПОЧВ

Реградационные изменения химических свойств постагрогенных почв (обзор)

И. Н. Семенков 120

Оценка загрязнения почв и эрозионных процессов в Республике Казахстан
по литературным данным

Т. А. Парамонова, Е. А. Шынбергенов, Д. В. Ботавин, В. Н. Голосов 145

Contents

No 1, 2025

GENESIS AND GEOGRAPHY OF SOILS

Qualifiers in the International Soil Classification System WRB-2022:
Composition, Connotation, Functions

M. I. Gerasimova, and M. A. Smirnova 3

SOIL CHEMISTRY

Assessment of the Influence of Environmental Factors on Carbon Stock
in Forest Soils of Bryansk Poles'e

*A. I. Kuznetsova, E. A. Gavriluk, A. V. Gornov, E. V. Ruchinskaya,
A. P. Geraskina, and A. D. Nikitina* 16

Geochemical Features of Peat Deposits of Oligotrophic Bog and Carbon Pools

*E. V. Linkevich, E. N. Guljaeva, O. L. Kuznetsov,
L. A. Ephimova, and V. M. Prokopyuk* 29

Iron-manganese Nodules of Soils from Natural Landscapes
of the South of Russian Far East

*Ya. O. Timofeeva, A. A. Karabtsov, M. L. Burdukovskii,
L. N. Purtova, and E. S. Martynenko* 42

Biochemical Activity and Gas Regime in the Eutrophic
and Mesotrophic Swamp of Gorny Altai

*L. I. Inisheva, E. V. Porokhina, N. G. Inishev,
A. V. Golovchenko, and G. V. Larina* 56

Applying the Litter–Bag Technique for Researching Plant Litter
Decomposition Processes in Natural and Urbanized Biogeocenoses

Ph. I. Zemskov, and L. G. Bogatyrev 74

The Metabolome of Typical Chernozems under Different Land Uses

*Ya. R. Farkhodov, N. A. Kulikova, N. N. Danchenko, V. P. Belobrov,
N. V. Yaroslavtsev, V. I. Lazarev, S. A. Krysanov, and V. A. Kholodov* 92

SOIL PHYSICS

Spatial Distribution of the Magnetic Properties in the Surface
and Buried Soils of Suzdal Opolie

V. A. Lobkov, I. G. Shorkunov, E. V. Garankina, and V. A. Shevchenko 102

DEGRADATION, REHABILITATION, AND CONSERVATION OF SOILS

Regradational Changes in the Chemical Properties of Postagrogenic Soils (Review)

I. N. Semenov 120

Assessment of Soil Pollution and Erosion Processes in the Republic of Kazakhstan
According to Literary Data

T. A. Paramonova, Y. A. Shynbergenov, D. V. Botavin, and V. N. Golosov 145

КВАЛИФИКАТОРЫ В КЛАССИФИКАЦИИ WRB-2022: СОСТАВ, СОДЕРЖАНИЕ, ФУНКЦИИ

© 2025 г. М. И. Герасимова^{a,*} (<https://orcid.org/0000-0002-1815-4476>),
М. А. Смирнова^a (<https://orcid.org/0000-0002-5256-4348>)

^aМГУ им. М.В. Ломоносова, Ленинские горы, 1, Москва, 119999 Россия

*e-mail: maria.i.gerasimova@gmail.com

Поступила в редакцию 15.06.2024 г.

После доработки 29.07.2024 г.

Принята к публикации 30.07.2024 г.

Международная классификация почв (WRB) издавалась каждые восемь лет, начиная с 1998 г., и в каждой ее версии изменялись количество, содержание и статус квалификаторов. В соответствии с принципами WRB квалификаторы, как главные, так и дополнительные, основаны на представлениях о почвообразовательных процессах. Анализ квалификаторов (281) в последней версии 2022 г. показал приоритет диагностических горизонтов как критериев выделения обеих категорий квалификаторов, а также химических свойств почв. Среди антропогенных квалификаторов более многочисленны и разнообразны собственно техногенные. Количество квалификаторов, преимущественно дополнительных, максимально в широко распространенных почвах (Technosols, Cambisols, Gleysols) и минимально в жестко географически локализованных почвах (Nitisols). По приуроченности к почвам квалификаторы делятся на универсальные, выделяемые почти в любых почвах (по гранулометрическому составу, глееватости), и уникальные, характерные для отдельных почв. Функция главных квалификаторов – создание центрального образа Реферативной группы и формирующих ее процессов, однако их количество бывает избыточным. На основании расчета таксономических расстояний наиболее похожими по набору главных квалификаторов оказались пары Реферативных групп: Stagnosols и Planosols, Calcisol и Gypsisol, Alisols и Acrisols, что обусловлено сходством формирующих их процессов. Реферативные группы Histosols, Gleysols характеризуются наиболее неповторимым набором главных квалификаторов. В построении названий квалификаторов, кроме латинских и греческих морфем использованы элементы из 26 языков народов мира. В качестве примера подходов к анализу квалификаторов рассмотрена Реферативная почвенная группа Podzols.

Ключевые слова: реферативные почвенные группы, диагностические горизонты, признаки и материалы, таксономические расстояния, Podzols, критерии выделения квалификаторов

DOI: 10.31857/S0032180X25010012, **EDN:** BYFFRG

ВВЕДЕНИЕ

Международная реферативная база почвенных ресурсов – World reference base for soil resources, широко известная в аббревиатуре как **WRB**, активно используется во многих странах как классификация почв при проведении почвенных исследований [8, 18], составлении почвенных карт [21, 25], экологическом мониторинге [7, 16], изучении отдельных свойств почв и оценке возможных почвенных функций и сервисов [17, 23]. По строгому определению, первый уровень системы WRB называется собственно Реферативной базой и состоит из 32 реферативных почвенных групп (**РПГ**) в

последнем варианте системы; второй уровень – почти 300 квалификаторов, распределенных по РПГ, образуют классификацию WRB [24]. В отечественных публикациях приводятся названия почв в системе WRB в качестве аналогов названий в классификациях почв России [4] или СССР [5] и, судя по актуальным научным публикациям, обращение к системе WRB становится все более частым. В большинстве обращений авторы ограничиваются небольшим объемом информации, включающим 2–4 квалификатора, чаще всего соответствующих подтиповому названию почвы в отечественных классификациях.

Единицы первого уровня описываются во многих учебных и научных изданиях и относительно мало меняются со времени создания WRB в 1998 г. Напомним, что функцией первого уровня является корреляция почв в существующих классификационных системах (correlation between existing classification systems [15, с. 16]), а достаточно общее содержание его единиц обеспечивает успешное решение этой задачи (RSGs have sufficient width to facilitate harmonization and correlation with national systems [15, с. 16]). В большей части публикаций о WRB и ее предшественниках обсуждаются преимущественно Реферативные группы и предлагаются аналоги отечественных почв [1–3]. Второй уровень системы WRB представляет собой Реферативные группы с квалификаторами, количество которых в названии почвы не ограничено. Общие принципы выделения квалификаторов и разделения их на главные и дополнительные сформулированы не очень четко, и со временем в разных версиях WRB количество, положение и определения квалификаторов меняются. Рассмотрение состава квалификаторов представляет интерес с точки зрения содержания и идеологии самой системы и положения в ней почв России. Квалификаторы – “точка роста” системы: по мере поступления новой информации и/или изменения в концепциях, вводятся новые квалификаторы и исключаются имеющиеся в разных версиях системы.

История создания WRB начинается с легенды к Мировой почвенной карте ФАО/ЮНЕСКО [12], послужившей основой WRB. В 1994 г. был разработан проект WRB, в 1998 г. опубликована первая версия [10, 11]. Каждые восемь лет (1998, 2006, 2014, 2022) публиковались версии WRB, последняя – объект данного исследования [15].

Цель исследования – анализ главных и дополнительных квалификаторов с позиций их происхождения, представляемых ими свойств почв, таксономической функции, что характеризует как сами почвы, так и принципы классификации; анализ квалификаторов может быть полезным для лучшего понимания системы WRB, а также для поиска российских аналогов. Различные оценки квалификаторов осуществлялась путем подсчетов их количества и частоты использования в разных аспектах.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Объектом анализа являются квалификаторы в последней версии Международной классификации почв, называемой в дальнейшем WRB-22, современной и содержащей максимальное число квалификаторов – 281 [15]. Они были сгруппированы в зависимости от: (1) критериев их выделения, следовательно, содержания; (2) статуса в

разных Реферативных почвенных группах (РПГ), косвенно характеризующего сами группы; (3) происхождения их названий, построенных на основе 28 языков.

Критерии включают наличие диагностических элементов классификации, почвенных свойств, антропогенных изменений почв; под статусом понимается отнесение к главным или дополнительным квалификаторам, особенности использования в системе, “уникальность”, т.е. привязка к конкретной РПГ, или, напротив, “универсальность” – нахождение в нескольких группах, а также типичность для определенной РПГ. Проведенный анализ основывается на подсчетах количества и частоты встречаемости квалификаторов в почвах выделенных групп.

Некоторым методическим осложнением в анализе было нахождение квалификаторов в нескольких выделенных группах; например, “городской” квалификатор *Urbic* представляет группу “антропогенное воздействие” и одновременно входит в группу “уникальных” квалификаторов, т.е. свойственных только одной РПГ – Technosols. Группа “свойства” включает морфологические, химические и/или физические свойства. Например, квалификатор *Saprolithic*, выделяемый по наличию включений крупного обломочного материала, объемом которого составляет не менее 75%, может быть отнесен к группе физических свойств. Однако он имеет также физико-химический критерий: емкость катионного обмена не более 24 смоль+/кг ила, следовательно, он попадает в две группы (физические и химические свойства) и в подсчетах учитывался в обеих группах.

Были посчитаны таксономические расстояния (меры сходства по стандартной методике [19]) между парами РПГ на основе упоминания в них главных квалификаторов (чем больше одинаковых главных квалификаторов в списках для рассматриваемой пары РПГ, тем меньше таксономическое расстояние между РПГ, тем больше сходства между ними). На первом этапе была создана матрица, где строки соответствовали главным квалификаторам, а столбцы – РПГ. В каждой ячейке матрицы было отмечено наличие (1) или отсутствие (0) в РПГ данного квалификатора в качестве главного. Расчет таксономического расстояния между РПГ производился согласно формуле 1 [14]:

$$d_{ij} = \sqrt{(x_i - x_j)^T (x_i - x_j)}, \quad (1)$$

где d_{ij} – таксономическое расстояние между РПГ i и j , x_i и x_j – векторы-столбцы матрицы (т.е. данные о наличии/отсутствии квалификаторов в РПГ), T – операция транспонирования. Значения таксономических расстояний определяются количеством

рассматриваемых квалификаторов — в данном случае 129 (только 129 квалификаторов из 281 упоминаются в WRB в качестве главных) — и варьировали от 0 до 11.36.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

История формирования квалификаторов. Число и названия квалификаторов изменялись с течением времени; их количество постоянно увеличивалось: от 38 в предшественнице WRB — Обновленной легенде 1988 г. [9] до 281 в последней версии; в 2006 г. квалификаторы были разделены на две группы [13] (табл. 1).

На Почвенной карте ФАО [12] таксономический уровень почв в двухуровневой легенде соответствовал современному РПГ с одним квалификатором; например, в почвенной единице легенды “Calcic Chernozem” характерным элементом (квалификатором) единицы Chernozem является Calcic, поскольку он представлял карбонатные черноземы. Черноземы были разделены на Нормальные¹ (Haplic), Лювиковые (Luvic) и Известковые (Calcic). В Обновленной легенде Почвенной карты ФАО [9] критерии выделения почвенных единиц еще не были сформулированы, поскольку легенда не являлась классификацией и не требовала строгих определений критериев. Она была ориентирована на ареалы, отчасти на условия почвообразования и основные почвообразовательные процессы для единиц первого уровня. Список единиц легенды показывает, что они выделялись по добавлению дополнительных процессов к основным, часто являлись переходными образованиями, учитывались также свойства почв, обычно выраженные через диагностические горизонты. Примерами почвенных единиц с дополнительными процессами, соответственно, горизонтами являются: Vertic Cambisols, Luvic Chernozems, со свойствами — Eutric Gleysols, Humic Acrisols.

Начиная с первого проекта WRB 1994 г. остаются неизменными критерии выделения таксонов на обоих уровнях. На первом ими являются основные почвообразовательные процессы, создавшие характерные особенности почв; исключением могут быть некоторые диагностические материалы, т.е. особые почвообразующие породы, например, вулканические для Andosols. На уровне квалификаторов во всех версиях учитывалось “наличие вторичного (secondary) почвообразовательного процесса, существенно изменившего результаты первоначального почвообразования; иногда принимается во внимание использование почв” [13, с. 4; 12, с. 3; 13, с. 20].

¹ Названия “формативных элементов подъединиц” даны по русской версии легенды карты.

Разделение квалификаторов на “приставки и суффиксы”, впоследствии превратившиеся в главные и дополнительные квалификаторы, было предложено О. Шпаргаареном в версии 2006 г. [13]. Приставки — главные квалификаторы — перечислялись в порядке их значимости для каждой конкретной РПГ. Можно предположить, что значимость определялась педогенетическими концепциями, т.е. выраженностью основного процесса. Суффиксы — дополнительные квалификаторы, в меньшей степени были связаны с процессами. Эта линия продолжалась и дальше, со временем вводились новые квалификаторы, менялись их места в списках, совершенствовались определения, увеличивался вклад количественных критериев, морфологических и аналитических. Принцип формирования названий почв из главных квалификаторов, расположенных по их значимости, и дополнительных, перечисляемых в алфавитном порядке без какой-либо иерархии, сохраняется и в дальнейшем. В каждом последующем издании подробно описывались изменения в составе квалификаторов и в формулировках их определений.

Названия квалификаторов. В соответствии с предназначением WRB как международной системы, созданной для взаимопонимания специалистов разных стран, удобной для широкого круга пользователей и для поддержки почвенных исследований в странах Африки, Азии и Латинской Америки, много внимания уделялось терминологии. С самого начала — с разработки легенды к Почвенной карте мира ФАО Дюдаль [12] сохранил общеизвестные национальные названия почв на верхнем уровне почвенных единиц в легенде карты. Например, на карте показаны Подзолы, Черноземы, Ранкеры и Рендзины, с одной стороны, и были созданы новые термины как компромисс между названиями, принятыми в разных странах для аналогичных или близких почв, с другой стороны. Новыми терминами были Luvisols, Cambisols, Podzoluvisols, Phaeozems и другие [11, 12]. Данные термины предлагались составителями WRB не только для Реферативных групп, но даже в большей степени для обозначения квалификаторов, и по мере развития системы их количество росло, а использование формативных элементов для названий расширялось за счет обращения ко многим языкам. Первоначальный приоритет греческих и латинских морфем, принятый по аналогии с другими естественными науками, сохранялся во всех версиях WRB. Изменения почти за 25 лет (1998—2022) заключались в дополнениях греческих и латинских морфем в формативных элементах квалификаторов словами из других языков.

Проведенный дифференцированный подсчет происхождения названий квалификаторов в WRB-22 подтвердил преобладание элементов латыни и греческого языка в “чистом” виде, т.е. сочетание

Таблица 1. Квалификаторы в разных изданиях (версиях) WRB

Издание	Квалификаторы		
	название в версии/издании	количество	разделение на группы
Обновленная легенда (Revised Legend) Почвенной карты ФАО, 1988	Формативные элементы для почвенных подъединиц	38	Нет
WRB, проект (draft), 1994	Основные характеристики	44	Нет
WRB, 1998	Формативные элементы для единиц нижнего уровня	120	Нет, общий список в порядке “важности” + 10 “приставок” по глубине, интенсивности и пр.
WRB, 2006	Квалификаторы	179	Приставки и суффиксы, приставки ранжированы “по важности”
WRB, 2014 (15)	Квалификаторы	258	Главные и дополнительные, главные ранжированы по “важности”
WRB, 2022	Квалификаторы	281	Главные и дополнительные, главные ранжированы по “важности”

латинской или греческой основы с принятым для всех квалификаторов окончанием прилагательного в английской транскрипции — *ic*, например, *Mollic* и *Tephric*, соответственно, от латинского *mollus* и греческого *tephra*.

Кроме 91 латинского и 71 греческого названий, имеются 38 названий-гибридов из латыни, греческого и других языков. Например, к греко-латинским гибридам можно отнести квалификаторы *Nudispodic* и *Hyperurbic*, где первые компоненты взяты из латыни, вторые — из греческого языка. Аналогичным образом построены еще 23 названия из греческих (11) и латинских (12) словообразовательных элементов в сочетании с английскими, немецкими, русскими и другими. В итоге остается 96 названий квалификаторов, не связанных с классическими языками, а непосредственно заимствованных из многих языков (*Kalaic*, *Muusic*, *Nechic*), причем среди них нет составных терминов.

Среди 28 языков, которые используются для названий квалификаторов можно выделить редкие языки азиатских, североамериканских и африканских народов, которые образуют по одному квалификатору; это якутский, японский, хинди, тамильский, кельтский, грузинский, суахили, индейцев кечуа и науталь, австралийских аборигенов — всего 10 названий. Европейские языки входят в основном в 2–3 названия за исключением резко выделяющегося английского языка — 14 квалификаторов; ему уступают французский, арабский, немецкий и польский (4–3), по два квалификатора приходится на испанский, турецкий и русский, по одному — на португальский и итальянский. Русские названия *Gleyic* и *Chernic*, дополняются составными русско-латинскими терминами: *Oxigleyic*, *Inclinigleyic*,

Relictigleyic, *Tonguichernic*. В названиях 32 РПГ русских названий шесть.

Содержание квалификаторов, принципы выделения. Содержание квалификаторов оценивается по критериям их выделения как комплекса характеристик почвы либо в виде того или иного диагностического элемента: горизонта, свойства, материала, либо в виде отдельного свойства почвы, например, цвета (морфологическое свойство), (не)насыщенности основаниями (химическое свойство), гранулометрического и минералогического состава (физическое свойство) (табл. 2, S1). Процессы (дополнительные к основным), названные в качестве причины формирования квалификаторов, непосредственно в определениях не упоминаются: они “скрыты” в описаниях диагностических элементов. Многие квалификаторы определены именно таким образом: “имеющий горизонт...”, или “имеющий свойство...”, или “имеющий материал...”.

Больше всего квалификаторов основано на диагностических горизонтах, содержащих комплексную характеристику почвы, поскольку диагностика горизонтов включает много разных показателей; то же самое относится и к диагностическим свойствам, хотя их в три раза меньше, особенно если они основаны на параметрах, по количественным границам недостаточных для статуса горизонта. Таким образом, набор определенных почвенных характеристик может диагностировать как горизонты, по которым идентифицируются РПГ по ключу, так и квалификаторы. В ключе диагностические горизонты служат критерием выделения 21 РПГ² из 32. Например, горизонт *umbic* диагностирует

² Только по одному диагностическому горизонту, без дополнительных критериев, выделено 6 РПГ.

Таблица 2. Квалификаторы разного содержания в системе WRB-22

Группы квалификаторов по критериям выделения		Количество	Пример	Примечание
Диагностические элементы	Горизонты	94	Cryic, Spodic, Argic	Всего в WRB-22 40 горизонтов
	Свойства	34	Andic, Abrupt textural change, Plaggic	Всего в WRB-22 17 свойств
	Материалы	25	Limnic, Sulfidic	Всего в WRB-22 19 материалов
Характеристики (показатели)	Морфологические	27	Columnic, Cutanic	Кроме используемых в качестве критериев в определениях диагностических элементов
	Химические и физико-химические	43	Sodic, Silandic, Eutric	
	Физические	28	Densic, Clayic, Cohesic	
Антропогенные воздействия		36	Technic, Urbic, Aric	Используются во всех РПГ
Результат деятельности живых организмов		5	Arenicollic, Vermic	В основном мезофауны

РПГ Umbrisols и одновременно входит в состав квалификаторов в нескольких РПГ, таких как Leptosols, Gleysols, Andosols.

Большое количество квалификаторов по наличию диагностических горизонтов объясняется тем, что помимо прямого использования горизонта, например, квалификатор *Albic* определяется как “имеющий горизонт albic в пределах 100 см от минеральной поверхности почвы” [15, с. 127], горизонты упоминаются в связи с какими-либо другими характеристиками. Примером может быть квалификатор *Alic*, определяемый по наличию горизонта argic, который имеет в этом случае относительно высокие значения ЕКО и содержания обменного алюминия. Квалификаторы – диагностические свойства разнообразны, они представляют морфологические, химические характеристики почв, особенности почвообразующих пород.

В группе отдельных характеристик почв (показателей) больше всего внимания уделено (физико-)химическим свойствам: их частота встречаемости в общем списке квалификаторов почти вдвое выше по сравнению с обращениями к морфологическим и физическим свойствам. Однако почти все (физико-)химические показатели требуют определений в лаборатории, что является ограничением в использовании системы WRB в полевых условиях, особенно при почвенной съемке: в ряде случаев полное окончательное название почвы можно дать только с учетом результатов анализов. К таковым относятся определения содержания $C_{орг}$, емкости катионного обмена, состава солей в солончаках, несиликатных форм железа и алюминия и другие.

Показатели физических свойств более операциональны в качестве действующих квалификаторов, поскольку большая часть их может быть определена в поле. Так, гранулометрический состав представлен четырьмя квалификаторами и традиционно определяется в разрезе на уровне, достаточном для диагностики; квалификатор по плотности – *Densic* – не содержит количественных критериев, как и по связности, по сложенности – *Cohesic*, *Laxic* и тиксотропности. Они могут вводиться в полевое название почвы.

Многие морфологические свойства проявляются вполне однозначно в профиле, достоверно диагностируют процессы, имеют общепринятые и четкие определения; вероятно, число их могло бы быть больше для полноты и адекватности определения классификационного положения почвы.

Существует мнение, что система WRB ориентирована на природные почвы, поскольку она часто выступает основой составления почвенных карт крупных регионов мира, а среди антропогенно-модифицированных почв учитываются только сильно измененные земледелием почвы, например, плагены или рисовые почвы, образующие РПГ Anthrosols. Тем не менее, квалификаторы, отражающие антропогенное воздействие на почвы, оказались достаточно часто упоминаемыми в системе: 81 раз в 26 РПГ, хотя набор их относительно невелик: (всего 36), из которых только семь квалификаторов относятся к сельскохозяйственным почвам. Отметим, что почти во всех РПГ имеется “пахотный” квалификатор *Aric*. Другой агрогенный квалификатор *Anthrpic* относится к окультуренным почвам, определяется в поле по сложенности агрогоризонта, по включениям извести, малом участии педофауны (<5% стенки разреза со следами ее

жизнедеятельности) и ровной нижней границе; по этим критериям они соответствуют окультуренным или проградированным почвам отечественных классификаций [4–6] соответственно. Само определение признака Anthric дано через горизонты: горизонт umbric превращается в горизонт mollic либо органический горизонт переходит в горизонт mollic или umbric в результате внесения удобрений и других почвоулучшающих мероприятий. Возможно, квалификаторы *Anthromollic* и *Anthroumbic* избыточны, поскольку само определение квалификатора *Anthric* предполагает создание человеком этих гумусовых горизонтов. Учтены также целенаправленные перемещения массы почвы, результаты мелиорации (*Escalic*, *Transportic*, *Drainic*) и загрязнения разными путями, в частности аэральным (*Toxic*, *Immissic*). Особые квалификаторы отданы собственно техногенным почвам РПГ Technosols: почвам города, свалок бытовых и промышленных отходов, почвам, запечатанным дорожными покрытиями (*Urbic*, *Garbic*, *Spolic*, *Ekranic*). Еще одна группа антропогенных квалификаторов характеризует особенности артефактов, как современных в большом количестве (*Kalaic*), так и доисторических (*Archaic*), при том, что само наличие артефактов входит в диагностику РПГ Technosols. В итоге антропогенные квалификаторы оказываются более разнообразными для собственно техногенных почв, чем для почв земледельческих территорий с традиционными системами ведения хозяйства: это только *Agric* и *Anthric*.

Всего пять квалификаторов представляют участие биоты в почвообразовании. Очевидно, что наиболее заметный вклад приходится на квалификатор *Vermic* в РПГ Chernozems и Phaeozems, где дождевые черви влияют на структуру и сложение почвы. Если снизить требуемую для квалификатора *Vermic* количественную границу объема преобразованной педофауной почвы с 50 до 20–30%, то квалификатор *Vermic* мог бы использоваться

и для других почв и горизонтов, в частности для Anthrosols. Противоположным ему по масштабам влияния на почву может быть квалификатор *Arenicolic*, введенный для песчаных почв только приливной полосы с ходами особого рода червей. К биогенным отнесены квалификаторы *Biocrustic*, *Ornithic* для биоокорок и птичьих базаров, а также квалификатор *Isopteric* для ферралитных и близких к ним почв с 30-сантиметровым верхним слоем, переработанным термитами.

Статус квалификаторов в РПГ. Разделение квалификаторов на главные и дополнительные имеет важное значение для представлений о генезисе почв — почвообразовательных процессах, и о принципах WRB. На уровне квалификаторов, как упоминалось выше, используются разные дополнительные (secondary) процессы, которые отличаются от основных процессов степенью выраженности. По определению, “Главные квалификаторы рассматриваются как наиболее важные для дальнейшего классифицирования почвы конкретной РПГ, они ранжированы по определенным правилам. Дополнительные квалификаторы представляют различные детали свойств почвы” [15, с. 20].

Несмотря на общее большое количество квалификаторов в WRB-22 (281), не все упоминаются в составе главных или дополнительных при характеристике почв: 61 квалификатор не упоминается в списках РПГ (рис. 1, табл. S2).

Общее количество квалификаторов в списках для РПГ колеблется от 40 до 78. На графике явно выделяется область РПГ с количествами главных квалификаторов от 10 до 25 и дополнительных от 26 до 42 (рис. 2). Меньший массив характеризуется большим количеством квалификаторов: 40–48 и 28–32 соответственно, и включает почвы, встречающиеся в разных природных зонах, прежде всего, Cambisols и Gleysols. Особое место занимают

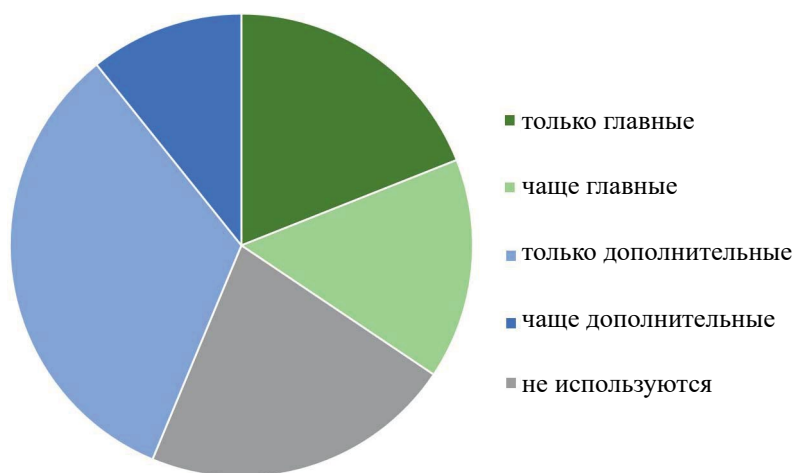


Рис. 1. Статус квалификаторов в Реферативных почвенных группах.

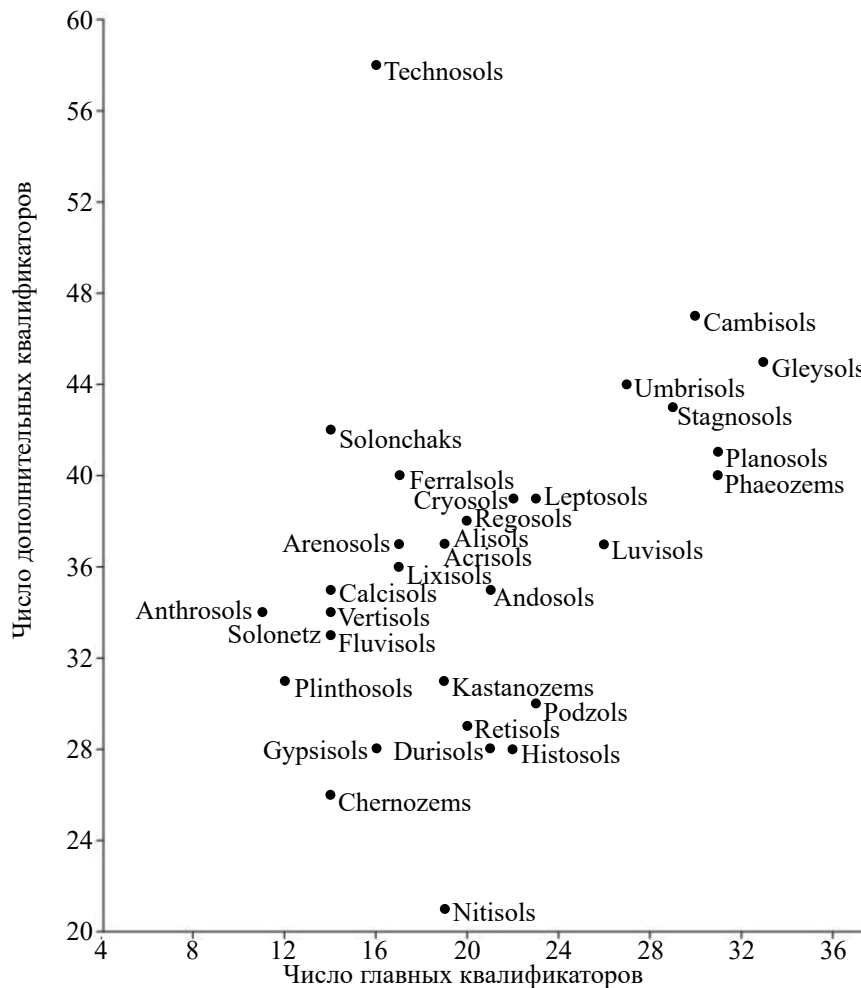


Рис. 2. Соотношения главных и дополнительных квалификаторов в Реферативных почвенных группах.

Technosols со средним (небольшим) количеством главных квалификаторов и максимальным среди всех почв количеством дополнительных, поскольку почвы городов, мест добычи полезных ископаемых и прочих техногенных объектов встречаются повсеместно. Минимальное число дополнительных квалификаторов отмечено для Nitisols — почв с определенным узким набором характеристик, малыми ареалами, ясной приуроченностью к основным породам и тропическому климату с непродолжительным сухим сезоном. Кроме того, они диагностируются в ключе по уникальному горизонту nitic, отличительной чертой которого является “блеск граней структурных отдельностей”.

Пример этих двух РПГ — Technosols и Nitisols, иллюстрирует общую закономерность: малое количество квалификаторов характерно для Реферативных групп с определенными конкретными свойствами, т.е. достаточно ясным “центральной образом” и относительно узкой экологической нишей; и наоборот: чем разнообразнее природные и

антропогенные факторы почвообразования, тем неопределеннее центральный образ РПГ и больше дополнительных квалификаторов.

Поскольку главные квалификаторы предполагают протекание основных почвообразовательных процессов, то была проведена оценка генетической близости разных РПГ, исходя из величин таксономических расстояний (ТР, рис. S1). Наиболее похожими по набору главных квалификаторов оказались пары почв: Stagnosols и Planosols (ТР = 1.4), Calcisol и Gypsisol (ТР = 2), Alisols и Acrisols (2.4), Gypsisols и Durisols (3.6) Solonetz и Solonchak (3.7). Если три первые пары имеют сходство по общности процессов, то для двух последних оно менее очевидно. Наиболее контрастными парами являются Histosols и Planosols (ТР = 7), Histosols и Phaeozems (ТР = 7). Вообще, самыми “далеко отстоящими от других РПГ” по расчетам таксономических расстояний по главным квалификаторам являются Histosol и Gleysols, а “наименее контрастными” (близкими другим РПГ) — Calcisols,

Gypsisols и Fluvisols. Полученные значения ТР между почвами могут быть использованы для подсчета индекса педоразнообразия Рао [22], учитывающего степень контрастности компонентов по отношению друг к другу.

Расчет ТР между почвами был выполнен ранее авторами [19] по версии WRB 2006 г. для всех РПГ за исключением Technosols и Stagnosols. В качестве критериев использовались не главные квалификаторы (на тот момент “приставки”), а свойства почв, выбранные авторами на основании экспертной оценки. Всего было рассмотрено 21 свойство. Сами значения ТР в работе [19] не приведены, но построен график расположения РПГ в пространстве главных компонент (рис. 3). Несмотря на то, что центральные образы РПГ в версиях 2006 и 2022 г. в целом остались прежними, сравнение положения РПГ двух версий не вполне корректно, поскольку получено на основании разных критериев. В обоих случаях две первые оси объясняют очень низкий процент изменчивости; вместе с тем, анализ графиков может дать представление о генетической близости почв, которая более очевидна в случае WRB-22.

При анализе критериев выделения главных квалификаторов получается, что преобладают выделенные по диагностическим горизонтам (кроме РПГ Histosols и Technosols); среди квалификаторов “по свойствам” чаще других упоминаются физические свойства. “Антропогенных” квалификаторов больше всего имеется в Gleysols (7), что трудно объяснить; в группах Technosols, Planosols, и Stagnosols содержится по шесть таких квалификаторов, в Podzols и Cambisols — по пять.

По частоте встречаемости главных и дополнительных квалификаторов (табл. S3) можно построить ряды убывания. Для главных квалификаторов: *Leptic* > *Gleyic* > *Skeletal* > *Stagnic*, они встречаются в 20 и более РПГ. Вероятно, такая высокая частота встречаемости связана с их простой и надежной диагностикой. Для дополнительных квалификаторов частота встречаемости убывает в следующем порядке: *Pyric* > *Kalaic*, *Technic* > *Humic* > *Novic*, *Toxic* > *Transportic*, *Raptic*, а также квалификаторы, характеризующие гранулометрический состав; таким образом, наиболее часто упоминаемыми в качестве дополнительных являются квалификаторы, которые, как правило, связаны с антропогенными факторами (артефакты, насыпной слой, загрязнение, пожары), особенностями пород (подстиление, гранулометрический состав), повышенным содержанием органического углерода в верхнем полуметре.

Особую функцию выполняет квалификатор *Haplic*. Если почвы имеют определенные центральные образы, то они во многих классификациях рассматриваются как типичные. В системе WRB

этому термину соответствует главный квалификатор *Haplic*, название которого происходит от греческого слова “простой”, что означает отсутствие у почвы особых характеристик, имеющих у других почв в данной РПГ, т.е. почва без каких-либо особенностей, типичная. Чуть больше половины (17) РПГ имеют этот квалификатор в числе главных, а его отсутствие может иметь разные причины (табл. 3).

Функционально близким к квалификатору *Haplic* можно считать квалификатор *Protic*, трактуемый как “без развития горизонтов” и относящийся к РПГ с ограниченным развитием почвообразования: Arenosols и Regosols, а также Leptosols, где он входит в список дополнительных квалификаторов.

Кроме типичных квалификаторов, интерес представляют “уникальные”, т.е. связанные с конкретными РПГ. В WRB-22 их 59, и они используются в 14 из 32 РПГ. “Уникальные” квалификаторы представляют индивидуальные свойства почв и в основном имеют статус главных. К почвам с наибольшим числом уникальных квалификаторов относятся Histosols, Technosols, Andosols, Vertisols, Solonchaks. Так, первыми в списке главных квалификаторов в Histosols стоят подстилающие торфяной горизонт образования: лед (*Muusic*), сплошная плотная порода (*Rockic*) и щебень (*Mawic*). Список почв в РПГ Technosols начинается с техногенных квалификаторов *Ekranic*, *Thyric*, *Linic*, *Urbic*.

Подзолы в WRB-2022 и классификации почв России. В качестве иллюстрации состава и соотношения главных и дополнительных квалификаторов и перечня главных, принятых в WRB-22, приведем страницу подзолов (Podzols; рис. 4) как почв, хорошо знакомых российским почвоводам и понимаемых относительно однозначно. Она отражает различия в интерпретации почв между WRB и классификацией почв России.

Диагностика подзолов на верхних уровнях в обеих системах (отдел альфегемусовых почв и РПГ Podzols) осуществляется по наличию диагностического горизонта с очень близкими свойствами, соответственно: альфегемусового и spodic. Различия проявляются на следующем уровне: в WRB — главных квалификаторов, в Классификации и диагностике почв России (КиДПР [4, 6]) — типов, которые включают подбуры и подзолы.

Разделение РПГ на аналоги подбуров и подзолов, т.е. Entic Podzols и Albic Podzols, приводится на третьей позиции главных квалификаторов и считается менее важным, чем разделение на иллювиально-гумусовые и иллювиально-железистые (квалификаторы *Carbic* и *Rustic*). Первым среди главных квалификаторов (т.е. самым важным) принят *Ortsteinic*, близкий по свойствам оруденелому типу в КиДПР. Возможно, этим подчеркивается прикладной аспект принципов WRB: ограничение

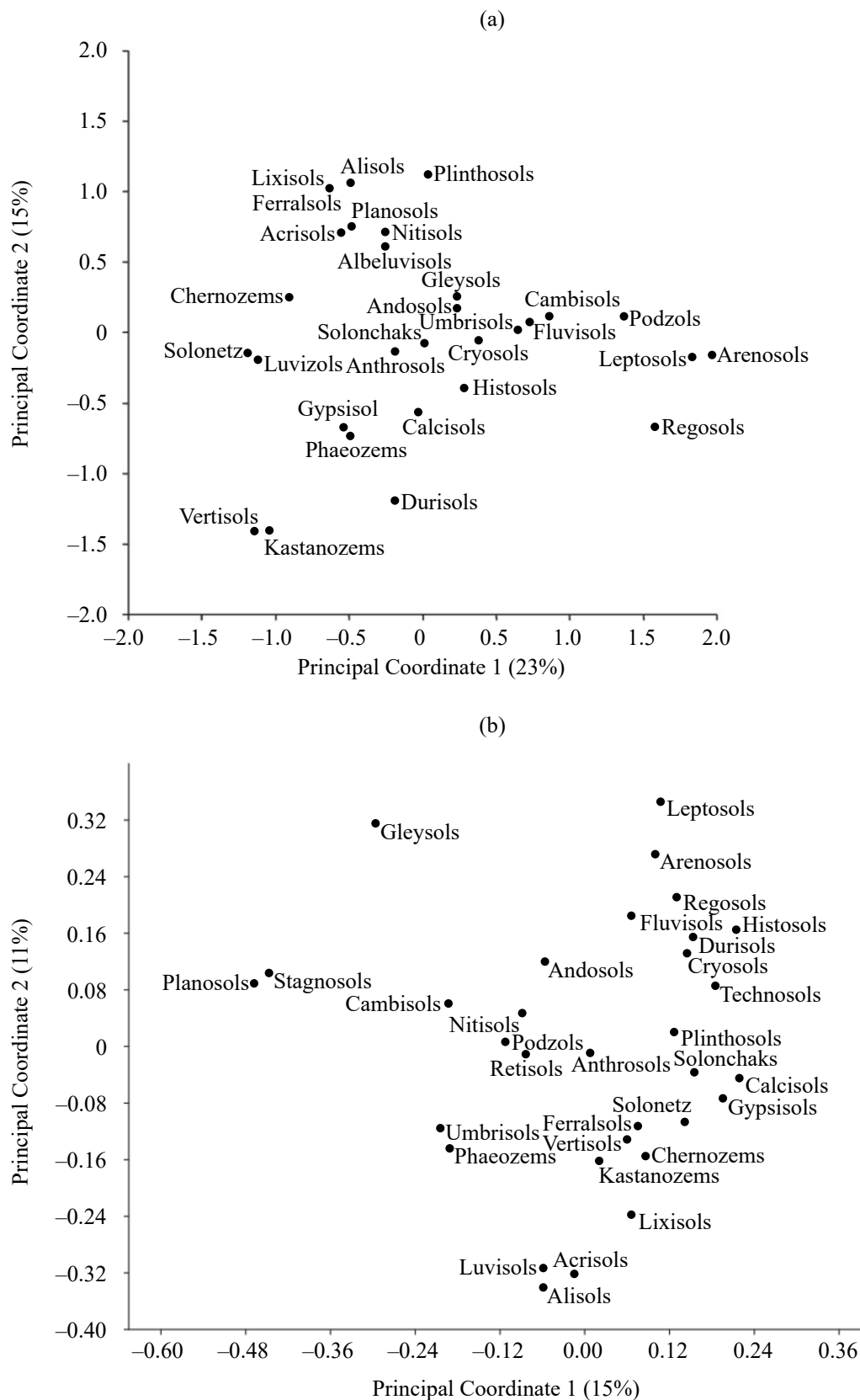


Рис. 3. Положение Реферативных почвенных групп в пространстве главных компонент: (a) — по версии WRB-2006 [13]; (b) — по версии WRB-22 [15].

Таблица 3. Возможные причины отсутствия квалификатора *Haplic* в Реферативных почвенных группах

Высокая индивидуальность почв, образующих РПГ	Отсутствие географической привязки — большой разброс ареалов	Выделение РПГ по жесткому критерию	Прочие (без определенных причин?)
Anthrosols Podzol Histosols	Technosols Leptosols Gleysols Fluvisols Cambisols Stagnosols	Arenosols Durisols Regosols Andosols Planosols	Retisols

Key to the Reference Soil Groups	Principal qualifiers	Supplementary qualifiers
Other soils having a spodic horizon starting ≤ 200 cm from the mineral soil surface. PODZOLS	Ortsteinic Carbic/ Rustic Albic/ Entic Leptic Hortic/ Plaggic/ Pretic/ Terric Histic Gleyic Andic Vitric Stagnic Anthromollic/ Umbric Glossic/ Retic Acric/ Alic Coarsic Skeletalic	Arenic/ Loamic/ Siltic Aric Abruptic Neocambic Cordic Densic Drainic Epic/ Endic/ Dorsic Eutric Folic Fragic Gelic Novic Ornithic Oxyaquic Placic Pyric Raptic Sideralic Hyperspodic Technic/ Kalaic Toxic Transportic Turbic

Рис. 4. Подзолы в классификации WRB: главные и дополнительные квалификаторы [15, с. 105].

для распространения корней деревьев важнее всех других свойств, в частности, наличия с осветленного горизонта или деталей горизонта *spodic*. Аналогичную функцию — ограничение распространения корней за счет плотной породы, выполняет квалификатор *Leptic* (плотная порода в пределах 1 м от поверхности почвы) при том, что интервал возможного залегания породы достаточно большой, и

квалификатор занимает четвертое место. В КидПР залегание плотной породы учитывается на самом низком таксономическом уровне — разряды, что желательно изменить, учитывая широкое распространение подзолов в горах Сибири на плотных породах.

В обеих системах выделены природные почвы с разными верхними горизонтами: от торфяных до

гумусовых. Histic/Folic Podzols приблизительно соответствуют торфяно-подзолам или торфяно-подбурам, возможно, с перегнойным подгоризонтом, Umbric Podzol – дерново-подзолам или дерново-подбурам. Провести надежную корреляцию между почвами по характеру верхнего горизонта затруднительно, поскольку критерии выделения горизонтов существенно различаются.

Почвы избыточного увлажнения в обеих классификациях имеют более адекватные аналоги: собственно глеевые (*Gleyic*), глееватые (условно *Stagnic*) и оксиглеевые (*Oxyaquic*). “Вулканические” классификаторы Andic и Vitric коррелируются с подтиповым признаком в КиДПР “охристый”, т.е. обладают большей значимостью при классифицировании в WRB, чем в КиДПР.

Частая в подзолах языковатость, особенно в криогенных подзолах севера Западной Сибири отмечена главным классификатором *Glossic*. Однако классификатор *Glossic* обязательно связан с горизонтом *argic* [15, с. 72], что, строго говоря, должно было бы исключить его из списка для РПГ Podzols; признак “языковатый” в КиДПР тоже предполагает светлые языки, часто с (гумусово)-железистым окаймлением; кроме того, для мерзлотных подзолов в КиДПР предлагается отдельный признак криогенно-языковатый (Михайлов, личное сообщение), для которого отсутствует аналог в WRB. Целесообразность классификатора *Retic* (аналог в КиДПР “останцовый”) в РПГ Podzols вызывает некоторые сомнения по соображениям приуроченности его к суглинистым почвам с текстурным профилем (по диагностике в WRB) и по его происхождению. Дополнительные классификаторы РПГ Podzols в основном “универсальные”, и их немного относительно других РПГ.

Существенно различаются подходы к почвам, используемым в земледелии. В РПГ Podzols приводится пять антропогенных классификаторов (*Plagic/Hortic/Terric/Irragric* и *Pretic*), как в РПГ Anthrosols, представляющих европейские плагены, садовые, насыпные, орошаемые почвы и амазонские “черные земли индейцев”. В КиДПР в отделе альфегумусовых почв имеются типы агродерново- и агроторфяно-подзолов.

Можно заключить, что сравнение классификаторов РПГ Podzols с признаками, предлагаемыми в КиДПР для отдела альфегумусовых почв [15, с. 82–83], показало их значительное сходство, что объясняется высокой индивидуальностью почв и яркой выраженностью характерных особенностей их профиля. Однако генетическая значимость, придаваемая тому или иному признаку, выражаемая в порядке упоминания главных классификаторов в WRB-22 и таксономическом уровне в КиДПР, существенно различается.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ состава и свойств классификаторов в последней версии WRB, проведенный в отношении содержания (критериев выделения) классификаторов, их названий, значения для диагностики, а также их функций в реферативных почвенных группах выявил ряд закономерностей.

Больше всего классификаторов, главных и дополнительных, основано на использовании диагностических горизонтов. Среди конкретных свойств почв в списке классификаторов преобладают химические и физико-химические, однако в списках классификаторов конкретных РПГ намного больше классификаторов, основанных на физических свойствах почв. Среди классификаторов, представляющих антропогенные факторы, техногенные более разнообразны, чем агрогенные.

В названиях классификаторов много формативных элементов, заимствованных из языков разных народов, и число их возрастает в каждой новой версии на фоне преобладания латинских и греческих слов; русские названия представлены больше в названиях РПГ, чем в классификаторах.

По статусу больше всего “универсальных” классификаторов в списках многих РПГ, например, *Gleyic*, *Technic*, *Leptic*; “уникальные” классификаторы используются в определенных РПГ, например, в РПГ Histosols для субстратов под диагностическим горизонтом *histic*: сплошная плотная порода, щебень, лед. Уникальных классификаторов больше в почвах с относительно необычными свойствами. Европейскими коллегами высказывается предложение о целесообразности ограничить число главных классификаторов индивидуальными (уникальными) для данной РПГ [20].

Оценка сходства между РПГ, основанная на списках главных классификаторов и расчетах таксономических расстояний, показывает, что по набору главных классификаторов наиболее высокой уникальностью отличаются Histosols и Gleysols, наименьшей – Calcisols, Gypsisols и Fluvisols.

Сравнение РПГ по числу главных и дополнительных классификаторов подтвердило наличие широкого спектра дополнительных классификаторов в РПГ с локальными разбросанными в мире ареалами и их относительно небольшое количество в РПГ с уникальными классификаторами. Из этих оценок следует, что возможны дальнейшие уточнения критериев выделения главных классификаторов, касающиеся приоритета уникальных классификаторов в соответствии с принципом WRB – приоритетом почвообразовательных процессов. Именно уникальные классификаторы представляют специфику почвы, ее генезис, функции, диагностику.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена при поддержке госбюджетной темы НИР кафедры геохимии ландшафтов и географии почв географического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова № 1.4 “Антропогенная геохимическая трансформация компонентов ландшафтов”.

СОБЛЮДЕНИЕ ЭТИЧЕСКИХ СТАНДАРТОВ

В данной работе отсутствуют исследования человека или животных.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

ДОПОЛНИТЕЛЬНАЯ ИНФОРМАЦИЯ

Онлайн-версия содержит дополнительные материалы, доступные по адресу <https://doi.org/10.31857/S0032180X25010012>

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Безуглова О.С.* Классификация почв. Ростов-на-Дону: Изд-во ЮФУ, 2009. 128 с.
2. *Геннадиев А.Н., Глазовская М.А.* География почв с основами почвоведения. Классический университетский учебник. М.: Высшая школа, 2005. 461 с.
3. *Добровольский Г.В., Трофимов С.Я.* Систематика и классификация почв. М.: Изд-во Моск. ун-та. 1996. 80 с.
4. Классификация и диагностика почв России. Смоленск: Ойкумена, 2004. 341 с.
5. Классификация и диагностика почв СССР. М.: Колос, 1977. 223 с.
6. Полевой определитель почв России. М.: Почв. ин-т им. В.В. Докучаева, 2008. 182 с.
7. *Cavalli J.P., Reichert J.M., Rodrigues M.F., de Araújo E.* Composition and functional soil properties of Arenosols and Acrisols: Effects on eucalyptus growth and productivity // *Soil Till. Res.* 2020. V. 196. P. 104439. <https://doi.org/10.1016/j.still.2019.104439> Get rights and content
8. *Charzyński P.* Testing WRB on Polish Soils, Association of Polish adult educators, 2006. 110 s.
9. FAO. Soil map of the world. Revised legend. FAO–UNESCO–ISRIC. World Soil Resources Report No. 60. 1988. Rome. 109 p.
10. FAO. World Reference Base for Soil Resources. ISSS–ISRIC–FAO. World Soil Resources Report No. 84. Rome, 1998. 89 p.
11. FAO. World Reference Base for Soil Resources. ISSS–ISRIC–FAO. Draft. 1994. Rome/Wageningen, Netherlands. 162 p.
12. FAO–UNESCO. Soil map of the world 1 : 5 000 000. Paris, 1971–1981.
13. IUSS Working Group WRB. 2006. World Reference Base for Soil Resources 2006. World Soil Resources Report No. 103, FAO, Rome. 128 p.
14. IUSS Working Group WRB. World Reference Base for Soil Resources. International soil classification system for naming soils and creating legends for soil maps. 2014. World Soil Resources Report No. 106. Rome. 182 p.
15. IUSS Working Group WRB. World Reference Base for Soil Resources. International soil classification system for naming soils and creating legends for soil maps. 4th edition. 2022. Vienna. 234 p.
16. *Jangorzo N. S., Watteau F., Hajos D., Schwartz C.* Non-destructive monitoring of the effect of biological activity on the pedogenesis of a Technosol // *J. Soils Sediments.* 2015. V. 15. P. 1705–1715. <https://doi.org/10.1007/s11368-014-1008-z>
17. *Lee D.B., Kim Y.N., Sonn Y.K., Kim K.H.* Comparison of Soil Taxonomy (2022) and WRB (2022) Systems for classifying Paddy Soils with different drainage grades in South Korea // *Land.* 2023. V. 12. № 6. P. 1204. <https://doi.org/10.3390/land12061204>
18. *Michéli E., Fuchs M., Hegymegi P., Stefanovits P.* Classification of the major soils of Hungary and their correlation with the World Reference Base for Soil Resources (WRB) // *Agrokémia és talajtan.* 2006. V. 55. №. 1. P. 19–28.
19. *Minasny B., McBratney A.B., Hartemink A.E.* Global pedodiversity, taxonomic distance, and the World Reference Base // *Geoderma.* 2010. V. 155. P. 132–139. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2009.04.024>
20. *Nachtergaele F., Dondeyne S., Deckers J.* A revision of the way Principal Qualifiers are accepted, ranked and presented in WRB. <https://ees.kuleuven.be/soil-monoliths/wrb-documentation-centre/wrd-discussion-papers/PQproposalv4.0.pdf>. (Дата обращения: 19.06.2024).
21. *Napoli R., Costantini E.A.C., Castellani F., Gardin L.* New Proposals toward a WRB System for Soil Cartography: The Soil Map at 1: 250000 Scale of the Tuscany Region (Central Italy) // *Eurasian soil science.* 2005. V. 38. P. S20.
22. *Rao C.R.* Diversity and dissimilarity coefficients: A unified approach // *Theoretical Population Biology.* 1982. V. 21. № 1. P. 24–43. [http://dx.doi.org/1016/0040-5809\(82\)90004-1](http://dx.doi.org/1016/0040-5809(82)90004-1)
23. *Salehi M.H.* Challenges of Soil Taxonomy and WRB in classifying soils: Some examples from Iranian soils // *Bull. Geography. Phys. Geography Series.* 2018. №. 14. P. 63–70. <https://doi.org/10.2478/bgeo-2018-0005>
24. *Schad P.* World Reference Base for Soil Resources—Its fourth edition and its history // *J. Plant Nutrition Soil Sci.* 2023. V. 186. № 2. P. 151–163. <https://doi.org/10.1002/jpln.202200417>
25. *Waltner I., Michéli E., Fuchs M., Láng V., Pásztor L., Bakacsi Z., Laborezi A., Szabó J.* Digital mapping of selected WRB units based on vast and diverse legacy data // *Global Soil Map: Basis of the Global Spatial Soil Information System.* 2014. P. 313–318.

Qualifiers in the International Soil Classification System WRB-2022: Composition, Connotation, Functions

M. I. Gerasimova^{a, *}, and M. A. Smirnova^a

^aLomonosov Moscow State University, Moscow, 119999 Russia

**e-mail: maria.i.gerasimova@gmail.com*

The International soil classification system – WRB – was published every eight years starting with 1998; in its each version, the number, essence and status of qualifiers were more or less different. In accordance with the WRB principles, qualifiers, both principal and supplementary, are based on soil forming processes implemented in “diagnostics”. Analysis of the list of qualifiers in the last WRB version of 2022 (281 qualifiers) revealed the priority of diagnostic horizons as criteria for selecting both categories of qualifiers, less numerous were soil chemical properties. Among anthropogenic qualifiers, the technogenic ones are more numerous and diverse than those related to agriculture. The number of qualifiers per Reference soil group, mainly supplementary, is the greatest in the widely spread soils: Technosols, Cambisols, and Gleysols; it is minimal in soils confined to certain geographical sites, f.i. Nitisols. In relation to the Reference soil groups, qualifiers may be separated into “universal” being in the lists of almost all groups (indicating texture, gley, plowing) and “unique”, which are inherent to specific soils. Principal qualifiers’ function is creation of a central image of a Reference soil group based on major soil forming processes, and their number should be limited. Based on the calculation of taxonomic distances, the pairs of Referential groups with the most similar set of main qualifiers were Stagnosols and Planosols, Calcisol and Gypsisol, Alisols and Acrisols, which is determined by the similarity of the processes forming them. Referential groups Histosols and Gleysols are characterized by the most unique set of main qualifiers. As for the names of qualifiers, they are constructed of formative elements taken from 26 languages, along with the dominant Latin and Greek. Qualifiers in the Podzols Reference group are discussed as an example of approaches to soil diagnostic in WRB and Russian soil classification.

Keywords: Reference Soil Groups, diagnostic horizons, diagnostic properties and materials, taxonomic distances, Podzols, criteria for identifying qualifiers

ОЦЕНКА ВЛИЯНИЯ ФАКТОРОВ СРЕДЫ НА ЗАПАСЫ ОРГАНИЧЕСКОГО УГЛЕРОДА В ЛЕСНЫХ ПОЧВАХ БРЯНСКОГО ПОЛЕСЬЯ

© 2025 г. А. И. Кузнецова^а, *, Е. А. Гаврилюк^а, А. В. Горнов^а,
Е. В. Ручинская^а, А. П. Гераськина^а, А. Д. Никитина^а

^аЦентр по проблемам экологии и продуктивности лесов РАН,
ул. Профсоюзная, 84/32, стр. 14, Москва, 117997 Россия

*e-mail: nasta472288813@yandex.ru

Поступила в редакцию 13.05.2024 г.

После доработки 03.09.2024 г.

Принята к публикации 03.09.2024 г.

Приведена оценка вклада биотических и абиотических факторов в варьирование запасов углерода в почвах хвойно-широколиственных лесов. Исследование проводили на территории заповедника “Брянский лес” и его охранной зоны на 45 пробных площадях, расположенных в разных ландшафтах. Проанализировано 5 групп факторов среды, характеризующих растительность, макрофауну, ландшафт, рельеф, историю природопользования. Статистические взаимосвязи между ними и показателями запасов углерода оценивали с использованием регрессионного анализа с машинным обучением. Для подстилки ведущим фактором, определяющим запасы углерода в ней, является качество опада, формируемое доминантами древесного, травяного и мохового яруса, в то время как положение в ландшафте и другие орографические характеристики были менее информативны. Наибольшие запасы подгоризонта OL подстилки характерны для лесов с высокой долей участия сосны. Наиболее информативным для определения вариации запасов углерода подгоризонта OFH подстилки является показатель проективного покрытия мхов. Результаты регрессионного анализа для запаса углерода в горизонте А и в слое 0–30 см продемонстрировали значительный вклад индикаторов, указывающих на наличие повышенной гидроморфности почв, а также связанных с функциональной организацией лесных экосистем, а именно эколого-ценотической структуры растительных сообществ (доля неморальных видов в ярусе подроста и кустарников) и функционального разнообразия дождевых червей.

Ключевые слова: качество опада, сапрофаги, метод опорных векторов, Albic Umbric Podzol, Fluvisols, Histosols

DOI: 10.31857/S0032180X25010025, EDN: BYENQT

ВВЕДЕНИЕ

Способность почв к депонированию углерода является их ключевой климаторегулирующей функцией и влияет на другие экологические функции почвы [38]. Основными драйверами динамики почвенного углерода в лесах являются абиотические факторы (климатические условия, рельеф), биота (растительность, животные и микроорганизмы), история природопользования [2, 7, 17].

Влияние климата на запасы почвенного углерода проявляется на региональном уровне [38] как напрямую, так и через влияние на биоту, включая

растительность, ее видовой состав и продуктивность. Отмечается значимое влияние гидроморфизма на запасы углерода в лесных почвах [34], особенно подстилки [36]. При этом остается неясным вклад качества опада при разных условиях увлажнения [30]. При анализе деградации в лабораторных экспериментах показано, что соотношение быстро- и медленноразлагаемых компонентов было более значимым фактором эффективности и скорости разложения органического вещества, чем уровни температуры и влажности, а также медленно разлагаемые растительные остатки были более чувствительны к увлажнению почвы [35].

Для хвойно-широколиственных лесов, формирующихся в автоморфных позициях ландшафтов, ранее в ряде работ дана оценка вклада климатических условий, почвообразующих пород, растительности и дождевых червей в варьирование запасов углерода [1, 29, 38]. Показано, что запасы почвенного углерода достигают максимальных значений в лесах с наибольшим богатством видов растений, образующих опад разного качества, т.е. в лесах с высоким функциональным разнообразием растений [3, 11].

Анализ современных зарубежных и отечественных работ позволяет заключить, что поиск информативных предикторов варьирования запасов почвенного углерода в лесах хвойно-широколиственной зоны является актуальной задачей в условиях возрастающего спроса на климаторегулирующие лесные экосистемные услуги [12].

Цель работы – выявить биотические и абиотические факторы, наиболее сильно влияющие на

накопление почвенного углерода верхних органических горизонтов почв и слоя 0–30 см.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Пробные площади (ПП) размером 400 м² заложены в 2020–2021 гг. в южной части Брянского полесья в пределах заповедника “Брянский лес” и его охранный зоны (рис. 1) на пространственно распределенных ключевых участках ($n = 45$). Они характеризуют группы типов леса, расположенные в разных ландшафтах. В пойме р. Нерусса (левый приток р. Десны) преобладают аллювиальные серогумусовые почвы [10] – Umbric Fluvisols по WRB [39], в долинах малых рек и ручьев (Солька, Земля и др.) аллювиальные перегнойно-глеевые [10] – Histic Fluvisols по WRB [39]. В пределах террасного, полесского и предполесского ландшафтов доминируют дерново-подзолы [10] – Umbric

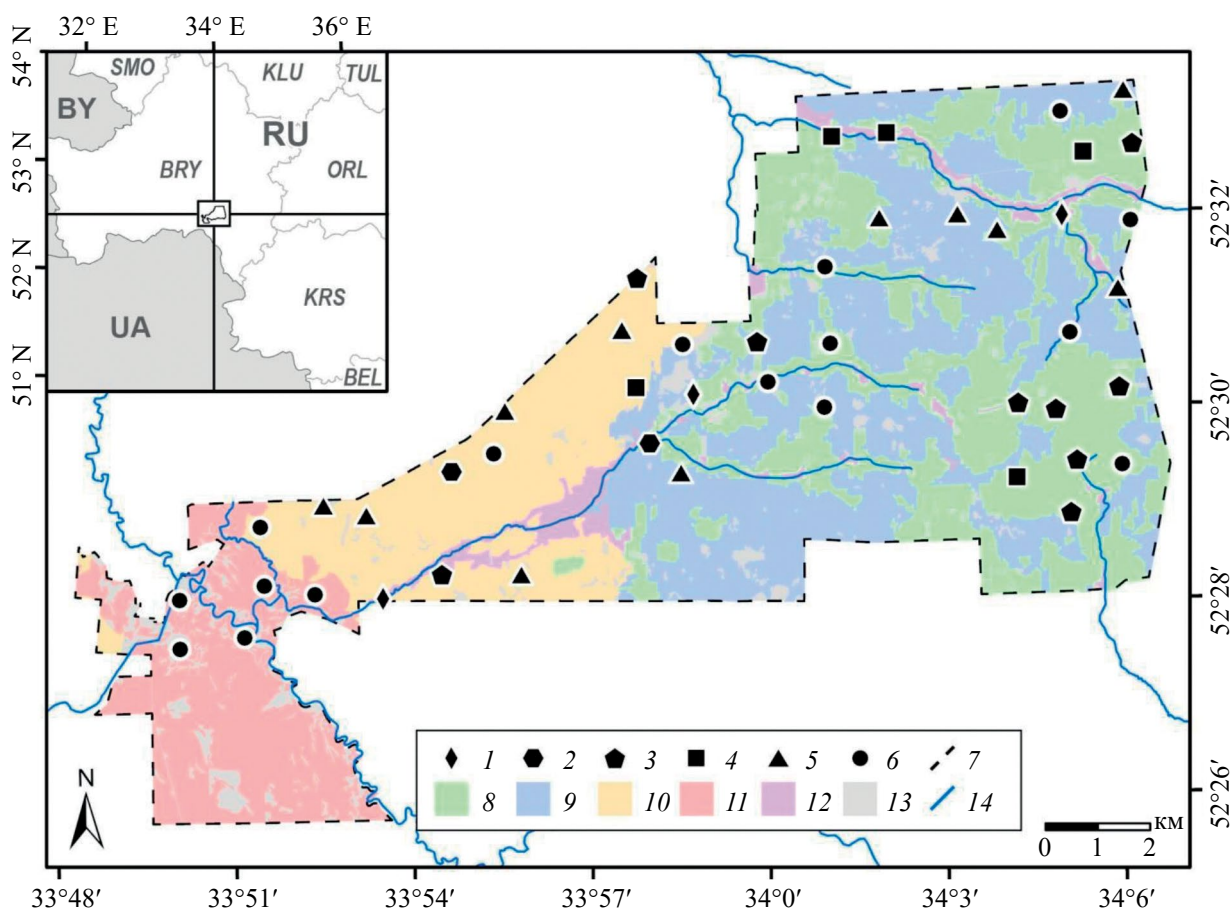


Рис. 1. Территория исследования: 1 – пробные площади в черноольшаниках нитрофильно-травяных, 2 – в березняках кустарничково-зеленомошных, 3 – в березняках неморальнотравяных, 4 – в сосняках сложных, 5 – в сосняках кустарничково-зеленомошных, 6 – в широколиственных неморальнотравяных лесах, 7 – граница заповедника “Брянский лес”, 8 – моренно-зандровый ландшафт, 9 – задровый ландшафт, 10 – терраса, 11 – пойма, 12 – поймы малых рек, 13 – прочие типы ландшафта, 14 – постоянные водотоки. Обозначения стран и административных единиц на карте-врезке даны согласно ISO-3166.

Podzols (Arenic) по WRB [39], а также серогумусовые — Haplic Umbrisols по WRB [39] на флювиогляциальных песках (супесях) и глинистом элювии кремнистой опоки [15]. Встречаются процессы оглеения, торфообразования, признаки антропогенных нарушений. В наименее нарушенных территориях заповедника отмечаются признаки буроземообразования [9]. Характеристика мощности,

содержания и плотности основных почвенных горизонтов представлена в табл. 1.

Предварительные места закладки ПП выбирали на основе сопряженного экспертного анализа ландшафтной карты [8], лесоустроительных материалов, и результатов тематической обработки спутниковых изображений [4], доступных для территории заповедника таким образом, чтобы расстояние между соседними ПП составляло не менее 1 км. Окончатель-

Таблица 1. Характеристика мощности, содержания и плотности основных почвенных горизонтов.

Тип почв	Горизонт	Мощность, см		Содержание углерода, %		Плотность (запас)*	
		\bar{x}	$S\bar{x}$	\bar{x}	$S\bar{x}$	\bar{x}	$S\bar{x}$
Алювиальные серогумусовые почвы ($n = 5$)	OL	0.8	0.3	35.4	10.27	0.04	0.02
	(OFH)	0.5	0.0	35.5	0.92	0.06	0.01
	AY1	13	12.6	7.6	4.03	0.70	0.42
	AY	23	15.9	2.9	0.98	0.90	0.22
	AYC	17	14.8	0.6	0.28	1.19	0.32
Алювиальная перегнойно-глеевая ($n = 3$)	OL	1	0.0	43.8	1.25	0.04	0.02
	H1	21	13.9	28.7	10.42	0.13	0.09
	H2	41	27.1	17.4	10.2	0.32	0.14
	G	22	10.6	2.4	0.84	1.07	—
	CG	22	11.3	0.13	0.0	1.07	—
Перегнойно-темногумусовая ($n = 2$)	OL	1	0.0	50.1	0.21	0.09	0.05
	OFH	3	1.41	46.2	2.62	0.31	0.25
	АН1	4	1.41	24.3	5.09	0.31	0.06
	АН	7	—	5.4	—	0.74	—
	Chi	11	1.41	0.9	0.18	1.22	0.07
	C	33.5	9.19	0.4	0.34	1.54	—
Дерново-подзол ($n = 22$)	OL	0.9	0.4	46.6	3.35	0.06	0.028
	OFH	2.2	2.2	37.3	4.89	0.13	0.127
	AY1	6	3.5	4.9	2.39	0.78	0.212
	AY	12	6.6	1.5	0.99	1.27	0.19
	E	20	12.6	0.3	0.16	1.43	0.17
	BF	17	4.4	0.4	0.22	1.29	0.47
Серогумусовая ($n = 13$)	OL	0.9	0.6	46.1	1.85	0.05	0.03
	OFH	1.3	1.6	37.5	5.08	0.10	0.07
	AY1	5	2.9	5.8	4.03	0.83	0.37
	AY	18	7.8	1.3	0.42	1.21	0.15
	AYC	20	8.1	0.5	0.36	1.37	0.16

Примечание. n — объем выборки, \bar{x} — среднее, $S\bar{x}$ — стандартное отклонение, прочерк — нет данных. В скобках указаны горизонты, присутствие которых не обязательно.

*Для горизонтов OL, OFH определяли запас подстилки, г/см², для остальных горизонтов — плотность, г/см³.

ное расположение ПП корректировали в процессе выполнения полевых работ. На всех ПП проводили оценку состава растительности, макросaproфагов общепринятыми методами, описание которых доступно в дополнительных материалах ESM_1.docx.

На всех ПП описывали видовой состав растительных сообществ (описание метода см. ESM_1.docx). Внутри ПП случайным образом были заложены 3 полужмы размером 25×25 см, глубиной 30 см. При этом соблюдалось расстояние между отборами — не менее 10 м, а также фиксировалось расположение полужмы относительно деревьев (подкрон или межкрон). Весь почвенный материал, изъятый из полужмы, использовался для количественного учета почвенных беспозвоночных методом раскопки и ручного разбора почвенно-зоологических проб (описание метода см. ESM_1.docx).

Подстилку для определения ее запасов отбирали с наименее нарушенной стенки полужмы с использованием рамки 0.25×0.25 м. Подстилку разбирали на подгоризонты опад OL- и нижний OFH-подгоризонт без его дифференциации. Далее стенки полужмы зачищали, фотографировали, отмечали границы горизонтов. Поскольку до глубины 30 см, как правило, полностью вскрывается только гумусовый горизонт, последовательность дальнейших горизонтов и характер почвообразующих пород определяли почвенным буром Эдельмана для комбинированных почв (до глубины 100 см). В случае если на ПП установлено присутствие дерново-подзола, то полужму расширяли до глубины 50(80) см для фиксации нижних границ основных почвенных горизонтов. После описания почв для определения плотности с использованием режущих колец ПГ-100 последовательно отбирали образцы со стенки полужмы с глубины 20–30, 5–15 см с указанием типа горизонта. Более гумифицированную верхнюю часть горизонта A1 отбирали с поверхности, оставшейся после отбора монолита подстилки. Параллельно с отбором образцов на плотность

отбирали индивидуальные образцы для химического анализа. Далее три индивидуальные пробы одинаковых горизонтов с одинаковых глубин отбора из 3 разных полужмы смешивали в одну смешанную пробу.

В лаборатории почвенные образцы высушивали и просеивали через сито 2 мм. Оценка содержания углерода и азота проводили на CHN-анализаторе (EA 1110 (CHNS-O)). Образцы, отобранные для определения запасов подстилки и плотности, взвешивали, определяли коэффициент гигроскопии. Для почв заповедника характерна невысокая доля крупнозема (от 1 до 5%, встречается в трети проб), не влияющая значительно на запасы почвенного углерода [13].

Запасы углерода в OL-, OFH-подгоризонтах подстилки рассчитывали путем умножения запаса подгоризонта на содержание углерода в нем. Запасы углерода в горизонтах почвы рассчитывали путем умножения плотности, содержания углерода и мощности слоя [14]. Запасы углерода в горизонте A1 рассчитывали путем суммы запасов его верхней и нижней части. Запасы в слоях почвы 0–10 и 0–30 см рассчитывали исходя из пропорциональных вкладов горизонтов, образующих эти слои.

В контексте влияния факторов среды проанализировано пять показателей, характеризующих запасы углерода в лесных почвах: запасы в OL- и OFH-подгоризонтах подстилки (Cst_L и Cst_{FH}), в верхних слоях почвы мощностью 10 см (Cst_{10}) и 30 см (Cst_{30}), в верхнем (Cst_A) горизонте A1 (H, AH, AY в зависимости от типа почв).

Статистический анализ полученных показателей всех ПП вместе (табл. 2) свидетельствует о высокой неоднородности выборок (коэффициент вариации $>40\%$).

Факторы среды. Проанализировали пять групп факторов, каждая из которых была формализована через набор качественных и/или количественных

Таблица 2. Описательная статистика запасов почвенного углерода хвойно-широколиственных лесов Брянского Полесья, т/га

Показатель	Среднее	Медиана	Минимум	Максимум	1-й квартиль	3-й квартиль	s	KB
Запасы углерода ($n = 45$)								
Cst_L	2.4	1.9	0.5	6.1	1.1	3.6	1.5	61.9
Cst_{FH}	4.3	2.4	0.0	21.9	1.7	4.2	5.2	121.9
Cst_{10}	31.8	29.9	7.6	62.9	20.8	41.7	13.1	41.1
Cst_{30}	59.5	49.7	14.5	182.5	35.6	70.7	36.0	60.5
Cst_A	67.6	44.3	13.0	362.9	29.1	66.2	74.9	110.8

Примечание. n — объем выборки; s — стандартное отклонение; KB — коэффициент вариации показателя, %; Cst_L — запас углерода OL-подгоризонта подстилки; Cst_{FH} — запас углерода OFH-подгоризонта подстилки; Cst_{0-10} — запас углерода в слое 0–10 см; Cst_{0-30} — запас углерода в слое 0–30 см; Cst_A — запас углерода в горизонте A.

признаков, характеризующих ландшафт, растительность, почвенную макрофауну, рельеф местности и историю природопользования в местах закладки ПП.

С использованием ландшафтной карты ПП были соотнесены с пятью базовыми типами ландшафтов заповедника: (1) моренно-зандровый, (2) зандровый, (3) террасный, (4) поймы малых рек и (5) поймы крупных рек. В качестве дополнительного показателя, характеризующего приуроченность к водным объектам, использовали величину расстояния от ПП до ближайшего водоема или водотока.

На основе геоботанических описаний ПП были стратифицированы на шесть обобщенных групп типов леса: (1) сосняки кустарничково-зеленомошные (Ск-з), (2) сосняки сложные неморально-бореальнотравные (Ссл), (3) березняки кустарничково-зеленомошные (Бк-з), (4) березняки неморальнотравные (Бн), (5) черноольшаники нитрофильно-травяные (ЧОн-т), (6) широколиственные неморальнотравные леса (Шн). Описание выделенных групп представлено в приложении (ESM_2.docx).

В качестве *индикаторов качества опада* использовали показатели возраста древостоев, сомкнутости (для ярусов А, В), проективного покрытия (С, D) и видового разнообразия (А, В, С), а также параметры функционального разнообразия, выраженные через сомкнутость отдельных видов деревьев (А) и эколого-ценотических групп видов (В, С): опушечных, бореальных, неморальных и нитрофильных.

Помимо перечисленных факторов, для всех рассмотренных показателей запасов почвенного углерода, кроме C_{stL} , в качестве химической характеристики качества опада использовали величину отношения содержания углерода к азоту в OL-подгоризонте подстилки.

Для характеристики *макрофауны почв* применяли показатели видового разнообразия и биомассы с подразделением по разным трофическим группам: сапрофагов (с выделением функциональных групп дождевых червей), хищников, фитофагов, миксофагов. Описание выделенных групп представлено в приложении.

Базовые морфометрические характеристики рельефа местности рассчитывали по цифровой модели рельефа с пространственным разрешением 10 м, сформированной в результате интерполяции значений высот по горизонталям топографической карты масштаба 1 : 50 000 (высота сечения рельефа — 5 м). В качестве признаков для анализа рассматривали показатели абсолютной высоты над ур. м. (для территории исследования изменяется в диапазоне 134–188 м, в среднем — 155 м), крутизны (95% территории имеют уклоны менее 1°,

в среднем — 0.3°), ориентации и кривизны склона, индексы шероховатости поверхности и относительного положения участка на склоне, а также морфометрическую классификацию форм рельефа. Морфометрические показатели рассчитывали с использованием пакета MultiscaleDTM [27] в программной среде R [33]. При расчетах для сбора статистики использовали скользящее окно размером 5 × 5 пикселей (50 × 50 м). При статистическом анализе измерения с ПП сопоставляли с медианными значениями морфометрических показателей в окне радиусом 25 м вокруг точки заложения.

Для *индикатора антропогенного воздействия* использовали отмеченные при полевых описаниях почвенного профиля типы нарушений — признаки искусственного лесовосстановления (нарезка борозд), послепожарные остатки углей больше 1 см.

Полный список из 57 проанализированных признаков доступен в табл. ESM_3.docx.

Статистическая обработка. Статистические взаимосвязи между показателями запасов углерода и признаками, характеризующими факторы среды, оценивали с использованием методов машинного обучения. Для этого строились серии регрессионных моделей, где показатели запасов углерода выступали в качестве зависимых переменных, а различные признаки, характеризующие факторы среды, — в качестве независимых.

Все признаки подвергали предварительному статистическому анализу на предмет целесообразности включения их в модели. Для качественных признаков (типы ландшафта, группы типов леса, типы нарушений, формы рельефа) применяли стандартный попарный ранговый тест Вилкоксона [18] для определения наличия или отсутствия статистически значимых различий в показателях запасов углерода между отдельными категориями этих переменных. Использовали программную реализацию теста в среде R (функция *pairwise.wilcox.test* из пакета *stats*) с коррекцией р-значений по методу Бенджамини и Йекутиэли [19]. Категории, продемонстрировавшие значимые отличия ($p < 0.05$) от всех остальных категорий внутри признака, преобразовывали в бинарные переменные (1 означает присутствие признака, а 0 — его отсутствие) для полноценного включения в регрессионный анализ, остальные признаки и/или их отдельные категории отбрасывали. Количественные признаки отбирали на основе значений их попарной корреляции с использованием функционала R-пакета *klaR* [37]. Среди переменных методом иерархического кластерного анализа выделяли группы со значениями взаимной корреляции >0.9 , после чего из каждой такой группы выбирали только один признак с минимальным средним значением корреляции относительно переменных соседних кластеров.

Очевидно, что наилучшие (с точки зрения эффективности предсказаний) регрессионные модели могут быть получены только на основе сочетания признаков, в наибольшей степени согласованных с анализируемой зависимой переменной, а степень этой согласованности может быть проинтерпретирована как теснота их взаимосвязей. В контексте машинного обучения влияние переменных на эффективность модели обычно характеризуется показателями информативности (значимости). Для определения значимости переменных использовали один из наиболее простых и универсальных методов — прямой последовательный поиск признаков (Sequential Forward Feature Selection, SFFS) [25]. Он позволяет получить ранжированную в порядке убывания значимости последовательность признаков, одновременно с показателями эффективности соответствующих регрессионных моделей. При этом разница в последовательных значениях показателей эффективности напрямую характеризует вклад каждой новой переменной, добавляемой в модель в процессе анализа.

Для построения регрессионных моделей в процессе SFFS применяли метод опорных векторов (Support Vector Machine, SVM) [20]. В отличие от классических линейных моделей, SVM позволяет получать надежные результаты при числе признаков большем, чем количество измерений, а также он не накладывает дополнительных условий на характер распределения значений в выборке и относительно устойчив к выбросам. В то же время использование современных ансамблевых (случайные леса, градиентный бустинг) и нейросетевых методов для моделирования в настоящем случае нецелесообразно из-за малого объема обучающих данных. Для достижения наилучших результатов SVM требует настройки.

Более подробно метод SFFS и особенности его применения в рамках данной работы, а также принципы оптимизации параметров SVM описаны в дополнительных материалах.

Оценки эффективности моделей, как в процессе SFFS, так и в процессе настройки SVM, проводили методом кросс-валидации по исходной выборке. Использовали схему кросс-валидации “leave-one-out”, когда в качестве изолированного тестового набора данных поочередно рассматривается каждое отдельное измерение выборки. В качестве меры эффективности моделей использовали классический коэффициент детерминации (R^2), который наиболее явным образом характеризует долю вариации зависимой переменной, объясняемую признаками, заложенными в модель. Значимость отдельных переменных оценивали как разность значений R^2 до и после их включения в модель. Для начальных моделей, построенных на основе одной переменной, в качестве точки отсчета использовали значения R^2 базовой статистической

модели (Base), которая всегда предсказывает среднее значение по выборке.

В качестве дополнительного (контрольного) показателя эффективности рассчитывали стандартную для регрессионного анализа величину квадратного корня из средней квадратической ошибки (aka RMSE) кросс-валидационных предсказаний модели. Для получения величины ошибки в относительном выражении (%) значения RMSE нормировали на средние значения запасов углерода по исходной выборке.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Предварительный отбор признаков. По результатам предварительного статистического анализа качественных признаков среды, значимые различия в значениях запасов углерода были выявлены только для отдельных категорий ландшафта и групп типов леса.

ПП, расположенные в поймах малых и крупных рек (рис. 2), значительно отличаются от ПП во всех прочих ландшафтах (но не между собой) по показателю Cst_A (p в диапазоне 0.032–0.042) и на около значимом уровне по Cst_{30} ($p = 0.065$). Учитывая этот результат, для последующего регрессионного анализа признак типов ландшафта был заменен на бинарную переменную, отражающую нахождение ПП в пойме.

ПП, расположенные в сосняках кустарничково-зеленомошных, значительно отличались от ПП в неморальнотравных березняках и широколиственных лесах (но не от других групп типов леса) по показателям Cst_L ($p = 0.024$) и Cst_{FH} ($p = 0.02$). ПП в неморальнотравных широколиственных лесах на около значимом уровне отличались от ПП в черноольшаниках и сложных сосняках по показателю Cst_{10} ($p = 0.051$). Учитывая, что ни одна группа типов леса не отличается от всех остальных на статистически значимом уровне, а также то, что типология лесов косвенно характеризуется множеством количественных признаков из исходного набора (различные показатели проективного покрытия видов и групп видов по ярусам), качественный признак принадлежности ПП к группам типов леса не использовался в последующем регрессионном анализе.

Для категорий признаков антропогенного воздействия и форм рельефа не было обнаружено значимых различий ни по одному из показателей запасов углерода, соответственно, эти качественные переменные были исключены из последующего анализа.

Среди количественных признаков по результатам корреляционного анализа были отброшены показатели общего числа видов по всем ярусам (коррелирован с числом видов в ярусе С), общей

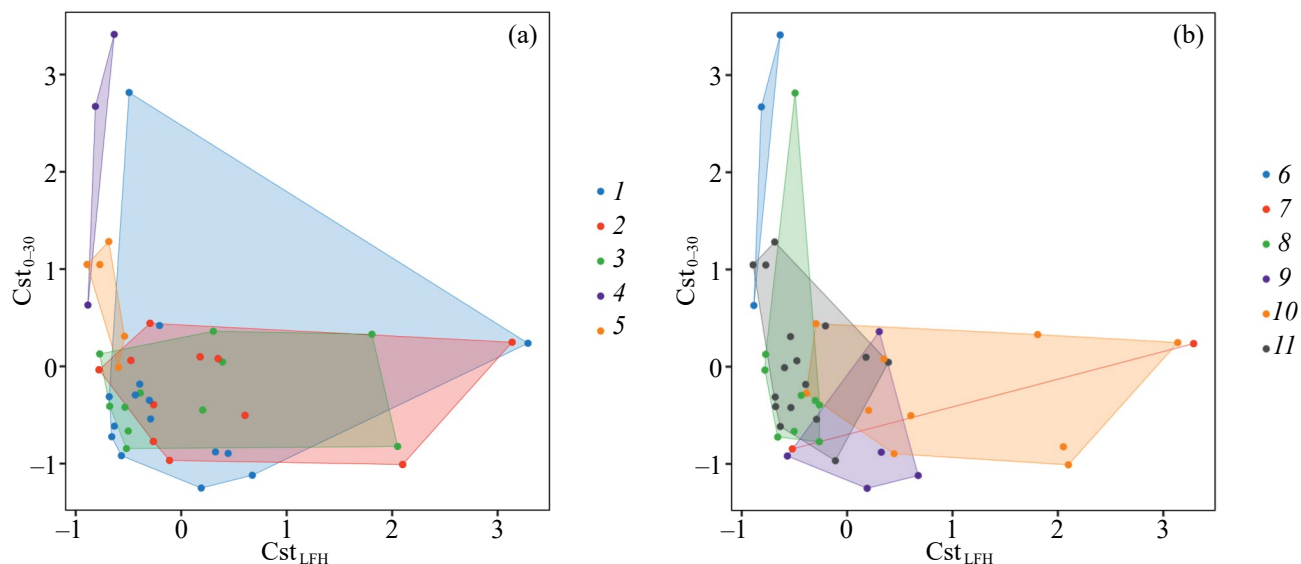


Рис. 2. Диаграмма рассеяния нормализованных значений запасов углерода (ордината) для (а) типов ландшафта: 1 – моренно-зандровый, 2 – зандровый, 3 – террасный, 4 – пойма малых рек, 5 – пойма р. Нерусса; (б) типов леса: 6 – черноольшаники нитрофильно-травяные, 7 – березняки кустарничково-зеленомошные, 8 – березняки неморальнотравные, 9 – сосняки сложные, 10 – сосняки кустарничково-зеленомошные, 11 – широколиственные неморальнотравные леса.

биомассы макрофауны и общей биомассы дождевых червей (оба коррелированы с биомассой сапрофагов).

Таким образом, по результатам предварительной статистической обработки для последующего регрессионного анализа было отобрано 50 переменных.

Результаты регрессионного анализа. В табл. 3 приведены оптимальные сочетания переменных и показатели эффективности лучших моделей,

которые удалось получить в процессе регрессионного анализа.

Наилучшие с точки зрения эффективности модели были получены для показателей запаса углерода в OL-подгоризонте подстилки, верхнем слое почвы толщиной 30 см и гумусовом горизонте: все они характеризуются коэффициентом детерминации 0.5 и выше и относительной ошибкой около 40% от среднего. Для показателей запасов углерода в OFH-подгоризонте подстилки и верхнем слое почвы мощностью 10 см эффективность

Таблица 3. Результаты регрессионного анализа

Показатель	Оптимальный набор переменных*	R^2	RMSE, т/га	RMSE, %
Cst_L	VEG_pine_A, VEG_den_C, VEG_emla_A	0.50	1.0	43.1
Cst_{FH}	VEG_den_D, SMF_sapr	0.36	4.2	96.6
Cst_{10}	VEG_alnus_A	0.23	11.3	35.7
Cst_{30}	VEG_nitr_B, SMF_ngr, LSC_fp, VEG_nem_B VEG_pine_A	0.57	23.3	39.1
Cst_A	VEG_alnus_A, VEG_nitr_B, SMF_ngr	0.85	29.1	43.1

Примечание. Значения RMSE, % нормировали на средние значения запасов углерода по исходной выборке. Cst_L – запас углерода OL-подгоризонта подстилки; Cst_{FH} – запас углерода OFH-подгоризонта подстилки; Cst_{0-10} – запас углерода в слое 0–10 см; Cst_{0-30} – запас углерода в слое 0–30 см; Cst_A – запас углерода в горизонте А.

* VEG_pine_A – доля сосны в древесном ярусе, %; VEG_emla_A – суммарная доля вяза, клена, липы и ясеня в древесном ярусе, %; VEG_alnus_A – доля ольхи черной в древесном ярусе, %; VEG_den_C – проективное покрытие травяного яруса, %; VEG_den_D – проективное покрытие мохового яруса, %; VEG_nitr_B – доля нитрофильных видов в ярусе подроста и кустарников, %; VEG_nem_B – доля неморальных видов в ярусе подроста и кустарников, %; SMF_sapr – биомасса сапрофагов, г/м²; SMF_ngr – число групп дождевых червей, LSC_fp – расположение в поймах рек.

моделирования заметно ниже: относительная ошибка для Cst_{FH} составила около 97% от среднего, а коэффициент детерминации для Cst_{10} составлял только 0.23.

В целом наиболее значимыми признаками при регрессионном моделировании запасов почвенного углерода были различные характеристики

растительности, дополненные отдельными свойствами почвенной макрофауны. При этом абиотические признаки, характеризующие ландшафт и рельеф местности, оказались малоинформативны.

Для OL-подгоризонта подстилки наиболее значимым признаком, объясняющим 42% вариации запасов углерода, является доля сосны в древесном

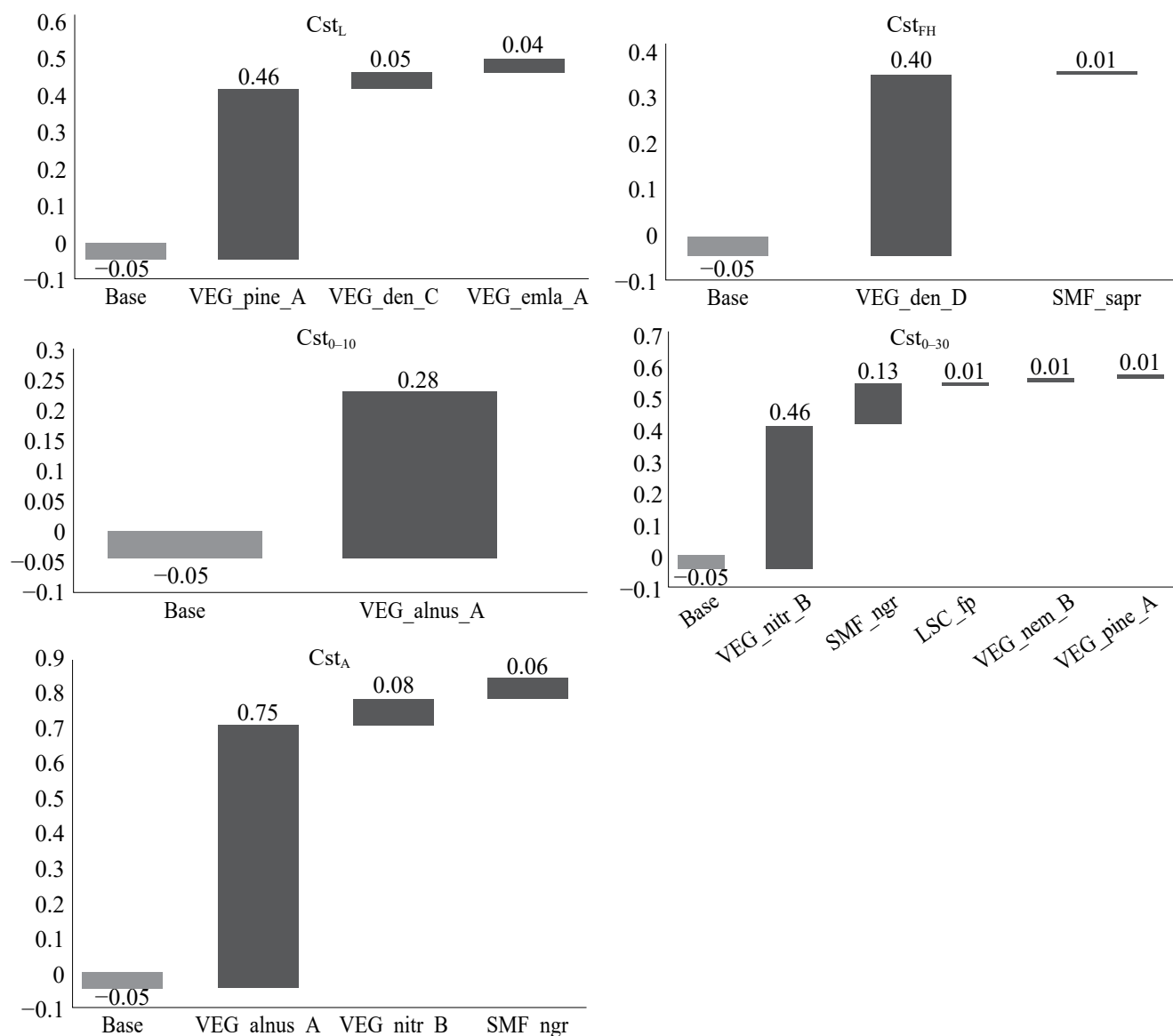


Рис. 3. Изменение коэффициента детерминации модели множественной регрессии с отражением эффекта от добавления переменной в модель. Cst_L – запас углерода OL – подгоризонта подстилки; Cst_{FH} – запас углерода OFH – подгоризонта подстилки; Cst_{0-10} – запас углерода в слое 0–10 см; Cst_{0-30} – запас углерода в слое 0–30 см; Cst_A – запас углерода горизонта A. Вертикальная ось графиков – коэффициент детерминации (R^2). Данные подписаны величиной эффекта от добавления переменной на значение R^2 . Горизонтальная ось – переменные, где Base – базовая статистическая модель. VEG_pine_A – доля сосны в древесном ярусе, %; VEG_emla_A – суммарная доля вяза, клена, липы и ясеня в древесном ярусе, %; VEG_alnus_A – доля ольхи черной в древесном ярусе, %; VEG_den_C – проективное покрытие травяного яруса, %; VEG_den_D – проективное покрытие мохового яруса, %; VEG_nitr_B – доля нитрофильных видов в ярусе подроста и кустарников, %; VEG_nem_B – доля неморальных видов в ярусе подроста и кустарников, %; SMF_sapr – биомасса сапрофагов, г/м²; SMF_ngr – число групп дождевых червей, LSC_fp – расположение в поймах рек.

ярусе (рис. 3). Характер взаимосвязи показателей — положительный (относительно высокие значения доли сосны соответствуют большим значениям запасов углерода, а относительно низкие — меньшим). Показатели проективного покрытия травяного яруса и суммарной доли вяза, клена, липы и ясеня в древесном ярусе добавляют еще примерно по 4% объясненной вариации. Взаимосвязь запаса углерода с этими признаками носит отрицательный характер.

Для OFH-подгоризонта подстилки наиболее значимым признаком, объясняющим 35% вариации запасов углерода, является проективное покрытие мохового яруса. Характер взаимосвязи показателей — положительный. Также информативной была переменная, характеризующая биомассу сапрофагов. Этот показатель имеет отрицательную связь с запасами углерода подстилки.

Для почвенного слоя 0–10 см наиболее значимым признаком, объясняющим 23% вариации запасов углерода, является сомкнутость ольхи черной в древесном ярусе. Характер взаимосвязи показателей — положительный.

Для почвенного слоя 0–30 см наиболее значимым признаком, объясняющим 42% вариации запасов углерода, является доля нитрофильных видов в ярусе подроста и кустарников. Число экологических групп дождевых червей увеличивает коэффициент детерминации на 13%. Также информативной была переменная, характеризующая расположение в поймах рек. Взаимосвязь запаса углерода с этими признаками носит положительный характер. Доля сосны в древесном ярусе, доля неморальных видов в ярусе подроста и кустарников добавляют еще 2% объясненной вариации. Характер взаимосвязи показателей — отрицательный.

Для горизонта А наиболее значимым признаком, объясняющим 71% вариации запасов углерода, является сомкнутость ольхи черной в древесном ярусе. Доля нитрофильных видов в ярусе подроста и кустарников, число экологических групп дождевых червей добавляют еще по 8 и 6% объясненной вариации соответственно. Характер взаимосвязи показателей — положительный.

ОБСУЖДЕНИЕ

Вклад факторов среды в варьирование запасов углерода подстилки хвойно-широколиственных лесов. Ведущим фактором, определяющим запасы углерода в подстилке, являются биотические факторы. Качество опада регулируется составом растительности и является информативным показателем запаса углерода подстилки [31].

Наибольшие запасы углерода OL-подгоризонта подстилки характерны для лесов с высокой долей участия сосны, поскольку ее опад медленно

перерабатывается почвенной биотой и характеризуется как опад низкого качества для почвенных сапрофагов [16, 26, 32]. Показатели проективного покрытия травяного яруса и сомкнутости широколиственных видов деревьев (вяза, клена, липы и ясеня) характеризуют вклад легкоразлагаемого опада, отрицательно связаны с запасами углерода подстилки. Травяной ярус на всех площадках характеризовался показателями покрытия от 20 (березняки неморальнотравные) до 97% (черноольшаники). Вяз, клен, липа и ясень в древесном ярусе встречались в сообществах с более неморальным составом растительности: сосняках сложных, березняках неморальнотравных, широколиственных неморальнотравных лесах.

Из предложенных индикаторов качества опада наиболее информативным для определения вариации запасов углерода OFH-подгоризонта подстилки оказался показатель проективного покрытия мхов. Формирование мохового яруса характерно для групп типов леса, которые отличаются преобладанием раннесукцессионных видов деревьев (сосны, березы). В сосняках зеленомошных покрытие мхов на почве достигает 90%, в березняках — в среднем 40%. Исследования показывают, что мхи способствуют секвестрации углерода [28], особенно в верхнем органогенном горизонте песчаных почв (5 см) [24].

Также для запаса углерода в OFH-подгоризонте подстилки информативной была переменная, характеризующая биомассу сапрофагов. Самые высокие показатели биомассы сапрофагов выявлены в широколиственных неморальнотравных лесах и в березняках неморальнотравных. Однако активность сапрофагов ограничена в песчаных почвах [22], поэтому в целом макросапрофаги не сильно влияют на запасы углерода подстилки.

Таким образом, для подстилки ведущим фактором, определяющим запасы углерода в ней, является качество опада, формируемое доминантами древесного, травяного и мохового яруса. Растительность наиболее полно отражает изменения почвенно-грунтовых условий, поэтому более информативно предсказывает вариабельность запасов углерода верхних органогенных горизонтов почв. Ранее успешно продемонстрирован опыт геопространственного моделирования содержания и запасов N и C по характеристикам растительности [5].

Абиотические факторы среды (некоторые характеристики рельефа) в данном исследовании оказались малоинформативны, поскольку территория заповедника представляет собой пологую песчаную равнину, почвы которой хорошо дренируются [8]. В выраженных гидроморфных условиях (пойма р. Нерусса) в широколиственных неморальнотравных лесах, отличающихся высоким

функциональным разнообразием растений, а значит и опадом разного качества [11], создаются благоприятные условия для высокой активности макрофауны, формируется маломощная подстилка, отличающаяся низким запасом. Таким образом, подтверждается, что для территорий, где увлажнение является лимитирующим фактором, усиление гидроморфизма может способствовать увеличению скорости разложения опада [30] за счет создания благоприятных условий для деструкторов опада и накоплению углерода в минеральных горизонтах почв.

Вклад факторов среды в варьирование запасов углерода слоев 0–10, 0–30 см и горизонта А почв хвойно-широколиственных лесов. Результаты попарного сравнения и регрессионного анализа для запаса углерода как в слое 0–10 см, так и в слое 0–30 см и горизонте А продемонстрировали высокий вклад индикаторов, указывающих на наличие повышенной гидроморфности, при этом более чувствительными были не предложенные характеристики рельефа, а наземные оценки проективного покрытия отдельных видов.

Например, ольха черная обычно заселяет переувлажненные места, поскольку другие древесные растения не могут существовать в таких условиях. Этот вид можно считать индикатором повышенной гидроморфности. Она преобладает в поймах малых рек, но единичные особи были также отмечены в березняках кустарничково-зеленомошных и в широколиственном неморальнотравном лесу, что может быть связано с образованием локальных понижений.

С другой стороны, отмечен вклад факторов, связанных с функциональной организацией лесных экосистем, а именно эколого-ценотической структуры растительных сообществ (доля неморальных видов в ярусе подроста и кустарников) и функционального разнообразия дождевых червей. Состав подроста является индикатором направления изменений в составе растительности, поскольку с увеличением участия в подросте неморальных видов (деревьев и кустарников) со временем повышается вероятность смены доминантов древесного яруса. Соответственно, меняется и качество поступающего опада, что отражается на изменении функционального разнообразия сапрофагов. В сосняках кустарничково-зеленомошных дождевые черви представлены в основном подстилочной группой, биомасса почвенно-подстилочных червей крайне низкая. В сосняках сложных неморальнотравных, как и в березняках кустарничково-зеленомошных, обитают только две группы дождевых червей — подстилочные и почвенно-подстилочные. В березняках неморальнотравных обитают три группы дождевых червей: подстилочные, почвенно-подстилочные и собственно почвенные дождевые черви. Наибольшее функциональное

разнообразие дождевых червей представлено в широколиственных неморальных лесах в моренно-зандровом ландшафте (три группы) и в пойме р. Нерусса (четыре группы, включая норных червей). Черноольшанники нитрофильно-травяные характеризуются тремя морфо-экологическими (функциональными группами): подстилочные, почвенно-подстилочные и собственно почвенные.

Ранее показано, что информативными предикторами варьирования запасов углерода до глубины 50 см могут служить показатели качества опада (содержание основных катионов, соотношение C/N) [11, 21, 29]. Вероятно, при исключении пойменных ландшафтов из выборки удалось бы найти другие информативные предикторы варьирования запасов углерода, например, возраст, C/N в горизонте опада.

Результаты попарного сравнения запасов почвенного углерода демонстрируют особенности использования качественных признаков, характеризующих тип ландшафта, тип леса, тип нарушений. Определенные классификационные единицы становятся информативными только в контрастных условиях, поскольку запасы почвенного углерода имеют широкий диапазон пересекающихся значений в разных типах леса.

Решение этой проблемы может быть получено при разработке функциональной классификации лесов [11], отражающей не доминантно-видовую структуру сообщества, а функциональную, основанную на изменении качества опада [3]. Это подтверждают результаты регрессионного анализа, где в качестве информативных индикаторов выступают характеристики, связанные с функциональной организацией лесных экосистем, а именно индикаторы качества опада, эколого-ценотической структуры сообщества и функционального разнообразия основных сапрофагов. В ряде исследований также показано, что функциональные особенности растений [23] и животных [6] контролируют процессы накопления углерода в почве.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Показано, что наибольший вклад биотических факторов, связанных с растительностью, в вариацию запасов углерода обнаружен в подстилке, а положение в ландшафте и другие орографические характеристики (например, кривизна склона) были менее информативны.

Для лесов, где доминирует или содоминирует сосна, развит моховой покров и отмечена наименьшая биомасса почвенных сапрофагов, характерны высокие запасы подстилки. Для подстилки ведущим фактором, определяющим запасы углерода в ней, является качество опада, формируемое доминантами древесного, травяного и мохового яруса.

Предложенные информативные индикаторы могут быть успешно использованы в качестве переменных для моделирования свойств подстилки.

Для аккумулятивных позиций ландшафта, в которых формируются черноольшанники нитрофильно-травяные, характерны высокие запасы углерода в слое 0–30 см и горизонте А. Ведущими факторами, определяющими запасы почвенного углерода, являются наличие гидроморфности, а также индикаторы функционального разнообразия дождевых червей и особенности эколого-ценотической структуры растительных сообществ (доля неморальных видов в ярусе подроста и кустарников).

Настоящее исследование показывает, что запас почвенного углерода тесно связан с функциональной организацией лесных экосистем, поэтому определение функционального разнообразия растений и сапрофагов может иметь ключевое значение в вопросах оценки и регулирования накопления почвенного углерода.

БЛАГОДАРНОСТЬ

Авторы выражают благодарность чл.-корр. РАН, д.б.н., проф. Н.В. Лукиной за идею данного исследования и содействие на всех этапах его проведения, сотрудникам заповедника “Брянский лес” за помощь в организации полевых работ, научному сотруднику факультета почвоведения МГУ им. М.В. Ломоносова М.В. Кадулину за помощь по сбору материала по почвенной макрофауне, научному сотруднику ЦЭПЛ РАН С.А. Ермолову за помощь в определении почвенных беспозвоночных, лаборанту-исследователю ЦЭПЛ РАН В.Н. Ивановой за техническую помощь. Выражаем благодарность коллективу экоаналитической лаборатории ЦКП “Хроматография” (регистрационный номер 3297) ИБ Коми НЦ УрО РАН (аттестат аккредитации № РОСС RU.0001.511257) за выполнение количественного анализа углерода и азота.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена в рамках реализации проекта “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).

СОБЛЮДЕНИЕ ЭТИЧЕСКИХ СТАНДАРТОВ

В данной работе отсутствуют исследования человека или животных.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

ДОПОЛНИТЕЛЬНАЯ ИНФОРМАЦИЯ

Онлайн-версия содержит дополнительные материалы, доступные по адресу <https://doi.org/10.31857/S0032180X25010025>

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аккумуляция углерода в лесных почвах и сукцессионный статус лесов / Под ред. Лукиной Н.В. М.: Товарищество научных изданий КМК, 2018. 232 с.
2. Баева Ю.И., Курганова И.Н., Почикалов А.В., Кудяров В.Н. Физические свойства и изменение запасов углерода серых лесных почв в ходе постагрогенной эволюции (юг Московской области) // Почвоведение. 2017. № 3. С. 345–353. <https://doi.org/10.7868/S0032180X17030029>
3. Басова Е.В., Лукина Н.В., Кузнецова А.И., Горнов А.В., Шевченко Н.Е., Тихонова Е.В., Гераськина А.П., Браславская Т.Ю., Тебенькова Д.Н., Луговая Д.Л. Качество древесного опада как информативный индикатор функциональной классификации лесов // Вопросы лесной науки. 2022. Т. 5. № 3. С. 1–21. <https://doi.org/10.31509/2658-607x-202252-113>
4. Гаврилюк Е.А., Горнов А.В., Ершов Д.В. Оценка пространственного распределения видов деревьев заповедника “Брянский лес” и его охранной зоны на основе разносезонных спутниковых данных Landsat // Бюл. Брянского отделения РБО. 2018. № 3(15). С. 13–23. <https://doi.org/10.22281/2307-4353-2018-3-13-23>
5. Гаврилюк Е.А., Кузнецова А.И., Горнов А.В. Геопространственное моделирование содержания и запасов азота и углерода в лесной подстилке на основе разносезонных спутниковых изображений Sentinel-2 // Почвоведение. 2021. № 2. С. 168–182.
6. Гераськина А.П. Влияние дождевых червей разных морфо-экологических групп на аккумуляцию углерода в лесных почвах // Вопросы лесной науки. 2020. Т. 3. № 2. С. 1–20.
7. Демаков Ю.П., Исаев А.В., Нуреев Н.Б., Митякова И.И. Границы и причины вариабельности запасов гумуса в почвах лесов Среднего Поволжья // Вестник Поволжского государственного технологического университета. Сер. Лес. Экология. Природопользование. 2018. № 3. С. 30–49. <https://doi.org/10.15350/2306-2827.2018.3.30>
8. Евстигнеев О.И., Федотов Ю.П., Кайгородова Е.Ю. Природа Неруссо-Деснянского Полесья. Брянская область. Редкие растения. Библ. 49, илл. 223. Брянск: Десна, 2000. 159 с.
9. Киселева Ю.А. Особенности формирования почв полесий на примере заповедника “Брянский лес”

- (вновь к вопросу о буроземо- и подзолообразовании) // Роль почв в биосфере. Тр. Ин-та почвоведения МГУ РАН. М. 2002. Вып. 1. С. 56–78.
10. Классификация и диагностика почв России. Смоленск: Ойкумена. 2004. 342 с.
11. Лукина Н.В., Гераськина А.П., Горнов А.В., Шевченко Н.Е., Куприн А.В., Чернов Т.И., Чумаченко С.И., Шанин В.Н., Кузнецова А.И., Тебенкова Д.Н., Горнова М.В. Биоразнообразие и климаторегулирующие функции лесов: актуальные вопросы и перспективы исследований // Вопросы лесной науки. 2020. Т. 3. № 4. С. 1–90.
12. Лукина Н.В., Гераськина А.П., Кузнецова А.И., Смирнов В.Э., Горнов А.В., Шевченко Н.Е., Тихонова Е.В., Тебенкова Д.Н., Басова Е.В. Функциональная классификация лесов: актуальность и подходы к разработке // Лесоведение. 2021. №. 6. С. 566–580. <https://doi.org/10.31857/S0024114821060085>
13. Лукина Н.В., Кузнецова А.И., Гераськина А.П., Смирнов В.Э., Иванова В.Н., Тебенкова Д.Н., Горнов А.В., Шевченко Н.Е., Тихонова Е.В. Неучтенные факторы, определяющие запасы углерода в лесных почвах // Метеорология и гидрология. 2022. №.10. С. 92–110.
14. Распоряжение Министерства природных ресурсов и экологии РФ от 30 июня 2017 г. № 20-р “О методических указаниях по количественному определению объема поглощения парниковых газов” <https://www.garant.ru/products/ipo/prime/doc/71612096/> (дата обращения 01.07.2021).
15. Соколов Л.А. К вопросу классификации почвообразующих и подстилающих горных пород Брянского лесного массива // Вклад ученых и специалистов в национальную экономику. Брянск, 1998. Т. 2. 125 с.
16. Стриганова Б.Р. Питание почвенных сапрофагов. М.: Наука, 1980. С. 8–15.
17. Телеснина В.М., Курганова И.Н., Овсепян Л.А., Личко В.И., Ермолаев А.М., Мишин Д.М. Динамика свойств почв и состава растительности в ходе постагрогенного развития в разных биоклиматических зонах // Почвоведение. 2017. № 12. С. 1514–1534. <https://doi.org/10.7868/S0032180X17120115>
18. Bauer D.F. Constructing confidence sets using rank statistics // J. Am. Statistical Association. 1972. V. 67. P. 687–690. <https://doi.org/10.1080/01621459.1972.10481279>
19. Benjamini Y., Yekutieli D. The control of the false discovery rate in multiple testing under dependency // Annals of Statistics. 2001. V. 29. P. 1165–1188. <https://doi.org/10.1214/aos/1013699998>
20. Cortes C., Vapnik V. Support-vector networks // Machine Learning. 1995. V. 20. № 3. P. 273–297.
21. Cotrufo M.F., Ranalli M.G., Haddix M.L. Soil carbon storage informed by particulate and mineral-associated organic matter // Nat. Geosci. 2019. V. 12. P. 989–994. <https://doi.org/10.1038/s41561-019-0484-6>
22. Curry J.P. Factors affecting the abundance of earthworms in soils. In Earthworm Ecology. Boca Raton: CRC Press FL, 1994.
23. De Deyn G.B., Cornelissen J.H., Bardgett R.D. Plant functional traits and soil carbon sequestration in contrasting biomes // Ecology Lett. 2008. V. 11. № 5. P. 516–531.
24. Eldridge D.J., Guirado E., Reich P.B. et al. The global contribution of soil mosses to ecosystem services. // Nat. Geosci. 2023. V. 16. P. 430–438. <https://doi.org/10.1038/s41561-023-01170-x>
25. Ferri F.J., Pudil P., Hatef M., Kittler J. Comparative study of techniques for large-scale feature selection // Pattern Recognition in Practice IV. 1994. P. 403–413.
26. Huang W., Gonzalez G., Zou X. Earthworm abundance and functional group diversity regulate plant litter decay and soil organic carbon level: A global meta-analysis // Appl. Soil Ecology. 2020. V. 150. P. 1–15.
27. Ilich A.R., Misiuk B., Lecours V., Murawski S.A. MultiscaleDTM: An open-source R package for multiscale geomorphometric analysis // Transactions in GIS. 2023. V. 27. №. 4. <https://doi.org/10.1111/tgis.13067>
28. Kasimir Å., He H., Jansson P.-E., Lohila A., Minkinen K. Mosses are important for soil carbon sequestration in forested peatlands // Front. Environ. Sci. 2021. V. 9. P. 680430. <https://doi.org/10.3389/fenvs.2021.680430>
29. Kuznetsova A.I., Geraskina A.P., Lukina N.V., Smirnov V.E., Tikhonova E.V., Shevchenko N.E., Gornov A.V., Ruchinskaya E.V., Tebenkova D.N. Linking vegetation, soil carbon stocks, and earthworms in upland coniferous–broadleaf forests // Forests. 2021. V. 12. P. 1179. <https://doi.org/10.3390/f12091179>
30. Liu Y., Shangguan Z., Deng L. Vegetation type and soil moisture drive variations in leaf litter decomposition following secondary forest succession // Forests. 2021. V. 12. P. 1195. <https://doi.org/10.3390/f12091195>
31. Maes S.L., Blondeel H., Perring M.P., Depauw L., Brümelis G., Brunet J., Verheyen K. Litter quality, land-use history, and nitrogen deposition effects on topsoil conditions across European temperate deciduous forests // Forest Ecology and Management. 2019. V. 433. P. 405–418.
32. Prescott C.E., Zebak L.M., Staley C.L., Kabzems R. Decomposition of broadleaf and needle litter in forests of British Columbia: influences of litter type, forest type, and litter mixtures // Can. J. Forest Res. 2000. V. 30. P. 1742–1750.
33. R Core Team R: A Language and Environment for Statistical Computing. R Foundation for Statistical Computing. Vienna, 2023. URL: <https://www.R-project.org/> (дата обращения 03.10.2023).

34. Ryzhova I.M., Podvezennaya M.A., Telesnina V.M. assessment of carbon stock and CO₂ production potential for soils of coniferous-broadleaved forests // *Eurasian Soil Science*. 2023. V. 56. P. 1317–1326. <https://doi.org/10.1134/S1064229323601166>
35. Semenov V.M., Lebedeva T.N., Zinyakova N.B. dependence of soil organic matter and plant residues decomposition on temperature and moisture in the long-term incubation experiments // *Eurasian Soil Science*. 2022. V. 55. P. 926–939. <https://doi.org/10.1134/S1064229322070080>
36. Telesnina V.M., Semenyuk O.V., Bogatyrev L.G. Litters and living ground cover as informational characteristics of biogeocenoses for the small-leaved forests in moscow oblast forests // *Eurasian Soil Science*. 2023. V. 56. P. 841–853. <https://doi.org/10.1134/S1064229323600513>
37. Weihs C., Ligges U., Luebke K., Raabe N.R. analyzing german business cycles // *Data Analysis and Decision Support*. Berlin: Springer-Verlag, 2005. P. 335–343.
38. Wiesmeier M., Urbanski L., Hobley E., Lang B., von Luetzow M., Marin-Spiotta E., van Wesemael B., Rabot E., Ließ M., Garcia-Franco N., Wollschläger U., VogelfIngrid H.-J., Kögel-Knabner I. Soil organic carbon storage as a key function of soils – a review of drivers and indicators at various scales // *Geoderma*. 2019. V. 333. P. 149–162.
39. World Reference Base for Soil Resources 2014. International soil classification system for naming soils and creating legends for soil maps. World Soil Resources Reports / IUSS Working Group. Rome: FAO, 2015. 203 p.

Assessment of the Influence of Environmental Factors on Carbon Stock in Forest Soils of Bryansk Poles'e

A. I. Kuznetsova^{a, *}, E. A. Gavriluk^a, A. V. Gornov^a,
E. V. Ruchinskaya^a, A. P. Geraskina^a, and A. D. Nikitina^a

^aCenter for Forest Ecology and Productivity of the Russian Academy of Sciences, Moscow, 117997 Russia

*e-mail: nasta472288813@yandex.ru

The search informative indicators of variation in soil carbon stock coniferous–broadleaf forest has a high predictive value. This article provides an assessment of the contribution of environmental factors to the variation of carbon stock in the forest soils. The study was carried out on the territory of the Bryansk Forest reserve on 45 sample plots located in different landscapes. Five groups of factors characterizing vegetation, macrofauna, landscape, relief, and history of environmental management were analyzed. Statistical relationships between carbon stock indicators and environmental factors were assessed using machine learning methods. The main factor determining the carbon stock in litter was the quality of litter, formed by the dominants of the trees, herbaceous and moss layers. Position in the landscape and other orographic characteristics were less informative. The highest carbon stock of the OL-subhorizon of the litter was in forests with a high proportion of pine. The most informative indicator for determining the variation in carbon stock FH-subhorizon of the litter was the projective cover of mosses. The results of regression analysis for the carbon stock in the A horizon and in the 0–30 cm layer demonstrated a significant contribution of indicators showing the increased hydromorphism, as well as characteristics connected with functional organization of forest ecosystems, namely the ecological-coenotic structure of plant communities (the proportion of nemoral species in the layer undergrowth and shrubs) and functional diversity of earthworms.

Keywords: litter quality, macrofauna, Support Vector Machine, Albic Umbric Podzol, Fluvisols, Histosols

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ТОРФЯНОЙ ЗАЛЕЖИ ОЛИГОТРОФНОГО БОЛОТА И ПУЛОВ УГЛЕРОДА

© 2025 г. Е. В. Линкевич^{а, *}, Е. Н. Гуляева^а, О. Л. Кузнецов^а,
Л. А. Ефимова^а, В. М. Прокопюк^а

^аКарельский научный центр РАН, ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, 185910 Россия

*e-mail: maltseva2@gmail.com

Поступила в редакцию 13.05.2024 г.

После доработки 28.08.2024 г.

Принята к публикации 30.08.2024 г.

Рассмотрена взаимосвязь распределения углерода в торфяной залежи олиготрофного болота с физико-химическими параметрами и минеральным составом торфа. Торфяная залежь имеет высокую влагоемкость на глубинах 0–0.5 и 4.0–5.0 м. Содержание углерода в органическом веществе торфа 59.5% (3.0–3.5 м) выявлено в переходном и 57.8% (5.0–5.5 м) низинном торфе со степенью разложения более 30%. Количество гуминовых кислот составляло 18.1% в переходной части залежи (1.5–2.0 м) и снижалось в 2–4 раза с увеличением глубины торфа. Высокая сорбционная обменная емкость гуминовых кислот выявлена на глубине от 1.5 до 3.5 м. Проанализировано распределение микро- и макроэлементов в торфе в помощью СЭМ. Показано образование органо-минеральной прослойки на глубинах 1.0–3.5 и 5.0–6.5 м. Получена взаимосвязь количества функциональных групп гуминовых кислот с распределением содержания элементов Al, Si и Fe по глубине торфяной залежи.

Ключевые слова: ботанический состав, влагоемкость, гуминовые кислоты, функциональные группы, минеральные элементы, органоминеральный барьер

DOI: 10.31857/S0032180X25010035, **EDN:** BYEGMF

ВВЕДЕНИЕ

Болотные экосистемы представляют собой уникальный резервуар углерода, играющий важную роль в формировании и поглощении парниковых газов в зависимости от биотических и абиотических факторов. Торфяные залежи в процессе накопления на протяжении многих тысячелетий выполняют функцию стока углерода и участвуют в геохимическом круговороте элементов. Основные компоненты болотной экосистемы, а именно растительные остатки, преобразованное органическое вещество торфяных залежей в комплексе с минеральными включениями, характерными для территориального расположения болота, определяют его функцию в депонировании углерода [6, 29].

Пористая структура торфяных почв и залежей формируется на основании особенностей ботанического состава, степени разложения, количества зольных элементов [3, 17]. Разнообразие торфяных почв отражается в их классификациях [1, 12]. При этом недостаточно внимания уделяется

оценке распределения химических элементов по глубине торфяной залежи для определения наличия органоминеральных барьеров, которые снижают потери углерода с почвенно-грунтовыми водами, парниковыми газами [27, 33]. Отмечается, что причинами формирования геохимических барьеров в торфяных ненарушенных болотах являются природные, локальные и антропогенные источники при расположении техногенных предприятий вблизи болотных экосистем [2, 24, 34]. Такими компонентами в торфяной залежи могут быть минеральные включения, нарушающие движение воды по капиллярным каналам торфа и адсорбирующие органическое вещество торфяных почв за счет кислородсодержащих групп гуминовых кислот [3, 28, 32, 33]. Взаимодействие органического вещества и минеральных элементов в торфяных залежах представляет интерес для определения особенностей формирования органоминеральных комплексов на разных глубинах торфа и их роли в секвестрации углерода [11, 28, 32]. В ходе развития болот разных типов в течение голоцена

происходили значительные изменения процессов торфонакопления, включая геохимические особенности торфов, оказывающие влияние на интенсивность аккумуляции углерода [9, 21].

Цель работы — определить взаимосвязь распределения углерода в торфяной залежи с ее физико-химическими свойствами на примере олиготрофного болота Близкое. Ранее болото было выбрано модельной площадкой для изучения потоков парниковых газов на ненарушенных болотах в Республике Карелия [16]. Это позволит в дальнейшем учитывать полученные результаты при расчетах пулов и эмиссии углерода на болотах региона.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Объектом исследования является олиготрофное болото Близкое, расположенное в Государственном природном заповеднике “Кивач” (62°26'83" N, 33°99'45" E) в среднетаежной подзоне Карелии. Согласно климатической классификации Кеппена-Гейгера, район исследования соответствует зоне субарктического континентального климата Dfc , где D — показатель климата по типам растительности в регионе, относящий регион к снежной зоне, f — показатель интенсивности осадков, определяющий высоко увлажненную зону, c — показатель, характеризующий прохладное лето в регионе [31].

Болото относится к сосново-кустарничково-пушицево-сфагновому типу и окружено елово-сосновыми лесами. Площадь болота составляет 63 га и залегает в вытянутой депрессии, его длина 1600 м, ширина варьирует от 200 до 400 м. Болото имеет озерный генезис, о чем свидетельствует слой сапропеля под торфом. Начало формирования болота приходится на бореальный период (около 9 тыс. л.н.) [8, 25], мощность озерно-болотных отложений в центре болота достигает 6.5 м, из них торфа — 5.0–5.5 м, на окраине — 1.5 м торфа.

Бурение скважин проводили на поперечном профиле болота протяженностью 270 м. Для реконструкции его динамики и свойств залежи пробы торфа отбирали по всей глубине через каждые 0.5 м. Расстояние между скважинами составляло 50 м. Свойства торфов подробно изучены в 4 скважинах (1 и 2 на окраинах, 3 и 4 в центре болота) по ряду ботанических, гидрофизических и геохимических показателей.

Определение влагоемкости торфа (W , %), зольности (ЭКПС-10, АО “Смоленское СКТБ СПУ”), pH водной и солевой вытяжки торфа (И-160МИ, ООО “Измерительная техника”) проводили по стандартным методикам (ГОСТ 24160-80, ГОСТ 11306-13, ГОСТ 26483-85). Содержание общего углерода и азота в образцах торфяной залежи, гуминовых кислотах определяли на элементном анализаторе CN 802 (VELP Scientific, Италия) на базе лаборатории мониторинга парниковых газов

ОКНИ КарНЦ РАН с использованием оборудования ЦКП КарНЦ РАН. Количество параллельных измерений — 3. Содержание углерода в органическом веществе торфа пересчитывали на беззольную навеску. Анализ поверхности торфяных частиц по всей глубине торфяной залежи и определение макро- и микроэлементов проводили на сканирующем электронном микроскопе (СЭМ) Hitachi SU1510, оснащенном EDS спектрометром, позволяющим провести энергодисперсионный рентгеновский анализ образца.

Идентификацию и количественное определение органических кислот в болотной воде проводили на приборе Капель-105М (ООО “Люмэкс”, Россия) при длине волны 254 нм на капиллярной колонке: $L_{\text{общ}} = 60$ см, $L_{\text{эф}} = 50$ см, $d_{\text{кап}} = 75$ мкм.

Ботанический состав образцов торфа исследовали микроскопическим методом [13] в Лаборатории болотных экосистем Института биологии КарНЦ РАН. Построение графической диаграммы состава торфа проводили в программе “Korpi” [15].

Степень разложения торфа выполняли на тринокулярном микроскопе (XSZ-2101, Китай, цифровая камера TourCam 10.0MP). Для вычисления процентного содержания в торфе бесструктурной части, включающей гуминовые вещества и мелкие частицы негумифицированных остатков растений, рассматривали тонкий разжиженный слой торфа под микроскопом и обрабатывали не менее 30 микрофотографий поверхности каждого образца, рассчитывали среднюю площадь, занятую бесструктурной частью. Расхождение между результатами не превышало 8–10%.

Выделение гуминовых кислот проводили, применяя стандартную методику IHSS (International Humic Substances Society), особенностью которой является выделение с последующим переосаждением экстрагируемых гуминовых кислот раствором 0.1 М NaOH без кипячения [4, 35]. Определение кислородсодержащих функциональных групп гуминовых кислот ($-C_n-COOH$, $-C_n(A_r)-COOH$, $-A_r-OH$) выполняли методом потенциометрического титрования в концентрированном растворе NaCl для поддержания постоянной ионной силы. Сумма функциональных групп во всех диапазонах pH образует суммарную обменную емкость гуминовых кислот. Навеску образца 0.0500 ± 0.0050 г растворяли в 10 см³ NaOH (0.1 М) при постоянном перемешивании на магнитной мешалке ПЭ-6100 (ООО “ЭКРОСХИМ”) в течение 15 мин. Раствор 2.5 М NaCl (х.ч., ООО “Химмед”) объемом 20 см³ добавляли после полного растворения гуминовых кислот. Поверхностные группы образца титровали раствором 0.1 М HCl и фиксировали pH на приборе И-160МИ. Эксперимент проводили в трехкратной повторности. Количество функциональных групп рассчитывали по формуле (1) [19, 20].

$$E = \frac{C(V_0 - V_1)}{m}, \quad (1)$$

где E — количество функциональных групп, ммоль/г, C — концентрация HCl , M , V_0 и V_1 — объемы раствора реагента, пошедшего на титрование холостой пробы и раствора гуминовых кислот при определении групп $-\text{C}_n-\text{COOH}$, $-\text{C}_n(\text{A}_r)-\text{COOH}$ и $-\text{A}_r-\text{OH}$, мл, m — масса образца, г.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Динамика болота. Данные по стратиграфии торфяной залежи и ботаническому составу торфов позволили реконструировать сукцессии растительности в центральной части болота (скв. 3 и 4) (рис. 1).

Болото сформировалось на месте остаточного послеледникового водоема, что подтверждается слоем сапропеля мощностью не менее 0.5 м, в котором практически нет растительных остатков и отмечается высокая зольность (стадия I). В скважине 4 слой сапропеля находится на глубине 6.0–6.5 м. После его резкого обмеления в начале бореального периода, что выявлено на ряде дру-

гих болот заповедника в связи с неотектоникой и снижением уровня Онежского озера [8, 14, 25], на его месте сформировалось тростниково-гипновое эвтрофное сообщество (стадия II), сменившееся менее обводненным травяно-сфагновым со *Sphagnum teres* (стадия III). На глубине 4.0 м отмечается резкая смена стратиграфии, в торфе большая доля остатков сосны в сочетании с несколькими травами, болото перешло в мезотрофную фазу развития (стадия IV). Затем четко выделяется продолжительная мезотрофная травяная стадия (стадия V) с доминированием в сообществах шейхцерии и пушицы, что свидетельствует о высоком застойном увлажнении болота в рассматриваемый период. На глубине 1.5 м фиксируется переход болота в олиготрофную (верховую) фазу развития, которая представлена пушицево-сфагновым палеосообществом (стадия VI).

Влагоемкость торфов. Влагоемкость низинного торфа изменяется от 400 до 1200 (3 скв.) и от 300 до 1600% (4 скв.). Низкие величины влагоемкости соответствуют торфяным горизонтам, контактирующим с минеральными компонентами (рис. 2). Высокая влагоемкость торфа на глубине 4.5 м

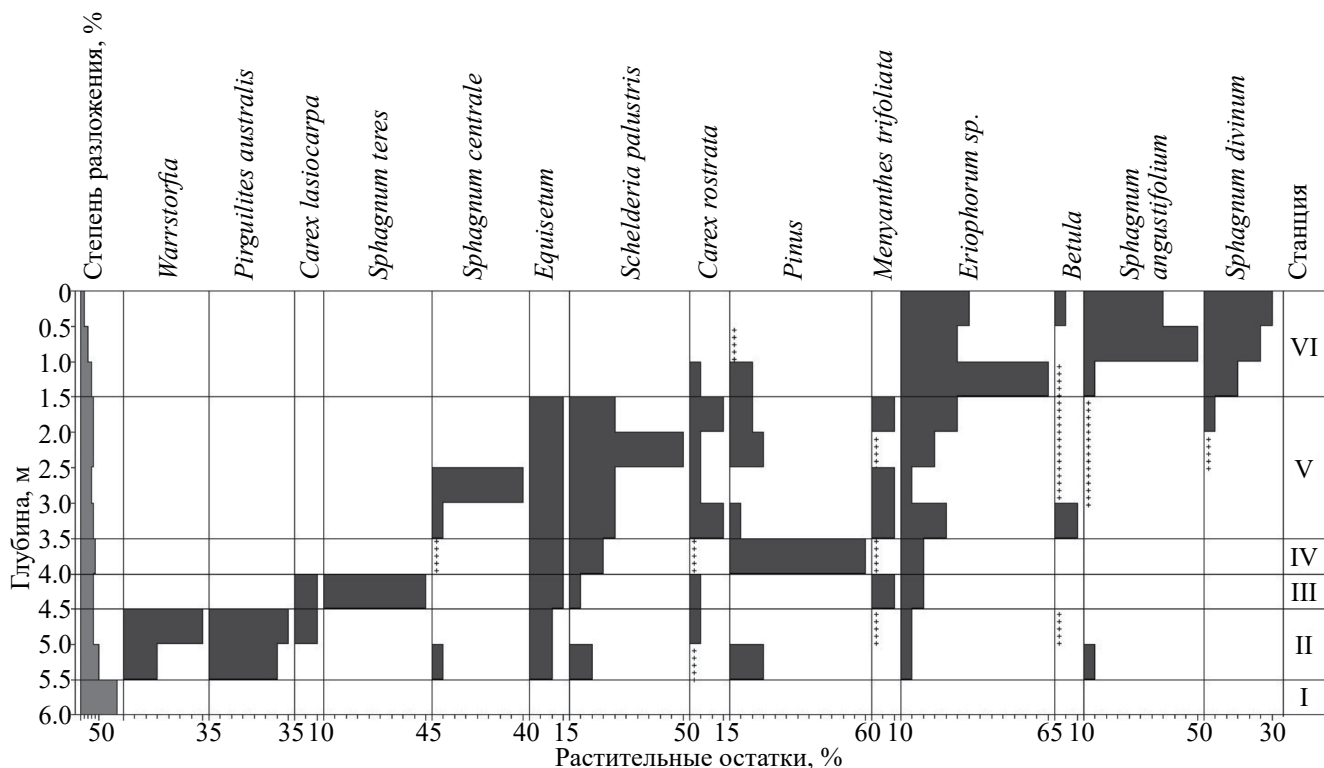


Рис. 1. Диаграмма ботанического состава торфа в центральной части болота (скв. 3): количество растительных остатков (%) в зависимости от глубины торфяной залежи и стадии развития болота. Стадии (палеосообщества): I — озерная (отложения сапропеля), II — эвтрофная *Phragmites australis* — *Warnstorfia* sp., III — эвтрофная *Equisetum fluviatile* — *Sphagnum teres*, IV — мезотрофная *Pinus sylvestris* — *Equisetum fluviatile* + *Scheuchzeria palustris*, V — мезотрофная *Scheuchzeria palustris* + *Equisetum fluviatile* + *Eriophorum*, VI — олиготрофная *Eriophorum* — *Sphagnum angustifolium* + *S. divinum*.

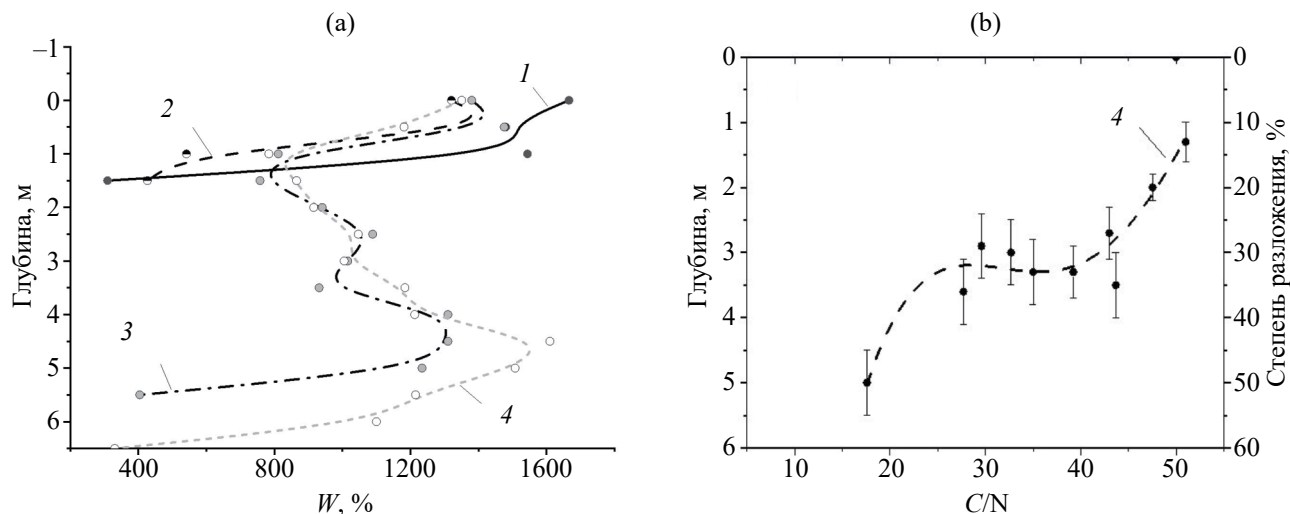


Рис. 2. Изменение влагоемкости (а) (1 – скважина 1, 2 – скважина 2, 3 – скважина 3, 4 – скважина 4) и связи соотношения C/N со степенью разложения (б) (скважина 4) по глубине торфяной залежи.

обусловлена сохранением пористой структуры при степени разложения более 50%, что связано с содержанием остатков сфагновых мхов в количестве до 45%. Низкие величины коэффициента C/N низинного торфа в диапазоне 17.5–18.0 коррелируют с результатами оценки степени разложения.

Влагоемкость переходного торфа снижается от 1200 до 800% в процессе накопления (III–V стадии формирования болота). При постоянной степени разложения 30% обнаруживается широкое варьирование коэффициента C/N от 27 до 50, указывающее на нелинейную скорость разложения растительных остатков, что определяется разнообразием в ботаническом составе торфов. Изменение количества минеральных элементов от 3.1 до 5.8% согласуется со снижением минерального питания в переходном торфе (табл. 1).

Степень разложения верхового торфа снижается до 10% и имеет высокую влагоемкость, близкую для низинного торфа на глубине 4.5–5.5 м. Высокие коэффициенты C/N 50–54 и низкая зольность (1.1–2.5 мас. %) согласуются с ботаническим составом торфа на шестой стадии развития болота. Однако в скважинах 1 и 2 на окраинах болота на глубинах 1.0–1.5 м (придонные слои переходного торфа) количество зольных элементов выше по сравнению с центральными скважинами 3 и 4, поскольку на окраине происходит естественный привнос элементов с минеральных берегов и поглощение растениями в начале заболачивания из подстилающих грунтов. Неравномерность распределения зольных элементов центральных скважин по сравнению со скважинами 1 и 2 обусловлена процессами обеднения минерального питания в ходе естественной динамики болота в сторону олиготрофизации [8, 21].

Таким образом, анализ абсолютной влажности торфа и степени разложения позволяют выделить два участка залежи с высоким уровнем влаги: 0–0.5 и 4.0–5.0 м, которые соответствуют слоям торфов, отложившимся в палеосообществах с обильным увлажнением. Известно, что влагоемкость торфа коррелирует с пористостью торфяной залежи, а также характеризует капиллярную систему торфа, обеспечивающую обмен микро- и макроэлементами и выполняющую функцию проводящей системы при диффузии газов на поверхность болота [30, 36]. Причина низких значений влагоемкости на глубинах 2.0 и 5.5–6.0 м может быть связана с накоплением в торфяном слое минеральных включений [3, 17].

Содержание углерода. Механизм и особенности процесса аккумуляции органического углерода в результате разложения растений-торфообразователей характеризуются распределением содержания общего углерода на разной глубине болота в зависимости от ботанического состава и степени разложения торфа. В верхних горизонтах торфяной залежи количество углерода в органической части торфа соответствует содержанию углерода в болотных растениях, что составляет 42.0–43.3% [5]. Низкое количество азота (0.9–1.0%) является характерным отличием олиготрофных торфяных почв с атмосферным питанием, в которых наблюдается высокое соотношение C/N (54). Количество углерода по глубине торфяной залежи распределено неравномерно. Высокое количество углерода в органическом веществе обнаружено на глубинах 1.5–2.0 м (56.3%), 3.0–3.5 м (59.5%) и 5.0–5.5 м (57.8%), что связано с уплотнением и высокой степенью разложения торфа. Однако содержание углерода с учетом зольных элементов 16.9% в торфяном слое на

Таблица 1. Физико-химические характеристики торфяной залежи болота Близкое

Глубина, м	Вид, степень разложения, %, тип торфа*	pH	pH _{KCl}	Зольность, %	C, %**	N, %**	C _{торф} , %***
Скважины 1, 2							
0–0.2	Сфагновый (5%), В	3.4	2.8	1.2	42.1	1.0	41.5
0.2–0.5	Сфагновый (10%), В	3.4	2.8	1.3	45.2	1.0	44.6
0.5–1.0	Сфагновый (15–20%), П	4.2	3.3	3.1	43.8	1.7	42.4
1.0–1.5	Пушицево-осоковый (25%), П	3.6	2.6	10.8	32.4	2.3	28.9
Скважина 3							
0–0.5	Сфагновый (5%), В	3.2	2.5	1.1	43.3	0.8	42.9
0.5–1.0	Пушицево-сфагновый (10%), В	3.3	2.6	1.1	48.0	0.9	47.5
1.0–1.5	Пушицево-сфагновый (15%), В	3.3	2.7	1.9	50.6	1.2	49.7
1.5–2.0	Пушицево-сфагновый (30%), В	3.5	2.8	2.4	52.6	2.1	51.3
2.0–2.5	Пушицево-травяной (35%), П	4.1	3.0	2.7	54.6	2.2	53.3
2.5–3.0	Травяно-шейхцериевый (35%), П	4.4	3.5	2.7	54.8	2.2	55.9
3.0–3.5	Травяно-сфагновый (30%), П	4.7	3.8	2.9	57.6	1.9	53.3
3.5–4.0	Травяно-сфагновый (35%), Н	4.7	3.9	3.1	55.0	1.8	51.8
4.0–4.5	Тростниково-гипновый (35%), Н	5.0	4.1	5.8	54.9	1.6	51.5
4.5–5.0	Древесно-тростниковый (50%), Н	5.1	4.1	10.1	57.3	1.8	51.5
5.0–5.5	Сапропелевые отложения	4.2	3.9	25.4	49.3	1.9	36.8
Скважина 4							
0–0.2	Сфагновый (5%), В	3.2	2.4	1.1	42.6	0.9	42.1
0.2–0.5	Пушицево-сфагновый (10%), В	3.2	2.5	1.1	46.9	0.9	46.4
0.5–1.0	Пушицево-сфагновый (15%), В	3.6	2.6	1.3	47.2	1.0	46.6
1.0–1.5	Пушицево-сфагновый (30%), В	3.8	2.7	2.5	54.6	1.7	53.2
1.5–2.0	Пушицево-травяной (35%), П	3.9	2.8	3.5	56.3	1.7	54.3
2.0–2.5	Травяно-шейхцериевый (35%), П	4.2	3.0	3.9	54.5	2.0	52.4
2.5–3.0	Травяно-сфагновый (30%), П	4.3	3.5	3.9	53.9	1.9	51.8
3.0–3.5	Древесно-травяной (35%), П	4.9	3.8	3.1	59.5	4.9	57.7
3.5–4.0	Древесный (40%), П	5.2	4.0	3.0	52.5	1.7	50.9
4.0–4.5	Травяно-сфагновый (35%), Н	5.4	4.1	5.6	51.9	1.4	49.0
4.5–5.0	Тростниково-гипновый (35%), Н	5.4	4.1	8.1	53.2	1.4	48.9
5.0–5.5	Древесно-тростниковый (50%), Н	5.2	3.9	16.9	57.8	3.3	48.0
5.5–6.0	Древесно-тростниковый (50%), Н	4,5	3,9	17.9	29.4	2.0	24.1
6.0–6.5	Сапропелевые отложения	4,6	3,8	79.1	12.4	2.0	2.6

* В – верховой, П – переходный, Н – низинный.

** Содержание углерода и азота в органическом веществе торфа.

*** Содержание общего углерода в торфе.

глубине 5.0–5.5 м меньше и составляет 48%. Придонный высокозольный кремнистый сапропель содержит низкое количество углерода – 2.6%.

Процесс разложения растительных остатков зависит от химического состава растений-торфообразователей, активности микроорганизмов-деструкторов, условий среды, основными из которых являются температура и влажность, определяющие анаэробные и аэробные условия деструкции органического вещества торфа. Одним из распространенных критериев интенсивности биохимических процессов в торфяной залежи принимается оценка ферментативной активности микроорганизмов [7, 23]. При этом в анаэробной зоне торфяной залежи интенсивно протекают процессы брожения, характеризующиеся образованием низкомолекулярных органических кислот. Выполняя функцию донора электронов, низкомолекулярные органические кислоты являются источником образования CO_2 , диффундирующего на поверхность болота и вносящего вклад в суммарную величину эмиссии парниковых газов. Анализ поверхностных болотных вод показал наличие таких свободных органических кислот, как щавелевая ($0.16\text{--}0.4\text{ мг/дм}^3$), муравьиная ($0.19\text{--}0.68\text{ мг/дм}^3$), молочная ($1.52\text{--}6.67\text{ мг/дм}^3$), уксусная ($0.8\text{--}2.57\text{ мг/дм}^3$), лимонная ($0.1\text{--}0.4\text{ мг/дм}^3$). Вырабатываемые продукты брожения торфяной биоты накапливаются, способствуют понижению кислотности торфяных почв и замедляют деятельность микроорганизмов на торфяных болотах. Постоянное переувлажнение и снижение кислотности торфяной залежи коррелирует с возрастанием степени разложения. С глубиной наблюдается уменьшение обменной кислотности торфа и увеличение количества зольных элементов, что может быть связано с ростом обменной доли ионов металлов, нейтрализующих анионные группы торфяных частиц [26]. Количество зольных элементов в низинном торфе составляет 18 мас. %. В сапропелевых отложениях содержится до 79.1 мас. % минеральных веществ, на поверхности которых адсорбируется органический углерод низинного торфа за счет кислородсодержащих групп, что обуславливает снижение обменной емкости торфа в сапропеле на глубине более 6.0 м.

Таким образом, содержание углерода при смене стадий формирования болота от верховой к низинной возрастает в нормальнозольных торфах. При заилении и повышенной зольности торфа в придонных слоях залежи содержание углерода в органической части торфа снижается до 29.4%, в высокозольном кремнистом сапропеле – до 12.3%.

Гуминовые кислоты. В процессе торфонакопления образуются гуминовые кислоты – устойчивые высокомолекулярные соединения, которые являются одними из основных активных компонентов торфов, определяющих анионный заряд торфяных частиц и формирующих с минеральными

компонентами органоминеральный комплекс (табл. 2) [10, 11, 22, 28]. Верхние горизонты торфяной залежи содержат 2–2.8% гуминовых кислот. Увеличение количества гуминовых кислот до 10.7–18.1% соответствует переходному типу торфа на глубине от 1.5 до 3.5 м. На глубине более 3.5 м количество гуминовых кислот снижается в 2–3 раза. Содержание углерода в торфяных гуминовых кислотах изменяется от 35.9 до 49.4% на окраинах болота. В центральных участках болота количество углерода варьирует в пределах 48.1–58.9%. Наибольшее количество углерода в гуминовых кислотах соответствует переходному торфу. Коэффициент C/N возрастает от 18 до 28 при изменении стадии торфонакопления от VI до II. В сапропелевом слое (стадия I) величина C/N составляет 9.3, что в 2–3 раза ниже, чем в последующих стадиях формирования болота.

Основными функциональными группами гуминовых кислот являются фенольные, карбоксильные группы при ароматическом кольце и карбоксильные группы на концах углеводородных разветвленных цепочек [19]. Содержание функциональных групп, определяющих сорбционную обменную емкость гуминовых кислот, во всех образцах варьирует от 11.2 до 11.9 мкмоль/г. На окраинных участках болота (скважины 1 и 2) с увеличением глубины торфяной залежи возрастает общее количество функциональных групп до 13.1–13.3 мкмоль/г. Количество групп гуминовых кислот в слоях переходных торфов достигает 14.6–15.1 мкмоль/г (2.5–3.0 м глубины). Рассчитанный коэффициент корреляции Пирсона (r) на основании результатов по обменной емкости гуминовых кислот скважин 3 и 4 соответствует 0.83 при $p < 0.01$ ($n = 26$).

Кислородсодержащие группы гуминовых кислот различаются по величинам показателей констант диссоциации (pK_a). Низинный торф содержит гуминовые кислоты преимущественно фенольного типа и карбоксильные группы с pK_a 7.6–7.9 (рис. 3). Незначительное количество карбоксильных групп на концах углеводородных цепочек гуминовых кислот (pK_a 4.0–4.6) связано с низкой долей окислительных реакций на глубине более 6.0 м. В переходном торфе (глубина 4.5 м) количество слабодиссоциирующих функциональных групп увеличивается до 7 ($R\text{--}ArOH$) и 4.0–4.5 ($R\text{--}Ar(C_n)\text{--}COOH$) мкмоль/г по сравнению с низинным торфом и достигает максимального значения на завершающем этапе формирования переходного слоя торфа (глубина 2.0–3.0 м). Верхний слой торфа гуминовых кислот содержит группы $R\text{--}ArOH$ до 5–6 мкмоль/г (pK_a 10.4–10.7), количество групп $R\text{--}Ar(C_n)\text{--}COOH$ достигает 3–4 мкмоль/г, что в 1.6–1.8 раза ниже по сравнению с переходным торфом.

Таким образом, анализ функционального состава фрагментов гуминовых кислот показал высокую

Таблица 2. Физико-химические характеристики гуминовых кислот

Глубина, м	Содержание гуминовых кислот, мас. %	%		C/N	Сорбционная обменная емкость, мкмоль/г	
		C	N		Скважина 1	Скважина 2
0–0.5	2.8 ± 0.6*	49.4	2.3	21.5	11.5 ± 0.1	11.9 ± 0.2**
0.5–1.0	3.6 ± 0.6	44.6	2.9	15.3	12.9 ± 0.2	12.5 ± 0.1
1.0–1.5	8.3 ± 0.8	35.9	2.1	20.7	13.1 ± 0.2	13.3 ± 0.2
					Скважина 3	Скважина 4
0–0.5	2.1 ± 0.2	53.4	2.9	18.4	11.9 ± 0.2	11.2 ± 0.2
0.5–1.0	3.4 ± 0.3	54.7	3.1	17.6	12.0 ± 0.2	12.3 ± 0.1
1.0–1.5	15.9 ± 0.9	53.4	2.6	20.5	13.5 ± 0.2	13.1 ± 0.2
1.5–2.0	18.1 ± 0.9	54.6	2.5	21.8	13.9 ± 0.3	14.3 ± 0.2
2.0–2.5	16.4 ± 0.9	53.6	2.6	20.6	14.6 ± 0.4	14.8 ± 0.2
2.5–3.0	10.7 ± 0.8	52.6	2.6	20.2	13.2 ± 0.2	15.1 ± 0.3
3.0–3.5	7.2 ± 0.7	55.1	2.7	20.4	13.5 ± 0.2	13.5 ± 0.2
3.5–4.0	5.4 ± 0.6	56.1	2.3	24.4	13.5 ± 0.4	12.4 ± 0.1
4.0–4.5	4.6 ± 0.5	58.9	2.2	26.7	13.4 ± 0.5	13.3 ± 0.2
4.5–5.0	3.9 ± 0.3	56.4	2.1	26.9	14.0 ± 0.6	13.9 ± 0.1
5.0–5.5	7.6 ± 0.7	52.1	1.9	27.4	14.2 ± 0.4	14.4 ± 0.5
5.5–6.0	5.8 ± 0.5	51.3	1.8	28.5	15.0 ± 0.2	15.8 ± 0.4
6.0–6.5	0.5 ± 0.1	48.1	5.2	9.3	15.1 ± 0.4	15.7 ± 0.4

* Доверительный интервал, $P = 0.9$, $n = 2$.** Доверительный интервал, $P = 0.95$, $n = 3$.

интенсивность окислительных процессов в переходных торфах по сравнению с верховыми и низинными, что обусловлено ростом концентрации групп R–ArOH (pK_a 10.4–10.7) и R–Ar(C_n)–COOH (pK_a 7.6–7.9), которые способны вступать в комплексное взаимодействие с минеральными частицами торфа. Доля органических кислотных остатков в гуминовых кислотах с pK_a 4.0–4.6, диссоциирующих при $pH < 4$, изменяется от 0.4 до 1.8 мкмоль/г и увеличивается в верховом торфе, что связано с окислением групп в поверхностных слоях торфа. Определение концентрации функциональных групп позволит охарактеризовать возможное комплексное взаимодействие с ионными формами или поверхностным зарядом минеральных элементов в торфяной залежи.

Зольные элементы. Неравномерное содержание углерода в торфяной залежи определяется количеством макроэлементов и разнообразием растительных остатков на соответствующей стадии формирования торфа. Проведенный анализ структуры торфяных остатков методом сканирующей

электронной микроскопии показывает содержание основных макро- (Na, K, Ca, Mg) и микро-элементов (Al, Fe, Si и др. металлы) на разных глубинах (рис. 4). В верховом слое торфа пушицево-сфагнового палеосообщества преобладают кальций, магний, алюмосиликатные компоненты и небольшое количество железа (глубина 0–1.5 м). В переходном слое увеличивается в 2–3 раза содержание большинства из вышеуказанных элементов.

Болото Близкое развивается на богатых позднеледниковых глинах и окружено суглинистыми моренами [8]. Высокое содержание зольных элементов в придонных слоях торфа за счет их активного поглощения из подстилающих грунтов и намыва с минеральных берегов характерно для торфяных залежей, расположенных в болотах в бессточных глубоких котловинах на территории европейского севера [21]. В низинном слое количество зольных элементов составляет 8.1–17.9 мас. %. Наблюдается уменьшение доли алюминия, кальция, магния и значительное увеличение кремния и железа (глубина 1.5–4.5 м). Оценка изменения суммарного

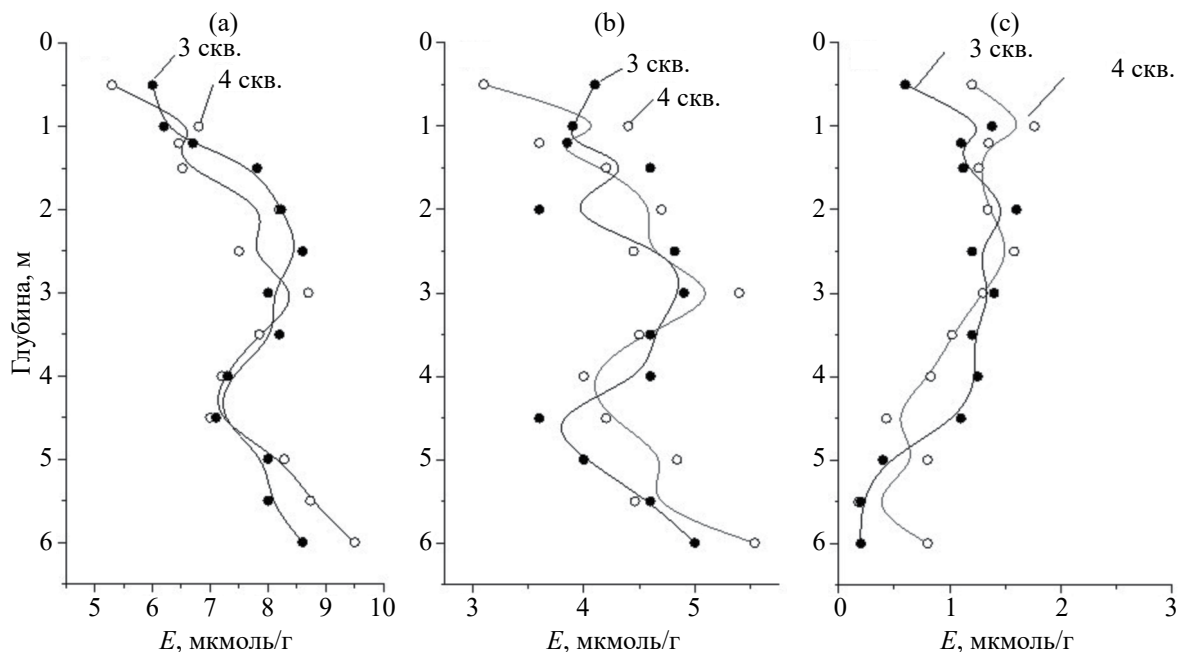


Рис. 3. Распределение функциональных групп гуминовых кислот в скважинах 3 и 4: (а) – фрагменты R-A_rOH (pK_a 10.4–10.7), $r(E_{3\text{СКВ}}; E_{4\text{СКВ}}) = 0.79$, $p < 0.01$; (б) – фрагменты R-A_r(C_n)-COOH (pK_a 7.6–7.9), $r(E_{3\text{СКВ}}; E_{4\text{СКВ}}) = 0.46$, $p < 0.1$; (с) – фрагменты R-C_n-COOH (pK_a 4.0–4.6), $r(E_{3\text{СКВ}}; E_{4\text{СКВ}}) = 0.67$, $p < 0.05$.

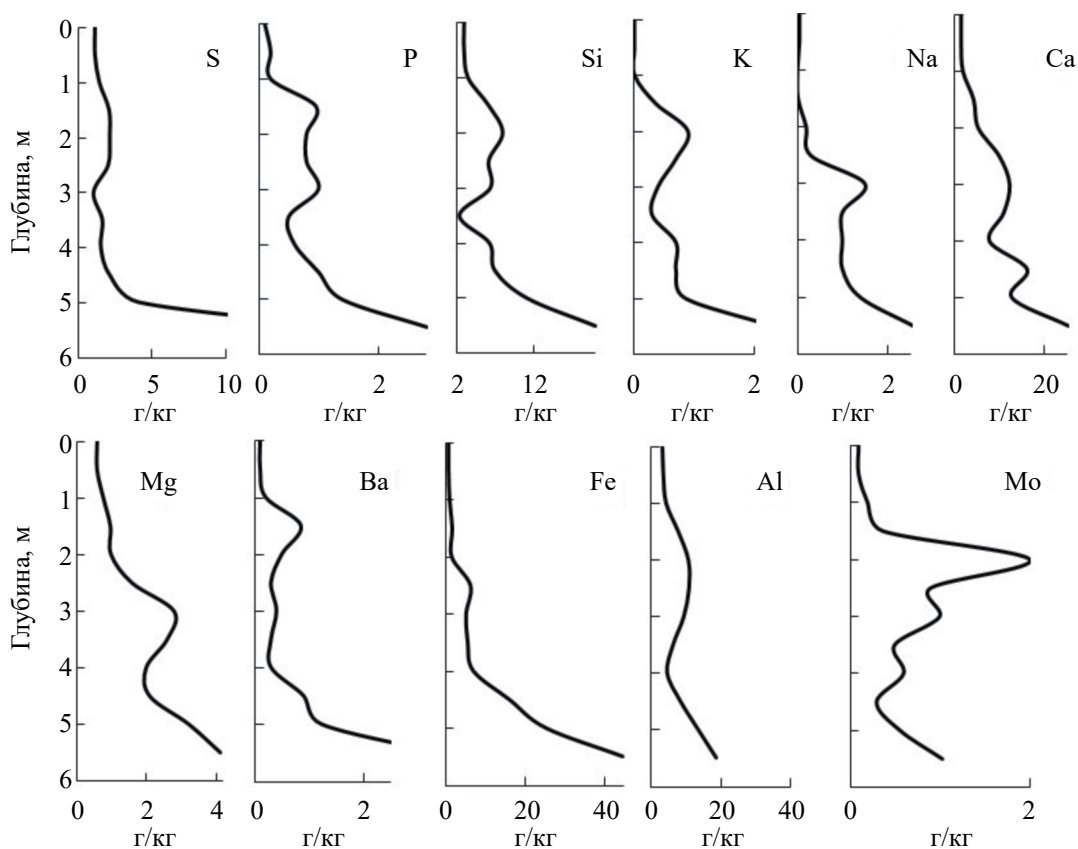


Рис. 4. Распределение химических элементов в сухом веществе по глубине торфяной залежи болота Близкое на примере скважины 4.

содержания металлов показала плавное возрастание компонентов с увеличением глубины залежи.

Увеличение доли макроэлементов Р и Ва наблюдается в узком диапазоне глубин от 1.0 до 2.0 м. Количество элементов Si, Al, Ca, Mg, Mo, Fe и S возрастает на глубине 1.0–4.0 м. Замещение щелочных металлов калия (1–3 м) на натрий (2.5–3.5 м) может быть также причиной смены типа питания микроорганизмов. Доминирующими макроэлементами являются Si, Al и Fe. При этом изменение концентраций Si и Al с увеличением глубины торфяной залежи имеет схожий характер. Таким образом, смена растительности в процессе формирования болота и перехода от эвтрофной к мезотрофной стадии способствовала накоплению алюмосиликатных минералов, которые, в свою очередь, сформировали природный органоминеральный комплекс.

На микрофотографиях структуры торфяной залежи, отобранных на глубинах 0–1.5 и 4.0–5.0 м, на растительных остатках адсорбированы минеральные частицы, что указывает на сохранение пористых фрагментов торфа, обеспечивающих формирование капиллярных каналов на разных глубинах (рис. 5). Обнаруженная прослойка с вкраплениями минералов (торфяные слои на глубине 1.0–3.5

и >5.0 м) приводит к резкому снижению абсолютной влажности торфа и указывает на возможное снижение пористости торфяной структуры, что может стать причиной снижения газовой диффузии и привести к консервации подвижных форм углерода торфяного болота.

Полученный минеральный состав сапропелевых отложений (рис. 6) подтверждает преобладание алюмосиликатных пород (Al – 100 г/кг, Si – 390 г/кг), подстилающих болото [18]. Во всех торфяных образцах на глубинах 1.0–5.5 м прослеживается преобладание кремния и алюминия, возможно, за счет биогенной миграции (кремний активно аккумулируется осоками и хвощом) и приноса с окружающих минеральных берегов в процессе формирования торфяной залежи [8].

Состав естественного барьера зависит от количественного соотношения минеральных и органических компонентов в торфяной почве. В случае преобладания минеральных элементов на глубине более 5.5 м (сапропелевый слой) органоминеральный барьер формируется на основе минеральных пород. С уменьшением глубины торфяной залежи и снижением количества минеральных элементов в переходной части залежи преобладают гуминовые вещества торфа, функциональные группы

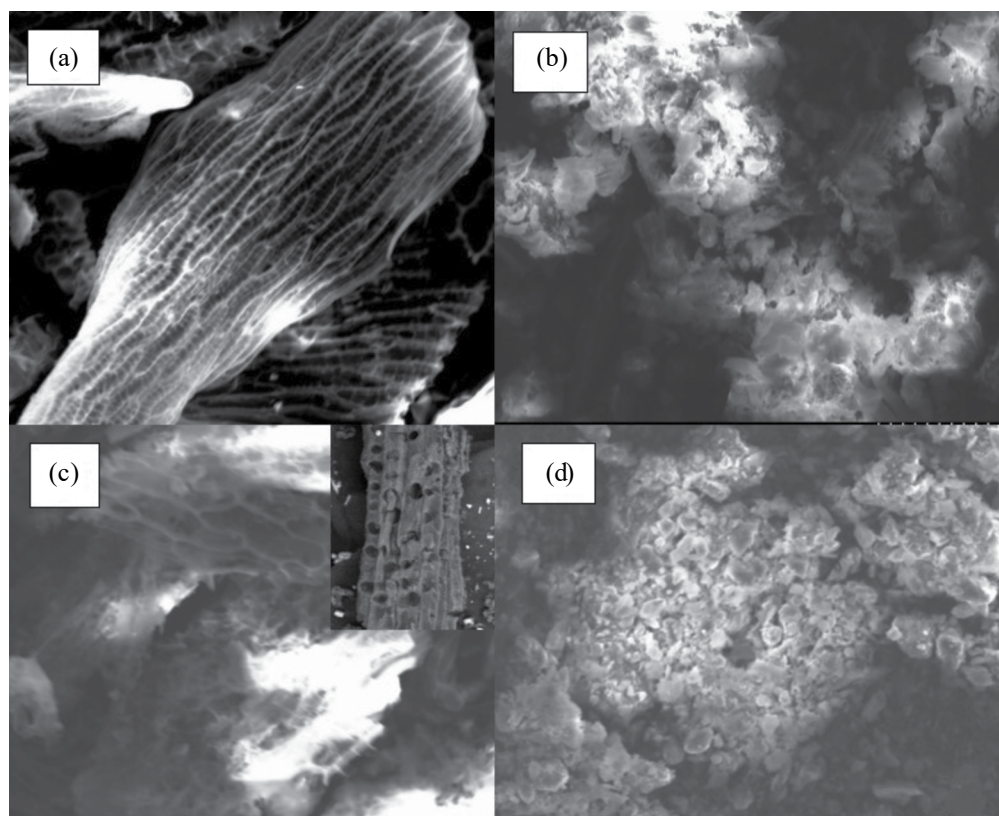


Рис. 5. Структурные особенности торфа по данным СЭМ на разной глубине торфяной залежи (100 мкм): (а) – 0–0.5 м; (b) – 1.0–3.5 м; (c) – 4.0–5.0 м; (d) – 5.0–6.5 м.

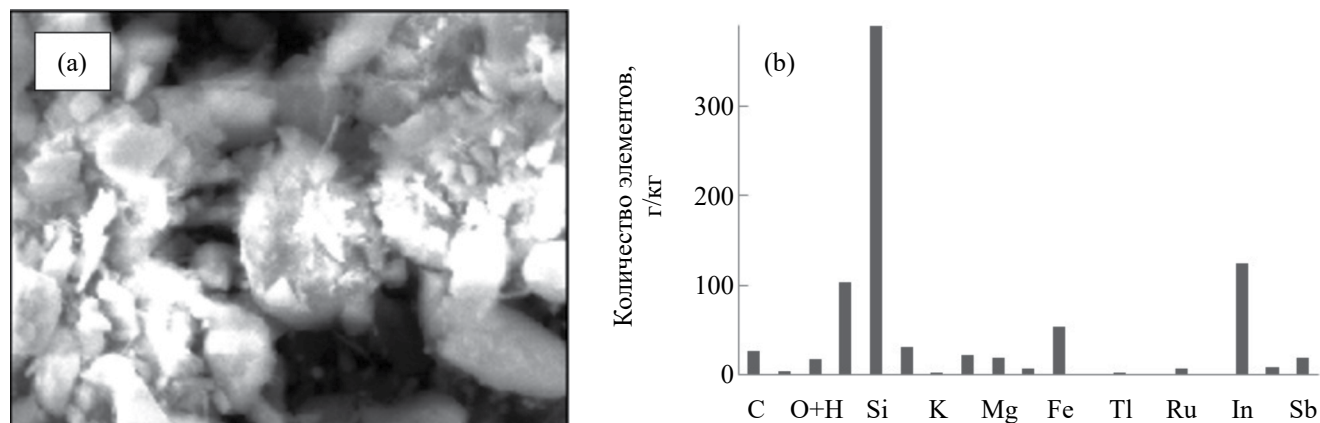


Рис. 6. Внешний вид сапропелевого слоя и элементное распределение на глубине 6.0–6.5 м: (а) – СЭМ-фотография сапропеля с микрокристаллами (50 мкм); (б) – химический состав сапропеля на основе энергодисперсионного спектрального анализа.

которых сорбируют минеральные элементы, формируя геохимические преграды, нарушающие обменные процессы на глубине. На примере основных минеральных элементов Al, Si, Fe торфа определены корреляционные зависимости с типами функциональных групп гуминовых кислот, содержанием органического углерода и величины абсолютной влажности торфа до глубины 4.0 м, где среднее количество зольных элементов не превышает 3–4 мас. % и включает верховой и переходный типы торфа (табл. 3).

Значимая корреляционная зависимость ($0.01 \leq p < 0.05$) обнаружена между содержанием фенольных гидроксидов в составе фрагментов гуминовых кислот и количеством кремния и железа в торфе. Сорбционная способность органических компонентов торфа по отношению к Si-содержащим минералам усиливается при наличии Fe и Al, которые проявляют схожие свойства в процессе взаимодействия с органическим веществом.

Положительная корреляционная зависимость содержания Al и Si в торфе от количества органического углерода связана с особенностями накопления верхового и переходного торфов в результате включения минералов суглинистых отложений,

способствующих также увеличению степени разложения органических остатков.

Отрицательная значимая корреляция Al и Si с абсолютной влажностью (-0.91) подтверждает их вклад в снижение обменной функции капиллярной системы торфа после взаимодействия с органическим веществом торфа.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Реконструкция динамики олиготрофного болота Близкое в течение голоцена по данным ботанического состава отложений свидетельствует о прохождении им четырех фаз развития – от озерной до олиготрофной, что отражается сукцессиями растительных палеосообществ. Органические озерно-болотные отложения характеризуются значительными различиями по физико-химическим параметрам и составу торфов.

Степень разложения торфа варьирует от 5–15% в верхних слоях торфяной залежи до 35–50% и выше – в низинных торфах, что обуславливает более высокое содержание углерода в органическом веществе торфа в переходных и низинных слоях залежи. В верховых торфах соотношение C/N

Таблица 3. Коэффициенты корреляции Пирсона (r) некоторых параметров

Элемент	C _{орг} торфа, %	W, %	R–A _T OH	R–A _T (C _n)–COOH	R–C _n –COOH
Fe	0.53	–0.36	0.84*	0.33	0.57
Al	0.65**	–0.68*	0.61**	–0.01	0.44
Si	0.78*	–0.91*	0.74*	0.34	0.33

* $0.01 \leq p < 0.05$.

** $0.05 \leq p < 0.1$.

составляет 48–53, в переходных и низинных торфах – 28–42. Торфяная залежь сложена в основном нормальнозольными торфами, сформировавшимся в процессе эндогенеза. Придонный слой низинного торфа (глубина 5.5–6.0 м) является высокозольным (17.9%) в результате намыва минеральных элементов с берегов болота и поглощения их растениями из подстилающего высокозольного сапропеля (79.1%), в составе которого преобладает Si, что характерно для сапропелей Карелии. Содержание основных макроэлементов закономерно снижается в залежи по мере обеднения минерального питания болота и развития его в сторону олиготрофной фазы. Болото, находясь среди кремнийсодержащих четвертичных отложений, характеризуется высоким содержанием Si по всей толще залежи и низким содержанием Са.

Установлена высокая изменчивость влагоемкости торфов на глубинах 1.0 и 4.5–5.0 м, значительные показатели которых определены для травяно-моховых торфов. Обнаружение пористых растительных остатков указывает на сохранение пористой структуры и функционирование капиллярных каналов. Методом сканирующей электронной микроскопии показаны прослойки в торфяной залежи с микроминеральными включениями на глубинах 1.0–3.5 и 5.0–6.5 м, которые обусловлены высоким содержанием в них Al, Si и Fe и согласуются со снижением влагоемкости торфа.

Интенсивный процесс превращения органического вещества показан на глубине 3.0–3.5 м (V стадия торфонакопления) увеличением выхода гуминовых кислот до 18.1% в переходном торфе. Обнаружение корреляционной зависимости содержания фенольных групп фрагментов гуминовых кислот и минеральных элементов Al, Si и Fe в торфяной залежи болота предполагает участие четвертичных отложений в формировании естественных органо-минеральных барьеров в толще торфяной залежи.

Оценка распределения форм углерода в торфяной залежи в сочетании с физико-химическими характеристиками торфа является необходимой для дальнейших расчетов запасов углерода на торфяном болоте, динамики его превращения и реакции болотной экосистемы на климатические изменения. Полученные геохимические и гидрофизические исследования важны для понимания процессов аккумуляции и эмиссии углерода.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена при поддержке госбюджетной темы Карельского научного центра РАН № FMEN-2022-0018.

СОБЛЮДЕНИЕ ЭТИЧЕСКИХ СТАНДАРТОВ

В данной работе отсутствуют исследования человека или животных.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют об отсутствии у них конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Аветов Н.А., Кузнецов О.Л., Шишконокова Е.А.* Опыт использования классификации и диагностики почв России в систематике торфяных почв биогеоценозов олиготрофных болот северотаежной подзоны Западной Сибири // Вестник Моск. ун-та. Сер. 17, Почвоведение. 2019. № 4. С. 37–47.
2. *Баркан В.Ш., Лянгузова И.В.* Эколого-геохимическая оценка содержания поллютантов в бугристых болотах Кольского полуострова // Почвоведение. 2018. № 12. С. 1464–1477. <https://doi.org/10.1134/S0032180X1812002X>
3. *Бахнов В.К.* Биогеохимические аспекты болотообразовательного процесса. – 1986. 192 с.
4. *Василевич Р.С., Безносиков В.А.* Влияние изменения климата в Голоцене на профилное распределение гумусовых веществ бугристых торфяников лесотундры // Почвоведение. 2017. № 11. С. 1312–1324. <https://doi.org/10.7868/S0032180X17090106>
5. *Волкова Е.М., Бойкова О.И., Хлытин Н.В.* Изменение химического состава растений-торфообразователей в процессе разложения на карстово-суффозионных болотах Среднерусской возвышенности // Хим. раст. сырья. 2020. № 1. С. 283–292. <https://doi.org/10.14258/jcprtm.2020015222>
6. *Вомперский С.Э., Иванов А.И., Цыганова О.П., Васляева Н.А., Глухова Т.В., Дубинин А.И., Глухов А.И., Маркелова Л.Г.* Заболоченные органогенные почвы и болота России и запас углерода в их торфах // Почвоведение. 1994. № 12. С. 17–25.
7. *Гончарова О.Ю., Матышак Г.В., Бобрик А.А., Тимофеева М.В., Сефилян А.Р.* Оценка вклада корневого и микробного дыхания в общий поток CO₂ из торфяных почв и подзолов севера Западной Сибири методом интеграции компонентов // Почвоведение. 2019. № 2. С. 234–245. <https://doi.org/10.1134/S0032180X19020059>
8. *Демидов И.Н., Лукашов А.Д., Ильин В.А.* Рельеф заповедника «Кивач» и история геологического развития Северо-Западного Прионежья в четвертичном периоде // Труды КарНЦ РАН. 2006. Вып. 10. С. 22–34.
9. *Елина Г.А., Кузнецов О.Л., Максимов А.И.* Структурно-функциональная организация и динамика болотных экосистем Карелии. Л.: Наука, 1984. 128 с.
10. *Ефремова Т.Т., Ефремов С.П.* Гуминовые вещества болотных экосистем таежной зоны Западной Сибири // Почвы и окружающая среда. 2021. Т. 4. № 4. С. 50–63. <https://doi.org/10.31251/pos.v4i4.159>

11. Ефремова Т.Т., Ефремов С.П., Куценогий К.П., Онучин А.А., Переседов В.Ф. Биогеохимия Fe, Mn, Cr, Ni, Co, Ti, V, Mo, Ta, W, U в низинном торфянике на междуречье Оби и Томи // Почвоведение. 2003. № 5. С. 557–567.
12. Кац Н.Я. Классификация видов торфа и торфяных залежей. М., 1951. 68 с.
13. Короткина М.Я. Ботанический анализ торфа // Методы исследования торфяных болот / Под ред. М.И. Нейштадт. М. 1939. С. 5–59.
14. Кузнецов О.Л. Основные направления и результаты исследований карельской научной школы болотоведения // Тр. КарНЦ РАН. 2023. Вып. 3. С. 47–75.
15. Кутенков С.А. Компьютерная программа для построения страти графических диаграмм состава торфа «Когри» // Тр. Карельского НЦ РАН. 2013. № 6. С. 171–176.
16. Линкевич Е.В., Гуляева Е.Н., Прокопюк В.М., Ефимова Л.А. Результаты суточных измерений потоков углекислого газа на олиготрофном болоте Южной Карелии // Тр. Кар. науч. ц-ра РАН. 2023. № 8. С. 13–19.
<https://doi.org/10.17076/eco1840>
17. Лиштван И.И., Король И.Т. Основные свойства торфа и методы их определения. Минск: Наука и техника, 1975. 320 с.
18. Мальцев А.Е., Леонова Г.А., Бобров В.А., Кривоногов С.К. Геохимические особенности голоценового разреза сапропеля озера Минзелинское (Западная Сибирь) // Известия Томского политехнического ун-та. Инжиниринг георесурсов. 2014. Т. 325. № 1. С. 83–93.
19. Мальцева Е.В., Филатов Д.А., Юдина Н.В., Чайковская О.Н. Роль модифицированных гуминовых кислот торфа в детоксикации тебуконазола // Хим. тв. топл. 2011. № 1. С. 65–70.
20. Мальцева Е.В., Юдина Н.В., Ломовский О.И. Электровосстановление кислорода в присутствии гуминовых кислот // Журн. физ. хим. 2011. Т. 85. № 7. С. 1363–1367.
21. Методы исследования болотных экосистем таежной зоны. Л.: Наука, 1991. 128 с.
22. Переломов Л.В., Чилачава К.Б., Швыкин А.Ю., Атрощенко Ю.М. Влияние органических веществ гумуса на поглощение тяжелых металлов глинистыми минералами // Агрохимия. 2017. № 2. С. 89–96.
23. Савичева О.Г., Инишева Л.И. Биохимическая активность торфов разного ботанического состава // Хим. раст. сырья. 2003. № 3. С. 41–50.
24. Сысуев В.В. Процессы формирования и параметры ландшафтно-геохимического барьера низинного болота // Геохимия. 2021. Т. 66. № 7. С. 646–658.
<https://doi.org/10.31857/S0016752521060108>
25. Филимонова Л.В., Еловичева Я.К. Основные этапы развития лесов и болот в голоцене на территории заповедника «Кивач» // Болотные экосистемы европейского Севера. Петрозаводск: Карельский филиал АН СССР, 1988. С. 94–109.
26. Bourbonniere R.A. Review of Water Chemistry Research in Natural and Disturbed Peatlands // Canad. Water Res. J. 2009. 34(4). P. 393–414.
<https://doi.org/10.4296/cwrj3404393>
27. Fiałkiewicz-Kozieł B., Bao K., Smieja-Król B. Geographical drivers of geochemical and mineralogical evolution of Motianling peatland (Northeast China) exposed to different sources of rare earth elements and Pb, Nd, and Sr isotopes // Sci. Total Environment. 2022. V. 807. P. 150481.
<https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2021.150481>
28. González A.Z.I., Krachler M., Cheburkin A.K., Shotyk W. Spatial distribution of natural enrichments of arsenic, selenium, and uranium in a minerotrophic peatland, Gola di Lago, Canton Ticino, Switzerland // Environ. Sci. Technology. 2006. T. 40. № 21. С. 6568–6574.
<https://doi.org/10.1021/es061080v>
29. Gorham E., Lehman C., Dyke A., Clymo D., Janssens J. Long-term carbon sequestration in North American peatlands // Quarter. Sci. Rev. 2012. V. 58 P. 77–82.
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2012.09.018>
30. Kiuru P., Palviainen M., Marchionne A., Gronholm T., Raivonen M., Kohl L. Pore network modeling as a new tool for determining gas diffusivity in peat // Biogeosciences. 2022. V. 19. № 21. P. 5041–5058.
<https://doi.org/10.5194/bg-19-5041-2022>
31. Kottek M., Grieser J., Beck C., Rudolf B., Rubel F. World map of the Köppen-Geiger climate classification updated // Meteorologische Zeitschrift. 2006. V. 15. № 3. P. 259–263.
<https://doi.org/10.1127/0941-2948/2006/0130>
32. Linn D.M., Doran J.W. Effect of water-filled pore space on carbon dioxide and nitrous oxide production in tilled and nontilled soils // Soil Sci. Soc. Am. J. 1984. V. 48. № 6. P. 1267–1272.
<https://doi.org/10.2136/sssaj1984.03615995004800060013x>
33. McCarter C.P.R., Rezanezhad F., Quinton W.L., Gharedaghloo B., Lennartz B., Price J., Connon R., Van Cappellen P. Pore-scale controls on hydrological and geochemical processes in peat: Implications on interacting processes // Earth-science Reviews. 2020. V. 207. P. 103227.
<https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103227>
34. Savichev O.G., Mazurov A.K., Rudmin M.A., Shakhova N.E., Sergienko V.I., Semiletov I.P. Mechanisms of accumulation of chemical elements in a peat deposit in the eastern part of Vasyugan swamp (West Siberia) // Doklady Earth Sciences. 2019. V. 486. P. 568–570.
<https://doi.org/10.1134/S1028334X19050258>
35. Swift R.S. Methods of soil analysis // Methods of soil analysis. Part 3. Chemical methods. Soil Sci. Soc. Am. Book Series: 5. Soil Sci. Soc. Am. Madison, WI, 1996. P. 1018–1020.
36. Weber T.K.D., Iden S.C., Durner W. A pore-size classification for peat bogs derived from unsaturated hydraulic properties // Hydrol. Earth Syst. Sci. 2017. V. 21. № 12. P. 6185–6200.
<https://doi.org/10.5194/hess-21-6185-2017>

Geochemical Features of Peat Deposits of Oligotrophic Dog and Carbon Pools

**E. V. Linkevich^{a, *}, E. N. Guljaeva^a, O. L. Kuznetsov^a,
L. A. Ephimova^a, and V. M. Prokopyuk^a**

^aKarelian Research Centre of the Russian Academy of Sciences, Petrozavodsk, 185910 Russia

**e-mail: maltseva2@gmail.com*

The relationship of carbon distribution in the peat deposit of an oligotrophic bog in combination with the physico-chemical parameters and mineral composition of peat was considered. Analysis of the peat deposit showed high water holding capacity at 0–0.5 m and 4.0–5.0 m depths. Carbon content in organic matter of mesotrophic and fen peat types with a decomposition degree of more than 30% was 59.5% (3.0–3.5 m) and 57.8% (5.0–5.5 m) respectively. The amount of humic acids was 18.1% in the mesotrophic part of the deposit (1.5–2.0 m) and decreased 2–4 times with increasing peat depth. High sorption exchange capacity of humic acids was revealed at the depth from 1.5 to 3.5 m. Scanning electron microscope micrographs were obtained, and the distribution of micro- and macroelements in peat was analyzed. The formation of organomineral layer at depths of 1.0–3.5 and 5.0–6.5 m was shown. The relationship between the amount of functional groups of humic acids and the distribution of Al, Si and Fe in peat by the depth of the peat deposit was obtained.

Keywords: botanical composition, water holding capacity, humic acids, functional groups, mineral elements, organomineral barrier

ЖЕЛЕЗО-МАРГАНЦЕВЫЕ ОРТШТЕЙНЫ ПОЧВ ПРИРОДНЫХ ЛАНДШАФТОВ ЮГА ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА РОССИИ

© 2025 г. Я. О. Тимофеева^{a,*} (<http://orcid.org/0000-0002-0829-7107>), А. А. Карабцов^b,
М. Л. Бурдуковский^a (<https://orcid.org/0000-0003-1806-6721>),
Л. Н. Пуртова^a (<http://orcid.org/0000-0001-7776-7419>), Е. С. Мартыненко^a

^aФедеральный научный центр биоразнообразия наземной биоты Восточной Азии ДВО РАН,
пр-т 100-летия Владивостока, 159, Владивосток, 690022 Россия

^bДальневосточный геологический институт ДВО РАН,
пр-т 100-летия Владивостока, 159, Владивосток, 690022 Россия

*e-mail: timofeeva@biosoil.ru

Поступила в редакцию 13.05.2024 г.

После доработки 09.09.2024 г.

Принята к публикации 10.09.2024 г.

На основе использования комплекса современных аналитических методов и неинвазивных методик изучено строение, состав и специфика накопления микроэлементов округлыми ортштейнами дерново-буро-подзолистых глееватых почв (Gleyic Luvisol (Manganiferri)) заповедников и национального парка юга Дальнего Востока. Ортштейны характеризуются выраженной дифференциацией на внешнюю (бурая и охристо-бурая, насыщенная Fe, плотная) и внутреннюю (темно-бурая, насыщенная Mn, рыхлая) зоны. По характеру распределения соединений Mn во внутренней зоне выделено два типа ортштейнов: с недифференцированной внутренней зоной и имеющие ядро(а). Ядра содержат C-обогащенные микрзоны, которые являются центрами осаждения Fe и Mn. В ортштейнах идентифицированы стадии совместного осаждения Fe и Mn и стадии с преобладанием осаждения одного из элементов. Ортштейны состоят из комплекса минералов, унаследованных из почв, а также ортштейно-специфичных минералов (гетит, ферроксицит, бернессит). Содержание Fe в ортштейнах в среднем превышало содержание в почве в 4 раза, содержание Mn в 21.9, содержание C в 3.6 раза. В ортштейнах наиболее интенсивно накапливается Pb (EF 5.53–12.14), его аккумуляция определяется совместным участием C- и Mn-содержащих соединений. Менее активно накапливаются Ni (EF 0.89–5.81) и Cr (EF 1.22–2.60), слабо накапливаются V (EF 0.85–1.88) и Sr (EF 0.58–1.43). Фазами, накапливающими Ni, Cr, V и Sr, являются соединения ортштейнов, содержащие Fe и C. Цинк в ортштейнах не накапливается. Сравнение концентраций водорастворимых форм микроэлементов указывает на снижение подвижности Cr, Pb, Ni, V и Sr в ортштейнах по сравнению с почвами.

Ключевые слова: железо, марганец, микроэлементы, строение новообразований, полиядерные ортштейны, гетит, бернессит, ферроксицит

DOI: 10.31857/S0032180X25010044, **EDN:** BYCSWN

ВВЕДЕНИЕ

Почвенные железо-марганцевые ортштейны (ЖМО) являются распространенной формой марганцево-железистых конкреционных образований в почвах с переменным типом окислительно-восстановительного режима [10, 23, 25, 33]. Специфика строения, состава и свойств ЖМО способствует формированию высокой накопительной способности в отношении элементов с переменной

валентностью, что позволяет рассматривать ЖМО как почвенные геохимические микробактерии [17, 19, 25, 33]. Представленные в научной литературе сведения указывают на формирование специфической взаимосвязи между микроэлементами и основными ортштейнообразующими элементами (Fe, Mn), а также на варьирование ассоциаций между элементами в ортштейнах почв разных биоклиматических зон [23, 33].

Несмотря на активное освещение вопросов морфологического строения, состава и накопительной способности почвенных ЖМО в отношении ряда элементов, основная часть представленных в литературе результатов получена с почвенного покрова территорий, подверженных воздействию техногенных факторов разного генезиса (почвы урбанизированных ландшафтов, агроэкосистем, формирующиеся в зоне эмиссии промышленных комплексов) [9, 23, 25, 37]. Имеющийся объем данных не позволяет получить достоверную информацию о составе, свойствах и геохимической специализации ЖМО, сформированных в почвах естественных, не нарушенных антропогенной деятельностью экосистем, и оценить воздействие техногенеза на трансформацию накопительной способности почвенных ЖМО в дальнейшем. Дополнительно, сведения о содержании, уровне накопления и особенностях аккумуляции V и Sr, относящихся к потенциально опасным для объектов окружающей среды элементам, в почвенных ортштейнах весьма ограничены [32]. Результаты специализированных исследований указывают на взаимосвязь V в почвах с оксидами Fe, где ионы V замещают Fe(III) и в составе комплексных соединений при преобладании окислительной обстановки накапливаются в почвенном профиле [27]. Общих закономерностей по содержанию и распределению в почвах Sr в настоящее время не представлено. Данные отдельных исследований указывают на существование тесной корреляционной связи между концентрацией Sr и содержанием органического вещества и соединений Fe и Mn в почвах [5, 27].

Цель работы — изучение морфологического строения, минералогического состава, уровней содержания и накопления макро- и микроэлементов в ЖМО, формирующихся в почвах, не подверженных прямому техногенному воздействию.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Проанализированы образцы ЖМО и вмещающего почвенного мелкозема дерново-буро-подзолистых глееватых почв (Gleyic Luvisol (Manganiferic)), отобранных на территории государственного природного биосферного заповедника “Кедровая падь”, Уссурийского государственного природного заповедника им. академика В.Л. Комарова и национального парка “Земля Леопарда”, расположенных на юге Дальнего Востока. Территория отбора опытных образцов не подвержена влиянию прямого техногенного воздействия и относится к условно не загрязненной. Названия почв приведены согласно классификации и диагностике почв России и World Reference Base for Soil Resources [11, 35].

Для проведения исследований было заложено по пять полнопрофильных почвенных разрезов на территории национального парка и двух

заповедников. Исследованные почвы имели следующее строение профиля и морфологические характеристики горизонтов: горизонт АУ (мощность от 9 до 15 см) — однородной окраски, серого и темно-серого цвета, содержит ЖМО бурого и темно-бурого цвета, легкосуглинистый, комковатой структуры, рыхлый с волнистой границей и ясным переходом в нижележащий горизонт; горизонт АУ/BE_{Lnn} (мощность от 7 до 16 см) — серовато-бурого цвета с единичными мелкими пятнами светло-бурого и темно-бурого цвета, содержит многочисленные бурые ЖМО и мелкие примазки охристого и темно-бурого цвета, среднесуглинистый, комковато-призматической структуры, уплотнен, переход в нижележащий горизонт постепенный, граница не выражена; горизонт BE_{Lnn,g} (мощность от 27 до 48 см) — бурого и темно-бурого цвета с многочисленными контрастными пятнами светло-бурого и охристого цвета, встречаются многочисленные темно-бурые и бурые ЖМО и примазки охристого цвета, тяжелосуглинистый, мелко-призматической структуры, плотный, переход в нижележащий горизонт постепенный, граница языковатая; горизонт BT_{nn,g} (мощность от 35 до 59 см) — темно-бурого цвета с многочисленными мелкими размытыми пятнами охристого цвета, содержит темно-бурые ЖМО и многочисленные примазки охристого цвета, глинистый, призматической структуры, на плоских гранях призматических отдельностей присутствуют глинистые кутаны светло-бурого и бурого цвета и железисто-глинистые кутаны охристого и охристо-бурого цвета, твердый, переход в нижележащий горизонт постепенный, граница волнистая; горизонт BC_g (мощность до 31 см) — охристо-бурого цвета с многочисленными крупными размытыми пятнами охристого и сизого цвета, встречаются единичные мелкие примазки темно-бурого цвета, в верхней части горизонта присутствуют единичные ЖМО, глинистый, крупно-призматической структуры, плотный.

Изученные почвы сформированы на элювиально-делювиальных отложениях магматических кислых пород, представленных преимущественно риолитом [32].

Ортштейны выделяли из каждого генетического горизонта методом мокрого просеивания с последующим отделением от примесей и очищением поверхности ЖМО в лабораторных условиях согласно рекомендациям [20, 33]. При исследовании распределения элементов в ЖМО 250 образцов были зафиксированы в эпоксидной смоле и разделены на две равные части. Для анализа ЖМО методом сканирующей электронной микроскопии 60 образцов были расколоты вдоль центральной оси и покрыты Сг методом напыления. Для проведения всех видов аналитических работ было использовано около 12 000 образцов ЖМО.

Из почвенного мелкозема ЖМО тщательно удаляли в лабораторных условиях, при дальнейшем изложении материала образцы мелкозема без ЖМО именуются “почва”.

Содержание оксидов макроэлементов в образцах ЖМО и почв определяли методом энергодисперсионной рентгенфлуоресцентной спектроскопии (EDX 800HS-P, Shimadzu, Япония) в формате количественного анализа. Детальное описание используемых параметров измерения элементов и проверки достоверности измерений представлено в работах [14, 18, 32]. Содержание микроэлементов в опытных образцах определяли методом атомно-абсорбционной спектроскопии (AA-6800, Shimadzu, Япония) [29, 31]. Экстракция водорастворимых форм микроэлементов проводилась в водной вытяжке при соотношении почва : деионизированная вода 1 : 10 согласно рекомендациям [31]. Содержание общего углерода ($C_{\text{общ}}$) в образцах почв и ЖМО определяли методом газовой хроматографии (Flash 2000, Thermo Scientific, США). Карты распределения элементов и изображения структур внутри ЖМО получали с помощью электронно-зондового микроанализа (Electron Probe Microanalyzer JXA-8100, Jeol, Япония) и электронного сканирующего микроскопа MERLIN (Carl Zeiss, Германия), оснащенного энергодисперсионным спектрометром INCA Energy 350 X-Max 150 (Oxford Instruments, Abingdon, Великобритания). Фазовая диагностика минерального состава ЖМО проводилась методом рентгеновской дифракции (Rigaku MiniFlexII X-ray diffractometer, Rigaku, Япония). Изучение внутренней организации ЖМО по оптической плотности проводилось методом рентгеновской микротомографии (micro-CT system SkyScan 1272, Bruker, Бельгия).

Коэффициент накопления (EF) элементов в ЖМО рассчитывался согласно методике расчета, рекомендованной в работе [22]:

$$EF = C_{\text{орт}}/C_{\text{почв}},$$

где $C_{\text{орт}}$ и $C_{\text{почв}}$ — содержание элемента в ортштейнах и почве.

Расчет индекса техногенности (Tg) проводился на основе рекомендаций, представленных в работе [5]:

$$Tg = ((C_{xA}/C_{AlA})/(C_{xC}/C_{AlC}) - 1)/((C_{xA}/C_{AlA})/(C_{xC}/C_{AlC})) \cdot 100,$$

где C_{xA} и C_{AlA} содержание элемента (x) и Al в верхнем почвенном горизонте, C_{xC} и C_{AlC} содержание элемента (x) и Al в горизонте C.

Оценка интенсивности внутрипочвенного выветривания и распределения микроэлементов в почвах проводилась на основе расчета коэффициента массопереноса (τ), нормированного по валовому

содержанию Zr, согласно рекомендациям, представленным в работе [21]:

$$\tau = (C_{xП}/C_{ZrП})/(C_{xC}/C_{ZrC}) - 1,$$

где $C_{xП}$ и $C_{ZrП}$ содержание элемента (x) и Zr в опытном образце почв, C_{xC} и C_{ZrC} содержание элемента (x) и Zr в горизонте C.

Элементы в каждом опытном образце определяли в трехкратной аналитической повторности. Математическую обработку полученных результатов проводили с применением программ MS Excel and SPSS software (SPSS Inc., version 13, 2018), она включала расчет средних арифметических значений, среднеквадратического отклонения, корреляционный анализ на основе расчета непараметрического коэффициента корреляции Спирмена, факторный и кластерный анализы. Статистически значимыми считали различия между сравниваемыми величинами при доверительной вероятности 95% и при $p \leq 0.05$. Оценку степени корреляционной связи проводили в соответствии с градацией, рекомендованной в работе [8].

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Исследованные новообразования представлены бурными ЖМО округлой и эллипсоидной формы с гладкой и мелкобугристой поверхностью (рис. 1a). Содержание ЖМО варьирует от 5 до 232 г/кг вмещающей почвенной массы (рис. 1b). Наибольшее количество ЖМО сосредоточено в средней части профиля почв. В нижней части профиля отмечается резкое снижение содержания ЖМО. Неравномерность вертикального распределения ЖМО соответствует специфике внутрипрофильного проявления микроразнональных окислительно-восстановительных процессов в почвах буро-подзолистого ряда региона проведения исследований [13, 15]. Размер выделенных ЖМО варьирует в интервале 1–8 мм в диаметре, преобладающей фракцией (83% от объема выделенных ЖМО) являются ЖМО размера 2–5 мм.

По плотности, цвету и химическому составу в ЖМО идентифицируется внутренняя и внешняя зоны (рис. 2a). Внешняя зона ЖМО характеризуется более высокой плотностью, бурой и охристо-бурой окраской и преобладанием Fe в составе. Внутренняя зона имеет более рыхлое сложение, темно-бурую окраску и содержит больше Mn. По характеру распределения Mn во внутренней зоне ЖМО разделены на два типа: типичные — с массивной недифференцированной Mn-обогащенной зоной и моно- и полиядерные — с тонкими концентрическими Mn-обогащенными слоями (рис. 2b). Вертикальное распределение ЖМО с различной внутренней организацией не имело выраженной внутрипрофильной дифференциации.

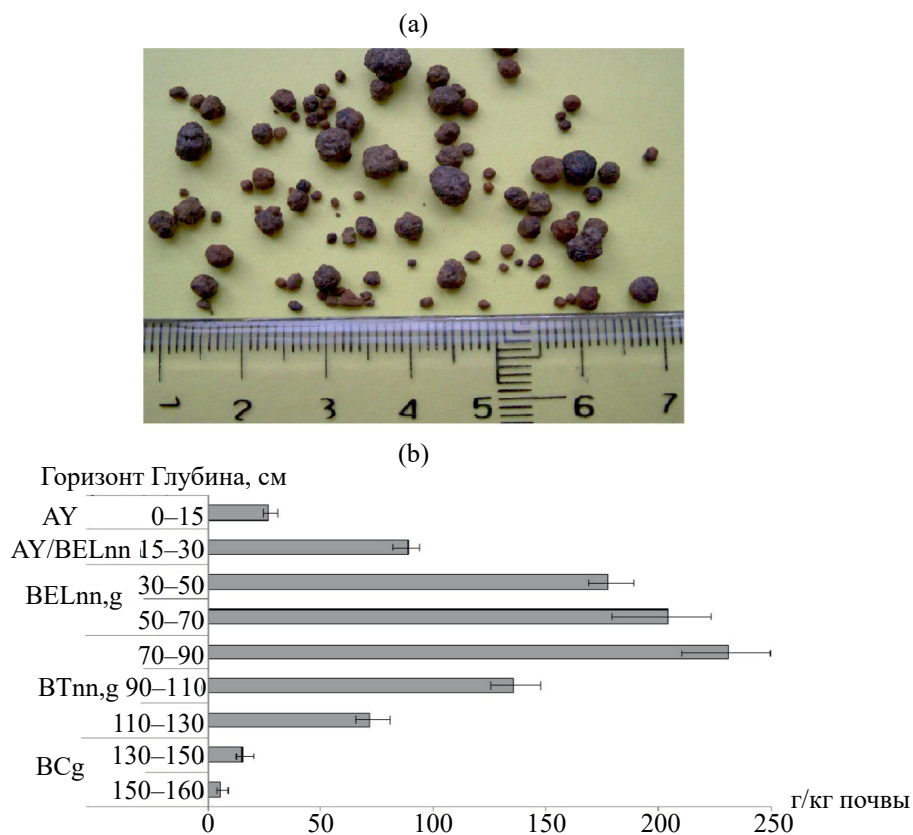


Рис. 1. Железо-марганцевые ортштейны: (a) – ортштейны разного размера, (b) – внутрипрофильное изменение содержания ортштейнов.

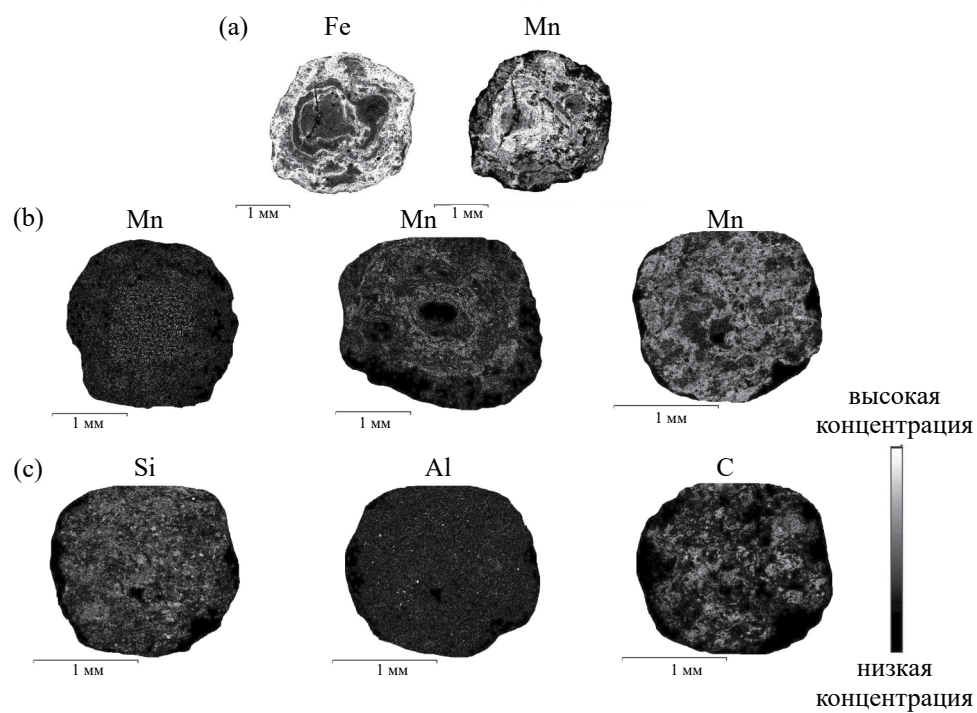


Рис. 2. Распределение элементов в ортштейнах: (a) – распределение Fe и Mn во внешней и внутренней зонах, (b) – распределение Mn во внутренней зоне типичных, моно- и полиядерных ортштейнов, (c) – распределение Si, Al и C.

Ядром для образования ЖМО в почвенном профиле являются микрозоны с отличными от вмещающей почвенной массы зарядом поверхности или окислительно-восстановительным потенциалом [10, 25]. Такими микрозонами могут быть осколки минералов, участки, обогащенные органическим веществом и/или с повышенной концентрацией микробных клеток [12, 16, 25]. Карты распределения элементов в ЖМО подтвердили локализацию Si и Al в ядрах моно- и полиядерных ЖМО, а также скоплений C в ядрах полиядерных

ЖМО (рис. 2с). Методом сканирующей электронной микроскопии в ядерной части ЖМО идентифицированы отдельные кристаллические структуры удлиненной формы, состоящие преимущественно из Si, панцири диатомовых водорослей и скопления сфероидальных структур (рис. 3а–3д). В элементном составе сфероидальных структур преобладающим элементом является C, что указывает на возможность отнесения структур к представителям микрофлоры (рис. 3е). Большая часть сфероидальных структур была покрыта соединениями

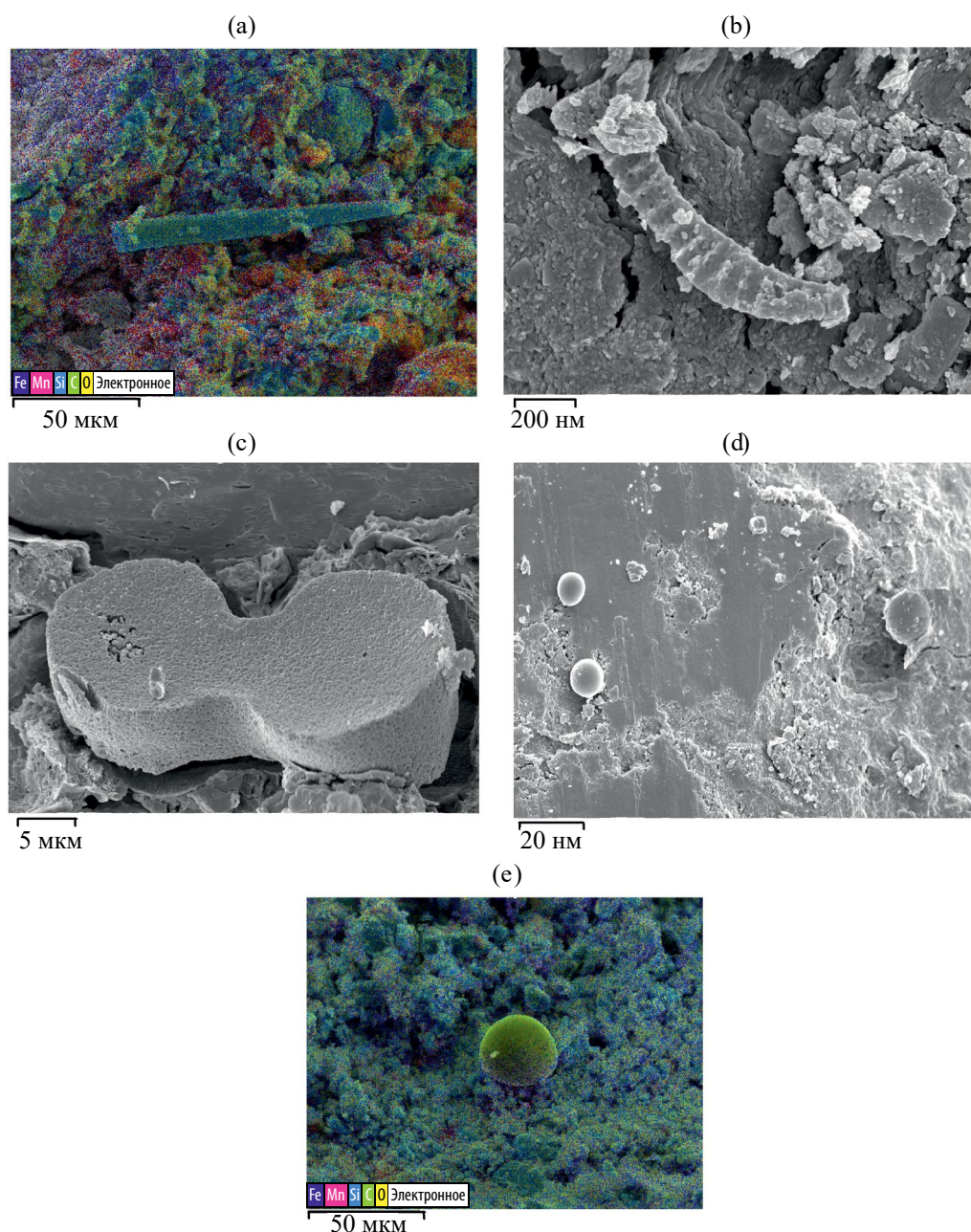


Рис. 3. Микрофотографии структур в ядрах ортштейнов: (а) — Si-обогащенная структура удлиненной формы, (б), (с) — панцири диатомовых водорослей, (д), (е) — сфероидальные структуры.

Fe и Mn, наибольшая плотность покрытия отмечена в зоне контакта с веществом ЖМО. Вероятно, заполнение поверхности сфероидов Fe и Mn является результатом образования обогащенных элементами пленок при сорбции или адгезии элементов поверхностными структурами клеток. Формирование ЖМО с различной внутренней организацией в пределах одного горизонта было отмечено в почвах территорий с неглубоким залеганием и периодическим смещением уровня грунтовых вод, а также сезонным застоем верховодки, где различия в интенсивности смены окислительно-восстановительных условий сопровождались возникновением различий в развитии и морфологии ЖМО [9, 12]. В дополнение к указанным факторам, вероятно, в исследованных почвах формирование разных типов ортштейнов дополнялось различиями элементного состава ядра ЖМО. Анализ литературных данных подтверждает активизацию накопления Fe и Mn вокруг зон локализации С в ортштейнах и указывает на увеличение скорости дегидратации аморфных соединений Fe и Mn в присутствии органических соединений в результате более интенсивной деятельности специфической микрофлоры

и более быстрых и контрастных перепадов окислительно-восстановительного потенциала в С-обогащенных микрозонах [1, 13, 30].

Содержание оксидов Fe и Mn в изученных ЖМО превышало их концентрацию во вмещающем почвенном мелкоземе во всех горизонтах профиля (табл. 1). Вертикальная дифференциация уровня *EF* отражает закономерное увеличение интенсивности накопления MnO в ЖМО с продвижением от верхней части профиля к нижней. Максимальная величина *EF* Fe₂O₃ отмечена в ЖМО средней части, с продвижением вглубь профиля интенсивность накопления элемента снижается. Схожая закономерность в профильной дифференциации *EF* Fe и Mn отмечена для ортштейнов агротемногумусовых подбелов и обоснована высокой подвижностью Mn в более широком диапазоне Eh [18, 23]. Сканирование поперечного среза ЖМО указывает на стадийный характер осаждения Fe и Mn. В ЖМО выделяются стадии с увеличением интенсивности осаждения Fe и уменьшением осаждения Mn и наоборот, а также переходные стадии совместного повышения и снижения содержания Fe и Mn (рис. 4). Обогащение разных зон почвенных

Таблица 1. Содержание углерода, основных элементов, образующих ортштейны, и макроэлементов во вмещающих почвах и ортштейнах, среднее арифметическое значение \pm значение среднеквадратического отклонения, %

Горизонт	Объект	C _{общ}	Fe ₂ O ₃	MnO	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	TiO ₂
AY	Почва	3.11 \pm 0.10	5.16 \pm 0.11	0.11 \pm 0.004	78.93 \pm 2.61	12.97 \pm 0.36	0.58 \pm 0.02	0.88 \pm 0.03
	Ортштейны	2.07 \pm 0.07	22.09 \pm 0.79	0.64 \pm 0.014	76.05 \pm 2.27	9.00 \pm 0.14	0.29 \pm 0.01	0.71 \pm 0.02
	<i>EF</i> *	0.67	4.28	5.82	0.96	0.69	0.50	0.81
AY/BELnn	Почва	0.97 \pm 0.04	4.83 \pm 0.10	0.10 \pm 0.004	80.61 \pm 2.86	12.36 \pm 0.29	0.60 \pm 0.02	0.89 \pm 0.03
	Ортштейны	2.32 \pm 0.08	22.70 \pm 0.77	0.67 \pm 0.015	76.71 \pm 2.22	9.05 \pm 0.14	0.32 \pm 0.01	0.73 \pm 0.02
	<i>EF</i>	2.39	4.70	6.70	0.95	0.73	0.53	0.82
BELnn,g	Почва	0.42 \pm 0.01	4.39 \pm 0.12	0.06 \pm 0.001	80.40 \pm 2.97	11.20 \pm 0.19	0.46 \pm 0.01	0.90 \pm 0.03
	Ортштейны	2.11 \pm 0.09	26.05 \pm 0.72	0.89 \pm 0.029	75.99 \pm 2.19	8.96 \pm 0.12	0.25 \pm 0.01	0.70 \pm 0.02
	<i>EF</i>	5.02	5.93	14.83	0.94	0.80	0.54	0.78
BTnn,g	Почва	0.21 \pm 0.01	4.97 \pm 0.24	0.07 \pm 0.002	78.02 \pm 2.53	15.71 \pm 0.45	0.88 \pm 0.03	0.94 \pm 0.03
	Ортштейны	1.25 \pm 0.06	16.21 \pm 0.74	1.88 \pm 0.043	76.18 \pm 2.28	9.30 \pm 0.17	0.39 \pm 0.01	0.76 \pm 0.02
	<i>EF</i>	5.95	3.26	26.86	0.98	0.59	0.44	0.81
BCg	Почва	0.15 \pm 0.01	5.82 \pm 0.23	0.09 \pm 0.003	77.84 \pm 2.55	15.99 \pm 0.47	0.95 \pm 0.04	0.95 \pm 0.04
	Ортштейны	0.57 \pm 0.02	10.65 \pm 0.36	4.71 \pm 0.165	76.29 \pm 2.36	9.35 \pm 0.16	0.42 \pm 0.02	0.75 \pm 0.02
	<i>EF</i>	3.80	1.83	52.33	0.98	0.58	0.44	0.79
Cg	Элюво-делювий пород	—	—	—	78.71 \pm 2.73	16.01 \pm 0.46	0.96 \pm 0.03	0.99 \pm 0.04

**EF* — коэффициент накопления в ортштейнах. Прочерк — не определяли.

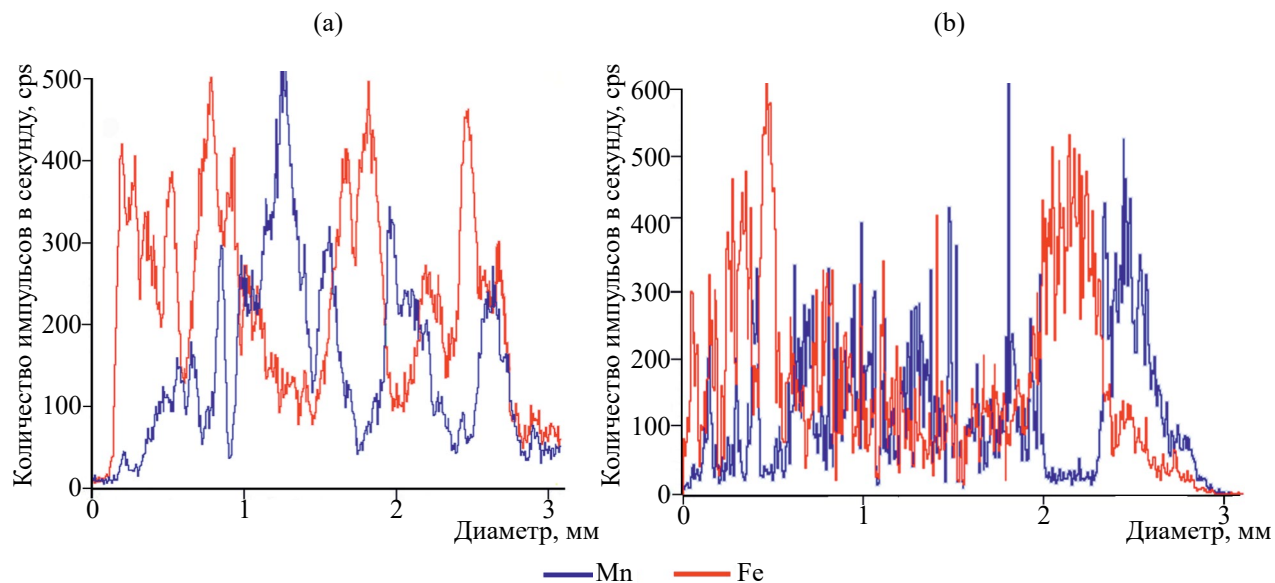


Рис. 4. Изменение концентрации Fe и Mn при осаждении в ортштейнах: (а) — ортштейны, сформированные в верхней и средней частях профиля, (б) — ортштейны, сформированные в нижней части профиля.

Fe-Mn новообразований элементами определяет варьированием периодов иссушения (формирование зон с более высоким содержанием Mn) и увлажнения (формирование зон с более высоким содержанием Fe) почвы [23, 25, 37]. Анализ распределения Fe и Mn указывает на их симметричное осаждение относительно центральной оси в ЖМО верхней и средней части профиля исследованных почв (рис. 4а). В ЖМО нижней части профиля прослеживается асимметрия в осаждении Fe и Mn (рис. 4б). Подобная асимметрия, в условиях более длительного проявления восстановительного режима, может быть обусловлена различной насыщенностью почвенного раствора Fe и Mn в зоне контакта с поверхностью ЖМО и наличием на поверхности ЖМО микрозон в разном уровне окислительно-восстановительного потенциала. Это сопровождается возникновением неравновесной физико-химической системы в пределах отдельных ортштейнов [13, 23].

Распределение Si, Al, Mg и Ti в ЖМО имело недифференцированный характер и характеризовалось присутствием обогащенных элементами зерен, однородно распределенных в ЖМО, что указывает на постепенное включение изученных макроэлементов при образовании и развитии ЖМО (рис. S1). Содержание Si, Al, Mg и Ti в ЖМО было ниже по сравнению с вмещающим почвенным мелкоземом.

Исследованные ЖМО характеризуются присутствием комплекса первичных и вторичных почвенных минералов, унаследованных из вмещающей почвенной массы. В большинстве ЖМО такие минералы представлены кварцем, альбитом,

мусковитом, иллитом и каолинитом (рис. S2а). Сочетание методов сканирующей электронной микроскопии и рентгеновской микротомографии позволило идентифицировать в ЖМО плотные изолированные минеральные зерна, что свидетельствует об отсутствии или незначительном выветривании осколков первичных почвенных минералов внутри ЖМО (рис. 5а, S1).

Интенсивное накопление Fe и Mn в ЖМО определяет присутствие как унаследованных, так и образованных в результате преобразования внутри ортштейнов Fe- и/или Mn-минеральных фаз. Минералы группы Fe в большинстве исследованных ЖМО представлены гетитом (рис. S2b). Методом сканирующей электронной микроскопии в ЖМО обнаружены псевдокристаллические структуры, схожие по морфологии с микрокристаллами гетита (рис. 5b). Такие структуры имели пористое покрытие, вероятно, образованное в результате дегидратирования массы аморфных соединений Fe. В отдельных образцах ЖМО идентифицирован нестабильный слабо кристаллизованный минерал — фероксигит (рис. S2b). Минералы группы Mn были идентифицированы в отдельных образцах ЖМО и представлены тефроитом (первичный почвенный минерал) и бернесситом (рис. S2). Внутри ЖМО размером более 3 мм в диаметре были обнаружены сотовые структуры псевдокристаллов, которые в литературе именуются как “nanoflowers” (наночеты) и представляют собой минералы группы Mn (бернессит) (рис. 5с). Гетит и бернессит являются доминирующими минералами ЖМО [25, 33]. Упоминания о наличии фероксигита в ЖМО в литературе единичны, что связано со спецификой

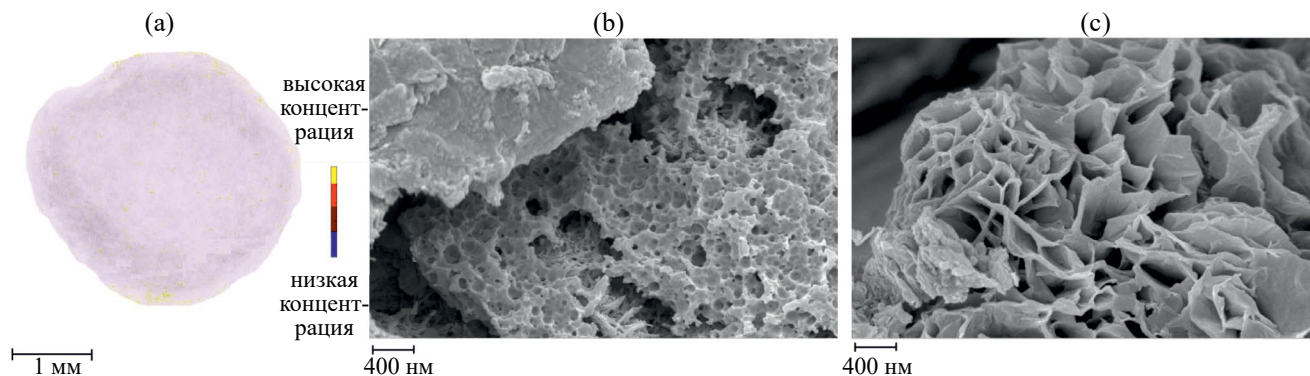


Рис. 5. Псевдокристаллические структуры в ортштейнах: (a) — участки с высокой оптической плотностью, (b) — микроморфология Fe—Mn соединений, (c) — сотовые структуры псевдокристаллов соединений Mn.

формирования и строения минерала [6, 33]. Образование ферроксигита в ЖМО происходит преимущественно при совместном биогенном осаждении окисленных форм Fe и Mn [4, 6]. Ортштейны с высоким содержанием ферроксигита рассматриваются как новообразованные с идущими процессами трансформации Fe.

Уровень содержания и накопления углерода в ЖМО является одним из показателей потенциала стабилизации органического вещества почв [14, 18, 25]. В изученных почвах величина содержания $C_{\text{общ}}$ в ЖМО гумусово-аккумулятивных горизонтов была меньше или приближена к содержанию данного показателя в почвенном мелкозем. Средняя часть профиля являлась зоной наиболее активного накопления $C_{\text{общ}}$ в ЖМО. Интенсивность накопления его в ЖМО нижней части профиля уменьшалась. Вероятно, активизация накопления $C_{\text{общ}}$ в ЖМО средней и нижней части профиля обоснована совокупностью следующих факторов: в ЖМО горизонтов АУ/ВЕlnn и ВЕlnn,g происходит увеличение интенсивности накопления Fe и Mn и, как следствие, увеличение поступления в состав ЖМО комплексных соединений таких элементов с органическими лигандами с одновременной активизацией окисляющей и восстанавливающей Fe и Mn микрофлоры ортштейнов. В ЖМО горизонтов ВТnn,g и ВСg на фоне увеличения длительности периода проявления восстановительных условий, снижения уровня накопления Fe и повышения накопления Mn происходит увеличение содержания углерода биомассы восстанавливающей Mn микрофлоры. В условиях формирования ЖМО в горизонтах ВТnn,g и ВСg процессы минерализации органического вещества замедляются, что сопровождается уменьшением стабилизации органического вещества в ЖМО. Активное накопление $C_{\text{общ}}$ ортштейнами является обособлением преобладания в исследованных почвах ЖМО небольшого размера [26]. В целом интенсивность накопления $C_{\text{общ}}$ в ЖМО средней и нижней части профиля

исследованных почв превышает уровень накопления углерода в ЖМО пахотных почв региона проведения исследований, что указывает на снижение депонирующей способности ЖМО в отношении $C_{\text{общ}}$ при использовании почв в сельскохозяйственном производстве [18].

Наличие активных Fe-Mn адсорбционных фаз определяет высокую аккумулирующую способность ЖМО в отношении микроэлементов. На основе информации о варьировании содержания микроэлементов в ЖМО, представленной в научной литературе, в исследованных ЖМО было изучено содержание валовых и водорастворимых форм Pb, Zn, Ni, Cr, V и Sr [1, 18, 23, 25, 32, 33].

Для оценки величины валового содержания микроэлементов в почвах были применены региональные кларковые значения [7]. В качестве параметра сравнения для величины валового содержания Sr и V были использованы средние уровни содержания элементов в почвах трех крупных биосферных заповедников региона проведения исследований [34]. Содержание Ni, Zn и V в почвах было ниже или приближено к уровню параметров сравнения (табл. 2). Валовое содержание Pb и Sr в верхней и средней части профиля также было ниже или приближено к уровню параметров сравнения, с продвижением вглубь профиля содержание элементов увеличивалось. Среднее превышение региональных кларковых значений для Pb в нижних горизонтах почв (ВТnn,g и ВСg) составило 18%, среднее превышение содержания Sr в почвах заповедников составило 20.5%. Исследованные почвы характеризовались увеличенным содержанием Sr на протяжении всего почвенного профиля. Превышение региональных кларковых значений для Sr варьировало от 7.3 до 57.15%. Величина индекса техногенности Sr находилась в диапазоне отрицательных значений ($Tg_{Sr} = -22.69\%$), что указывает на отсутствие поступления Sr с потоками техногенного происхождения и, в совокупности с данными о вертикальном распределении элемента,

Таблица 2. Валовое содержание микроэлементов во вмещающих почвах и ортштейнах, среднее арифметическое значение \pm значение среднеквадратического отклонения, мг/кг

Горизонт	Объект	Pb	Ni	Zn	Cr	V	Sr
AY	Почва	26.43 \pm 0.83	26.76 \pm 1.17	55.22 \pm 1.18	70.82 \pm 1.70	72.01 \pm 2.73	79.51 \pm 2.41
	Ортштейны	194.85 \pm 7.40	29.99 \pm 1.05	47.39 \pm 0.92	184.36 \pm 5.66	95.78 \pm 3.46	72.16 \pm 2.23
	EF*	7.37	1.12	0.86	2.60	1.33	0.91
AY/BELnn	Почва	31.99 \pm 1.43	30.91 \pm 1.56	54.31 \pm 1.28	77.94 \pm 2.51	95.69 \pm 3.29	103.96 \pm 3.99
	Ортштейны	177.05 \pm 6.11	27.49 \pm 0.94	47.82 \pm 1.06	146.99 \pm 4.85	181.66 \pm 6.70	149.00 \pm 4.81
	EF	5.53	0.89	0.88	1.89	1.88	1.43
BELnn,g	Почва	30.94 \pm 1.41	27.58 \pm 0.89	55.99 \pm 1.68	82.03 \pm 3.71	102.64 \pm 3.41	132.19 \pm 4.21
	Ортштейны	192.99 \pm 6.93	32.66 \pm 1.60	48.71 \pm 1.21	163.38 \pm 5.69	156.27 \pm 5.17	167.44 \pm 5.05
	EF	6.2	1.18	0.87	1.99	1.52	1.26
BTnn,g	Почва	37.51 \pm 1.64	31.93 \pm 1.45	57.34 \pm 1.81	103.72 \pm 4.25	103.72 \pm 3.88	150.81 \pm 4.79
	Ортштейны	300.00 \pm 9.37	44.83 \pm 1.69	55.79 \pm 1.67	126.38 \pm 3.16	89.54 \pm 2.90	101.22 \pm 3.63
	EF	8.00	1.40	0.97	1.22	0.86	0.67
BCg	Почва	38.01 \pm 1.65	36.98 \pm 1.57	63.00 \pm 2.14	101.97 \pm 4.01	107.01 \pm 4.18	158.33 \pm 4.70
	Ортштейны	461.13 \pm 16.93	214.99 \pm 8.13	58.89 \pm 1.95	123.23 \pm 3.58	91.41 \pm 2.65	92.29 \pm 2.54
	EF	12.14	5.81	0.93	1.31	0.85	0.58
Cg	Элюво-делювий пород	35.84 \pm 1.53	34.85 \pm 1.51	68.29 \pm 2.76	105.27 \pm 4.34	142.58 \pm 5.06	169.73 \pm 5.12
Региональный кларк в почвах [7]		32	46	70	66	—	—
Среднее содержание в почвах заповедников региона [34]		—	—	—	—	120.19	128.36

* EF — коэффициент накопления в ортштейнах. Прочерк — не установлено.

подтверждает преимущественное литогенное поступление Cr в почвы.

Значения коэффициента массопереноса (τ) микроэлементов отражают достаточно высокий уровень их подвижности в процессе внутрипочвенного выветривания литогенного материала и увеличение уровня τ для всех изученных микроэлементов с продвижением вглубь почвенного профиля (табл. 3). Внутрипрофильное изменение величины τ указывает на идущий вынос элементов из почвенного мелкозема верхней и средней части профиля в нижние горизонты. Несмотря на увеличение валового содержания отдельных микроэлементов, стабилизации и значимого накопления микроэлементов в нижней части профиля не происходит, что может сопровождаться выносом микроэлементов за пределы почвенного профиля.

Средний уровень концентрации водорастворимых форм микроэлементов в почвах уменьшался в следующем порядке (% от валового содержания): Cr (2.79) > Ni (2.65) > Zn (2.48) > Sr (2.40) > V (1.56) > Pb (1.18) (табл. 4). Горизонты AY и AY/BELnn

характеризовались максимальным уровнем относительного содержания водорастворимых форм Cr и V. В горизонтах BELnn,g и BTnn,g были локализованы максимальные концентрации водорастворимых форм Pb, Ni и Sr. Относительное содержание водорастворимых форм Zn увеличивалось в горизонтах BTnn,g и BCg. В целом вертикальное распределение водорастворимых форм микроэлементов не соответствовало внутрипрофильной дифференциации их валового содержания, что говорит о более значимом влиянии свойств почв на формирование объема и перераспределение водорастворимых форм микроэлементов в почвах, не испытывающих прямого техногенного воздействия.

По сравнению с вмещающим почвенным мелкоземом, содержание Pb и Cr возрастало в ЖМО, формирующихся во всех горизонтах профиля. В ЖМО отдельных горизонтов содержание Ni, V и Sr превышало концентрацию элементов в почвах. Содержание Zn в ЖМО на протяжении всего почвенного профиля был ниже или идентично содержанию в почвах. Элементом наиболее активного

Таблица 3. Содержание циркония (мг/кг) и коэффициент массопереноса (τ) микроэлементов в почвах, среднее арифметическое значение \pm значение среднеквадратического отклонения

Горизонт	Zr	τ_{Pb}	τ_{Ni}	τ_{Zn}	τ_{Cr}	τ_V	τ_{Sr}
AY	334.91 \pm 8.29	-0.09	-0.07	-0.21	-0.33	-0.42	-0.57
AY/BELnn	307.04 \pm 8.07	-0.12	-0.09	-0.23	-0.39	-0.61	-0.81
BELnn,g	345.43 \pm 8.43	-0.10	-0.07	-0.21	-0.37	-0.58	-0.92
BTnn,g	207.72 \pm 6.60	-0.21	-0.13	-0.34	-0.78	-0.98	-1.75
BCg	213.59 \pm 6.41	-0.21	-0.15	-0.39	-0.75	-0.98	-1.78
Cg	290.56 \pm 7.36	—	—	—	—	—	—

Таблица 4. Содержание водорастворимых форм микроэлементов во вмещающих почвах и ортштейнах, среднее арифметическое значение \pm значение среднеквадратического отклонения, мг/кг

Горизонт	Объект	Pb	Ni	Zn	Cr	V	Sr
AY	Почва	0.27 \pm 0.01	0.69 \pm 0.03	1.39 \pm 0.05	2.41 \pm 0.11	1.82 \pm 0.06	1.99 \pm 0.04
	Ортштейны	2.07 \pm 0.06	0.75 \pm 0.04	1.29 \pm 0.05	3.72 \pm 0.16	1.83 \pm 0.07	2.79 \pm 0.08
AY/BELnn	Почва	0.33 \pm 0.01	0.76 \pm 0.03	1.08 \pm 0.04	2.61 \pm 0.12	1.44 \pm 0.05	2.31 \pm 0.09
	Ортштейны	2.22 \pm 0.05	0.47 \pm 0.02	1.11 \pm 0.04	3.79 \pm 0.14	2.13 \pm 0.09	2.68 \pm 0.11
BELnn,g	Почва	0.45 \pm 0.01	0.79 \pm 0.04	1.37 \pm 0.06	1.97 \pm 0.06	1.29 \pm 0.04	4.03 \pm 0.19
	Ортштейны	1.97 \pm 0.05	0.85 \pm 0.05	1.29 \pm 0.05	2.66 \pm 0.10	2.30 \pm 0.09	2.93 \pm 0.06
BTnn,g	Почва	0.49 \pm 0.02	0.84 \pm 0.05	1.52 \pm 0.06	2.73 \pm 0.14	1.51 \pm 0.04	3.98 \pm 0.12
	Ортштейны	2.64 \pm 0.08	1.16 \pm 0.07	2.38 \pm 0.09	3.21 \pm 0.15	1.13 \pm 0.03	2.91 \pm 0.10
BCg	Почва	0.41 \pm 0.02	0.83 \pm 0.05	1.77 \pm 0.07	2.20 \pm 0.08	1.12 \pm 0.04	2.55 \pm 0.04
	Ортштейны	3.48 \pm 0.09	2.41 \pm 0.07	2.73 \pm 0.12	2.98 \pm 0.17	1.35 \pm 0.02	1.29 \pm 0.03

накопления в ЖМО оказался Pb. Менее интенсивно в ЖМО накапливались Cr и V. Стронций характеризовался слабой интенсивностью накопления в ЖМО. Никель также относился к элементам со слабой интенсивностью накопления в ЖМО, за исключением ЖМО горизонта BCg, где EF Ni резко увеличивался и достигал значений 5.81. Накопление Pb, Cr, V и Sr в ЖМО также характеризовалось наличием ярко выраженной внутрипрофильной дифференциации, с увеличением уровня EF Cr в верхнем горизонте профиля, EF V и Sr в средней части профиля и EF Pb в нижних горизонтах профиля. Сравнение величины EF микроэлементов в ЖМО, образующихся в почвах со схожей направленностью основного почвообразовательного процесса указывает на сходные уровни накопления Ni, V и Sr и на интенсификацию накопления Pb в ЖМО исследуемых почв [32, 33].

На основе анализа корреляционной зависимости между содержанием $C_{\text{общ}}$ оксидов Fe и Mn и концентрацией микроэлементов в ЖМО, микроэлементы были разделены на две группы: Pb, Ni и

Zn отнесены к элементам группы Mn ($r_{\text{Mn-Pb}} + 0.99$; $r_{\text{Mn-Ni}} + 0.98$; $r_{\text{Mn-Zn}} + 0.92$); Cr и V к элементам смешанной C-Fe-группы ($r_{\text{Fe-Cr}} + 0.77$; $r_{\text{C-Cr}} + 0.75$; $r_{\text{Fe-V}} + 0.70$; $r_{\text{C-Cr}} + 0.72$). Содержание в ЖМО Sr характеризовалось слабой корреляционной связью с содержанием Fe ($r_{\text{Fe-Sr}} + 0.60$). В целом установленные ассоциации между элементами согласуются с общим порядком межэлементной избирательной взаимосвязи в ЖМО [28, 32, 33].

Влияние Fe, Mn и C в формировании накопительной способности ЖМО было проанализировано на основе результатов кластерного анализа (рис. S3). Расстояние между переменными на дендрограмме позволило установить, что первичным звеном в накоплении и стабилизации Cr, V, Sr, Zn и Ni в ЖМО являются соединения Fe, которые находятся в тесной ассоциации с C-содержащими компонентами. Совместное участие Fe и органических соединений в аккумуляции микроэлементов было отмечено в ЖМО почв агрофитоценозов [18], что указывает на взаимодополняющее влияние C- и Fe-содержащих соединений в накоплении ряда

микроэлементов ортштейнами вне зависимости от факторов внешнего антропогенного воздействия. Роль углерода в накоплении микроэлементов ортштейнами может быть обусловлена высокой сорбционной активностью С-содержащих фаз в отношении микроэлементов и способностью некоторых органических лигандов активизировать сорбцию микроэлементов соединениями Fe. Возможным, но менее вероятным, является участие комплексных Fe-С соединений в процессе аккумуляции микроэлементов в ЖМО, поскольку Fe является сильным конкурентом в закреплении микроэлементов различными органическими группами [2]. Накопление и закрепление Pb в ЖМО исследованных почв осуществляется преимущественно С-содержащими соединениями и в меньшей степени Mn-обогащенными компонентами ортштейнов. Тесная ассоциация Pb с Mn в ортштейнах была отмечена в ряде исследований, где Mn рассматривался как единственная химическая фаза-носитель Pb [1, 20]. При этом в почвах наиболее активным сорбентом Pb являются органические соединения [3]. В совокупности с данными об отнесении Pb к элементам группы Mn и накоплении $C_{\text{общ}}$ ортштейнами исследуемых почв, результаты, представленные на дендрограмме, вносят дополнения в установленные ранее закономерности и подтверждают возможность формирования в ЖМО двух фаз-носителей Pb, представленных как минеральными, так и органическими соединениями.

Для выявления взаимосвязи между содержанием элементов в почвенном мелкозем и ЖМО был использован факторный анализ (табл. 5). Суммарный процент от общей дисперсии для первых двух компонент (F1, F2) составил 70.59%, что свидетельствует о сильной положительной взаимосвязи между рассматриваемыми переменными. Состав и параметры F1 отражают доминирующее влияние соединений Fe на поступление в ЖМО Pb и Cr. Содержание в ЖМО Zn определялось преимущественным поступлением элемента из почвенного мелкозема в составе минеральных фаз, содержащих оксиды Si, Al, Mg и Ti. Второй компонент (F2) характеризуется высокой факторной нагрузкой относительно Ni и Mn, что указывает на совместное поступление элементов из почвенного мелкозема в ЖМО, вероятно, в составе комплексных соединений. Третий компонент (F3) имеет наименьший процент от общей дисперсии и характеризуется высокой факторной нагрузкой в отношении Sr. Низкая факторная нагрузка оксидов Al и Mg в составе F3 указывает на их вторичное влияние на поступление Sr в ЖМО, а также на возможность прямого поступления ионов Sr в ортштейны без вхождения в состав каких-либо комплексных соединений. Низкая факторная нагрузка для V отмечена в составе F2 и F3, что свидетельствует о поступлении незначительного количества элемента в

ЖМО совместно с Ni, Mn и Sr. Вероятно, на поступлении Sr и V в состав ЖМО более значимое влияние оказывает содержание глинистых минералов, которое не было рассмотрено при проведении настоящих исследований [24, 32, 36].

Ряд относительного содержания водорастворимых форм микроэлементов по уровню средней концентрации в ЖМО отличался от установленного для почв и имел следующую последовательность (% от валового содержания): Zn (3.32) > Cr (2.34), Sr (2.33) > Ni (2.10) > V (1.46) > Pb (0.99). По сравнению с почвенным мелкоземом, в ЖМО отмечается снижение относительного содержания водорастворимых форм Cr, Pb и Ni на 16.1–20.8%. Содержание водорастворимых форм V и Sr в ЖМО снижалось на 6.5 и 2.9% соответственно. Полученные результаты свидетельствуют о формировании в ЖМО более стабильных соединений указанных микроэлементов. Содержание водорастворимых форм Zn в ортштейнах по сравнению с почвенным мелкоземом увеличивалось на 38%. Цинк поступает в ЖМО из почвенного мелкозема в составе минеральных фаз. Вероятно, увеличение содержания водорастворимых форм элемента является результатом сочетания процессов высвобождения ионов Zn из первичных минералов в ходе химического выветривания внутри ЖМО и последующим вхождением части ионов Zn в состав аморфных или слабо окристаллизованных соединений ортштейнов.

Таблица 5. Конфигурация параметров вмещающих почв и ортштейнов

Показатель	F1	F2	F3
Pb	0.75	0.61	0.15
Ni	0.27	0.88	0.11
Zn	–0.70	0.62	0.21
Cr	0.86	–0.18	0.31
V	0.40	0.59	0.53
Sr	–0.24	–0.45	0.78
$C_{\text{общ}}$	0.52	–0.52	–0.48
SiO_2	–0.73	–0.01	–0.56
Al_2O_3	–0.76	0.29	0.43
MgO	–0.74	0.09	0.52
TiO_2	–0.76	–0.54	0.07
Fe_2O_3	0.90	–0.29	0.28
MnO	0.54	0.79	0.11
Собственные значения	5.70	3.47	2.17
% общей дисперсии	43.88	26.71	16.67

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основе комплексного изучения Fe–Mn ортштейнов дерново-буро-подзолистых глееватых почв уточнены сведения о морфологическом строении и минералогическом составе ЖМО. Получены новые данные о специфике формирования ортштейнов и их накопительной способности в отношении ряда микроэлементов в почвах, не подверженных влиянию прямого техногенного воздействия.

Образование ЖМО в исследованных почвах происходит при стадийном осаждении Fe и Mn с чередованием стадий увеличения содержания Fe или Mn и стадий совместного увеличения или снижения их содержания. Поступление Si, Al, Mg и Ti в состав ЖМО происходит постепенно в течение всего периода образования и развития ЖМО. Наибольшее количество ЖМО представлено фракцией 2–5 мм. Ингибирование массового образования ортштейнов более крупного размера обосновано активизацией накопления $C_{\text{общ}}$ в них.

В ЖМО выражена внутренняя дифференциация в соответствии с особенностями химического состава, плотности и цвета. На основе распределения соединений Mn во внутренней зоне, ЖМО разделены на два типа. В первом, имеющем ядра, обнаружены С-обогащенные микрозоны, панцири диатомовых водорослей, скопления сфероидальных структур, предположительно относящихся к представителям микрофлоры.

В ЖМО идентифицированы унаследованные из вмещающей почвенной массы первичные и глинистые минералы (кварц, альбит, тефроит, мусковит, иллит, каолинит), а также минералы, образующиеся в процессе трансформации соединений Fe и Mn внутри ЖМО (гетит, фероксигит, бернессит).

Анализ содержания и распределения элементов в ЖМО позволил выявить специфику накопления элементов в ЖМО различных горизонтов почвенного профиля. В ЖМО верхних и средних горизонтов отмечено более интенсивное накопление Fe, симметричное осаждение Fe и Mn относительно центральной оси. Ортштейны нижних горизонтов характеризовались увеличением интенсивности накопления Mn и наличием асимметрии в осаждении основных элементов. По сравнению с ЖМО пахотных почв, изученные ЖМО отличались увеличением уровня накопления $C_{\text{общ}}$ в средней и нижней части профиля.

В ЖМО установлено активное накопление ряда микроэлементов, которые по величине среднего значения коэффициента накопления образуют ряд: Pb (7.85) > Ni (2.08) > Cr (1.80) > V (1.29) > Sr (0.97) > Zn (0.90). Анализ литературных данных указывает на высокую активность сорбционных фаз изученных ЖМО в отношении накопления Pb. На основе комплексного подхода в изучении

элементного состава ЖМО, отражено преимущественное поступление Pb и Cr в ЖМО из почвенного мелкозема в составе соединений Fe, Ni в составе соединений Mn, Zn в составе фаз, содержащих оксиды Si, Al, Mg и Ti.

Разделение микроэлементов в ЖМО по уровню содержания (группа Mn – Pb, Ni и Zn, группа C-Fe – Cr и V), в целом согласуется с общим порядком межэлементной избирательной взаимосвязи в ЖМО, отраженной ранее в ряде публикаций. Однако сочетание различных методов анализа позволило отразить ведущую роль соединений, содержащих C и Fe, в накоплении Cr, V, Sr, Zn и Ni ортштейнами и C- и Mn-содержащих соединений в накоплении Pb.

Накопление Cr, Pb, Ni, V и Sr в ЖМО сопровождается снижением относительного содержания водорастворимых форм элементов по сравнению с почвенным мелкоземом и указывает на образование более устойчивых комплексных соединений элементов.

БЛАГОДАРНОСТЬ

В работе использовано современное научное оборудование Центров коллективного пользования “Биотехнология и генетическая инженерия” на базе ФНЦ Биоразнообразия ДВО РАН и “Приморского центра локального элементного и изотопного анализа” на базе ДВГИ ДВО РАН.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского научного фонда в рамках гранта № 23-24-00255, <https://rscf.ru/project/23-24-00255/>.

СОБЛЮДЕНИЕ ЭТИЧЕСКИХ СТАНДАРТОВ

В данной работе отсутствуют исследования человека или животных.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

ДОПОЛНИТЕЛЬНАЯ ИНФОРМАЦИЯ

Онлайн-версия содержит дополнительные материалы, доступные по адресу <https://doi.org/10.31857/S0032180X25010044>

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Водяницкий Ю.Н.* Оксиды марганца в почвах. М.: Почв. ин-т им. В.В. Докучаева, 2005. 96 с.

2. *Водяницкий Ю.Н.* Соединения железа и их роль в охране почв. М.: Почв. ин-т им. В.В. Докучаева, 2010. 282 с.
3. *Водяницкий Ю.Н.* Тяжелые и сверхтяжелые металлы и металлоиды в загрязненных почвах. М.: Почв. ин-т им. В.В. Докучаева, 2009. 184 с.
4. *Водяницкий Ю.Н., Лесовая С.Н., Сивцов А.В.* Гидроксидогенез железа в лесных и степных почвах Русской равнины // Почвоведение. 2003. № 4. С. 465–475.
5. *Водяницкий Ю.Н., Савичев А.Т., Васильев А.А., Лобанова Е.С., Чащин А.Н., Прокопович Е.В.* Содержание тяжелых щелочноземельных (Sr, Ba) и редкоземельных (Y, La, Ce) металлов в техногенно-загрязненных почвах // Почвоведение. 2010. № 7. С. 879–890.
6. *Водяницкий Ю.Н., Сивцов А.В.* Образование ферригидрита, ферроксигита и вернадита в почвах // Почвоведение. 2004. № 8. С. 986–999.
7. *Голов В.И.* Круговорот серы и микроэлементов в основных агроэкосистемах Дальнего Востока. Владивосток: Дальнаука, 2004. 315 с.
8. *Дмитриев Е.А.* Математическая статистика в почвоведении. М.: Либроком, 2009. 328 с.
9. *Зайдельман Ф.Р., Никифорова А.С.* Ортштейны – марганцево-железистые конкреционные новообразования (итоги исследований) // Почвоведение. 2010. № 3. С. 270–281.
10. *Зайдельман Ф.Р., Никифорова А.С.* Генезис и диагностическое значение новообразований почв лесной и лесостепной зон. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2001. 216 с.
11. Классификация и диагностика почв России. Смоленск: Ойкумена, 2004. 342 с.
12. *Ковалев И.В., Ковалева Н.О., Столпникова Е.М., Федотов А.Б.* Возраст и генезис Fe–Mn конкреций серых лесных почв южной тайги, по результатам изотопных и метагеномных исследований // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 17, почвоведение. 2022. № 4. С. 97–105.
13. *Костенков Н.М.* Окислительно-восстановительные режимы в почвах периодического увлажнения. М.: Наука, 1987. 192 с.
14. *Пуртова Л.Н., Тимофеева Я.О.* Изучение некоторых свойств и активности каталазы агроотемногумусовых подбелов при различных видах агротехнического воздействия // Почвоведение. 2022. № 10. С. 1277–1289.
15. *Росликова В.И.* Марганцево-железистые новообразования в почвах равнинных ландшафтов гумидной зоны. Владивосток: Дальнаука, 1996. 291 с.
16. *Тимофеева Я.О.* Накопление и фракционирование микроэлементов в почвенных железо-марганцевых конкрециях различного размера // Геохимия. 2008. № 13. С. 293–301.
17. *Тимофеева Я.О., Голов В.И.* Аккумуляция микроэлементов в ортштейнах почв (обзор литературы) // Почвоведение. 2010. № 4. С. 434–440.
18. *Тимофеева Я.О., Пуртова Л.Н.* Влияние органических соединений на накопление Ni, Co, Cu, Cr и Pb в ортштейнах агроотемногумусовых подбелов юга Приморского края // Почвоведение. 2024. № 4. С. 537–555.
19. *Cornu S., Deschatrettes V., Salvador-Blanes S., Clozul B., Hardy M., Branchut S., Le Forestier L.* Trace element accumulation in Mn-Fe-oxide nodules of a planosolic horizon // Geoderma. 2005. V. 125. P. 11–24. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2004.06.009>
20. *Ettler V., Chren M., Mihaljevic M., Drahota P., Kribek B., Veselovsky F., Sracek O., Vanek A., Penizek V., Komarek M., Mapani B., Kamona F.* Characterization of Fe–Mn concentric nodules from Luvisol irrigated by mine water in a semi-arid agricultural area // Geoderma. 2017. V. 299. P. 32–42. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2017.03.022>
21. *Feng J-L.* Trace elements in ferromanganese concretions, gibbsite spots, and the surrounding terra rossa overlying dolomite: Their mobilization, redistribution and fractionation // J. Geochem. Explor. 2011. V. 108. P. 99–111. <https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2010.10.010>
22. *Gasparatos D.* Sequestration of heavy metals from soil with Fe–Mn concretions and nodules // Environ. Chem. Lett. 2013. V. 11. P. 1–9. <https://doi.org/10.1007/s10311-012-0386-y>
23. *Gasparatos D., Massas I., Godelitsas A.* Fe–Mn concretions and nodules formation in redoximorphic soils and their role on soil phosphorus dynamics: Current knowledge and gaps // Catena. 2019. V. 182. P. 104106. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2019.104106>
24. *Huang J-H., Huang F., Evans L., Glasauer S.* Vanadium: Global (bio)geochemistry // Chem. Geology. 2015. V. 417. P. 68–894. <http://dx.doi.org/10.1016/j.chemgeo.2015.09.019>
25. *Huang L.* Pedogenic ferromanganese nodules and their impacts on nutrient cycles and heavy metal sequestration // Earth-Sci. Rev. 2022. V. 232. P. 104147. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2022.104147>
26. *Jien S-H., Hseu Z-Ye., Chen Z-S.* Hydropedological implications of ferromanganiferous nodules in rice-growing plinthitic Ultisols under different moisture regimes // Soil Sci. Soc. Am. J. 2010. V. 74. P. 880–891. <https://doi.org/10.2136/sssaj2009.0020>
27. *Kabata-Pendias A.* Trace elements in soils and plants. N.Y.: CRC Press, 2011.
28. *Palumbo B., Bellanca A., Neri R., Roe M.J.* Trace metal partitioning in Fe–Mn nodules from Sicilian soils, Italy // Chem. Geol. 2001. V. 173. P. 257–269. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(00\)00284-9](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(00)00284-9)
29. *Pansu M., Gautheyrou J.* Handbook of soil analysis mineralogical, organic and inorganic methods. Berlin: Springer-Verlag, 2006.
30. *Rennert T., Handelb M., Hoschenc C., Lugmeierc J., Steffensc M., Totscheb K.U.* A NanoSIMS study on the distribution of soil organic matter, iron and manganese in a nodule from a Stagnosol // Eur. J. Soil Sci. 2014. V. 65. P. 684–692. <https://doi.org/10.1111/ejss.12157>

31. *Seguin V., Gagnon C., Courchesne F.* Changes in water extractable metals, pH and organic carbon concentrations at the soil-root interface of forested soils // *Plant Soil*. 2004. V. 260. P. 1–17.
<https://doi.org/10.1023/B:PLSO.0000030170.49493.5f>
32. *Timofeeva Y., Karabtsov A., Burdukovskii M., Vzorova D.* Strontium and vanadium sorption by iron-manganese nodules from natural and remediated Dystric Cambisols // *J. Soil Sedim.* 2024. V. 24. P. 1220–1236.
<https://doi.org/10.1007/s11368-024-03714-z>
33. *Timofeeva Y., Karabtsov A., Ushkova M., Burdukovskii M., Semal V.* Variation of trace elements accumulation by iron-manganese nodules from Dystric Cambisols with and without contamination // *J. Soil Sedim.* 2021. V. 21. P. 1064–1078.
<https://doi.org/10.1007/s11368-020-02814-w>
34. *Timofeeva Ya., Kosheleva Yu., Semal V., Burdukovskii M.* Origin, baseline contents, and vertical distribution of selected trace lithophile elements in soils from nature reserves, Russian Far East // *J. Soil Sedim.* 2018. V. 18. P. 968–982.
<https://doi.org/10.1007/s11368-017-1847-5>
35. World Reference Base for Soil Resources 2014, Update 2015. International soil classification system for naming soils and creating legends for soil maps. Rome: FAO, 2015.
36. *Yang J., Tang Y., Yang K., Rouff A.A., Elzinga E., Huang J.-H.* Leaching characteristics of vanadium in mine tailings and soils near a vanadium titanomagnetite mining site // *J. Hazard. Mater.* 2014. V. 264. P. 498–504.
<https://doi.org/10.1016/j.jhazmat.2013.09.063>
37. *Yu X., Wang Y., Zhou G., Peng G., Brookes P.C., Lu S.* Paleoclimatic fingerprints of ferromanganese nodules in subtropical Chinese soils identified by synchrotron radiation-based microprobes // *Chem. Geology*. 2020. V. 531. P. 119357.
<https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2019.119357>

Iron-manganese Nodules of Soils from Natural Landscapes of the South of Russian Far East

**Ya. O. Timofeeva^{a,*}, A. A. Karabtsov^b, M. L. Burdukovskii^a,
L. N. Purtova^a, and E. S. Martynenko^a**

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

^b*Far East Geological Institute, Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences, Vladivostok, 690022 Russia*

^{*}*e-mail: timofeeva@biosoil.ru*

The structure, composition, and specificity of microelements accumulation by the rounded nodules of soddy-brown-podzolic gleyic soils (Gleyic Luvisol (Manganiferri)) from nature reserves and a national park in the south of the Far East were studied using advanced analytical methods and noninvasive techniques. The nodules are characterized by pronounced differentiation into external (brown and ochre-brown, Fe-enriched, dense) and internal (dark brown, Mn-enriched, loose) zones. According to the Mn compounds distribution in the internal zone, two types of nodules were identified: with an undifferentiated internal zone and with a core(s). The cores contain C-enriched microzones, which are centers of Fe and Mn precipitation. The stages of the co-precipitation of Fe and Mn and the stages with predominant precipitation of one of the elements were identified in the nodules. The nodules consist of a complex of minerals inherited from soils as well as nodule-specific minerals (goethite, ferroxhyte, and birnessite). The Fe content in the nodules was on average 4 times higher than the soil content, the Mn content was 21.9 times higher, and the C content was 3.6 times higher. In the nodules, Pb accumulates most intensively (*EF* 5.53–12.14); its accumulation is determined by the combined participation of C- and Mn-containing compounds. Nickel (*EF* 0.89–5.81) and Cr (*EF* 1.22–2.60) accumulate less actively; V (*EF* 0.85–1.88) and Sr (*EF* 0.58–1.43) accumulate weakly. The phases accumulating Ni, Cr, V, and Sr are compounds of nodules containing Fe and C. Zinc does not accumulate in nodules. A comparison of the microelement water-soluble form concentrations indicates a decrease in the mobility of Cr, Pb, Ni, V, and Sr in nodules compared to soils.

Keywords: iron, manganese, trace elements, structure of newformations, polynuclear nodules, goethite, birnessite, ferroxhyte.

БИОХИМИЧЕСКАЯ АКТИВНОСТЬ И ГАЗОВЫЙ РЕЖИМ В ЭВТРОФНОМ И МЕЗОТРОФНОМ БОЛОТАХ ГОРНОГО АЛТАЯ

© 2025 г. Л. И. Инишева^{a,*} (<http://orcid.org/0000-0002-7549-8339>),
Е. В. Порохина^a, Н. Г. Инишев^b, А. В. Головченко^c, Г. В. Ларина^d

^aТомский государственный педагогический университет, ул. Киевская, 60, Томск, 634061 Россия

^bТомский государственный университет, пр-т Ленина, 36, Томск, 634050 Россия

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

^dГорно-Алтайский государственный университет, ул. Ленина, 1, Горно-Алтайск, 649000 Россия

*e-mail: inisheva@mail.ru

Поступила в редакцию 21.05.2024 г.

После доработки 05.08.2024 г.

Принята к публикации 06.08.2024 г.

Представлены результаты исследований биологической активности, концентрации углеродсодержащих парниковых газов и их эмиссии в эвтрофном и мезотрофном болотах. Установлено, что 4 года исследований характеризуются как среднепогодные, уровни грунтовых вод на болотах были близки к поверхности, а влажность в слое 0–30 см не опускалась ниже 0.8 полной влагоемкости. Выявлено, что степень прогревания торфяных профилей болот определяется их типом и уровнем грунтовых вод. Проанализирована внутрипрофильная динамика биологических параметров за 2 года. Выявлена активность ферментов оксидоредуктаз, принимающих участие в процессах образования гумусовых веществ. Активность каталазы и полифенолоксидазы в торфах эвтрофного болота идентична их активности в торфах мезотрофного болота, а активность пероксидазы в эвтрофных торфах в 1.5–6 раз выше по сравнению с торфами мезотрофного болота. Изучена динамика углеродсодержащих газов в торфяном профиле болот, которая показала близкие значения для обоих типов болот от 0.07 до 1.4 ммоль/дм³ по CO₂ и от нуля до 0.65 ммоль/дм³ по CH₄. Приведена характеристика биологического и газового режимов CO₂ и CH₄, которая показала большее их выделение из мезотрофного болота. Доказано, что активность биологических процессов, изученных прямым методом с использованием люминесцентной микроскопии и методом субстрат-индуцированного дыхания, проявляется по всему торфяному профилю болот до минеральных подстилающих пород, но степень их активности определяется типом болота и ботаническим составом торфов, слагающих торфяной профиль.

Ключевые слова: торфяной профиль, биологическая активность, ферменты, концентрация газов, эмиссия парниковых газов

DOI: 10.31857/S0032180X25010052, **EDN:** BYBUJW

ВВЕДЕНИЕ

Горный Алтай (ГА) занимает юго-восточную территорию Западной Сибири и представляет крайнюю юго-западную часть Алтае-Саянской складчатой области [34]. По условиям залегания на ГА выделяются типы болот: долинные, пойменные, болота надпойменных террас, плоских равнин и крупных межгорных впадин, залегающие на нескальных и скальных породах. Породы скальной группы имеют доминирующее распространение на территории. В нескальной группе

пород представлены отложения аллювиального, субаэрально-аквального и склонового комплекса осадков, а также осадки ледникового комплекса и вечномёрзлые породы.

По типам структуры вертикальной поясности и биоклиматическим особенностям территория ГА подразделяется на три региона: Северный, Центральный и Юго-Восточный Алтай [13, 28]. Влажный климат в Северном, наличие островной мерзлоты в Центральном и сочетание низких температур и вечной мерзлоты в Юго-Восточном

Алтае определяют особенности болотообразовательного процесса на современном этапе [22]. На территории ГА преобладают торфяные болота низинного типа, реже отмечены переходные, типичных залежей верхового типа нет.

Процессы заболачивания и торфонакопления в горных районах имеют подчиненное значение и выражены не так ярко, как на равнинах. Здесь болотные массивы невелики по размерам, зависимы от внешних условий и чувствительны к антропогенному воздействию. Качественные показатели торфов ГА отличаются от других территорий. Важно отметить высокую зольность и степень разложения торфов, вследствие богатого видового состава фитоценозов. На фоне внимания ученых к обширным равнинным болотам болота горных территорий остаются мало изученными. Известны публикации по отдельным болотам ГА [2, 3, 26, 52].

Цель работы – характеристика биологического и газового (концентрации углеродсодержащих парниковых газов и их эмиссии) режимов в эвтрофном и мезотрофном болотах северо-восточной территории ГА.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Северо-восточная территория ГА по обеспеченности влагой относится к гумидным влажным областям. Эта территория находится под влиянием западносибирского климата, но отличается меньшей континентальностью: зима теплее, лето более холодное, осадки в течение года распределяются относительно равномерно. Для этой территории характерен низкогорный рельеф, абсолютные отметки нарастают от 300 до 1000 м. Болота развиваются преимущественно в долинах рек и имеют современное происхождение. На этой территории сосредоточены болота с наибольшей площадью. С точки зрения болотообразования, интерес в этой территории ГА среди многообразия форм горного рельефа представляют расширенные участки долин, получившие название “частные впадины” [30]. Именно к этим формам рельефа приурочены обширные заболоченности Северо-Восточного Алтая. Максимальная величина линейной скорости торфонакопления болот на этой территории за период голоцена составляет 0.64 мм/год. В наиболее благоприятных условиях, например, в межгорных депрессиях, болотообразовательный процесс имеет значительные масштабы. Благодаря этому, размеры болот и мощность торфяного профиля становятся сравнимыми с таковыми на равнинных болотах Сибири.

На территории Северо-Восточного Алтая в Турочакском районе был организован болотный стационар (Горный Алтай) Томского государственного педагогического университета, на котором проводили исследования в течение четырех лет

(2010–2013 г.) на двух болотах: эвтрофном – Турочакское и мезотрофном – Кутюшское. Территория по болотному районированию Лисс и др. [18] относится к барнаульскому округу лесостепных эвтрофных тростниково-осоково-вейниковых болот.

Эвтрофное болото Турочакское (52°13'35.21" N, 87°06'45.70" E) площадью 119 га расположено в межгорной депрессии и характеризуется древесно-осоковым фитоценозом. Древесный ярус представлен березой (*Betula alba* L.) высотой 8 м, диаметром 10 см, полнотой 0.3, черемухой обыкновенной (*Padus avium* Mill.), встречается сосна (*Pinus silvestris* L.). Подлесок средней густоты, образован ивой (*Salix triandra* L.). Наземный ярус: кочки осоки пузырчатой (*Carex vesicaria* L.) высотой до 50 см. В понижениях хвощ болотный (*Equisetum palustre* L.), папоротник (*Pteridium aquilinum* L.), подбел (*Andromeda*), вахта трехлистная (*Menyanthes trifoliata* L.), росянка круглолистная (*Drosera rotundifolia* L.), брусника (*Vaccinium vitisidaea* L.), ятрышник шлемоносный (*Orchis militaris* L.), любка двулистная (*Platanthera bifolia* L.), редко подмаренник северный (*Galium boreale* L.), мятлик болотный (*Poa palustris* L.), лабазник вязолистный (*Filipendula ulmaria* L.), горошек мышиный (*Vicia cracca* L.). Микрорельеф кочковатый – осоково-моховые кочки высотой 0.2 м. Глубина торфяного профиля в среднем составляет 2.5 м при экстремальных значениях 0.6 и 4.5 м. В основании залегает слой органо-минеральных отложений (до 2 м), подстилающие породы – суглинки и глины. Возраст болота – 7060 ± 90 ¹⁴C лет BP (СОАН 8034).

Мезотрофное болото Кутюшское (52°18'23.1" N, 87°15'50.52" E) площадью 850 га относится к долинному типу, имеет смешанное атмосферно-грунтовое питание, характеризуется древесно-травяно-сфагновым фитоценозом. Растительность на месторождении в отдельных его частях различается. Есть практически безлесные пространства, ровные и покрытые сплошным моховым покровом с невысокой осокой. В отдельных местах болота произрастает береза высотой 2–4 м с редкой сосной или преобладает сосна с редкой березой. В травяном ярусе отмечены пушица (*Eriophorum*), луговик дернистый или щучка (*Deschampsia cespitosa* L.), шейхцерия (*Scheuchzeria palustris*), сабельник болотный (*Comarum palustre* L.), змеевик большой (*Bistorta officinalis* Delarbre), осоки (*C. caespitosa*, *C. vesicaria* L., *C. diandra* Schrank L.). Моховой ярус представлен сфагновыми мхами (*Sph. majus*, *Sph. jensenii*, *Sph. obtusum*, *Sph. magellanicum*). Мощность торфяного профиля на болоте от 0.3 до 2.1 м.

Исходные данные по метеоусловиям взяты из интернета и обработаны (<http://meteocenter.net/>). Наблюдения за уровнем болотных вод (УБВ) проводили каждый месяц [23]. За нулевую принимали условную отметку средней поверхности болотного ландшафта, за среднюю поверхность

болота — поверхность, соответствующую отметке средней высоты элементов микрорельефа [21], положение уровня рассчитывали как разность отметок репера и зеркала болотных вод. Температурный режим в торфяном профиле изучали с помощью автономного болотного измерителя, разработанного в Институте мониторинга климатических и экологических систем СО РАН. Температуру в автоматическом режиме измеряли через каждые 15 мин по глубине торфяного профиля до 2 м [17]. Полученные результаты приводили к среднесуточным величинам. Радиоуглеродное датирование торфяного профиля болота Турочакское проведено на радиоуглеродной установке Quantulus-1220, Финляндия (бензольно-сцинтилляционный вариант) в лаборатории геологии и палеоклиматологии кайнозоя Института геологии и минералогии СО РАН.

Образцы торфов на анализ отбирали через каждые 25 см торфяным буром ТБГ-1 в соответствии с ботаническим составом до подстилающих пород. В торфах определяли ботанический состав, степень разложения, валовой азот и углерод, групповой состав ОВ торфов по [33].

Общую численность и биомассу микроорганизмов изучали прямым методом с использованием люминесцентной микроскопии [9, 14, 25].

Определение респирометрических микробиологических показателей (базальное дыхание (БД), микробная биомасса (БМ), микробный метаболический коэффициент (QR) проводили методом субстрат-индуцированного дыхания. Субстрат-индуцированное дыхание (СИД) оценивали по скорости выделения CO_2 торфом с глюкозо-минеральной смесью за 3 ч инкубации при температуре 25°C [1, 40]. Базальное дыхание измеряли по скорости выделения CO_2 торфом с водой за 24 ч инкубации при температуре 25°C. Скорость продуцирования CO_2 определяли хроматографическим методом на газовом хроматографе Кристалл-5000.1 Россия, микробную биомассу торфа — на сухую навеску путем пересчета скорости СИД. Микробный метаболический коэффициент определяли как отношение БД/СИД [32].

Активность каталазы (общую, ферментативную и неферментативную) определяли газометрическим методом в модификации Круглова и Пароменской [16, 36]. В контрольных образцах (неферментативная активность) ферменты инактивировали стерилизацией сухим жаром при температуре 180°C в течение двух часов [35]. Полифенолоксидазную (ПФО) и пероксидазную (ПД) активность анализировали по Карягиной [47] и Михайловской [39].

Газовый режим (CO_2 и CH_4) в торфяном профиле определяли в трехкратной повторности “реперс” — методом [51], подробно описанным

в [45]. Для измерения эмиссии CO_2 и CH_4 использовали метод статических замкнутых камер. В пунктах устанавливали по три камеры. Газовые замеры проводили в теплый период (май, июль, сентябрь), последовательно по пунктам наблюдений в одно и то же время. С целью определения оптимальных сроков для замера эмиссии газов были проведены исследования в течение дня в разные периоды лета. В результате последовательные замеры проводили всегда с 12-00 до 14-30. Подробности измерения и расчета газового режима приведены в [45, 49]. Все лабораторные исследования выполняли в аккредитованной лаборатории Томского государственного педагогического университета (РОСС RU.0001.516054). Обработку массивов данных проводили с использованием пакета программ Statistica 10. Рассчитывали корреляционную матрицу по 23 исследованным показателям по слоям торфяного профиля и выбирали значимые парные зависимости. Дальнейшую обработку значимых зависимостей проводили в MS Excel 2013.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Преобразования органического вещества (ОВ) в торфяных почвах имеют свои особенности. Для трансформации остатков болотных растений характерно быстрое затухание во времени и отсутствие достаточного количества минеральной составляющей, которая активно участвует в образовании гумуса минеральных почв, связывая ОВ в органо-минеральные комплексы. В торфяных почвах этого не происходит, что приводит к существенным различиям химического состава ОВ минеральных почв и ОВ торфа и является причиной более низкой устойчивости ОВ торфяных почв при смене экологических условий. Вследствие прекращения трансформации ОВ растений на более ранней стадии состав ОВ торфяных почв в большей степени зависит от исходного химического состава растений, из которых образовалось ОВ. Именно поэтому в основе классификации торфов лежит ботанико-стратиграфический принцип с генетической основой. Химический состав торфообразователей, формирующих торфяной профиль, существенно различается, и в зависимости от сочетания растений — торфообразователей образуется соответствующий состав торфяных почв (табл. 1).

Торфяной профиль эвтрофного болота в слое 0–75 см классифицируется как осоковый. Однако видовой состав осок разный. Так, осока волосистоплодная (*Carex lasiocarpa*), о. вздутая (*C. rostrata*), о. омская (*C. Omskiana*) содержат, соответственно, бензольного битумена 2.15, 2.5 и 3.0% на ОВ, легкогидролизуемых веществ — 30.2, 32.3 и 44.0% на ОВ, целлюлозы — 28.2, 27.2 и 28.6% на ОВ [27]. В зависимости от степени участия разных видов осок в ботаническом составе химический состав торфов

Таблица 1. Общетеchnические и химические свойства торфов

Вид торфа, тип залежи, глубина, см	Ботанический состав, %	ЛГВ + ВРВ	R/A, %	Л	pH сол.	N общ, %	ГК/ФК
Эвтрофное болото							
Осоковый, Н, 0–50	Древесные (кустарнички, Б), 10, <i>C. lasiocarpa</i> , 20, <i>C. rostrata</i> , 20, <i>C. omskiana</i> , 30, <i>Menyanthes trifoliata</i> , 10, <i>Equisetum palustre</i> , 10, следы мин. загр.	33.7	10/29	20.1	4.5	—	18.8/20.2
Осоковый, Н, 50–75	Древесные, (Б, кустарнички), 5, <i>C. lasiocarpa</i> , 10, <i>C. rostrata</i> , 10, <i>C. omskiana</i> , 50, <i>Menyanthes trifoliata</i> , 20, <i>Equisetum palustre</i> , 5, <i>Sph.subsecundum</i> +, следы мин. загр.	35.9	20/39	15.6	4.5	—	20.9/22.9
Древесно-осоковый, Н, 75–100	Древесные, 25; <i>C. lasiocarpa</i> , 20; <i>C. Rostrata</i> , 5; <i>C. omskiana</i> , 50; следы мин. загр.	32.2	20/35	17.1	4.6	—	22.2/21.9
Осоковый, Н, 100–150	Древесные, 10; <i>C. lasiocarpa</i> , 25; <i>C. rostrata</i> , 10; <i>C. omskiana</i> , 45; <i>Comarum palustre</i> , 5; <i>Equisetum palustre</i> , 5, следы мин. загр.	36.3	35/30	16.4	4.5	—	26.3/11.3
Травяной, Н, 150–200	Древесные, 5; <i>C. lasiocarpa</i> , 20; <i>C. rostrata</i> , 25; <i>C. cespitosa</i> , 10; <i>Equisetum palustre</i> , 20; <i>Menyanthes trifoliata</i> , 20, следы мин. загр.	—	40/38	—	4.5	2.98	—/13.1
Древесно-травяной, Н, 200–250	Древесные, 20; <i>C. lasiocarpa</i> , 25; <i>C. rostrata</i> , 5; <i>C. cespitosa</i> , 10; <i>Equisetum palustre</i> , 30; <i>Menyanthes trifoliata</i> , 10	24.0	45/21	15.0	4.5	2.58	—/13.7
Травяной, Н, 250–300	Древесные, 5; <i>C. lasiocarpa</i> , 35; <i>C. rostrata</i> , 5; <i>C. cespitosa</i> , 20; <i>Equisetum palustre</i> , 30; <i>Menyanthes trifoliata</i> , 25	—	55/34	—	—	—	—
Травяной, Н, 300–350	Древесные, 5; <i>C. lasiocarpa</i> , 25; <i>C. rostrata</i> , 25; <i>Equisetum palustre</i> , 20; <i>Menyanthes trifoliata</i> , 25	26.4	60/26	15.2	4.7	2.92	—/11.4
Травяной (вахтовый), Н, 350–400	<i>C. lasiocarpa</i> , 10; <i>C. rostrata</i> , 5; <i>C. cespitosa</i> , 5; <i>Menyanthes trifoliata</i> 65; <i>Equisetum palustre</i> , 15, следы мин. загр.	—	60/22	—	4.7	—	—
Травяной (вахтовый), Н, 400–450	Древесные, 5; <i>C. lasiocarpa</i> , 10; <i>C. rostrata</i> , 5; <i>Menyanthes trifoliata</i> , 65; <i>Equisetum palustre</i> , 15, следы мин. загр.	30.4	55/20	10.0	4.7	1.98	—/20.1
Мезотрофное болото							
Магелланикум-торф, В, 0–25	<i>Sphagnum magellanicum</i> , 85; <i>Sph. fuscum</i> , 10; <i>Sph. angustifolium</i> , 5	63.0	5/3	8.1	3.1	2.04	—
Ангустифоликум-торф, В, 25–50	Кустарнички, 5; <i>Sph. magellanicum</i> , 5; <i>Sph. angustifolium</i> , 75, <i>E. polystachyon</i> , 15	30.6	15/18	14.7	—	—	—
Магелланикум-торф, В, 50–100	<i>Sph. magellanicum</i> , 90; <i>Sph. angustifolium</i> , 5; <i>E. polystachyon</i> , 5	31.1	5/3	11.3	3.4	5.28	14.1/25.0
Балтикум-торф, В, 100–150	<i>Sph. magellanicum</i> , 5; <i>Sph. angustifolium</i> , 15; <i>Sph. balticum</i> , 50; <i>Sph. majus</i> , 15; <i>Sph. flexuosum</i> , 10; <i>E. polystachyon</i> , 5	41.8	10/4	10.0	4.1	5.72	20.4/20.0

Окончание табл. 1

Вид торфа, тип залежи, глубина, см	Ботанический состав, %	ЛГВ + ВРВ	R/A, %	Л	pH сол.	N общ, %	ГК/ФК
Шейхцерие- вый, П, 150–175	Кустарнички, 5; <i>C. lasiocarpa</i> , 5; <i>C. rostrata</i> , 5; <i>Scheuchzeria</i> , 70; <i>Sph. magellanicum</i> , 5; <i>Sph. balticum</i> , 5; <i>E. polystachyon</i> , 5	40.1	35/6	19.6	4.1	—	40.3/16.0
Шейхцерие- во-осоковый, П, 175–200	<i>C. lasiocarpa</i> , 15; <i>C. rostrata</i> , 40; <i>Scheuchzeria</i> , 25; <i>Menyanthes trifoliata</i> L., 5; <i>E. polystachyon</i> , 5; <i>Sph. (magellanicum central)</i> , 10	23.5	40/8	17.9	—	—	—

Примечание. Тип залежи: В — верховой, П — переходный, Н — низинный; Б — береза, следы мин. загр. — следы минерального загрязнения, R — степень разложения; А — зольность; ГК/ФК: ГК в числителе — гуминовые кислоты, ФК в знаменателе — фульвокислоты, % на ОВ, Л — лигнин, ЛГВ+ВРВ — легкогидролизуемые и водорастворимые вещества — % на ОВ; прочерк — не определяли.

будет разным. Например, в слое 0–50 см содержится три вида осок в равных количествах (из общих 70%). Но уже в слое 50–75 см 50% принадлежит только осоке омской, и этот слой имеет свой индивидуальный химический состав.

На глубине 75–100 см в ботаническом составе торфяного профиля обнаружены древесные остатки, их содержание вниз по профилю увеличивается до 25%. В слое 100–150 см в ботаническом составе торфов появляется хвощ, а с глубины 150–200 см — вахта. Их содержание увеличивается вниз по профилю одновременно с увеличением степени разложения до 60%. Зольность по профилю колеблется (29–39%) и связано это со следами минерального загрязнения, которое отмечается до 2 м и далее с глубины 3.5 м до подстилающих пород. Низкие значения pH 4.5 наблюдаются по всему профилю. Содержание ГК по профилю колеблется в пределах 18.8–26.3% на ОВ. Фульвокислоты преобладают в поверхностном метровом слое (20.2–22.9% на ОВ). Высокое содержание легкогидролизуемых и водорастворимых веществ (24.0–36.3% на ОВ) наблюдается в верхней части профиля с высоким содержанием осок в ботаническом составе.

Мезотрофный профиль до 150 см представлен олиготрофными торфами, которым принадлежит 75–90% в ботаническом составе со степенью разложения 5–15% и зольностью 2.8–7.9%. Обратимся к химическому составу двух видов мха *Sph. magellanicum*, *Sph. fuscum*. Бензольного биту-ма в *Sph. magellanicum* содержится 2.51% на ОВ, в *Sph. fuscum* — 1.79%, водорастворимых веществ — соответственно 8.2 и 5.8% на ОВ, легкогидролизуемых веществ — 55.5 и 48.9% на ОВ, целлюлозы — 20.0 и 17.1% на ОВ [27]. Их сочетание в торфах влияет на формирование химических свойств торфов. В торфяном профиле с глубины 150 и до 175 см преобладает переходный шейхцериевый торф, которому принадлежит 70% в ботаническом составе.

При этом резко повышается степень разложения торфа в этом слое — до 35%. Шейхцерия отличается повышенным содержанием гемицеллюлозы, которая обеспечивает наиболее существенные различия вещественного состава торфообразователей, влияющих на процессы их деструкции и образования ОВ торфа. В слое 175–200 см торфяного профиля шейхцерия занимает уже 25%, осоки — 55%, сфагновые мхи — 15% и появляется вахта — 5%. Реакция среды в торфяном профиле кислая, высокое содержание легкогидролизуемой и водорастворимой фракции ОВ до глубины 175 см — 31.1–63.0% на ОВ, а также лигнина. Особо выделяется слой переходного шейхцериевого торфа с высоким содержанием ГК. Таким образом, химический состав растений-торфообразователей служит исходным материалом при формировании ОВ торфов.

Гидролого-климатические условия периода исследования. При характеристике погодных условий использовали комплексный показатель — гидро-термический коэффициент (ГТК). За период исследований контрастных лет по климатическим условиям не наблюдалось. Практически все их можно отнести к среднемноголетним. Но, учитывая тепловлагообеспеченность по месяцам, в период наблюдений вошли: относительно сухой год — 2013, среднемноголетние — 2011 и 2012 гг. и относительно влажный — 2010 г. (табл. 2).

В этих погодных условиях формирование УБВ в эвтрофном и мезотрофном болотах различалось в динамике с интервалом до 20 см, при этом УБВ на мезотрофном болоте всегда были ближе к поверхности (табл. 3). Динамика УБВ в болотах разного генезиса не всегда характеризуется синхронностью, что определяется особенностью эвтрофного болота, залегающего в межгорной депрессии. Болотообразовательный процесс имеет здесь значительные масштабы благодаря поступлению еще и стоковых

Таблица 2. Гидротермический коэффициент за период 2010–2013 гг., метеостанция Турочак

Годы	Месяц					Среднее за V–IX
	V	VI	VII	VIII	IX	
2010	1.1	1.8	1.6	3.5	2.8	2.1
2011	2.0	1.0	0.9	1.5	1.7	1.4
2012	0.9	1.8	1.5	1.5	2.2	1.6
2013	1.1	0.8	1.3	1.7	0.5	1.1
Среднегодовое ГТК	0.8	1.7	1.8	1.6	1.5	1.5

Примечание. ГТК (гидротермический коэффициент) представляет отношение суммы осадков за период с температурой выше 10°C от испаряемости, выраженной суммой температур за этот же период и уменьшенной в 10 раз.

вод с окружающих возвышенностей, что не характерно для мезотрофного болота.

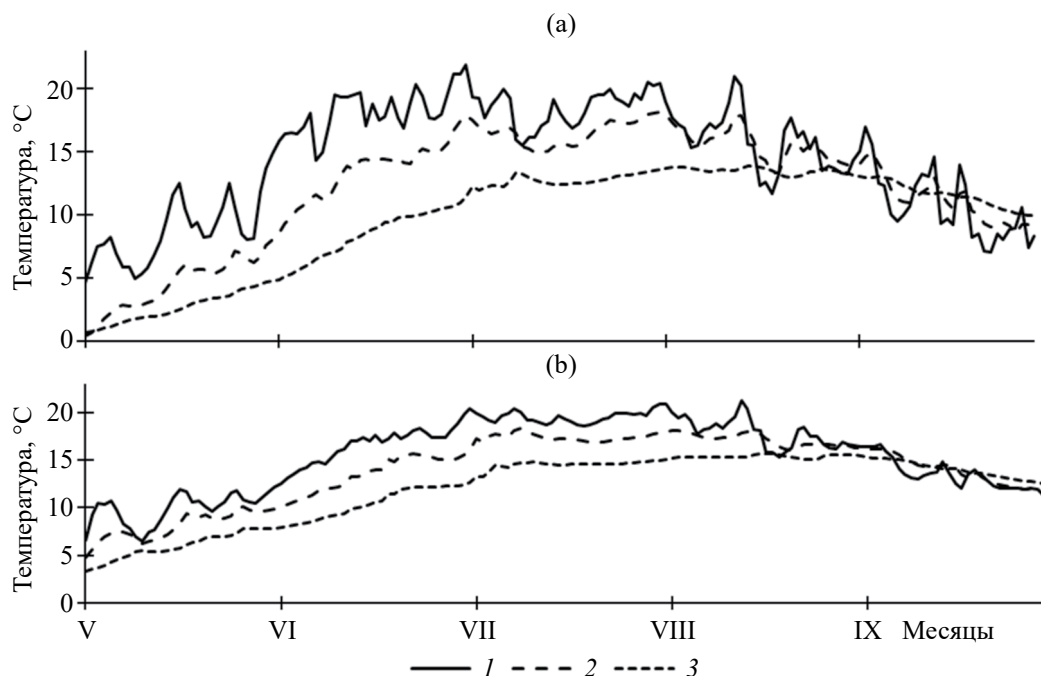
Режим влажности в торфяном профиле обоих болот в течение этих лет изменяется лишь в слое 0–30 см, ниже по профилю влажность равна полной влагоемкости.

Температурный режим в исследуемых болотах рассмотрим на примере среднегодовом по метеосостояниям 2012 г. (рис. 1). Торфяной профиль мезотрофного болота прогревается постепенно

Таблица 3. Уровни болотных вод, средние за месяц, см

Болото	Месяц				
	V	VI	VII	VIII	IX
2010 г.					
Эвтрофное	10	17	18	19	36
Мезотрофное	21	27	29	36	25
2011 г.					
Эвтрофное	25	36	48	44	42
Мезотрофное	26	13	24	31	38
2012 г.					
Эвтрофное	22	22	34	43	26
Мезотрофное	33	45	41	60	47
2013 г.					
Эвтрофное	27	36	40	32	36
Мезотрофное	19	26	27	18	33

и проникновение средних суточных температур воздуха прослеживается только в поверхностный 10-сантиметровый слой. В торфяной залежи эвтрофного болота на средние суточные температуры воздуха реагируют слои 20 и 30 см. Динамика изменения температуры в торфяных профилях эвтрофного и мезотрофного типа одинакова, но


Рис. 1. Температурный режим болот Горного Алтая в 2012 г.: (а) – эвтрофное, (б) – мезотрофное; 1 – 10 см, 2 – 30 см, 3 – 60 см.

отмечается запаздывание в прогревании мезотрофного торфяного профиля, и его температура ниже на 4–5°C по сравнению с эвтрофным профилем. Динамика температуры приобретает равномерный вид начиная с 40 см в обоих болотах. Следует отметить, что тепловой поток в торфяном профиле определяется объемной плотностью, степенью разложения, дисперсностью торфа и, следовательно, ботаническим составом растений [29, 38]. В результате торфа мезотрофного болота имеют объемную плотность в пределах 0.04–0.1 г/см³, торфа эвтрофного болота — 0.3–0.4 г/см³. Отмечающиеся различия в динамике температуры в торфяном профиле болот, безусловно, оказывают влияние на их биологический режим.

Биологический режим. Важная роль микробного сообщества сводится к избирательному безостаточному окислению, разложению и минерализации отдельных компонентов торфов, снижению молекулярного веса частично разрушаемых компонентов, изменению аминокислотного состава белков и дегидратации циклических соединений. Все эти процессы приводят к накоплению полимеров ароматического строения. Как считают авторы [27], потребление микробным сообществом ОВ торфа происходит избирательно: разложению подвергаются ОВ, наиболее доступные для микробиома. Следовательно, составляющей направленности процесса торфогенеза является соотношение растений и их процентное содержание в ботаническом составе каждого слоя торфяного профиля. Также качественный состав ОВ торфов определяется приуроченностью к определенной природноклиматической зоне [53]. При изучении динамики численности различных групп микробиома важным является оценка соотношения живых и мертвых клеток. В последнее время большое внимание в микробиологических работах, оценивающих распределение и запасы микробной биомассы в болотах, уделяется методу люминесцентной микроскопии. Этот метод позволяет выявить как активный компонент микромицетного комплекса — мицелий, так и неактивный компонент — споры.

Ранее, в процессе многолетних исследований биологического режима в болотах разного генезиса на территории Западной Сибири с использованием люминесцентно-микроскопического метода, была показана активность биологических процессов по всему торфяному профилю до подстилающих пород. Бактерии, мицелий (актиномицетный, грибной) и споры грибов преобладают в верхнем корнеобитаемом слое, но и в нижележащих слоях они присутствуют [5, 45]. Подобная закономерность была выявлена и при изучении динамики микробных сообществ в исследуемых болотах ГА (рис. 2).

Бактерии выявлены по всему торфяному профилю болот. Их численность в эвтрофном болоте за два года варьирует от 2 до 40 млрд кл./г сухого

торфа, в мезотрофном — от 4 до 30 млрд кл./г. Максимальная численность бактерий в болотах приурочена к верхнему 0–50 см слою торфяного профиля. Вниз по профилю наблюдается постепенное уменьшение плотности бактериальных популяций до минимальных значений к подстилающей породе: в эвтрофном болоте до 2–10 млрд кл./г (соответственно в 2012 и 2013 гг.) и в мезотрофном — 4–10 млрд кл./г. Более благоприятные погодные условия 2013 г. повлияли на плотность бактериальных популяций бактерий. В особенности это проявлялось в нижней части торфяного профиля, в которой их численность в эвтрофном болоте, например, на глубине 150–175 см увеличивалась на 14%, а в мезотрофном — в 2.5 раза по сравнению с поверхностными слоями. За теплый период высокая численность бактерий в торфяном профиле отмечена в июле и это хорошо прослеживается в динамике мезотрофного болота за 2012 г.

Актиномицетный мицелий определяется по всему профилю. Длина актиномицетного мицелия в эвтрофном профиле снижается от 3.3 км/г в верхних слоях до 80 м/г — в нижних, в мезотрофном профиле соответственно — от 1.8 км/г до 110 м/г. Наибольшая длина актиномицетного мицелия приурочена к поверхностному слою 0–50 см как в эвтрофном, так и в мезотрофном торфяном профиле. С этой глубины отмечается резкое уменьшение длины актиномицетного мицелия в мезотрофном профиле в 1.8–2.2 раза в разные годы. В профиле эвтрофного болота уменьшение длины актиномицетного мицелия происходит постепенно, и к почвообразующей породе его длина равна 500 м/г. Более теплые по погодным условиям месяцы оказали достоверное влияние на увеличение длины мицелия в мезотрофном профиле на глубине 100–175 см (выявлена значимая положительная корреляция ($r = 0.94$, $p < 0.05$)). Отмечается, что погодные условия повлияли на динамику мицелиальных микроорганизмов. Так, теплый июль за все года исследований благоприятствует увеличению длины мицелия в слое 0–50 см торфяного профиля эвтрофного и мезотрофного типа.

Грибные споры выявлены также по всему профилю исследуемых болот. Их численность варьирует от 3 до 44 млн/г в эвтрофном профиле и от 10 до 43 млн/г в мезотрофном. Высокая численность грибных спор преобладает в эвтрофном профиле до глубины 175 см, в мезотрофном — в слое 0–50 см. Численность спор грибов достоверно реагирует на погодные условия отдельных месяцев теплого периода. В особенности это касается эвтрофного профиля в верхней части профиля ($r = 0.84$, $p < 0.05$).

Сравнение с аналогичными болотами Западно-Сибирской равнины [5, 8] показывает, что в эвтрофных и мезотрофных болотах ГА меньше плотность бактериальных популяций бактерий и спор грибов в их максимальных значениях.

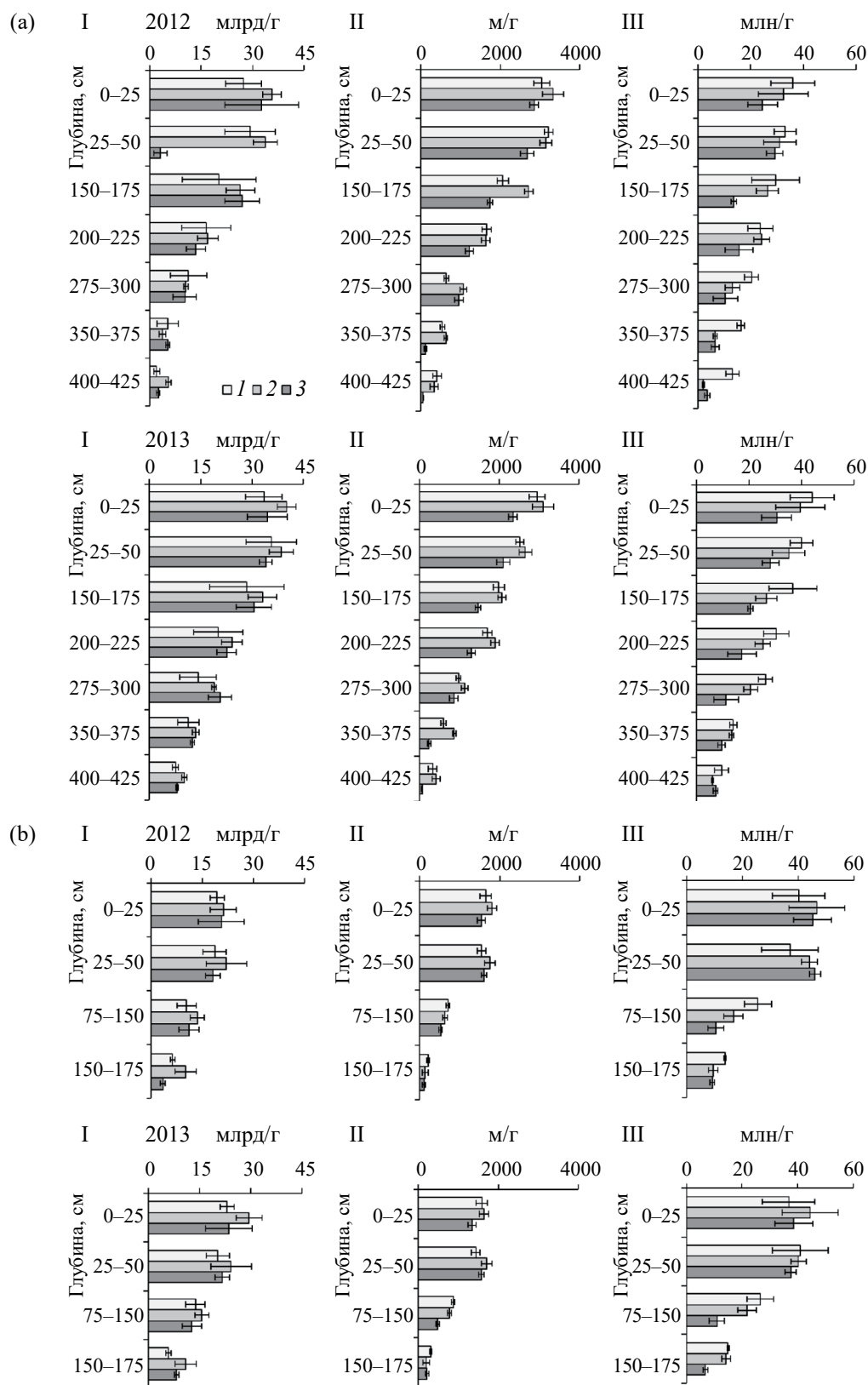


Рис. 2. Динамика компонентов микробной биомассы в торфяном профиле болот Горного Алтая за 2012–2013 гг.: (а) – эвтрофное; (б) – мезотрофное; I – бактерии; II – актиномицетный мицелий; III – споры грибов; 1 – май, 2 – июль, 3 – сентябрь.

Например, в эвтрофном болоте (южно-таежная зона Западно-Сибирской равнины) [8] численность бактерий изменяется в пределах 12–67 млрд кл./г, а спор грибов – от 12 до 70 млн спор/г, длина актиномицетного мицелия варьирует от 1–2 км/г в верхней части профиля до 100–400 м в ее нижней части. В исследуемом эвтрофном болоте ГА наблюдается идентичная закономерность по активности микромицетного мицелия. Выявлено, что длина актиномицетного мицелия в болотах ГА распределяется по всему профилю эвтрофного (глубина 4.5 м) и мезотрофного профиля (глубина 2 м), что не всегда характерно, например, для болот Сибири и других регионов [4].

Известно, что метод люминесцентной микроскопии позволяет дифференцировать эукариотные и прокариотные клетки, но не предоставляет возможность судить об их активности и экофизиологическом статусе [31]. Все эти ограничения могут быть преодолены использованием метода СИД. Этот метод широко применяется в ряде зарубежных стран [43, 44, 50]. Рассмотрим результаты, полученные вышеуказанным методом, на примере динамики микробиологической активности в слое 0–175 см эвтрофного (дополнительно анализировали слой 400–425 см) и мезотрофного профиля за теплый период 2013 г. (табл. 4).

Пределы изменения микробной биомассы в эвтрофном болоте составляют 1.03–5.42 мг/г за теплый период. Самые высокие значения микробной биомассы отмечаются в поверхностном слое эвтрофного болота – 5.42 мг/г, на глубине 400–425 см ее величина существенно снижается – до 0.96 мг/г. В мезотрофном болоте содержание микробной биомассы в торфяном профиле изменяется от 1.39 до 6.56 мг/г с повышенными величинами в поверхностных слоях. С глубиной содержание биомассы в летний период в обоих болотах уменьшается примерно в 1.3–5.6 раза. Эта закономерность нарушается в мезотрофном профиле в сентябре, когда в слое 25–50 см происходит увеличение биомассы в 2.4 раза по сравнению с поверхностным слоем, что также объясняется погодными условиями сентября 2013 г. Сравним полученные результаты с результатами, приведенными в работе [7]. Как отмечают авторы, наиболее высокие значения микробной массы характерны для слоя 0–40 см, ниже содержание биомассы уменьшалось на глубине 300 см, но показатели по значениям были меньше, чем наблюдается в эвтрофном болоте ГА (1.40–5.42 мг/г). Надо полагать, это объясняется иными условиями торфообразования эвтрофного болота в условиях ГА.

Скорость БД в эвтрофном профиле в слое 0–175 см изменяется в пределах 2.11–5.44 мкг С–СО₂/(г ч), высокие значения отмечаются в поверхностном слое в мае (4.0 мкг С–СО₂/(г ч) и сентябре (5.44 мкг С–СО₂/(г ч)). По сравнению с маем скорость БД в поверхностном слое в июле меньше

в 1.5 раза, но имеет большие значения в нижней части профиля. В этом месяце торфяной профиль уже прогревается до глубины 30–40 см, что и определило увеличение скорости БД. В мезотрофном профиле в слое 0–175 см скорость БД изменяется в пределах 0.62–1.79 мкг С–СО₂/(г ч), т.е. значительно меньше, чем в эвтрофном торфяном профиле. И другая особенность – самые высокие ее значения определены в слое 150–175 см (в мае – 1.79, июле – 1.79 и в сентябре – 1.63 мкг С–СО₂/(г ч)). В этом случае имеется только одно объяснение – появление на этой глубине мезотрофного профиля в ботаническом составе шейхцерии (до 70% его состава), которая характеризуется уникальным составом ОВ.

Микробный метаболический коэффициент (QR), являющийся критерием устойчивости микробных сообществ и индикатором эффективности использования субстрата [41], с глубиной изменяется, но в целом для вегетационного периода 2013 г. не превышает величины 0.85, что характеризует стабильное функционирование микробных сообществ в исследуемых болотах. Согласно работе [42], отсутствие значительных различий величин QR может свидетельствовать об устойчивом

Таблица 4. Микробиологическая активность за теплый период, 2013 г.

Глубина, см	БМ, мг/г с. т.	БД, мкг С–СО ₂ /(г ч)	QR (БД/СИД)
Май			
0–25	4.29/6.06	4.00/1.38	0.35/0.20
25–50	3.89/1.54	2.33/1.13	0.20/0.75
150–175	1.58/1.39	2.11/1.79	0.47/0.71
400–425	1.76/–	1.20/–	0.24/–
Июль			
0–25	1.40/3.33	2.73/1.12	0.85/0.30
25–50	2.28/1.96	2.60/0.62	0.45/0.34
150–175	1.03/2.70	2.66/1.79	0.60/0.36
400–425	1.52/–	1.27/–	0.30/–
Сентябрь			
0–25	5.42/2.75	5.44/1.25	0.35/0.34
25–50	1.93/6.56	2.78/0.89	0.54/0.15
150–175	1.10/1.77	2.94/1.63	0.72/0.45
400–425	0.96/–	1.56/–	0.63/–

Примечание. БД – базальное дыхание; БМ – микробная биомасса, QR – микробный метаболический коэффициент, с. т. – сухой торф, числитель – эвтрофное болото, знаменатель – мезотрофное, прочерк – не определяли.

протекании микробных процессов, связанных с трансформацией углерода.

Таким образом, можно констатировать, что распределение микробиома в исследуемых болотах отмечается по всему профилю, но проявляется с разной активностью. И несмотря на условия полного затопления торфяного профиля с поверхности, наблюдаемые весной и в периоды выпадения больших осадков, биохимические процессы продолжают протекать. Это отмечено и в эвтрофном (мощность профиля — 4.5 м) и в мезотрофном профиле (при мощности 2 м).

В изучении биологических режимов природных экосистем большую роль играет определение биокаталитических параметров, так как это дает возможность определить направление процессов, происходящих в болотах разного генезиса. Исследования в данном аспекте показывают, что микробиологическая и ферментативная активности могут служить, наряду с другими критериями, надежным диагностическим показателями направленности процессов трансформации ОВ торфов в болотах.

Полученные выше результаты по микробиологической активности торфяных профилей эвтрофного и мезотрофного типов подтверждаются данными по ферментативной активности. Но прежде обратим внимание, что вторая стадия образования гумусовых кислот — их конденсация и полимеризация — включает ферментативное окисление фенольных производных до хинонов и последующую конденсацию фенольных соединений и хинонов с аминокислотами и пептидами. Реакции окисления фенольных соединений с участием кислорода воздуха катализирует фермент полифенолоксидаза, а за счет кислорода, выделяющегося при разложении перекиси водорода, — пероксидаза. К оксидоредуктазам относится и фермент каталаза.

Каталазную активность можно рассматривать как показатель функциональной активности микробиоты в различных экологических нишах [15, 24, 37]. Приведем результаты по динамике общей каталазы, полифенолоксидазы (ПФО) и пероксидазы (ПД) в торфяном профиле исследуемых болот за среднесезонный 2012 г. и относительно засушливый 2013 г. (рис. 3).

Каталаза катализирует реакцию разложения перекиси водорода при взаимодействии ее с субстратом, состав которого для нее важен. Известно, что в пределах даже видов торфов активность каталазы существенно различается. В эвтрофном профиле общая каталазная активность изменяется в теплые периоды в пределах от 1.1 до 17.9 см³ О₂/(г 2 мин). Максимальная активность каталазы приурочена к верхнему слою 0–50 см торфяного профиля, в котором отмечается наибольшая численность различных групп микробиома и высокое

содержание легкоразлагаемых органических соединений. С глубиной, по мере уменьшения численности микробиоты, все более проявляются в ботаническом составе травянистые растения-торфообразователи (хвоща и вахты) и, соответственно, уменьшается содержание легкогидролизуемых и водорастворимых веществ, наблюдается тенденция к снижению почти в 2 раза активности фермента. Более высокая (в 1.6 раз) общая каталазная активность в эвтрофном профиле отмечается в более благоприятных погодных условиях 2013 года.

В мезотрофном профиле пределы варьирования по общей каталазной активности изменяются за два года от 1.5 до 16.2 см³ О₂/(г 2 мин). В профиле до глубины 150 см каталазная активность не превышает 5 см³ О₂/(г 2 мин), что объясняется присутствием в ботаническом составе слаборазложившихся (*R* = 5–15%) олиготрофных сфагновых торфов с низкой зольностью. Исключение отмечается в мае среднесезонного года в слое 0–25 см (9.5 см³ О₂/(г 2 мин)). Возможно, это связано с накоплением легкогидролизуемых соединений в верхнем слое мезотрофного профиля за предыдущий вегетационный период и высокой сохранностью фермента в торфе, что и обусловило весенний максимум общей каталазной активности. Полученные результаты в целом согласуются с литературными данными, согласно которым олиготрофные торфа отличаются невысокой активностью каталазы [12]. Далее вниз по профилю в слое 150–175 см, который сформирован хорошо разложившимся шейхцериевым переходным торфом, активность общей каталазы в течение всего летнего периода в среднем увеличивается в 2 раза. При этом в сезонной динамике прослеживаются весенний и осенний максимумы активности каталазы и минимальные значения активности в июле.

В процессе торфогенеза значительная роль принадлежит ферментам полифенолоксидазе (ПФО) и пероксидазе (ПД) [6, 11, 37, 48]. Активность ПФО в среднем значении в 2.4 раза выше в эвтрофном профиле (пределы 0.2–4.1 мг 1,4-бензохинона/(г 30 мин)) по сравнению с мезотрофным (от нуля до 2.6 мг 1,4-бензохинона/(г 30 мин)). Это свидетельствует о том, что в эвтрофном профиле активнее протекают процессы гумификации органического вещества по сравнению с мезотрофным профилем, верхняя часть которого сформирована олиготрофными сфагновыми торфами, слабоподвергающимися деструкции и дальнейшей гумификации. Сезонная динамика активности ПФО в разные годы различается: более благоприятные погодные условия для процессов гумификации в эвтрофном профиле в среднесезонный год отмечаются в июле, а в относительно засушливый год — только в сентябре, когда выпадает достаточное количество осадков.

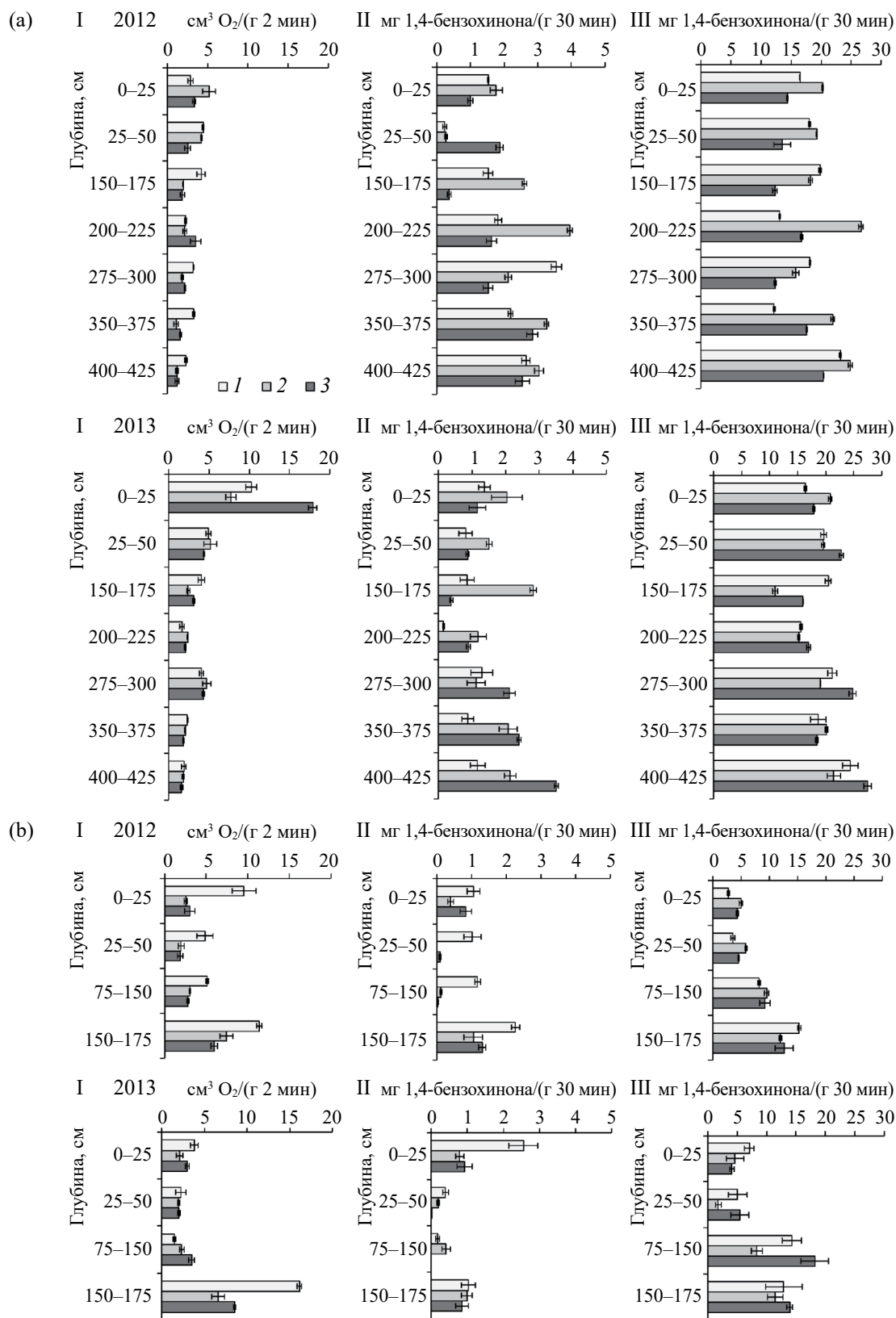


Рис. 3. Динамика активности ферментов в торфяном профиле болот Горного Алтая за 2012–2013 гг.: (а) – эвтрофное; (б) – мезотрофное; I – общая каталаза; II – полифенолоксидаза; III – пероксидаза; 1 – май, 2 – июль, 3 – сентябрь.

Наименьшие показатели активности ПФО (или ее полное отсутствие) отмечаются в мезотрофном профиле в слое 25–100 см (0–1.17 мг 1,4-бензохинона/(г 30 мин)). В более глубоких слоях профиля, как и в случае с общей каталазой, при смене олиготрофных торфов на переходный шейхцериевый и увеличении содержания ГК от 14 до 40% от ОВ активность ПФО увеличивается в 3–5 раз.

Активность пероксидазы в эвтрофном профиле в средних значениях в 2.2 раза выше (10.9–27.5 мг 1,4-бензохинона/(г 30 мин)), по сравнению с мезотрофным профилем (1.8–18.2 мг 1,4-бензохинона/(г 30 мин)), что определяется разным ботаническим составом и, соответственно, разным составом ОВ. Динамика ПД в эвтрофном профиле в 2012 и 2013 гг. характеризуется равномерностью распределения по профилю, но в отдельные месяцы отмечается ее повышенная активность. Так, в среднемноголетний год в июле наблюдается высокой активностью ПД (15.8–26.6 мг 1,4-бензохинона/(г 30 мин)), а также в сентябрь 2013 г. (15.9–27.5 мг 1,4-бензохинона/(г 30 мин)). В профиле мезотрофного болота происходит увеличение активности ПД в среднем в 3 раза ближе к подстилающей породе, но меньше активности, что отмечается в эвтрофном болоте. Предположительно, это можно объяснить быстрым разложением растительных тканей растений-торфообразователей, содержащих значительное количество легкогидролизуемых веществ, на поверхности мезотрофного болота в аэробных условиях их первоначального превращения в торф. Когда же этот слой в процессе торфообразования оказывается под действием времени на глубине, биохимические процессы продолжают свою работу преобразования ОВ, но направление смещается в сторону гумификации, так как легкодоступного ОВ уже нет. Этому благоприятствуют и биохимические процессы, протекающие в системах [19].

Динамика концентрации парниковых газов. Концентрация парниковых газов (определения проведены за три года) изменяется в мезотрофном профиле по CO_2 в пределах 0.05–1.10 ммоль/дм³, по CH_4 – 0.00–0.62 ммоль/дм³ (рис. 4). Для эвтрофного профиля эти значения более высокие: по CO_2 – 0.07–1.40 и по CH_4 – 0.00–0.65 ммоль/дм³. Если сравнить эти показатели с западносибирскими аналогами болот [12], то можно отметить их близкие значения по концентрации CO_2 , но более высокие концентрации CH_4 в болотах ГА.

В эвтрофном болоте в среднемноголетний год (2011 г.) концентрация CO_2 характеризуется как высокая во влажном мае (ГТК 2), в остальные месяцы – примерно похожая, независимо от погодных условий месяцев. Высокая концентрация CO_2 прослеживалась и в более сухой год (2013 г.). Вместе с тем ученые констатируют увеличение концентрации CO_2 именно в сухие периоды [20], но это отмечается чаще для минеральных почв. При расчете

парных коэффициентов корреляций между концентрацией CO_2 и параметрами других режимов в торфяном профиле эвтрофного болота отмечено наличие связей с численностью бактерий по всему профилю (с поверхности ($r = -0.72$, $p < 0.05$), с глубины 175 см – ($r = -0.95$, $p < 0.05$)) с активностью неферментативной каталазы, начиная с глубины 200 см – ($r = -0.71 \dots -0.91$), $p < 0.05$), с активностью пероксидазы и полифенолоксидазы в разных слоях профиля – ($r = -0.84 \dots -0.72$, $p < 0.05$). Можно предположить, что существует четкая связь концентрации CO_2 в исследуемых торфяных профилях с протекающими в них биологическими процессами.

Отсутствие четкой связи с погодными условиями прослеживается и в динамике концентрации CH_4 в эвтрофном торфяном профиле. Так, вопреки мнению о снижении активности процесса образования CH_4 в сухие годы, высокие значения концентрации CH_4 в эвтрофном болоте проявляются в мае во все годы, в том числе в относительно сухой 2013 г. В остальные месяцы концентрация CH_4 была практически одинаковой. Расчет коэффициентов корреляции показывает что существует достоверная положительная связь концентрации CH_4 в эвтрофном профиле со спорами грибов ($r = 0.74$, $p < 0.05$) и отрицательная – с численностью бактерий ($r = -0.70$, $p < 0.05$) и активностью каталазы (-0.84 , $p < 0.05$).

Концентрация CO_2 в мезотрофном торфяном профиле изменяется в интервале от нуля до 1.2 ммоль/дм³. С поверхности отмечаются наиболее низкие концентрации CO_2 , вниз по профилю наблюдается ее увеличение. В наибольшей степени это отмечается в мае всех рассматриваемых лет. В июне–сентябре профильная динамика имеет монотонный вид. Положительная корреляционная связь в мезотрофном профиле проявляется между концентрацией CO_2 и активностью актиномицетного мицелия в верхней части профиля ($r = 0.82$, $p < 0.05$) и отрицательная – с УБВ ($r = -0.70$, $p < 0.05$), что показывает высокую связь между этими параметрами.

В мезотрофном болоте во влажном мае всего периода исследования концентрация CH_4 была невысокой. Только в сентябре 2011 г. и июле 2012 г. (среднемноголетние годы по ГТК) концентрация CH_4 в мезотрофном болоте увеличивается, но не превышает значений CH_4 в эвтрофном болоте. Возможно, невысокие значения концентрации в профиле болот ГА объясняются тем, что в период исследований не вошли экстремально влажные и экстремально сухие годы и месяцы. Контрастные погодные условия, надо полагать, выявили бы большую зависимость динамики газов в торфяном профиле от погодных условий. Что касается распределения CH_4 по глубине торфяного профиля, то к подстилающим породам содержание его всегда увеличивается. В мезотрофном профиле

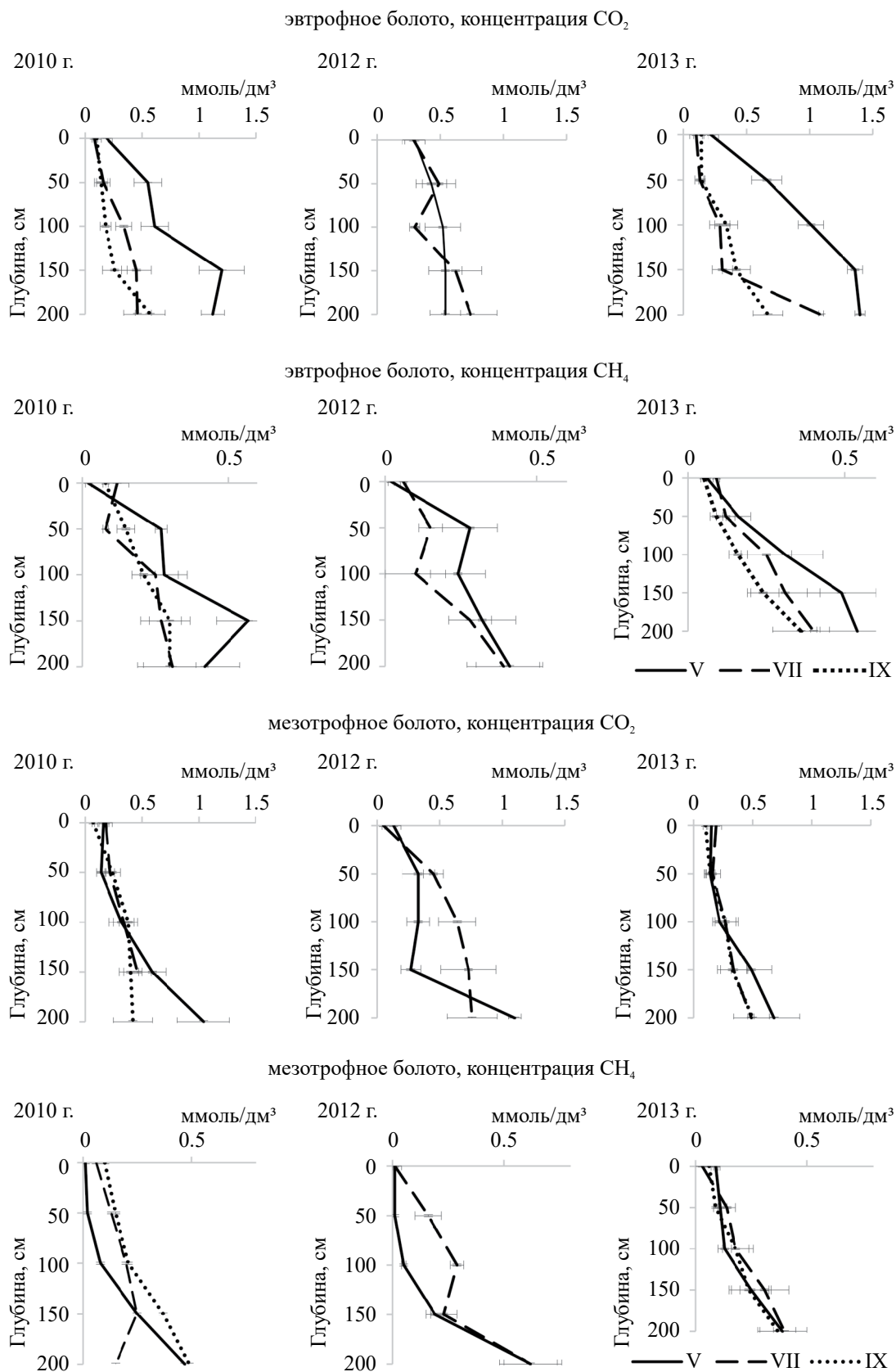


Рис. 4. Профильная динамика газового состава за 2010, 2012, 2013 гг.: V – май, VII – июль, IX – сентябрь, в 2012 г. в сентябре не определяли.

положительная корреляционная связь проявляется между концентрацией CH_4 и численностью бактерий ($r = 0.80$, $p < 0.05$) и отрицательная — с активностью общей каталазы и неферментативной каталазы с коэффициентом корреляции в профиле 0–60 см ($r = -0.86$, $p < 0.05$).

Эмиссия парниковых газов. Представляет интерес рассмотрение динамики эмиссии газов за 4 года. В эвтрофном и мезотрофном болотах ГА экстремальные значения эмиссии CO_2 варьируют в пределах 17.2–109.9 мг/(м² ч), эмиссии CH_4 — от 0.50 до 15.1 мг/(м² ч) (табл. 5).

В эвтрофном болоте наибольшие значения эмиссии CO_2 наблюдаются в относительно влажном 2010 г. (ГТК 2) в пределах 64.0–77.1 мг CO_2 /(м² ч) при среднем значении за летний период — 71.6 мг CO_2 /(м² ч), что в 1.7–3.7 раза превышает средние значения за другие годы. В сухой 2013 г. значения эмиссии CO_2 снижаются до 27.0–31.0 мг CO_2 /(м² ч).

Экстремальные значения эмиссии CH_4 на эвтрофном болоте характеризуются пределами варьирования от 1.3 до 11.3 мг CH_4 /(м² ч) с наибольшей средней эмиссией в сухой 2013 г. — 5.9 мг CH_4 /(м² ч). Во влажный год этот показатель увеличивается до 6.2 мг CH_4 /(м² ч).

На мезотрофном болоте эмиссия CO_2 была выше (в 1.5–2 раза) по сравнению с эмиссией на эвтрофном болоте, и пределы ее колебаний были в интервале 34.9–109.9 мг CO_2 /(м² ч). Во влажный год значения эмиссии остаются высокими за исключением мая, и среднее за сезон составляет 70.0 мг CO_2 /(м² ч), практически как и в эвтрофной торфяной залежи. Экстремальные пределы эмиссии CH_4 на мезотрофном болоте равны пределам 0.7–15.1 мг CH_4 /(м² ч). Если сравнить эти данные с результатами, полученными на эвтрофных и олиготрофных торфяных залежах южно-таежной зоны [10], то величины эмиссии парниковых газов в болотах ГА значительно меньше.

При расчете парных коэффициентов корреляций между значениями эмиссии CO_2 и параметрами других режимов в торфяном профиле эвтрофного болота установлено, что существует четкая отрицательная связь эмиссии CO_2 с активностью общей каталазы ($r = -0.83$, $p < 0.05$) и ферментативной каталазой ($r = -0.78$, $p < 0.05$), а также с активностью пероксидазы ($r = -0.83$, $p < 0.05$). Эмиссия CH_4 в торфяном профиле эвтрофного болота положительно коррелирует с численностью бактерий ($r = 0.75$, $p < 0.05$) и активностью полифенолоксидазы ($r = 0.85$, $p < 0.05$).

В торфяном профиле мезотрофного болота значения коэффициентов корреляций между значениями эмиссии парниковых газов и другими параметрами биохимического режима имеют более высокие показатели и охватывают весь профиль, в отличие от эвтрофного болота. Особо выделяется слой 75–100 см. Расчет коэффициентов корреляции показал, что существует достоверная связь эмиссии CO_2 с общей ($r = 0.93$, $p < 0.05$) и ферментативной активностью каталазы ($r = 0.87$, $p < 0.05$) до глубины 100 см. Эмиссия метана положительно коррелирует с ферментативной активностью каталазы ($r = 0.94$, $p < 0.05$) и отрицательно — с численностью бактерий в слое 0–100 см ($r = -0.82$, $p < 0.05$). Следует отметить, что на глубине 100 см происходит смена в ботаническом составе мхов: ангустифолиум и магелланикум на 50% заменяется на балтикум торф. Также эмиссия метана положительно коррелирует с активностью неферментативной каталазы ($r = 0.94$, $p < 0.05$) в слоях 0–25 (верховой магелланикум торф) и 150–175 см (переходный шейхцериевый торф с высокой степенью разложения).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Болота ГА по своим свойствам значительно отличаются от болот равнинных территорий своими орографическими, геоморфологическими

Таблица 5. Эмиссия диоксида углерода, метана в эвтрофном и мезотрофном торфяном профиле за летние периоды

Год	Эвтрофное болото						Мезотрофное болото					
	CO_2 , мг CO_2 /(м ² ч)			CH_4 , мг CH_4 /(м ² ч)			CO_2 , мг CO_2 /(м ² ч)			CH_4 , мг CH_4 /(м ² ч)		
	V	VII	IX	V	VII	IX	V	VII	IX	V	VII	IX
2010	73.7	77.1	64.0	—	6.6	5.7	37.6	62.5	109.9	0.7	6.4	15.1
2011	42.7	26.1	56.1	—	8.0	8.6	89.6	53.0	49.1	12.3	10.4	12.5
2012	17.2	49.7	27.0	1.3	—	5.4*	93.3	74.8	34.9	8.9	0.6	0.5
2013	31.0	27.2	27.0	4.1	11.3	2.2	45.7	45.4	34.9	1.8	—	1.0

* Значение рассчитано методом регрессионного анализа.

Примечание. Прочерк — измерение не проводили.

особенностями, литологическим составом подстилающих пород и богатой растительностью. Сформированный в процессе торфообразования ботанический состав стратиграфических слоев торфяных профилей определяет физико-химические и биологические свойства торфов. Торфа эвтрофного профиля характеризуются кислой реакцией среды 4.5–4.7, низким содержанием водорастворимых и легкогидролизуемых веществ и высоким содержанием ГК. Торфа мезотрофного профиля – очень кислой pH (3.1–4.10), меньшим содержанием ГК и высоким – водорастворимых и легкогидролизуемых веществ, а также фульвокислот. Содержание лигнина в экстремальных значениях примерно одинаковое, но по глубине профиля распределено неравномерно.

Активность биологических процессов отмечается по всему торфяному профилю болот до минеральных подстилающих пород, но степень их активности определяется типом болота и ботаническим составом. В эвтрофном торфяном профиле численность бактерий изменяется в пределах 2–40 млрд/г, в мезотрофном – от 4 до 30 млрд/г. Плотность актиномицетного мицелия в эвтрофном профиле варьирует от 3.3 км/г (в поверхностных слоях) до 80 м/г к подстилающим породам, в мезотрофном – соответственно от 1.8 км/г до 110 м/г. Грибные споры представлены в эвтрофном профиле в пределах 3–44 млн/г, в мезотрофном – 10–43 млн/г. Максимальная численность бактерий, грибных спор отмечается в поверхностном слое 0–50 см торфяных профилей болот. Плотность бактериальных сообществ постепенно снижается в сторону подстилающей породы. Важно отметить, что актиномицетного мицелия в эвтрофном торфяном профиле в 2 раза больше, и глубина проникновения достигает 150 см по сравнению с мезотрофным торфяным профилем.

Микробная биомасса (метод базального дыхания) в эвтрофном профиле изменяется от 1.03 до 5.42 мг/г, в мезотрофном профиле – от 1.39 до 6.56 мг/г с повышенными величинами в поверхностных слоях. С глубиной содержание биомассы в обоих болотах снижается в 1.3–5.6 раза. Скорость базального дыхания в эвтрофном профиле в слое 0–175 см варьирует в пределах 2.11–4.0 мкг С–СО₂/(г ч) с наибольшими значениями в поверхностном слое. Скорость базального дыхания в мезотрофном профиле изменяется в пределах 0.62–1.79 мкг С–СО₂/(г ч), что в 2.2–3.4 раза меньше, чем в эвтрофном торфяном профиле. Микробный метаболический коэффициент в торфяном профиле болот не превышает значения 0.85, что характеризует стабильное функционирование микробных сообществ в исследуемых болотах.

В эвтрофном профиле активность каталазы на протяжении двух лет изменяется от 1.1 до 17.9 см³ О₂/(г 2 мин), активность ПФО – от 0.2 до 4.0 мг

1,4-бензохинона/(г 30 мин), активность ПД – от 10.9 до 27.5 мг 1,4-бензохинона/(г 30 мин). В мезотрофном торфяном профиле пределы варьирования по каталазе составляют 1.5–16.2 см³ О₂/(г 2 мин), по активности ПФО – от нуля до 2.6 мг 1,4-бензохинона/(г 30 мин), по активности ПД – от 1.8 до 18.2 мг 1,4-бензохинона/(г 30 мин).

В процессе исследований определены концентрации СО₂ и СН₄ в двух болотах ГА: в эвтрофной торфяной залежи: по СО₂ – 0.07–1.40 и по СН₄ – от нуля до 0.65 ммоль/дм³, в мезотрофной: по СО₂ – 0.05–1.10 ммоль/дм³ и по СН₄ – от нуля до 0.62 ммоль/дм³. Расчет коэффициентов парной корреляции показал, что существует четкая связь показателей газового режима в болотах ГА с протекающими в них биологическими процессами.

На эвтрофном болоте ГА наблюдаются пределы значений эмиссии: по СО₂ – 17.2–77.1 мг СО₂/(м² ч), по СН₄ 1.3–11.3 мг СН₄/(м² ч). На мезотрофном болоте ГА пределы значений эмиссии: по СО₂ – 34.9–109.9 мг СО₂/(м² ч), по СН₄ – 0.5–15.1 мг СН₄/(м² ч). СН₄ 0.5–15.1 мг СН₄/(м² ч). Выявлены значимые взаимосвязи между эмиссией и параметрами других режимов в торфяных профилях разного генезиса.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Исследование выполнено за счет гранта РФ № 24-26-00161, <https://rscf.ru/project/24-26-00161/> и ГЗ Минобрнауки РФ (№ 5.7004.2017/64).

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. 223 с.
2. *Волкова И.И.* О растительности Тюгюрского болота (Горный Алтай) // Отечественная геоботаника: основные вехи и перспективы: материалы Всероссийской научной конференции с международным участием (Санкт-Петербург, 20–24 сентября 2011 г.). СПб.: Бостон-спектр, 2011. Т. 1. С. 44–47.
3. *Волкова И.И., Волков И.В.* Ландшафтно-экологическая характеристика мерзлотного седловинного болота у г. Саганы (хребет Иолго, Центральный Алтай) // Вестник Томского гос. Ун-та. Сер. Биология. 2014. № 1 (25). С. 211–222.
4. *Головченко А.В., Волкова Е.М.* Запасы и структура микробной биомассы в торфяниках карстовых ландшафтов Тульской области // Почвоведение. 2019. № 3. С. 370–376.

5. Головченко А.В., Дмитриенко Ю.Д., Морозов А.А., Поздняков Л.А., Глухова Т.В., Инишева Л.И. Микробная биомасса в низинных торфяниках: запасы, структура, активность // Почвоведение. 2021. № 7. С. 838–848.
<https://doi.org/10.31857/S0032180X21050099>
6. Гродницкая И.Д., Карпенко Л.В., Кнорре А.А., Сырцов С.Н. Микробная активность торфяных почв заболоченных лиственничников и болота в криолитозоне Центральной Эвенкии // Почвоведение. 2013. № 1. С. 67–79.
7. Гродницкая И.Д., Трусова М.Ю. Микробные сообщества и трансформация соединений углерода в оловатных почвах таежной зоны (Томская область) // Почвоведение. 2009. № 9. С. 1099–1107.
8. Добровольская Т.Г., Головченко А.В., Семенова Т.А., Кухаренко О.С., Инишева Л.И. Влияние аэрации на структуру микробных комплексов низинных торфяников // Вестник ТГПУ. 2011. Вып. 5 (107). С. 117–126.
9. Добровольская Т.Г., Скворцова И.Н., Лысак Л.В. Методы выделения и идентификации почвенных бактерий. М.: Изд-во МГУ, 1989. 40 с.
10. Дьячкова А.В., Давыдов Д.К., Фофанов А.В., Краснов О.А., Головацкая Е.А., Симоненков Д.В., Накаута Т., Максюттов Ш.Ш. Влияние аномальных факторов среды на эмиссию метана на Бакчарском болоте в районе пос. Плотниково летом 2018 г. // Оптика атмосферы и океана. 2019. Т. 32. № 6. С. 482–489.
<https://doi.org/10.17223/25421379/25/4>
11. Ефремова Т.Т., Ефремов С.П., Аврова А.Ф. Сезонная активность почвенной пероксидазы в осушенных болотных сосняках Западной Сибири: системно-экологический анализ // Почвоведение. 2023. № 10. С. 1244–1258.
<https://doi.org/10.31857/S0032180X23600774>
12. Инишева Л.И. Закономерности функционирования болотных экосистем в условиях воздействия природных и антропогенных факторов. Томск: Изд-во ТГПУ, 2020. 482 с.
13. Ковалев Р.В. Почвы Горно-Алтайской автономной области. Новосибирск: Наука, 1973. 352 с.
14. Кожевин П.А., Полянская Л.М., Звягинцев Д.Г. Динамика развития различных микроорганизмов в почве // Микробиология. 1979. Т. 48. № 4. С. 490–494.
15. Козунь Ю.С., Казеев К.Ш., Колесников С.И. Влияние климата на ферментативную активность лесных почв Северного Кавказа // Лесоведение. № 3. 2022. С. 262–269.
<https://doi.org/10.31857/S002411482203010X>
16. Круглов Ю.В., Пароменская Л.Н. Модификация газометрического метода определения каталазной активности // Почвоведение. 1966. № 1. С. 93–95.
17. Кураков С.А., Крутиков В.А., Ушаков В.Г. Автономный измеритель профиля температуры АИПТ // Приборы и техника эксперимента. 2008. № 5. С. 166–167.
18. Лисс О.Л., Абрамова Л.И., Аветов Н.А., Березина Н.В., Инишева Л.И., Курнишкова Т.В., Слука З.А., Толпышева Т.Ю., Шведчикова Н.К. Болотные системы их природоохранное значение. Тула: Гриф и Ко, 2001. 584 с.
19. Лиштван И.И., Король Н.Т. Основные свойства торфа и методы их определения. Минск: Наука и техника, 1975. 320 с.
20. Махныкина А.В., Прокушкин А.С., Меняйло О.В., Верховец С.В., Тычков И.И., Урбан А.В., Рубцов А.В., Кошурникова Н.Н., Ваганов Е.А. Влияние климатических факторов на эмиссию CO₂ из почв в среднетаежных лесах Центральной Сибири: эмиссия как функция температуры и влажности почвы // Экология. 2020. № 1. С. 51–61.
<https://doi.org/10.31857/S0367059720010060>
21. Методические указания по расчетам стока с неосушенных и осушенных болот. Мин-во природных ресурсов и экологии РФ; Федер. Служба по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды. Санкт-Петербург: Петербургский модный базар, 2011. 150 с.
22. Модина Т.Д., Сухова М.Г. Климат и агроклиматические ресурсы Алтая. Новосибирск: Универсальное кн. изд-во, 2007. 180 с.
23. Наставление гидрометеорологическим станциям и постам. Л.: Гидрометеиздат, 1990. Вып. 8. 360 с.
24. Пилецкая О.А., Ячная Д.А. Влияние сроков и способов хранения на изменение активности ферментов черноземовидной почвы Зейско-Буреинской равнины // Бюл. Почв. Ин-та им. В.В. Докучаева. 2022. № 112. С. 48–72.
<https://doi.org/10.19047/0136-1694-2022-112-48-72>
25. Полянская Л.М., Головченко А.В., Звягинцев Д.Г. Определение жизнеспособности спор и мицелия почвенных грибов // Микробиология. 1998. Т. 67. № 6. С. 832–836.
26. Пяк А.И. Болото в долине ручья Ортолык-Тюргунь (Юго-Восточный Алтай) // Krylovia. 2001. № 2. С. 50–57.
27. Раковский В.Е., Пигулевская Л.В. Химия и генезис торфа. М.: Недра, 1978. 231 с.
28. Рельеф Алтае-Саянской горной области / Отв. ред. Николаев В.А., Чернов Г.А. Новосибирск: Наука: Сиб. отделение, 1988. 206 с.
29. Романов В.В. Гидрофизика болот. Л.: Гидрометеиздат, 1961. 359 с.
30. Русанов Г.Г. Позднеплейстоценовые и голоценовые озера Северного Алтая (происхождение, динамика, физико-географическое значение). Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. Томск: ТГПУ, 2004. 24 с.

31. Сусьян Е.А., Ананьева Н.Д., Гавриленко Е.Г., Чернова О.В., Бобровский М.В. Углерод микробной биомассы в профиле лесных почв южной тайги // Почвоведение. 2009. № 10. С. 1233–1240.
32. Сусьян Е.А., Рыбняк Д.С., Ананьева Н.Д. Изменение микробной активности по профилю серой лесной почвы и чернозема // Почвоведение. 2006. № 8. С. 956–964.
33. Технический анализ торфа. М.: Недра, 1992. 358 с.
34. Физическая география // География Сибири в начале XXI века. Новосибирск: Академическое изд-во “Гео”, 2016. Т. 5. Западная Сибирь. С. 17–32.
35. Хазиев Ф.Х. Методы почвенной энзимологии. М., 1990. 189 с.
36. Хазиев Ф.Х. Методы почвенной энзимологии. М.: Наука, 2005. 252 с.
37. Хазиев Ф.Х. Функциональная роль ферментов в почвенных процессах // Вестник АН Республики Башкортостан. 2015. Т. 20. № 2. С. 14–24.
38. Чечкин С.А. Водно-тепловой режим неосушенных болот и его расчет. Ленинград: Гидрометеиздат, 1970. 205 с.
39. Щербакова Т.А. Ферментативная активность почв и трансформация органического вещества. Минск: Наука и техника, 1983. 222 с.
40. 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. № 3. P. 314–322.
41. Anderson T.H., Domsch K.H. Application of eco-physiological quotients $q\text{CO}_2$ and $q\text{D}$ on microbial biomass from soils of different cropping histories // Soil Biol. Biochem. 1990. V. 22. № 2. P. 251–255.
42. Anderson T.H., Domsch K.H. The metabolic quotient for CO_2 ($q\text{CO}_2$) as a specific of environmental conditions, such as pH, on the microbial biomass of forest soils // Soil Biol. Biochem. 1993. V. 25. P. 393–395.
43. Benedetti A., Dilly O. Approaches to defining, monitoring, evaluating and managing soil quality // Microbiological Methods for Assessing Soil Quality/ Eds. I. Bloem, D.W. Hopkins, A. Benedetti. Wallingford, UK; Cambridge, MA: CABI Pub. 2006. P. 3–14.
44. Doran J.W. Soil health and sustainability: managing the biotic component of soil quality // Appl. Soil Ecology. 2000. V. 15. P. 3–15.
45. Inisheva L.I., Golovchenko A.V., Smirnov O.N. Monitoring greenhouse gases in the peat deposits of swamps in Gornyi Altai // Geografiya i Prirodnye Resursy. 2023. V. 44. № 1. P. 31–40.
<https://doi.org/10.1134/S187537282301002X>
46. Inisheva L.I., Yudina N.V., Golovchenko A.V., Savelyeva A.V. Biochemical factors controlling the composition of bog water and migration of substances in the system of geochemically linked mire landscapes // Eurasian Soil Science. 2021. V. 54. № 4. P. 499–506.
<https://doi.org/10.1134/S1064229321040086>
47. Карягина Л.А., Михайлоуская Н.А. Вызначэнне актыўнасці поліфенолакідазы і пераксідазы у глебе // Весці АН БССР. Сер. с/г навук. 1986. № 2. С. 40–41.
48. Kim S.Y., Zhou X., Freeman C., Kang H. Changing thermal sensitivity of bacterial communities and soil enzymes in a bog peat in spring, summer and autumn // Appl. Soil Ecology. 2022. V. 173. P. 104382.
49. Naumov A.V., Smolentseva E.N. Chapter 7. Estimation of carbon dioxide exchange of cascade geochemically conjugated steppe ecosystems in salinity condition // Steppe ecosystems: biological diversity, management and restoration. N.Y.: Nova Science, 2013. P. 153–163.
50. Sikora L.J., Yakovchenko V., Kaufman D.D. Comparison of rehydration method for biomass determination to fumigation-incubation and substrate-induced respiration method // Soil Biol. Biochem. 1994. V. 26. № 10. P. 1443–1445.
51. Steinmann Ph., Shotyk W. Sampling anoxic pore water in peatlands using “peepers” for in situ-filtration // Fresenius J. Anal. Chem. 1996. V. 354. P. 709–713.
<https://doi.org/10.1007/s0021663540709>
52. Volkova I.I., Callaghan T.V., Volkov I.V., Chernova N.A., Volkova A.I. South-Siberian mountain mires: perspectives on a potentially vulnerable remote source of biodiversity // Ambio. 2021. vol 50. P. 1975–1990.
53. Wiesmeier M., Urbanski L., Hobbey E., Lang B., von Lutzow M., Marin-Spiotta E., van Wesemael B., Rabot E., Lies M., Garcia-Franco N., Wollschläger U., Vogel H.J., Kogel-Knabner I. Soil organic carbon storage as a key function of soils – a review of drivers and indicators at various scales // Geoderma. 2019. V. 333. P. 149–162.
<https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2018.07.026>

Biochemical Activity and Gas Regime in the Eutrophic and Mesotrophic Swamp of Gorny Altai

L. I. Inisheva^a, E. V. Porokhina^{a, *}, N. G. Inishev^b, A. V. Golovchenko^c, and G. V. Larina^d

^a*Tomsk State Pedagogical University, Tomsk, 634061 Russia*

^b*Tomsk State University, Tomsk, 634050 Russia*

^c*Lomonosov Moscow State University, Moscow, 119991 Russia*

^d*Gorno-Altai State University, Gorno-Altaysk, 649000 Russia*

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

The results of studies of biological activity, concentrations of carbon-containing greenhouse gases and their emissions in eutrophic and mesotrophic swamps are presented. It was established that 4 years of research are characterized as long-term averages, levels marsh water in the swamps were close to the surface, and the humidity in the 0–30 cm layer did not fall below 0.8 of the total moisture capacity. It was revealed that the degree of heating of peat profiles of swamps is determined by their type and the level marsh water. The activity of oxidoreductases involved in the formation of humic substances has been revealed. The activity of catalase and polyphenol oxidase in the peats of a eutrophic swamp is identical to their activity in the peats of a mesotrophic swamp, and the activity of peroxidase in eutrophic peats is 1.5–6 times higher compared to the peats of a mesotrophic swamp. The dynamics of carbon-containing gases in the peat profile of swamps was studied, which showed similar values for both types of swamps from 0.07 to 1.4 mmol/dm³ for CO₂ and from zero to 0.65 mmol/dm³ for CH₄. The extreme values of the concentration of CO₂ and CH₄ gases in the eutrophic peat deposit were determined: for CO₂ – 0.07–1.40 and for CH₄ – 0.00–0.65 mmol/dm³, and in the mesotrophic: for CO₂ – 0.05–1.10 mmol/dm³ and for CH₄ – 0.00–0.62 mmol/dm³. In the eutrophic swamp, limits of emission values are observed: for CO₂ – 17.2–77.1 mg CO₂/(m² h), for CH₄ 1.3–11.3 mg CH₄/(m² h). In a mesotrophic swamp, the emission limits are: for CO₂ – 34.9–109.9 mg CO₂/(m² h), for CH₄ – 0.5–15.1 mg CH₄/(m² h). Quantitative indicators of biological parameters and their distribution along the peat profile of eutrophic and mesotrophic types were obtained. It has been proven that the activity of biological processes manifests itself throughout the peat profile of the swamp down to the mineral underlying rocks, but the degree of their activity is determined by the type of swamp and the botanical composition of the peat profile.

Keywords: peat profile, gas concentration, biological activity, enzymes, greenhouse gas emissions

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ СТАНДАРТИЗИРОВАННЫХ ОБРАЗЦОВ ДЛЯ ИССЛЕДОВАНИЯ ПРОЦЕССОВ РАЗЛОЖЕНИЯ РАСТИТЕЛЬНЫХ МАТЕРИАЛОВ В ЕСТЕСТВЕННЫХ И ГОРОДСКИХ БИОГЕОЦЕНОЗАХ

© 2025 г. **Ф. И. Земсков^{a,*}** (<http://orcid.org/0000-0002-7577-1876>), **Л. Г. Богатырев^a**

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

^{*}*e-mail*: philzemskov@mail.ru

Поступила в редакцию 25.03.2024 г.

После доработки 10.09.2024 г.

Принята к публикации 11.09.2024 г.

Для исследования процессов разложения растительных материалов в городских лесных биогеоценозах дендрария Ботанического сада МГУ использовали методику стандартизированных образцов. Для выявления ведущих факторов разложения тестовых материалов исследование проводили в различных биогеоценозах зонального ряда: от зоны смешанных лесов (Московская область) до зоны сухих степей (Волгоградская область). Стандартизированные образцы березовой древесины, целлюлозы, чая и нативного материала (местной подстилки) закладывали на поверхность почвы (на уровне лесной подстилки или под ней), затем отбирали через разные временные интервалы. Исследовали динамику потери массы материалов на каждой площадке, а также зональные и локальные закономерности, связанные с различиями основных факторов разложения. Показано, что ведущие факторы разложения отличаются для разных материалов. Разложение древесины и целлюлозы контролируется преимущественно температурой и влажностью. Скорость разложения чая на начальных этапах зависит от температуры и влажности, но различается в лиственных и хвойных лесах. Скорость разложения нативных материалов не определяется климатическими факторами в исследуемом диапазоне. В Ботаническом саду МГУ наблюдается замедленное разложение древесины, соответствующее зональным лесам, расположенным в 320–440 км к югу. Нативный материал в хвойных биогеоценозах Ботанического сада, напротив, разлагается быстрее, чем в естественных биогеоценозах, что согласуется с ранее полученными данными по поступлению опада и запасам подстилок. Показана специфика использования некоторых тестовых материалов для исследования факторов и процессов разложения в биогеоценозах, испытывающих антропогенное воздействие, в частности, показана возможность использования древесины как тестового материала.

Ключевые слова: растительный опад, наземный детрит, лесные подстилки, факторы разложения органического вещества, потеря массы опада, разложение древесины, разложение подстилок

DOI: 10.31857/S0032180X25010068, **EDN:** BXWKNI

ВВЕДЕНИЕ

Лесная подстилка является центральным звеном в биологическом круговороте лесных биогеоценозов (БГЦ), и протекающие в ней процессы разложения интересны в различных аспектах, таких как формирование органического вещества и химического состава почв, закрепление и высвобождение углерода, фиксация и мобилизация поллютантов. Мощность подстилки входит в число показателей гумусного состояния почв по [6].

Для обобщенного названия опада, лесных подстилок, степного войлока и других видов мертвого органического вещества используется термин “детрит” по Глазовской [5]. Разложение мертвого органического вещества (детрита) в подстилке контролируется множеством факторов, влияющих на состав и активность агентов разложения — почвенной биоты. Таким образом, под факторами разложения материала понимаются факторы, определяющие активность местной почвенной биоты в отношении разложения данного материала.

Факторы разложения можно подразделить на внешние и внутренние. Внешние — это климатические условия на уровне поверхности почвы, а также различные антропогенные факторы. К внешним факторам относят состав древостоя, определяющий состав опада, а, следовательно, и состав почвенной биоты. Внутренние факторы — это свойства самого материала: химический состав, плотность сложения, водоудерживающая способность, размер частиц, их внутренняя структура. Реализация внешних факторов разложения, как будет показано далее, зависит от внутренних факторов, т.е. изменение внешнего фактора (например, повышение температуры) может приводить к ускорению разложения одного материала и, одновременно, к замедлению разложения другого.

Для мониторинга факторов и процессов разложения на местности используют метод стандартизированных образцов, или метод мешочков с детритом (англ. *the litter-bag technique*). Одна из первых работ, где используется такой метод, вышла в 1943 г. [26], а в современном виде метод [20] описан в 1957 г. Образцы помещают в мешочки из инертной сетки и закладывают в лесную подстилку или в почву на определенный срок, затем исследуют изменение массы и/или других показателей разложения. Подробное описание метода приводится в пособии [18] и ряде других работ тех же авторов.

Материалы образцов можно условно подразделить на стандартные и нативные [7]. Стандартные — это фабричный продукт, не имеющий генетической связи с исследуемым биогеоценозом: полоски ткани [27], листы целлюлозы в виде специальной бумаги или картона [16], фильтровальная бумага [19, 34] и даже чай в пакетиках [30]. Нативные материалы генетически связаны с объектами исследования: это образцы местного опада, подстилок или фитомассы. Часто используют промежуточный вариант — материалы, схожие с местным детритом исследуемых БГЦ, но не обязательно собранные там же, например, однородную сосновую хвою закладывают в разных сосновых лесах [17].

Стандартные материалы позволяют проводить исследования в широком географическом диапазоне и получать преемственные данные, работая независимыми группами исследователей. Вместе с тем, учитывая многообразие внутренних и внешних факторов разложения, нельзя быть уверенным в том, что скорость разложения стандартных материалов на исследуемых объектах соответствует скорости разложения местного детрита, поскольку они в большей или меньшей степени отличны от местного детрита по своим свойствам и составу. Так, автор [28] критиковал использование хлопковых полосок, утверждая, что разложение чистой целлюлозы нельзя сравнивать с разложением растительных полимеров, где целлюлоза присутствует с пектинами, гемицеллюлозами и лигнином.

Известно, что на процессы разложения влияет чередование увлажнения и иссушения, и это воздействие может быть неодинаковым на разных стадиях процесса [33]. Процессы промораживания—оттаивания также влияют как на общую потерю массы материалов, так и на потерю отдельных компонентов, и это влияние своеобразно для каждого материала [21, 25]. В метаисследовании [23] утверждается, что отличия, обусловленные видовой принадлежностью, намного выше, чем считалось ранее, и более значительны, чем те, что обусловлены климатом. Способность детрита тех или иных видов к разложению коррелирует с их экологической стратегией [23]. Наблюдается положительная корреляция между скоростью потери биомассы, потенциальной скоростью роста и способностью к разложению [11]. Даже химический состав и строение детрита, произведенного растениями одного вида, но в разных климатических условиях, могут отличаться, внося дополнительное варьирование в получаемые данные [22].

Этот метод применяют и для мониторинга антропогенного воздействия [8, 16]. Считается [24], что антропогенное воздействие, например, аэротехногенное загрязнение, может угнетать почвенную биоту; это приводит к снижению скорости разложения, что и может быть оценено на примере стандартизированных образцов. Но наличие загрязнения часто сочетается с изменением и других факторов, таких как температура и влажность на уровне поверхности почвы — вследствие общих отличий городского климата от фонового, или вследствие изреживания древостоев, или их прочистки от подлеска. Поэтому не всегда можно точно определить, является ли загрязнение непосредственной причиной наблюдаемого снижения скорости разложения, или этот эффект чем-то опосредован, или его причины вовсе не связаны с загрязнением.

Цель исследования — на примере биогеоценозов зонального ряда изучить некоторые стандартные материалы, исследовать, какие факторы контролируют их разложение, и опробовать эти материалы для исследования городских лесных биогеоценозов.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Объекты исследования. Для изучения ведущих факторов разложения различных материалов исследования проводили в УОПЭЦ МГУ “Чашниково” (городской округ Солнечногорск Московской области) и по маршруту зональной практики факультета почвоведения МГУ: в зоне широколиственных лесов (Тульская область), в зоне лесостепей (Липецкая и Воронежская области) и в зоне сухих степей (Волгоградская область). В этих локациях выбирали леса дренированных ландшафтов, чтобы на примере схожих биогеоценозов изучить закономерности разложения материалов в

зональном ряду, а в качестве вспомогательных объектов — леса полугидроморфных ландшафтов, лесополосы и травяные БГЦ. Объекты расположены по линии северо-запад — юго-восток с разбросом в перпендикулярном направлении не более 140 км.

Кроме того, на территории города в Дендрарии Ботанического сада (БС) МГУ (Ленинские горы) были выбраны три хвойных и три лиственных биогеоценоза: лиственничник (*Larix gmelinii* (Rupr.) Kuzen.), сосняк (*Pinus sylvestris* L.), ельник (*Picea obovata* Ledeb.), тополельник (*Populus alba* L.), грабинник (*Carpinus betulus* L.) и березово-кленовая защитная полоса (*Betula pendula* Roth., *Acer platanoides* L.).

Антропогенное воздействие на эти биогеоценозы — умеренное, сводится к влиянию общих особенностей городского климата и поступлению атмосферной пыли. В предыдущих работах показано [2], что биогеоценозы БС МГУ слабо загрязнены тяжелыми металлами, а концентрации прочих элементов не превышают ПДК для природных вод. По химическому составу снега биогеоценозы БС МГУ сближаются с БГЦ Чашниково, принятыми за фоновые.

Как антропогенный фактор можно рассматривать и искусственное происхождение БГЦ. Почвы Ботанического сада созданы или трансформированы человеком и имеют ряд отличий от зональных дерново-подзолистых почв [13, 15]. Биогеоценозы отличаются малой площадью: их горизонтальная протяженность (15–20 м) примерно равна высоте древостоя. В результате происходит интенсивный обмен опадом между лиственными и хвойными БГЦ, а также вынос опада на безлесные пространства. Время от времени эти насаждения очищаются от подлеска и поваленных деревьев.

Общие характеристики объектов исследования приведены в табл. 1. Названия почв даны по классификации 1977 г. [10], для БС МГУ — по [155]. Условия увлажнения диагностированы по особенностям почвенных профилей, а также по общей освещенности, характеру подстилок и травяного покрова на уровне поверхности почвы. Пл. 6 (лесополоса) рассматривается как широколиственный лес из-за схожести по этим признакам с местными лесами.

Отметим, что в сосняке и ельнике Ботанического сада преобладают деструктивные подстилки. Деструктивные подстилки преобладают также в лиственных и смешанных лесах зонального ряда. Типы подстилок здесь и далее приводятся по [1].

Методы исследования. Тестовые материалы. В качестве тестовых материалов использовали древесину, целлюлозу, чай Lipton™ Green Gunpowder в качестве стандартных материалов, а также образцы нативного материала, которые должны были характеризовать разложение местных подстилок.

Образцы древесины готовили из фабричной березовой штанги диаметром 2.5 см, которую напивали на фрагменты массой около 2.8 г (± 0.8 г). Отметим, что примеры использования древесины в качестве тестового материала, которые удалось найти в литературе, в основном касаются локальных закономерностей или инкубационных экспериментов. Не удалось найти примеров использования древесины для исследований в широком географическом диапазоне, подобно тому, как используют целлюлозу и стандартизированную фитомассу.

Образцы целлюлозы представляли собой фабричные хлопковые ватные диски, по ~ 1 г (2 шт.) на каждый образец. Образцы чая, по аналогии с методикой [30], представляли собой фабричные чайные пакетики Lipton™ Green Gunpowder, средняя масса чая 1.79 г.

Образцы нативного материала представляли собой относительно легкоразлагаемые компоненты местных подстилок (активные фракции по [9]), отобранных непосредственно на тех же площадках, где планировалось их закладывать. Таким образом, образцы состояли преимущественно из листьев, хвои и остатков трав в разных соотношениях в зависимости от преобладающей растительности на опытных площадках. Материал измельчали ножницами до размерности около 1–1.5 см, чтобы добиться относительной однородности образцов, взвешивали при полевой влажности, и упаковывали по ~ 4 г (от 1.5 до 6 г в зависимости от плотности материала). Отдельно отбирали пробу для определения полевой влажности и внесения поправки в значения исходной массы образцов.

Образцы взвешивали в воздушно-сухом состоянии и упаковывали в мешочки из терилена размером около 8 × 8 см с размером ячейки 1 мм². Чайные пакетики также дополнительно упаковывали в териленовые мешочки. Образцы закладывали на поверхность почвы — на одном уровне с лесной подстилкой (на участках с маломощными подстилками) или в толще подстилки (на участках с развитой подстилкой). Образцы размещали на участках с однородным напочвенным покровом, типичным для данного БГЦ, на расстоянии 20–30 см друг от друга; в лесах с выраженной парцеллярной контрастностью подстилок — в подкروновых пространствах. На каждой площадке закладывали от 12 до 36 образцов древесины, от 6 до 12 образцов целлюлозы, от 4 до 12 образцов чая и от 3 до 12 образцов нативного материала — по маршруту зональной практики образцы закладывали в меньшей повторности, чем Чашниково и БС МГУ. Образцы в основном были заложены в течение лета 2016 г. за исключением целлюлозы, заложенной на всех площадках годом позже. Для чая приведены также данные по предварительным наблюдениям в БС МГУ за 2015–2016 гг., которые не учитываются

Таблица 1. Общие характеристики объектов исследования

Группа объектов	№ пл.	БГЦ	Тип и состав подстилки	Название почвы	Реферативные почвенные группы (WRB, [35])	Запасы подстилки $\pm \Delta$, г/м ²	Характеристика условий увлажнения	Широта, град	Температура воздуха, °С	Сумма активных температур, °С	Сумма положительных температур, °С	Сумма осадков, мм
Чашниково	18	Смешанный лес (ель > клен > береза)	Деструктивная; хвойно-лиственная	Болотно-подзолистая, дерново-подзолистая, профилльно-глеевая, легкосуглинистая	Albic, Gleysic Luvisol (Loamic, Cutanic)	524 \pm 285	Полугидроморфная	56.04	5.84	2351	2802	650
	19	Ельник – кисличник	Гумифицированная; хвойная	Слабодерновая среднеподзолистая, языковатая легкосуглинистая	Albic Luvisol (Loamic, Cutanic)	2555 \pm 862	Автоморфная	56.04	5.85	2352	2803	650
	20	Смешанный лес (береза > осина > ель)	Деструктивная; хвойно-лиственная	Болотно-подзолистая, дерново-подзолистая, поверхностно-оглеенная легкосуглинистая	Albic, Gleysic Luvisol (Loamic, Cutanic)	399 \pm 143	Полугидроморфная	56.03	5.85	2353	2804	650
	21	Смешанный лес (береза > клен > липа)	Деструктивная; хвойно-лиственная	Слабодерновая, среднеподзолистая, языковатая, легкосуглинистая	Albic Luvisol (Loamic, Cutanic)	557 \pm 413	Автоморфная	56.02	5.85	2353	2804	650
	22	Залежь березовая	Деструктивная; листовая	Дерново-подзолистая (среднесытая)*	Albic Luvisol	—	Автоморфная/сухая	56.03	5.85	2352	2804	650
	23	Залежь березовая	Деструктивная; листовая	Дерново-подзолистая (слабосытая)*	Albic Luvisol	—	Автоморфная/сухая	56.03	5.85	2352	2804	650
Тулъская обл.	1	Широколиственный лес (липа > клен, ясень, лещина)	Деструктивная; листовая	Серая лесная, грунтово-глееватая, (обычная), тяжело-суглинистая	Gleysic Luvisol (Loamic, Cutanic)	457 \pm 370	Полугидроморфная	53.99	6.44	2620	3038	594

Группа объектов	№ пл.	БГЦ	Тип и состав подстилки	Название почвы	Реферативные почвенные группы (WRB, [35])	Запасы подстилки $\pm \Delta$, т/м ²	Характеристика условий увлажнения	Широта, град	Температура воздуха, °C	Сумма активных температур, °C	Сумма положительных температур, °C	Сумма осадков, мм
Тульская обл.	2	Лесополоса березовая	Деструктивная; травяно-лиственная	Серая лесная (обычная)*	Albic Luvisol (Loamic, Cutanic)*	358 \pm 167	Автоморфная/сухая	53.97	6.44	2623	3040	593
	3	Широколиственный лес (липа > клен, ясень)	Деструктивная; лиственная	Светло-серая лесная, (обычная), среднемошная, среднесуглинистая	Albic Luvisol (Loamic, Cutanic)	598 \pm 262	Автоморфная	53.97	6.44	2622	3040	593
Липецкая обл.	4	Широколиственный лес (клен > липа)	Деструктивная; лиственная	Чернозем типичный, среднесуглинистый	Calcic Chernozem (Loamic, Pachic)	633 \pm 230	Автоморфная	53.50	6.62	2695	3106	581
	5	Лесополоса (тополь)	Деструктивная; травяно-лиственная	Чернозем типичный, освоенный, мощный, среднесуглинистый*	Calcic Chernozem (Loamic, Pachic)	556 \pm 280	Автоморфная/сухая	53.49	6.62	2697	3107	581
	6	ЛП / Широколиственный лес (клен > липа)	Деструктивная; лиственная	Чернозем типичный, среднесуглинистый*	Calcic Chernozem (Loamic, Pachic)	908 \pm 517	Автоморфная	53.49	6.62	2696	3106	581
	7	Залежь (разнотравно-злаковая растительность, редкие кустарники)	Деструктивная; травяная	Чернозем типичный, мощный, среднесуглинистый	Calcic Chernozem (Loamic, Pachic)	164 \pm 90	Автоморфная/сухая	53.49	6.62	2696	3106	581

Продолжение табл. 1

Группа объектов	№ пл.	БГЦ	Тип и состав подстилки	Название почвы	Реферативные почвенные группы (WRB, [35])	Запасы подстилки $\pm \Delta$, т/м ²	Характеристика условий увлажнения	Широта, град	Температура воздуха, °C	Сумма активных температур, °C	Сумма положительных температур, °C	Сумма осадков, мм
Воронежская обл.	8	Осиновый лес	Деструктивная и ферментативная; листовая	Солодь лугово-степная, глубоководерновая, среднесуглинистая	Calcic, Albic Planosol (Loamic)	1333 \pm 395	Полугидроморфная	51.12	7.80	3130	3517	506
	9	Луг разнотравно-злаковый	Деструктивная; травяная	Лугово-черноземная, карбонатная, среднемошная, легкосуглинистая	Vermic Chernozem (Loamic)	373 \pm 220	Полугидроморфная / сухая	51.12	7.80	3129	3516	506
	12	Бор / Смешанный лес (сосна, дуб > лещина и др.)	Ферментативная и гумифицированная; листовенно-хвойная	(Серая лесная или черноземовидная на песках)	Harpic Agenosol	2061 \pm 638	Автоморфная/полугидроморфная	51.16	7.78	3121	3508	508
	13	Бор / Редколесье (сосна; злаковые, крапива)	Ферментативная; хвойная	Ферментативная; хвойная		2231 \pm 546	Автоморфная/сухая	51.16	7.78	3121	3507	508
	14	Бор / Смешанный лес (сосна, дуб)	Ферментативная; хвойная	Ферментативная; хвойная		1982 \pm 815	Автоморфная	51.16	7.78	3121	3507	508
	10	Оп. уч. Лесополоса (Широколист. лес: липа, клен)	Деструктивная; листовая	Чернозем обыкновенный, (не выщелоченный), мощный, среднесуглинистый	Vermic, Luvic Chernozem (Endocalcic, Clayic)	553 \pm 142	Автоморфная	51.03	7.86	3149	3535	502
	11	Оп. уч. Некосимая степь (сложные группировки деревьев и кустарников)	Деструктивная; ферментативная; листовая	Чернозем обыкновенный, (не выщелоченный), мощный, среднесуглинистый	Vermic Calcic Chernozem (Loamic, Pachic)	1357 \pm 340	Автоморфная	51.03	7.86	3149	3535	502

Окончание табл. 1

Группа объектов	№ пл.	БГЦ	Тип и состав подстилки	Название почвы	Реферативные почвенные группы (WRB, [35])	Запасы подстилки $\pm \Delta$, т/м ²	Характеристика условий увлажнения	Широта, град	Температура воздуха, °C	Сумма активных температур, °C	Сумма положительных температур, °C	Сумма осадков, мм
Волг. обл.	15	Лесополоса дубовая	Деструктивная; листовая	Каштановая, (каштановая), карбонатная, средне-суглинистая *	Calcic Cashtanopzem (Loamic)*	1752 \pm 507	Автоморфная/сухая	49.09	9.34	3614	3991	393
	16	Степь типчаково-попынная	Деструктивная; травяная	Каштановая, (каштановая), карбонатная, средне-суглинистая	Calcic Cashtanopzem (Loamic)	516 \pm 441	Автоморфная/сухая	49.09	9.34	3614	3991	393
БС МГУ	27	Лиственничник	Ферментативная; гумифицированная; хвойная	Технодерново-подзолистая (на покровном суглинке)	Technic Retisol (Transporitic)	1902 \pm 707	Автоморфная	55.71	5.93	2390	2835	640
	29	Сосняк	Деструктивная; хвойная	Серогумусовая (на техногенных отложениях)	Urbic Technosol	1076 \pm 729	Автоморфная	55.71	5.93	2390	2835	640
	31	Ельник	Деструктивная, ферментативная, гумифицированная; листовно-хвойная	Серогумусовая (на техногенных отложениях)	Urbic Technosol	1926 \pm 651	Автоморфная	55.71	5.93	2390	2835	640
	26	Топольник	Деструктивная; листовая	Серогумусовая (на техногенных отложениях)*	Urbic Technosol	963 \pm 1472	Автоморфная	55.71	5.93	2390	2835	640
	28	Березово-кленовая полоса	Деструктивная; листовая	Технодерново-подзолистая (на покровном суглинке)*	Technic Retisol (Transporitic)	684 \pm 623	Автоморфная	55.71	5.93	2390	2835	640
	30	Грабник	Деструктивная; листовая	Серогумусовая (на техногенных отложениях)*	Urbic Technosol	576 \pm 21	Автоморфная	55.71	5.93	2390	2835	640

Примечание. ЛП — лесополоса; микроклимат на уровне поверхности почвы. Климатические данные ВНИИГМИ—МЦД — расчетные для каждой широты среднегодовые значения за 2016—2019 гг. [4]. Прочерк — нет данных. Названия почв даны по [10], для БС МГУ по [15].

* Почвы в разрезах не описаны, названия даны по описаниям ближайших разрезов.

при описании зональных закономерностей. Всего было заложено 1212 образцов на 28 опытных площадках.

Параметры разложения. Все образцы каждого материала на каждой площадке были заложены одновременно, затем их отбирали по одному или по несколько штук (в зависимости от общего числа заложённых) с интервалом от нескольких месяцев (в Чашниково и БС МГУ) до одного года (по маршруту зональной практики). Максимальная продолжительность экспозиции материалов на опытных площадках составляла до шести лет для древесины и до трех лет для целлюлозы, чая и нативных материалов в зависимости от наблюдаемой скорости их разложения. Образцы механически очищали от инородных объектов и мелкозема (не промывали), высушивали до воздушно-сухого состояния и взвешивали, чтобы определить остаток массы. Чай извлекали из фабричного пакетика, а массу пакетика вычитали из начальной массы пакетика с чаем. Затем рассчитывали константу разложения k по [29]:

$$k = -\frac{\ln\left(\frac{OM_T}{OM_0}\right)}{T} \text{ (год}^{-1}\text{)}, \quad (1)$$

где OM_T – остаток массы образца после T лет экспозиции в долях или процентах; OM_0 – начальная масса образца ($OM_0 \triangleq 100\%$).

Для расчета константы разложения по данным нескольких наблюдений данные по остатку массы в зависимости от времени аппроксимировали экспоненциальной функцией вида $OM_T = OM_0 e^{-kT}$ в MS Excel с помощью функции ЛГРФПРИБЛ. Эта функция возвращает коэффициенты для уравнения

$$OM_T = bm^T, \quad (2)$$

где $b = OM_0 = 1$; m – коэффициент, рассчитанный с помощью программы. Поэтому константу разложения k рассчитывали по формуле:

$$k = -\frac{1}{\log_m e}. \quad (3)$$

Также рассчитывали период полуразложения ($T^{1/2}$). Если динамика потери массы описывается экспоненциальной функцией $OM_T = OM_0 e^{-kT}$, то

$$T = -\frac{\ln\left(\frac{OM_T}{OM_0}\right)}{k}, \Rightarrow T^{1/2} = -\frac{\ln\left(\frac{50\%}{100\%}\right)}{k}, \Rightarrow T^{1/2} = -\frac{0.693147}{k}. \quad (4)$$

Климатические данные. Данные о температуре воздуха и количестве осадков были получены с помощью сервиса ВНИИГМИ–МЦД [3]. Поскольку в непосредственной близости от объектов исследования метеостанций нет, были использованы величины, рассчитанные следующим образом. Из списка всех доступных метеостанций были выбраны 17, которые находятся в пределах 150 км к западу или к востоку от линии Тверь–Астрахань, что примерно соответствует расположению исследуемых объектов. По данным каждой станции были рассчитаны среднегодовая температура, сумма активных температур ($>10^\circ\text{C}$), сумма положительных температур и сумма осадков за 2016–2019 гг. Для каждого из этих параметров в зональном ряду была получена функция, связывающая его значение с географической широтой. Для данной выборки метеостанций наиболее удачными (коэффициент детерминации R^2 составляет 0.91–0.99) оказались функции третьей степени, имеющие вид

$$y = a\phi^3 + b\phi^2 + c\phi + d, \quad (5)$$

где y – один из климатических параметров; ϕ – географическая широта, град; a, b, c, d – коэффициенты, полученные с помощью программы. По таким уравнениям для каждой точки опробования, в зависимости от ее широты, были рассчитаны значения климатических параметров.

Статистические параметры. Функции ЛИНЕЙН и ЛГРФПРИБЛ в MS Excel иногда возвращают неверные статистические параметры, если задано условие, чтобы функция проходила через точку 0; 0 или 0; 1 [12]. Поэтому статистические параметры рассчитывали по формулам, приведенным далее.

Коэффициент детерминации R^2 рассчитывали по формуле:

$$R^2 = 1 - \frac{SS_{res}}{SS_{tot}}, \quad (6)$$

где SS_{res} – остаточная сумма квадратов, SS_{tot} – общая сумма квадратов:

$$SS_{res} = \sum_{i=1}^n (y_i - \hat{y}_i)^2; SS_{tot} = \sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2, \quad (7)$$

где \hat{y}_i – спрогнозированные значения зависимого параметра; \bar{y} – среднее значение по всем наблюдениям.

Уровень значимости R^2 вычисляли как вероятность (p) того, что $F > F_{критич}$ с помощью функции ФРАСП, которая учитывает F –статистику для R^2 и число степеней свободы df ($df = n - 1$ при $b = 1$ в уравнении $y = bm^x$).

$$F = \frac{R^2 / (k - 1)}{(1 - R^2) / (n - k)}, \quad (8)$$

где k — количество параметров модели.

Стандартная ошибка (SE) коэффициентов регрессии. Для коэффициента m в уравнении $y = b \cdot m^x$ вычисляется по формуле [14]:

$$SE_m = \sqrt{\frac{SS_{res} / (n - 2)}{\sum (x - \bar{x})^2}}. \quad (9)$$

Доверительный интервал Δ для коэффициента m вычисляли по формуле:

$$\Delta = t_{0.05; df} \cdot SE, \quad (10)$$

где $t_{0.05; df}$ — значение критерия Стьюдента для уровня значимости $\alpha = 0.05$ и числа степеней свободы df ; SE_m — стандартная ошибка m .

Доверительные границы константы разложения (k) рассчитывали из $(m + \Delta_m)$ и $(m - \Delta_m)$:

$$k \in \left[-\frac{1}{\log_{m+\Delta}(e)} \dots -\frac{1}{\log_{m-\Delta}(e)} \right]. \quad (11)$$

РЕЗУЛЬТАТЫ

В табл. 2 представлены обобщающие параметры разложения материалов на каждой опытной площадке.

Разложение древесины. Зональные различия. Для построения зависимостей константы разложения (k) от климатических параметров в зональном ряду выбраны леса относительно дренированных ландшафтов: площадки 19, 21, 3, 4, 6, 8, 12, 13, 14, 10. Данные по Ботаническому саду МГУ показывают, что нет значимой разницы между лиственными и хвойными лесами по скорости разложения древесины, что позволяет рассматривать все леса в единой системе.

Скорость разложения древесины в зональном ряду положительно коррелирует с географической широтой и среднегодовой суммой осадков, отрицательно — с температурой воздуха (табл. 3).

Если подставить наблюдаемые значения констант разложения древесины в БС МГУ в полученные уравнения, получится, что отличие скорости разложения древесины БС МГУ от расчетного для данной широты соответствует смещению на 2.9° – 4.0° (323–440 км) к югу (Тамбовская обл.), повышению среднегодовой температуры на 1.1 – 1.6°C (до 7.1 – 7.5°C), и снижению среднегодовой суммы осадков на 83–115 мм (до 525–557 мм).

Отметим, что среднегодовая температура в Москве по данным метеостанции ВДНХ составляет 6.9°C (для сравнения — расчетная температура для

изучаемых объектов в Липецкой области — 6.4°C). Однако среднегодовая сумма осадков по данным метеостанции ВДНХ составляет 738 мм, что заметно выше расчетных значений для Чашниково (650 мм) и соответствует, наоборот, более северным широтам.

Локальные различия. В УОПЭЦ “Чашниково” наибольшее значение константы разложения отмечено в смешанном лесу в автоморфной позиции (пл. 21). Значимо ниже эти значения в схожих лесах гидроморфных и полугидроморфных ландшафтов (пл. 18 и 20), а также на залежи (пл. 22).

В Тульской области разложение древесины идет значимо медленнее в лесополосе (пл. 2) по сравнению с лиственным лесом (пл. 3).

В Липецкой области не наблюдается значимых различий, однако на площадках 5 (лесополоса) и 7 (залежь) с повышенной вентиляцией и инсоляцией поверхности почвы разложение несколько замедленно по сравнению с лесами (пл. 4 и 6).

В Воронежской области значимых различий внутри подгрупп сопоставимых объектов не наблюдается, однако обращает на себя внимание, что в Хреновском бору разложение замедлено как в условиях повышенного увлажнения (пл. 12 — лес в понижении), так и в условиях пониженного увлажнения (пл. 13 — редколесье) по сравнению с лесом автоморфного ландшафта (пл. 14).

В БС МГУ значимых различий между БГЦ не наблюдается, более того, даже незначимые различия не свидетельствуют о том, что разложение древесины идет быстрее в хвойных или в лиственных БГЦ.

Общие особенности разложения древесины. Древесина разлагается сравнительно медленно: период полуразложения $T^{1/2}$ составляет от 8 месяцев (пл. 21) до 30 лет (пл. 16), медианное значение по всем площадкам — 4.5 года.

Для этого материала свойственно высокое варьирование значений остатка массы, причем в БГЦ Чашниково оно выше, чем в БГЦ Ботанического сада МГУ (рис. 1), даже при схожих средних значениях остатка массы.

Разложение целлюлозы. Функции, описывающие динамику разложения целлюлозы на каждой площадке, в основном не значимы, поскольку было заложено меньше образцов целлюлозы, чем древесины.

Зональные различия. В зональном ряду скорость разложения целлюлозы (как и древесины) положительно коррелирует с географической широтой и среднегодовой суммой осадков, отрицательно — с температурой воздуха. Также наблюдается значимая корреляция констант разложения целлюлозы и древесины.

Таблица 2. Обобщающие параметры разложения тестовых материалов на опытных площадках

Группа объектов	№ пл.	БГЦ и тип почвы	Древесина						Целлюлоза			Чай			НМ				
			$k, \text{год}^{-1}$	$k - \Delta$	$k + \Delta$	R^2	$p \ (R^2)$	$T^{1/2}, \text{годы}$	n	$k, \text{год}^{-1}$	$T^{1/2}, \text{годы}$	n	$\overline{OM}_1, \%$	n	$\overline{OM}_2, \%$	$k, \text{год}^{-1}$	$T^{1/2}, \text{годы}$	n	
Чашинниково	18	Смешанный лес на болотно-подзолистой почве	0.237	0.17	0.31	0.536	<0.05	0	35	3.49	0.20	12	—	—	—	0.51	1.37	13	
	19	Ельник-кисличник на дерново-подзолистой почве	0.495	0.23	0.85	0.031	0.37	1.4	28	4.74	0.15	12	—	—	—	0.13	5.36	12	
	20	Смешанный лес на болотно-подзолистой почве	0.412	0.29	0.55	0.521	—	1.68	32	1.45	0.48	12	—	—	—	0.37	1.87	12	
	21	Смешанный лес на дерново-подзолистой почве	1.053	0.63	1.80	−0.14	0.10	0.66	36	4.65	0.15	12	—	—	—	0.24	2.93	12	
Тульская обл.	22	Залежь на дерново-подзолистой среднесмытой почве	0.228	0.06	0.43	0.565	<0.05	3.04	12	1.59	0.44	4	—	—	—	1.07	0.65	4	
	23	Залежь на дерново-подзолистой слабосмытой почве	0.302	0.05	0.64	0.347	<0.05	2.29	12	2.02	0.34	4	—	—	—	0.35	2.01	4	
Липецкая обл.	1	Широколиственный лес на серой лесной грунтово-глееватой п.	0.186	0.02	0.38	0.218	<0.05	3.73	13	0.56	1.24	4	33.6	4	32.7	2	0.50	1.40	4
	2	Лесополоса березовая на серой лесной почве	0.078	0.03	0.13	0.541	<0.05	8.84	11	0.75	0.93	4	50.3	4	45.5	2	0.83	0.83	5
	3	Широколиственный лес на серой лесной почве	0.386	0.14	0.71	0.791	<0.05	1.8	6	1.65	0.42	4	35.1	2	—	0.54	1.28	2	
Липецкая обл.	4	Широколиственный лес на черноземе типичном	0.100	0.05	0.15	0.736	<0.05	6.9	12	0.56	1.23	6	43.3	4	40.2	2	0.40	1.71	6
	5	Лесополоса на черноземе типичном	0.038	−0.02	0.10	0.157	0.20	18.1	12	−0.05	−14.7	4	63.7	4	58.9	2	0.22	3.22	6
	6	Лесополоса / Широколиственный лес на черноземе типичном	0.119	−0.03	0.30	0.408	<0.05	5.85	10	0.67	1.03	5	47.3	4	45.7	2	0.22	3.12	2
	7	Залежь на черноземе типичном	0.030	−0.01	0.07	0.492	<0.05	22.9	13	0.20	3.48	6	49.9	4	45.2	2	—	—	0

Окончание табл. 2

Группа объектов	№ пл.	БГЦ и тип почвы	Древесина						Целлюлоза			Чай				НМ			
			k , год ⁻¹	$k - \Delta$	$k + \Delta$	R^2	$p(R^2)$	$T\frac{1}{2}$, годы	n	k , год ⁻¹	$T\frac{1}{2}$, годы	n	\overline{OM}_1 , %	n	\overline{OM}_2 , %	n	k , год ⁻¹	$T\frac{1}{2}$, годы	n
Воронежская обл.	8	Осиновый лес на солоди	0.265	0.16	0.38	0.41	<0.05	2.62	14	1.00	0.69	6	47.8	4	40.4	2	0.24	2.94	6
	9	Луг на лугово-черноземной почве	0.212	-0.08	0.63	0.339	0.12	3.27	8	0.07	9.37	3	33.0	4	—	—	0.37	1.87	5
	12	Бор / Смешанный лес (пониже- ние) на песчаной почве	0.072	0.04	0.10	0.792	<0.05	9.69	11	2.45	0.28	3	36.1	4	33.3	2	0.43	1.60	4
	13	Бор / Редколесье (возвышение) на песчаной почве	0.072	0.03	0.12	0.693	<0.05	9.61	13	1.00	0.69	3	37.6	4	32.2	2	0.28	2.48	6
Волг. обл.	14	Бор / Смешанный лес (возвыше- ние) на песчаной почве	0.250	0.07	0.47	0.491	<0.05	2.77	12	2.71	0.26	4	26.3	4	20.1	2	0.24	2.93	4
	10	Лесополоса (Каменная степь) на черноземе обыкновенном	0.088	—	—	—	—	7.86	3	—	—	0	—	—	—	—	0.16	4.33	1
	11	Некосимая степь (Каменная степь) на черноземе обыкновен- ном	0.056	0.00	0.12	0.243	0.21	12.3	8	0.09	7.34	2	32.8	4	—	—	0.55	1.26	3
БС МГУ	15	Лесополоса на каштановой почве	0.102	0.05	0.16	0.653	<0.05	6.79	18	0.346	2.00	6	59.2	4	54.2	2	0.27	2.59	6
	16	Степь типчаково-полынная на каштановой почве	0.023	-0.01	0.06	0.628	<0.05	29.9	6	-0.11	-6.44	2	47.8	4	—	—	1.10	0.63	1
	27	Лиственничник на технодерно- во-подзолистой почве	0.147	0.10	0.20	0.633	<0.05	4.71	26	1.66	0.42	11	47.0	3	44.3	1	0.22	3.13	11
	29	Сосняк на серогумусовой почве	0.164	0.14	0.19	0.836	<0.05	4.22	34	1.00	0.69	12	38.7	2	36.4	1	0.40	1.72	12
БС МГУ	31	Ельник на серогумусовой почве	0.189	0.16	0.22	0.813	<0.05	3.66	30	1.76	0.39	12	41.3	2	39.5	1	0.47	1.48	12
	26	Топольник на серогумусовой почве	0.134	0.10	0.18	0.459	<0.05	5.18	25	2.12	0.33	12	49.6	2	45.2	1	0.34	2.07	12
	28	Березово-кленовая полоса на тех- нодерново-подзолистой почве	0.172	0.14	0.21	0.57	<0.05	4.02	35	1.09	0.63	12	53.6	2	47.7	1	0.27	2.54	12
	30	Грабинник на серогумусовой почве	0.143	0.12	0.17	0.723	<0.05	4.86	32	1.76	0.39	12	49.2	2	44.9	1	0.60	1.16	12

Примечание. k — константа разложения, годы; Δ — доверительный интервал ($\Delta = tSE$); R^2 — коэффициент детерминации; $p(R^2)$ — уровень значимости R^2 ; $T\frac{1}{2}$, — период полуразложения, годы; n — объем выборки; \overline{OM}_1 и \overline{OM}_2 — средний остаток массы после одного и двух лет экспозиции соответственно.

Таблица 3. Регрессионные модели связи констант разложения тестовых материалов в лесах относительно дренированных ландшафтов с климатическими параметрами за 2016–2022 гг. в зональном ряду

Параметр	Константа разложения древесины (k_d) ($n = 10$)	R^2	Константа разложения целлюлозы ($k_{ц}$) ($n = 9$)	R^2
Широта (ϕ), град	$k_d = 5.52 \cdot 10 - 9 \cdot 1.39\phi$	0.58 $p < 0.01$	$k_{ц} = 0.48\phi - 23.4$	0.37 $p = 0.07$
Среднегодовая температура воздуха (T), °C	$k_d = 34.5 \cdot 0.479T$	0.46 $p < 0.01$	$k_{ц} = -0.98T + 8.96$	0.26 $p = 0.16$
Среднегодовая сумма активных температур (САТ), °C	$k_d = 47.6 \cdot 0.998САТ$	0.51 $p < 0.01$	$k_{ц} = -0.0027САТ + 9.7$	0.30 $p = 0.11$
Среднегодовая сумма положительных температур (СПТ), °C	$k_d = 167 \cdot 0.998СПТ$	0.49 $p < 0.01$	$k_{ц} = -0.0028СПТ + 11$	0.29 $p = 0.13$
Среднегодовая сумма осадков (P), мм	$k_d = 0.000453 \cdot 1.01P$	0.54 $p < 0.01$	$k_{ц} = 0.0156P - 6.63$	0.34 $p = 0.09$
Константа разложения древесины (k_d) – леса ($n = 9$)	—	—	$k_{ц} = 3.96k_d + 0.92$	0.59 $p < 0.01$
Константа разложения древесины (k_d) – все площадки ($n = 28$)	—	—	$k_{ц} = 4.66k_d + 0.46$ ($n = 28$)	0.55 $p < 0.01$

Локальные различия. В Чашниково, Тульской и Липецкой областях отмечается снижение скорости разложения на площадках с признаками повышенного увлажнения или, напротив, повышенной вентиляции и инсоляции по сравнению с лесами дренированных ландшафтов. Также крайне замедленное разложение целлюлозы характерно для открытых пространств, к которым относятся травяные БГЦ (пл. 7, 9, 16), и, отчасти, лесополоса (пл. 5), в которой поверхность почвы хорошо освещена. В некоторых случаях (пл. 5 и 16) разложение целлюлозы за время экспозиции и вовсе не наблюдается. В частности, на площадке 9 (луг), несмотря на то, что она находится в полугидроморфном ландшафте, отмечается крайне замедленное разложение целлюлозы, в то время как древесина разлагается с обычной для этой местности скоростью.

Никакого влияния состава древостоя на скорость разложения целлюлозы также не отмечается.

Общие особенности. Целлюлоза разлагается довольно быстро: $T^{1/2}$ составляет 1.8–9.4 мес., не считая случаев, когда разложение не наблюдается; медианное значение $T^{1/2} = 4.8$ мес. Из-за этого различия, обусловленные сезонными колебаниями гидротермических условий, могут превышать зональные и локальные различия скорости разложения.

Разложение чая. *Общие особенности.* Чай довольно быстро разлагается в первые месяцы после закладки (рис. 2), причем скорость разложения на начальных этапах существенно зависит от времени года, когда он был заложен (табл. 4). Затем остаток

массы чая стабилизируется на значениях около 40% и в течение двух лет наблюдений почти не меняется, поэтому для обобщенной характеристики скорости разложения чая для каждой площадки мы приводим средний остаток массы за период медленного разложения ($\overline{OM}_{\text{мин}}$).

В табл. 4 приведены значения $T^{1/2}$, снятые с графика, поскольку разложение чая не описывается экспоненциальным уравнением – это становится видно, если рассчитать исходя из них экспоненциальную кривую (рис. 2).

Для чая, в отличие от остальных материалов, характерно очень низкое варьирование остатка массы образцов, отобранных одновременно.

Также для чая не выявлена зависимость от широты и климатических параметров в зональном ряду; среди локальных различий можно только отметить более полное разложение чая в лесах (пл. 1, 3, 4, 6) по сравнению с лесополосами (пл. 2, 5, 7). На примере Ботанического сада видно, что в хвойных БГЦ $\overline{OM}_{\text{мин}}$ обычно ниже, чем в лиственных.

Разложение нативных материалов. Константы разложения нативных материалов на опытных площадках не коррелируют ни с широтой, ни с климатическими параметрами, ни с константами разложения других материалов. Характерно, что наименьшая скорость разложения ($k = 0.13$; $T^{1/2} = 5.4$) отмечена в ельнике-кисличнике (пл. 19), где формируются наиболее мощные среди исследованных точек гумифицированные подстилки. Несмотря на небольшой диапазон запасов подстилок,

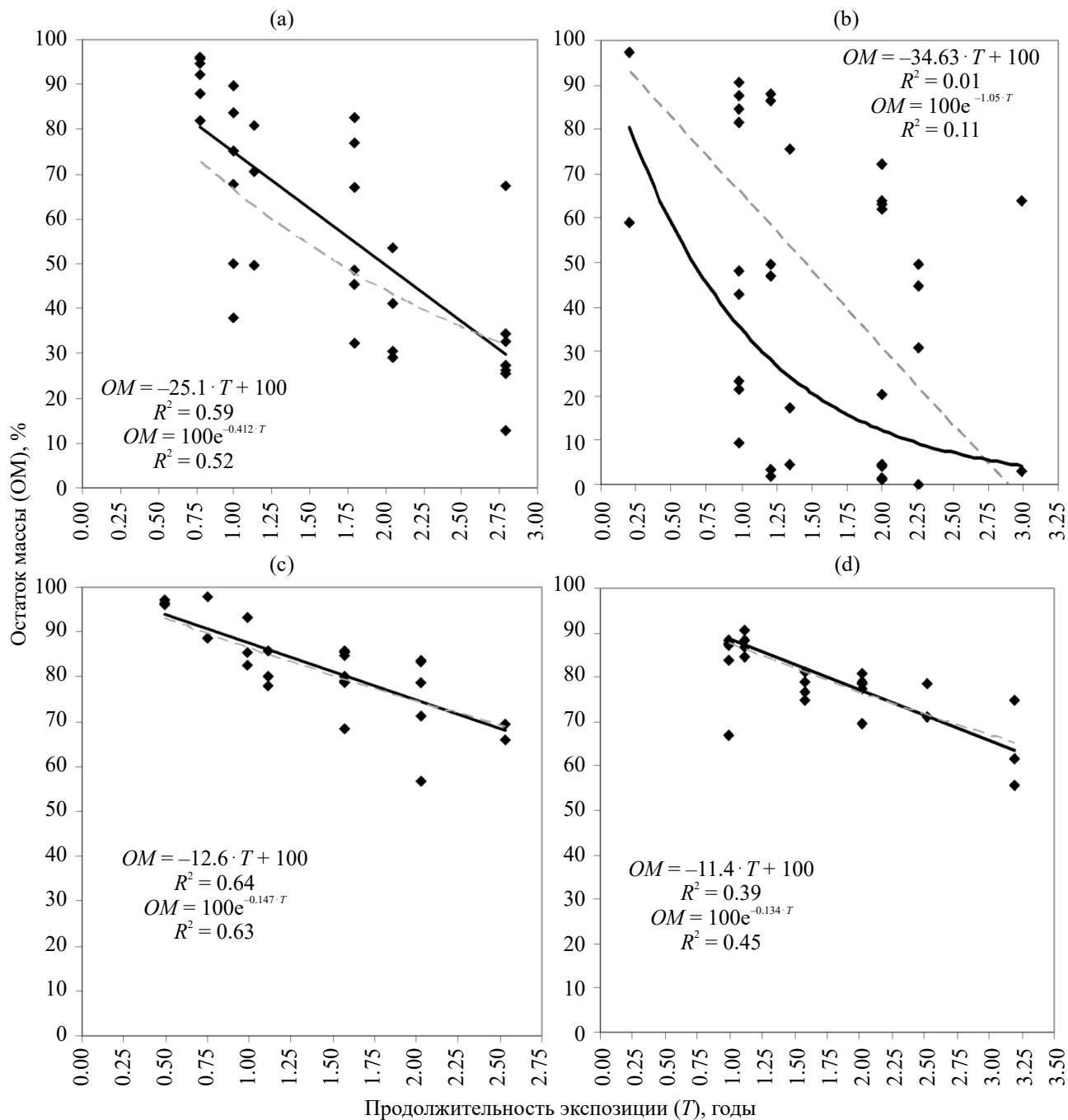


Рис. 1. Типичные кривые разложения древесины в биогеоценозах Чашниково и Ботанического сада. (а) – Пл. 20 – смешанный лес на болотно-подзолистой почве, Чашниково ($n = 32$). $T_0 = 02.10.2016$. (б) – Пл. 21 – лиственный лес на дерново-подзолистой почве, Чашниково ($n = 36$). $T_0 = 16.07.2016$. (с) – Пл. 26 – топовенник, Ботанический сад ($n = 25$). $T_0 = 29.09.2016$. (д) – Пл. 27 – лиственничник, Ботанический сад ($n = 26$). $T_0 = 29.09.2016$.

отмечается слабая отрицательная корреляция констант разложения нативных материалов с запасами подстилок: $R^2 = 0.18$, $p = 0.02$, $n = 25$.

В Ботаническом саду МГУ нативные материалы разлагаются в целом быстрее, чем в фоновых лесах Чашниково. Значимое различие отмечено для сосняка и ельника Ботанического сада

(пл. 29 и 31) по сравнению с ельником в Чашниково (пл. 19). Интересно, что нативные материалы в хвойных БГЦ Ботанического сада в основном разлагаются примерно с той же скоростью, что и в лиственных – значимое различие наблюдается только между лиственничником (пл. 27) и грабинником (пл. 30).

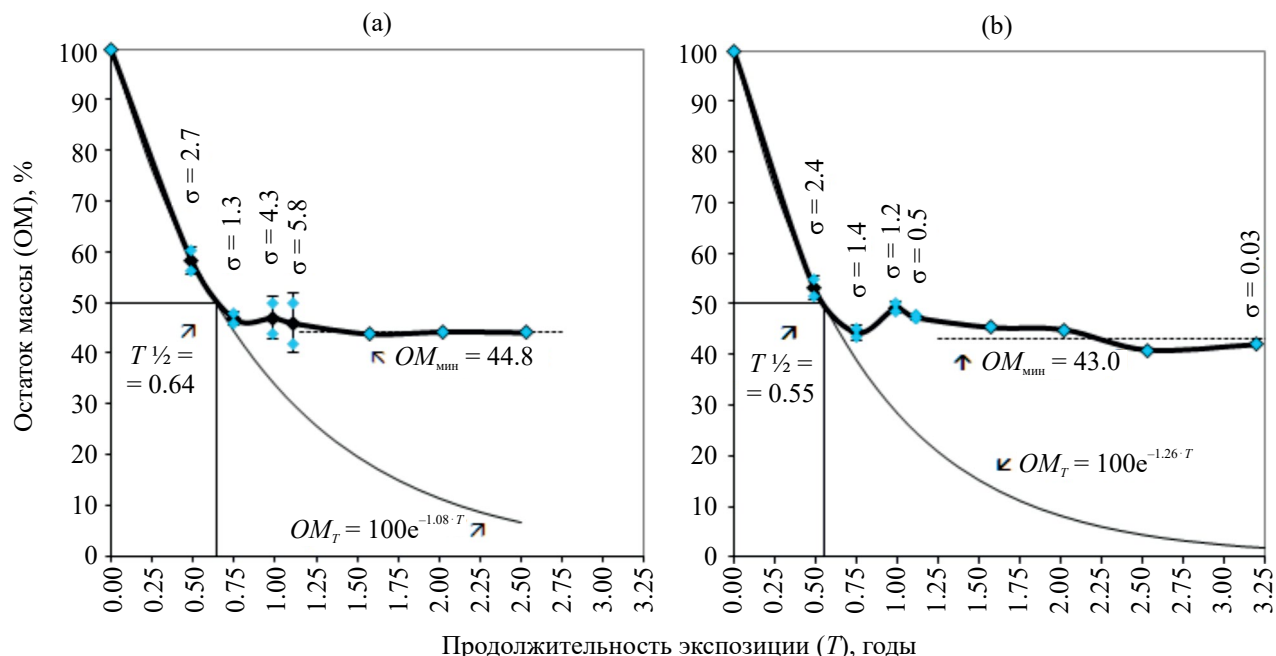


Рис. 2. Типичные кривые разложения чая в биогеоценозах Ботанического сада. (а) – пл. 30, грабни́ник БС МГУ, (б) – пл. 27, листьве́нничник БС МГУ. Дата закладки образцов – 29.09.2016 г. OM – остаток массы, %; $OM_{мин}$ – средний остаток массы за период медленного разложения, %; $T_{1/2}$ – период полуразложения, годы; погрешность – стандартное отклонение (σ). Экспоненциальные кривые построены исходя из наблюдаемых значений $T_{1/2}$.

Таблица 4. Параметры разложения чая Lipton™ Green Gunpowder в биогеоценозах Ботанического сада МГУ по трем наблюдениям

№ площадки	Биогеоценозы		Наблюдение 1 30.06.2015—03.11.2015 (0.44 г.)		Наблюдение 2 4.12.2015—29.06.2016 (1.54 г.)		Наблюдение 3 29.09.2016—10.04.2019 (2.53 г.)	
			$T_{1/2}$, годы	$\overline{OM}_{\text{мин}} \pm \Delta$, % (0.34—0.44 г.)	$T_{1/2}$, годы	$\overline{OM}_{\text{мин}} \pm \Delta$, % (0.79—1.54 г.)	$T_{1/2}$, годы	$\overline{OM}_{\text{мин}} \pm \Delta$, % (1.57—3.20 г.)
27	Хвойные	Лиственничник	0.24 ($n = 16$)	36.7 ± 6.4 ($n = 6$)	0.80 ($n = 12$)	52.4 ± 13.4 ($n = 4$)	0.65 ($n = 12$)	44.1 ± 0.5 ($n = 3$)
29		Сосняк	0.07 ($n = 11$)	27.9 ± 3.1 ($n = 5$)	0.60 ($n = 10$)	38.5 ± 2.2 ($n = 3$)	0.45 ($n = 15$)	37.2 ± 1.7 ($n = 7$)
31		Ельник	0.12 ($n = 16$)	29.5 ± 1.3 ($n = 6$)	0.65 ($n = 11$)	47.3 ± 24.8 ($n = 3$)	0.45 ($n = 14$)	37.2 ± 2.7 ($n = 5$)
26	Лиственные	Тополевник	0.08 ($n = 13$)	37.9 ± 5.2 ($n = 3$)	0.50 ($n = 10$)	38.0 ± 9.5 ($n = 4$)	0.60 ($n = 22$)	43.9 ± 0.9 ($n = 10$)
28		Береза + Клен	—	—	—	—	0.60 ($n = 14$)	44.6 ± 4.9 ($n = 5$)
30		Грабинник	—	—	—	—	0.55 ($n = 14$)	43.0 ± 2.5 ($n = 5$)

Примечание. В заголовках столбцов указаны сроки и продолжительность экспозиции. $T_{1/2}$ – период полуразложения, годы; $\overline{OM_{мин}}$ – средний остаток массы за период, соответствующий фазе медленного разложения, %. Прочерк – нет данных.

ОБСУЖДЕНИЕ

Разложение древесины. Полученные данные позволяют заключить, что скорость разложения древесины контролируется преимущественно климатическими факторами, без явной зависимости от флористического состава биогеоценоза.

Отмечается явная функциональная связь скорости разложения древесины с климатическими параметрами в зональном ряду. Хотя имеющийся уровень статистической значимости соответствующих уравнений не позволяет считать их достаточно точными, можно сказать, что проведение более детальных наблюдений в широком диапазоне гидротермических условий позволит разработать на этой основе новую методику использования стандартизированных образцов для мониторинга процессов разложения.

В целом древесина оказалась весьма удобным материалом в техническом отношении. Образцы разлагаются достаточно долго, и сезонные колебания гидротермических условий не имеют принципиального значения. Это особенно важно при проведении исследований в экспедиционных условиях, когда нет возможности часто посещать опытные площадки и закладывать образцы одновременно. Образцы древесины долго сохраняют целостность, что позволяет аккуратно и без особого труда очистить их от минеральных частиц.

Разложение целлюлозы. По всей видимости ведущие факторы разложения целлюлозы, как и древесины — гидротермические. Однако некоторые локальные явления позволяют предположить, что проявляются они несколько по-другому. Так, есть случаи, когда замедленное разложение древесины не сопровождается замедленным разложением целлюлозы (пл. 2, 12, 13). На открытых пространствах целлюлоза иногда разлагается даже медленнее, чем древесина (пл. 5, 9, 16), что может быть связано с ее низкой водоудерживающей способностью — целлюлоза быстрее высыхает при периодическом увлажнении, в то время как древесина удерживает некоторое количество влаги.

Вследствие высокой скорости разложения целлюлозы, наблюдаемая скорость ее разложения может сильнее зависеть от того, в какой сезон она была заложена, чем от среднегодовых значений климатических параметров. Поэтому образцы такого вида нельзя рекомендовать для тех случаев, когда нет возможности закладывать все образцы одновременно.

Однако принципиальное сходство основных закономерностей разложения целлюлозы и древесины и наличие соответствующей корреляции позволяют заключить, что и образцы целлюлозы, в несколько ином исполнении, могут использоваться для создания системы мониторинга процессов разложения.

Разложение образцов чая, по всей видимости, контролируется климатическими факторами на начальных этапах, но полнота его разложения может зависеть от факторов, связанных с составом древостоя. Быстрое разложение чая существенно ограничивает его применимость для проведения исследований в условиях экспедиций.

Схожие результаты по динамике разложения чая в еловых и сосновых лесах Эстонии были показаны в работе [31] — быстрое разложение чая наблюдалось только в первый год, затем остаток массы выходил на плато на значениях 25–30% и в течение второго и третьего года менялся незначительно.

Эти особенности разложения чая приводят к методическому выводу о том, что использование нового тестового материала для мониторинга процессов разложения требует предварительного изучения динамики его разложения, поскольку использование простых функций и обобщающих параметров может привести к получению неверных или несопоставимых результатов.

Разложение нативных материалов. Разложение активных фракций подстилок в данном исследовании не контролируется климатом, что закономерно — скорость разложения опада зависит от экологической стратегии производящих его видов [23], что приводит к формированию однотипных, деструктивных подстилок в лесах различных природных зон. В то же время можно предположить частичное влияние климатических факторов на разложение грубых фракций опада (веток, шишек и т. п.), как это описано для образцов древесины.

Интересно, что хвойные и лиственные БГЦ Ботанического сада МГУ в основном характеризуются схожими скоростями разложения нативных материалов. Это согласуется с данными по опад и подстилкам: подстилочно-опадный коэффициент в ельнике по оценкам разных лет составляет 0.9–2.7 года [7], максимальное значение отмечено для лиственничника (4.6 года), в то время как в естественных ельниках он может составлять 8–16 лет. Это можно объяснить интенсивным переносом опада, в результате которого в хвойные БГЦ попадает значительное количество листового опада, богатого азотом [7].

В техническом отношении отметим, что стандартизированные образцы подстилок, особенно на поздних этапах разложения, значительно засоряются мелкоземом, который почти невозможно отсортировать, а мелкие частицы детрита, наоборот, теряются через ячейки. Использование более мелкой сетки препятствует доступу более крупных организмов—деструкторов. Так, на примере целлюлозы отмечено, что она разлагается быстрее в мешочках с крупной ячейкой [32].

Период полуразложения ($T^{1/2}$) нативных материалов в нашем исследовании составляет от 7.6 мес.

до 5.4 года (медианное значение 1.9 года) и при достаточно быстром разложении сезонные колебания климатических факторов могут вносить существенный вклад на начальных этапах в зависимости от даты закладки.

Отметим, что на участках с маломощными подстилками, не образующими сплошного покрова, очень сложно сделать стандартизированные образцы подстилки похожими на саму подстилку по размерности частиц, плотности упаковки и распределению по поверхности почвы, а измельченный материал, плотно упакованный в небольшой мешочек, возможно, будет разлагаться по-другому.

Общие методологические особенности наблюдений за разложением стандартизированных образцов. Показано, что реализация внешних факторов разложения материала определяется внутренними факторами. Так, для одних образцов ведущими факторами разложения оказываются температура и влажность, для других — факторы, связанные с флористическим составом биогеоценоза.

При этом динамика разложения стандартных материалов не отражает динамику разложения местных подстилок, поскольку определяется другими факторами.

Это имеет принципиальное значение при интерпретации данных. Например, авторы могут объяснять наблюдаемое снижение скорости разложения влиянием антропогенного загрязнения, в то время как истинной причиной является отличие гидротермических условий на уровне поверхности почвы. Даже если это отличие и имеет причиной антропогенное загрязнение, непосредственное влияние поллютантов на разложение в данном примере остается недоказанным. Поэтому на участках, различающихся более чем по одному фактору разложения, не всегда возможно установить, чем именно обусловлены наблюдаемые различия.

Таким образом, для обоснованной интерпретации результатов подобных наблюдений не всегда достаточно только опытного и контрольного участков. Следует провести дополнительные исследования в более широком диапазоне значений изучаемых и наблюдаемых факторов, чтобы установить закономерности разложения тестового материала, то есть — выявить степень непосредственного влияния изучаемого фактора и убедиться, что воздействие других наблюдаемых факторов отсутствует, или может быть учтено при интерпретации данных.

Если главным объектом исследования является биогеоценоз, а не разлагаемый материал, следует также учитывать пространственное варьирование факторов разложения. Так, на примере древесины показано, что даже неочевидные различия на уровне нанорельефа приводят к значительному варьированию получаемых значений.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Выявлены некоторые особенности влияния внешних факторов разложения на скорость разложения стандартизированных образцов разных материалов, а также технические особенности работы с ними.

Это может быть использовано для лучшего понимания факторов, обуславливающих процессы разложения наземного детрита и содействовать развитию методов мониторинга факторов и процессов разложения с использованием стандартизированных образцов.

Показано, что разложение стандартизированных образцов древесины и целлюлозы контролируется климатическими факторами как в зональном ряду, так и в пределах каждой природной зоны. При этом разложение активных фракций подстилок в зональном ряду однотипно, в результате чего, несмотря на разнохарактерные сочетания факторов на исследованных объектах, не наблюдается большого разнообразия мощностей и запасов подстилок, что не исключает влияния климатических факторов на разложение подстилок в каждой природной зоне.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена в рамках государственного задания Министерства науки и высшего образования Российской Федерации (тема № 121040800321-4 “Индикаторы трансформации биогеохимических циклов биогенных элементов в природных и антропогенных экосистемах”), а также в рамках Программы развития Междисциплинарной научно-образовательной школы Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова “Будущее планеты и глобальные изменения окружающей среды”.

СОБЛЮДЕНИЕ ЭТИЧЕСКИХ СТАНДАРТОВ

В данной работе отсутствуют исследования человека или животных.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют об отсутствии у них конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Богатырев Л.Г. О классификации лесных подстилок // Почвоведение. 1990. № 3. С. 118—127.
2. Богатырев Л.Г., Жилин Н.И., Самсонова В.П., Якушев Н.Л., Кириллова Н.П., Бенедиктова А.И., Земсков Ф.И., Карпухин М.М., Ладонин Д.В., Вартанов А.Н., Демин В.В. Многолетний мониторинг

- снежного покрова в условиях природных и урбанизированных ландшафтов Москвы и Подмосковья // Вестник Моск. ун-та. Сер. 5. География. 2018. № 2. С. 85–96.
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>
 4. Веселов В.М., Прибыльская И.Р., Мирзеабасов О.А. Специализированные массивы для климатических исследований (интернет-ресурс). <http://aisori-m.meteo.ru/>
 5. Глазовская М.А. Геохимия природных и техногенных ландшафтов СССР: Учеб. пособие для студ. геогр. спец. вузов. М.: Высшая школа, 1988. 328 с.
 6. Гришина Л.А., Орлов Д.С. Система показателей гумусного состояния почв // Проблемы почвоведения. М.: Наука, 1978. С. 42–47.
 7. Земсков Ф.И. Детритогенез в условиях лесных биогеоценозов урбанизированных территорий. Дис. ... канд. биол. наук. М., 2021.
 8. Иванова Е.А., Лукина Н.В., Данилова М.А., Артемкина Н.А., Смирнов В.Э., Еришов В.В., Исаева Л. Г. Влияние аэротехногенного загрязнения на скорость разложения растительных остатков в сосновых лесах на северном пределе распространения // Лесоведение. 2019. № 6. С. 533–546.
 9. Карпачевский Л.О., Воронин А.Д., Дмитриев Е.А. и др. Почвенно-биогеоценозические исследования в лесных биогеоценозах. М.: Изд-во Моск. Ун-та. 1980. 160 с.
 10. Классификация и диагностика почв СССР. М.: «Колос». 1977. 221 с.
 11. Лукина Н.В., Полянская Л.М., Орлова М.А. Питательный режим почв северотаежных лесов. М.: Наука. 2008. 342 с. ISBN 978-5-02-035585-9
 12. При использовании функции линейная регрессия (ЛИНЕЙН) в Excel возвращается неверный результат // Служба поддержки Microsoft (интернет-ресурс). <https://support.microsoft.com/ru-ru/topic/при-использовании-функции-линейная-регрессия-линейн-в-excel-возвращается-неверный-результат-626211cb-8ee7-aaac-aala-1e51f5a54e17>
 13. Раннопорт А.В. Антропогенные почвы городских ботанических садов (на примере Москвы и Санкт-Петербурга). Дис. ... канд. биол. наук. М., 2004. 152 с.
 14. Регрессионный анализ (интернет-ресурс) // Вятский государственный университет. Электронные учебные курсы. Модуль 3. Теория вероятностей и математическая статистика. https://e.vyatsu.ru/pluginfile.php/462626/mod_resource/content/2/
 - Теоретический материал регрессионный парный анализ.pdf (дата обращения 21.02.2024).
 15. Розанова М.С., Прокофьева Т.В., Лысак Л.В., Рахлеева А.А. Органическое вещество почв Ботанического сада МГУ им. М. В. Ломоносова на Ленинских горах // Почвоведение. 2016. № 9. С. 1079–1092. <https://doi.org/10.7868/S0032180X16090124>
 16. Руководство по комплексному мониторингу. Пер. с англ. М., 2013. С. 128–129. http://downloads.igce.ru/publications/ICP_IM_Manuals/Manual_rus_04122013.pdf
 17. Berg B., Berg M. P., Box E. et al. Litter mass loss rates in pine forests of Europe and Eastern United States: Some relationships with climate and litter quality // Biogeochemistry. 1993. V. 20. P. 127–159.
 18. Berg B., Laskowski R. Litter decomposition: a guide to carbon and nutrient turnover // Advances in Ecological Research. 2005. V. 38. P. 292–301.
 19. Bienkowski P. Cellulose decomposition as bioenergetic indicator of soil degradation // Pol. Ecol. Stud. 1990. V. 16. P. 235–244.
 20. Bock K.L., Gilbert O.J.W. The disappearance of leaf litter under different woodland conditions // Plant and Soil. 1957. V. 9. P. 179–185. <https://doi.org/10.1007/BF01398924>
 21. Bogatyrev L., Berg B., Staaf H. Leaching of plant nutrients and total phenolic substances from some foliage litters – a laboratory study // Swedish Coniferous Forest Project Barrskogslandskapets Ekologi. Technical Report 33. Department of Ecology and Environmental Research, Swedish University of Agricultural Sciences, Uppsala. V. 33. 1983. P. 1–57.
 22. Cornelissen, J.H.C. An experimental comparison of leaf decomposition rates in a wide range of temperate plant species and types // J. Ecol. 1996. V. 84. P. 573–582. <https://doi.org/10.2307/2261479>
 23. Cornwell W.K., Cornelissen J.H.C., Amatangelo K. et al. Plant species traits are the predominant control on litter decomposition rates within biomes worldwide // Ecology Lett. 2008. V. 11. P. 1065–1071.
 24. De Silva S., Ball A.S., Indrapala D.V., Reichman S.M. Review of the interactions between vehicular emitted potentially toxic elements, roadside soils, and associated biota // Chemosphere. 2021. V. 263. P. 128135. ISSN 0045-6535. <https://doi.org/10.1016/j.chemosphere.2020.128135>
 25. Fuzhong Wu, Wanqin Yang, Jian Zhang, Renju Deng. Litter decomposition in two subalpine forests during the freeze–thaw season // Acta Oecologica. V. 36. 2010. Pp. 135–140.
 26. Gustafson F.G. Decomposition of the leaves of some forest trees under field conditions // Plant Physiology. 1943. V. 18. P. 704.
 27. Harrison A.F., Latter P.M., Walton D.W.H. (eds.). Cotton Strip Assay: An Index of Decomposition in Soils.

- ITE Symposium, no. 24. Grange-over-Sands, Cumbria: Institute of Terrestrial Ecology, 1988.
28. Howard P.J.A. A critical evaluation of the cotton strip assay // Cotton strip assay: an index of decomposition in soils. 1988, Grange-over-Sands, NERC/ITE, 3442. ITE Symposium, 24.
 29. Jenny H., Gessel S.P., Bingham F.T.. Comparative study of decomposition rates of organic matter in temperate and tropical region // Soil Sci. 1949. V. 68. P. 419–432.
 30. Keuskamp J.A., Dingemans B.J.J., Lehtinen T. et al. Tea Bag Index: a novel approach to collect uniform decomposition data across ecosystems // Methods in Ecology and Evolution. 2013. V. 4. P. 1070–1075.
 31. Kriiska K., Lõhmus K., Frey J., Asi E., Kabral N., Napa Ü., Ostonen I. The Dynamics of Mass Loss and Nutrient Release of Decomposing Fine Roots, Needle Litter and Standard Substrates in Hemiboreal Coniferous Forests // Frontiers in Forests and Global Change. 2021. V. 4. <https://www.frontiersin.org/articles/10.3389/ffgc.2021.686468>
 32. Radea C., Arianoutsou M. Cellulose Decomposition Rates and Soil Arthropod Community in a Pinus Halepensis Mill. Forest of Greece after a Wildfire // Eur. J. Soil Biol. 2000. V. 36. P. 57–64. [https://doi.org/10.1016/S1164-5563\(00\)01045-1](https://doi.org/10.1016/S1164-5563(00)01045-1)
 33. Taylor B.R., Parkinso D. Does repeated wetting and drying accelerate decay of leaf litter? // Soil Biology and Biochemistry. 1988. V. 20. P. 647–656.
 34. Unger H. Der Zellulosetest, eine Methode zur Ermittlung der zellulolytischen Aktivität des Bodes in Freilandversuchen // Z. Pflanzenernähr. Düng. Bodenk. 1960. V. 91. P. 44–52.
 35. World Reference Base for soil resources // World soil resources reports 106. FAO UNESCO. Rome, 2014. 182 p.

Applying the Litter–Bag Technique for Researching Plant Litter Decomposition Processes in Natural and Urbanized Biogeocenoses

Ph. I. Zemskov^{a, *}, and L. G. Bogatyrev^a

^aLomonosov Moscow State University, Moscow, 119991 Russia

^{*}e-mail: philzemskov@mail.ru

In the research of decomposition processes in the urban forest biogeocenoses of the Arboretum of the Botanical Garden of Moscow State University, the litter–bag technique was applied. To determine the leading factors of decomposition of the test materials, the study was carried out in various biogeocenoses of the zonal range: from the zone of mixed forest (Moscow region) to the zone of dry steppes (Volgograd region). Standardized samples of wood, cellulose, tea and native forest litters were placed on the soil surface (within or below the forest litter), then collected at different time intervals. For each study site the dynamics of mass loss were estimated, and some zonal and local decomposition patterns related to the decomposition factors were described. It was shown that the leading decomposition factors are specific to the different materials. Thus, the decomposition of wood and cellulose is controlled by temperature and moisture. The decomposition rate of tea in the initial stages depends on climate, but differs in deciduous and coniferous forests. The decomposition rate of native litters is not controlled by climate in the studied range. In the MSU Botanical Garden, the decomposition of wood is slowed to the rates that are typical for zonal forests located 320–440 km to the south. The native litters in coniferous forests of Botanical Garden, on the contrary, decompose faster than in natural biogeocenoses, which is consistent with previous data on litter-fall input and litter reserves. Thus, the specifics of the use of some test materials for decomposition studies in human–influenced biogeocenoses is shown; in addition, it is shown that the wood can be used as a test material.

Keywords: plant litter, terrestrial litter, forest floor, organic matter decomposition factors, litter mass loss, MSU Botanical Garden, wood decomposition

УДК 631.41

МЕТАБОЛОМ ЧЕРНОЗЕМОВ ТИПИЧНЫХ РАЗЛИЧНОГО ВИДА ИСПОЛЬЗОВАНИЯ

© 2025 г. Ю. Р. Фарходов^{a,*} (<https://orcid.org/0000-0002-0210-380X>),
Н. А. Куликова^b, Н. Н. Данченко^a, В. П. Белобров^a, Н. В. Ярославцева^a,
В. И. Лазарев^c, С. А. Крысанов^d, В. А. Холодов^a

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

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

^cКурский федеральный аграрный научный центр, ул. Карла Маркса, 70Б, Курск, 305021 Россия

^dСеверный (Арктический) федеральный университет им. М.В. Ломоносова,
набережная Северной Двины, 17, Архангельск, 163002 Россия

*e-mail: yulian.farkhodov@yandex.ru

Поступила в редакцию 28.06.2024 г.

После доработки 20.08.2024 г.

Принята к публикации 31.08.2024 г.

Исследовано влияние землепользования на формирование метаболома чернозема типичного. Проанализированы черноземы типичные (Haplic Chernozems) многолетних полевых опытов Курского ФАНЦ (пос. Черемушки, Курская область) четырех видов использования: 55-летний бессменный черный пар, 21-летняя залежь после бессменного черного пара, 4-летние полевые опыты с применением технологии прямого посева и традиционной обработки. Для изучения почвенного метаболома проводили водную экстракцию фумигированной и нефумигированной почвы с последующим определением содержания водоекстрагируемого органического углерода ($C_{вз}$) и углерода микробной биомассы ($C_{мик}$) методом высокотемпературного каталитического окисления, а также состава почвенных метаболитов методом газовой хроматографии с масс-спектрометрией. На примере залежи продемонстрировано влияние постагрогенной трансформации черноземов на накопление лабильных форм почвенного углерода. Вспашка черноземов в условиях отсутствия поступления растительного опада приводит к сокращению содержания лабильного углерода. На уровне тенденции показан положительный эффект прямого посева на содержание лабильных форм углерода. По результатам метаболомного анализа черноземов идентифицировано 21 соединение, участвующее в метаболизме углеводов, липидов и азотистых веществ. С помощью индекса разнообразия Шеннона продемонстрировано негативное влияние вспашки на сложность метаболомных профилей черноземов. Наиболее контрастные различия в метаболитном составе выявлены между черноземами, находящимися под залежью и паром, которые обусловлены преобладанием вкладов метаболитов растительного и микробного происхождения соответственно. Наблюдается тенденция к накоплению метаболитов растительного происхождения в черноземе, формирующемся в условиях применения прямого посева. Установлено, что в метаболомном профиле пахотных черноземов доминируют компоненты углеводного обмена, а в непашотных — компоненты азотистого и липидного обмена.

Ключевые слова: многолетние опыты, ГХ/МС, почвенные метаболиты, неспецифическое POV, углерод микробной биомассы

DOI: 10.31857/S0032180X25010073, **EDN:** BXWEUP

ВВЕДЕНИЕ

Метаболом — совокупность низкомолекулярных веществ (<2000 Да), являющихся конечными или промежуточными продуктами обмена веществ в биологических системах [2, 48, 26]. Высокая биологическая активность многих метаболитов позволяет им участвовать в физиологических процессах,

обеспечивая строительную, энергетическую, регуляторную, сигнальную, каталитическую, защитную и другие функции живых организмов [48, 15]. Метаболиты представлены широким спектром органических соединений, большинство из которых относятся к таким группам веществ, как низкомолекулярные кислоты, сахара, аминокислоты, липиды,

пептиды, фенольные соединения, витамины, терпены, терпеноиды, алкалоиды, гликозиды, антибиотики, антимикотики, гормоны [33].

Исследование метаболома находит широкое применение в современной биологии и медицине. Метаболомный подход в изучении биологических объектов позволяет проводить функциональное считывание их физиологического состояния [22]. В последнее время подобный подход стали использовать и применительно к почве [26, 47].

Низкомолекулярные вещества, вырабатываемые почвенной биотой, называют почвенным метаболом. С точки зрения принадлежности к концептуальным пулам почвенного органического вещества (ПОВ), они относятся к лабильному пулу, активно участвуют в биогеохимических циклах, являются чувствительными показателями изменения факторов окружающей среды [39].

Одним из основных факторов современного почвообразования является сельскохозяйственная деятельность человека. Влияние вида использования на содержание и состав ПОВ разносторонне исследуется, при этом почвенные метаболиты как представители неспецифической части ПОВ слабо изучены. Основные исследования по этой тематике связаны с влиянием особенностей выращивания отдельных сельскохозяйственных культур на состав метаболитов ризосферы. Например, показано, что длительное бессменное возделывание ячменя (*Hordeum vulgare* L.) на Kastanozems приводит к накоплению в ризосфере липидов, липидоподобных молекул, органических кислот и гетероциклических соединений [50]. В другом исследовании установлено, что чередование культур кукурузы и сои по сравнению с их бессменным возделыванием приводит к увеличению содержания углеводов, кетонов и липидов [46]. Наличие в почве цитокинина дигидрозеатина может быть использовано в качестве показателя бессменного выращивания кукурузы [47]. Состав и содержание почвенных метаболитов влияют на супрессивную активность почвы. На примере почв (Calcarosols, Dermosols, Sodosols and Chromosols) штата Виктория (Австралия) показано, что метаболиты почв сельскохозяйственного назначения по сравнению с целинными оказывают значимо меньшую антибиотическую активность в отношении сенной палочки (*Bacillus subtilis*) [36]. Таким образом, воздействие различных аспектов землепользования таких, как система удобрений, способ обработки, система севооборота, применение средств защиты растений, орошение и мелиорация на состав почвенного метаболома остается малоизученным.

Цель исследования — оценка влияния вида использования на особенности метаболомных профилей черноземов типичных — одних из наиболее плодородных почв России.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

В качестве объектов исследования выбраны черноземы типичные (Haplic Chernozem) [4, 45] полевых опытов на территории Курского ФАНЦ (пос. Черемушки, Курская область). Отбор образцов проводили в августе 2019 г. на площадках опробования примерно 10×10 м, на которых по диагонали отбирали три индивидуальных образца в слое 0–15 см массой около 2 кг. Каждый индивидуальный образец усредняли методом квартования до 50 г и дальнейшие работы проводили с ним. Исследованы черноземы, формирующиеся в условиях контрастных видов использования: 55-летний бессменный черный пар, 21-летняя залежь после бессменного черного пара и 4-летний полевой опыт с применением технологии прямого посева и традиционной обработки.

На участке бессменного черного пара (далее — пар) почва поддерживается в чистом от сорняков состоянии путем регулярной вспашки с оборотом пласта на глубину 20–22 см. На участке залежи после бессменного черного пара (далее — залежь) отсутствует обработка почвы и контроль над растительным покровом; растительность представлена степным типом. Участки с применением технологии прямого посева (ПП) и традиционной обработки (ТО) расположены на территории многолетних опытов, где применяется четырехпольный зерновой севооборот без пропашных культур с двумя полями зернобобовых одногодичного пользования: горох, озимая пшеница, соя, ячмень. На участке с ТО применяют отвальную вспашку на глубину 20–22 см. Пробоотбор на этих вариантах проводили на участках третьего поля во время возделывания сои.

Комплекс лабораторных исследований включал оценку актуальной кислотности, общего содержания углерода и азота, содержания водоэкстрагируемого и микробного углерода, а также определение метаболитного состава.

Величину pH_{H_2O} оценивали в водной суспензии в массовом соотношении 1 : 5 [1] с помощью иономера pH 211 Microprocessor pH Meter (Hanna instruments, США). Общее содержание углерода ($C_{общ}$) и азота ($N_{общ}$) определяли методом высокотемпературного каталитического окисления на элементном анализаторе vario-MACRO cube (Elementar, Германия) [24]. Содержание водоэкстрагируемого углерода и состава почвенных метаболитов оценивали в водных вытяжках из нефумигированной и фумигированной почвы [40, 42], характеризуя в первом случае внеклеточный метаболом, а во втором — суммарный внеклеточный и внутриклеточный метаболом. Для приготовления вытяжки суспензию почвы в деионизованной воде (ASTM тип 1, 18.2 MΩ см без CO_2) в массовом соотношении 1 : 5 перемешивали на обратном ротаторе при 4°C в течение 1 ч, центрифугировали

15 мин при 3220g с последующим фильтрованием супернатанта через шприцевой фильтр из ацетата целлюлозы с диаметром пор 0.45 мкм. Фумигацию почвы проводили в вакуумном эксикаторе в парах хлороформа в соответствии с методическими рекомендациями [3]. Содержание водоекстрагируемого углерода оценивали методом каталитического окисления водной вытяжки при 720°C на анализаторе TOC-L CSN (Shimadzu, Япония) [23]. Содержание углерода микробного происхождения ($C_{\text{мик}}$) рассчитали по разности содержания водоекстрагируемого углерода в фумигированной ($C_{\text{вз}} + C_{\text{мик}}$) и нефумигированной почве ($C_{\text{вз}}$) [42]. Содержание почвенных метаболитов оценивали в соответствии с общепринятой методикой [40, 27]. Для этого полученные экстракты сушили с помощью ротаторного испарителя Hei-Var (Heidolph, Германия), полученный осадок повторно растворяли в 200 мкл метанола с использованием ультразвука. Метанольный экстракт фильтровали через центрифужные фильтры с диаметром пор 0.22 мкм (Ultrafree-MC-GV PVDF, Millipore, Billerica, MA), из фильтрата отбирали аликвоту 100 мкл и сушили в токе азота. Твердый остаток после удаления метанола подвергали двухэтапной дериватизации: первый этап проводили добавлением 10 мкл раствора, содержащего 40 мг/мл 98% метоксиамины гидрохлорида в пиридине, при температуре 30°C в течение 90 мин, второй этап проводили добавлением 90 мкл N-метил-N-триметилсилилтрифторацетида с 1% триметилхлорсиланом при температуре 37°C в течение 30 мин. В полученную реакционную смесь добавляли внутренний стандарт — метиловый эфир наонадекановой кислоты и переносили в хроматографическую виалу. Далее экстракт анализировали на газовом хроматографе с масс-спектрометрическим детектором GCMS-QP2010 (Shimadzu, Япония). Условия хроматографирования: начальная температура колонки 60°C с экспозицией 5 мин, температурный градиент 5°C/мин до 310°C с экспозицией 7 мин, температура инжектора 250°C. Капиллярная хроматографическая колонка GsBP-5MS (Gs-Tek, США), 30 м, масс-детектор квадрупольного типа, ионизация — электронный удар с энергией ионизации 70 эВ, диапазон

детектируемых масс 50–600 m/z . Деконволюцию хроматограмм и разметку хроматографических пиков проводили с помощью веб-сервиса Global Natural Products Social Molecular Networking [12], идентификацию пиков осуществляли в программе MS Search с помощью баз данных масс-спектров и индексов удерживания: NIST11 (National Institute of Standards and Technology, США), Fiehn BinBase DB (MassBank of North America). Для идентифицированных метаболитов проводили полуколичественный анализ методом внутренней нормализации [30]. На основании данных по относительно-му содержанию метаболитов рассчитывали индекс разнообразия Шеннона H по формуле:

$$H = -\sum p_i \ln(p_i),$$

где p_i — относительное содержание i -ого метаболита.

Анализ данных проводили с помощью языка программирования R в среде разработки RStudio [34]. Для разведочного анализа использовали кластерный анализ, сравнение средних значений проводили с помощью однофакторного дисперсионного анализа и критерия Тьюки при уровне значимости $p = 0.05$.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Химические свойства черноземов. В табл. 1 представлены результаты оценки некоторых химических характеристик почв. По значению pH_{H_2O} варианты опыта не различались, для всех вариантов была отмечена близкая к нейтральной слабокислая реакция среды, что характерно для этого подтипа черноземов. Наибольшее содержание $C_{\text{орг}}$ было обнаружено для образцов варианта залежь, наименьшее — для пара, почвы вариантов ТО и ПП по этому показателю между собой значимо не различались. Наименьшее содержание $N_{\text{общ}}$ характерно для варианта пар, между остальными вариантами различия не выявлены. Наибольшее значение показателя C/N характерно для почвы варианта залежь, различия остальных вариантов слабо выражены. Заметна тенденция к уменьшению содержания $C_{\text{вз}}$ под влиянием механической обработки (варианты пар и ТО), при этом минимальное содержание $C_{\text{вз}}$ характерно для

Таблица 1. Основные химические свойства исследованных черноземов

Вариант	pH_{H_2O}	$C_{\text{орг}}, \%$	$N_{\text{общ}}, \%$	C/N	$C_{\text{вз}}, \text{мг/л}$	$C_{\text{мик}}, \text{мг/л}$
Пар	$6.45 \pm 0.11a$	$2.81 \pm 0.03a$	$0.24 \pm 0.01a$	$11.9 \pm 0.4ac$	$193 \pm 10a$	$76 \pm 10a$
Залежь	$6.47 \pm 0.10a$	$3.78 \pm 0.21b$	$0.30 \pm 0.01b$	$12.7 \pm 0.1a$	$373 \pm 46b$	$465 \pm 203bc$
ТО	$6.45 \pm 0.06a$	$3.20 \pm 0.09c$	$0.29 \pm 0.01b$	$11.1 \pm 0.4bc$	$271 \pm 58abc$	$177 \pm 61a$
ПП	$6.48 \pm 0.12a$	$3.34 \pm 0.05c$	$0.30 \pm 0.01b$	$11.5 \pm 0.4bc$	$344 \pm 23bc$	$180 \pm 54ac$

Примечание. Среднее значение \pm стандартное отклонение ($n = 3$), буквенными индексами показана значимость различий между вариантами в результате их попарных сравнений.

почвы варианта пар, куда не поступают растительные остатки. Максимальное содержание лабильных форм углерода ($C_{вз}$, $C_{мик}$) наблюдали в почве варианта залежь, минимальное — варианта пар. Почвы вариантов ТО и ПП по этим показателям достоверно не различались, однако заметен тренд к их увеличению для ПП, что ранее было показано в [11].

Таким образом, полученные результаты продемонстрировали выраженное отличие почвы варианта залежь, характеризующейся максимальным содержанием $C_{орг}$, отношением C/N и $C_{мик}$. В черноземе, находящемся под залежью, выражены процессы постагрогенной трансформации, которые проявляются в накоплении ПОВ, а также изменении его состава за счет поступления растительного материала [10]. Пар — вариант опыта с наиболее деградированным черноземом, поэтому в этом случае почва характеризуется минимальными значениями всех изученных показателей содержания ПОВ [10]. Отсутствие достоверных отличий ПП от ТО, вероятно, связано с короткой продолжительностью эксперимента (4 года), недостаточной для статистически значимого увеличения содержания водоекстрагируемого органического вещества [11], которое наблюдается при долгосрочных экспериментах [13, 37, 41].

Метаболомный профиль черноземов. По результатам метаболомного анализа было обнаружено и идентифицировано 21 соединение, 12 из которых были определены только в вытяжках из фумигированной почвы (рис. 1, табл. S1). Для водной вытяжки нефумигированных черноземов характерно наличие жирных кислот (каприловая, миристиновая, пальмитиновая, стеариновая), углеводов (глюкоза, трегалоза, сахароза), трехатомного спирта глицерина и аминокислоты аланина. Фумигация приводит к лизису клеток почвенных микроорганизмов и выделению большого количества углеводов и их производных (глюкоза, ксилоза, арабиноза, глюкозофосфат, галактоза, трезоза, мальтоза, фруктоза и тагатоza, маннозилглицерат, сорбитол), а также аминокислот (изолейцин, лейцин). Полученные результаты хорошо согласуются с данными предыдущих исследований, также демонстрирующих увеличение количества определяемых метаболитов вследствие фумигации. На примере Alfisols, Inceptisols и Ultisols было показано, что многие соединения обнаруживаются только в фумигированных образцах: 2'-дезокситидин, пролин, тимин, трезоза, рибоза, галактоза, глюконовая кислота и аллоза [40]. Наблюдаемый эффект объясняется тем, что

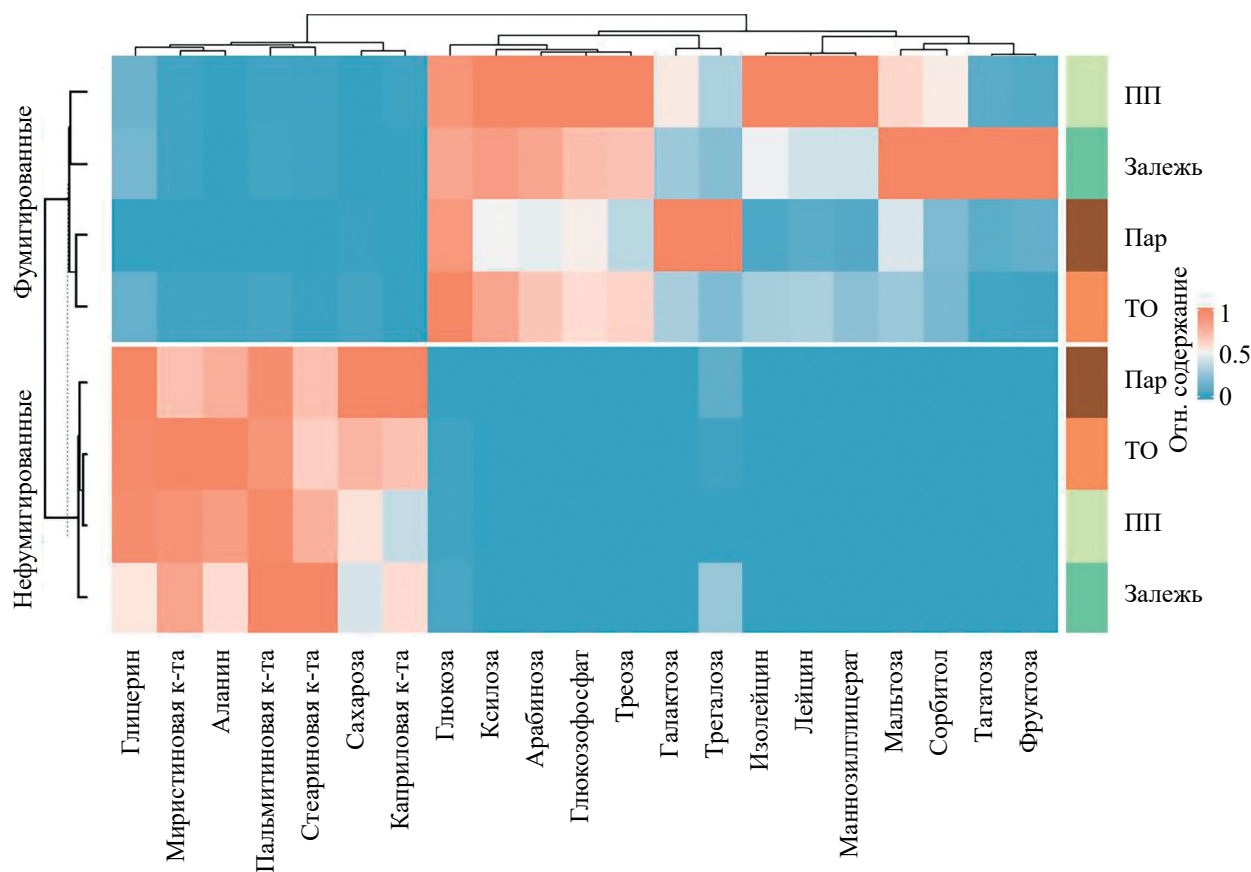


Рис. 1. Кластерограмма относительного содержания метаболитов черноземов типичных различного вида использования.

метаболический профиль нефумигированной почвы определяется только внесклеточными микробными и растительными экссудатами (экзометаболитами), а компонентный состав водной вытяжки фумигированной почвы дополнительно включает в себя эндометаболиты микроорганизмов [40].

С целью оценки влияния вида использования черноземов на разнообразие почвенных метаболитов рассчитаны индексы Шеннона. Разнообразие состава метаболитов нефумигированных черноземов во всех вариантах было примерно одинаковым и не зависело от вида использования (рис. 2). По всей видимости, это связано с тем, что в составе метаболитов в этом случае преобладают только соединения, обладающие определенной термодинамической устойчивостью в конкретных почвенных условиях. Поэтому для исследованных черноземов, характеризующихся близкими свойствами и располагающихся в сходных климатических условиях, разнообразие метаболитов находилось на близком уровне. В случае метаболома фумигированных черноземов показано, что вид использования оказывал влияние на индекс Шеннона: наиболее сложным составом метаболитов обладал чернозем варианта залежь, а наименее разнообразным — чернозем варианта ТО. Можно предположить, что наблюдаемый феномен связан с биоразнообразием почвенных микроорганизмов [29], которое увеличивается в условиях поступления большого количества растительного материала и отсутствия вспашки [28, 51]. Данное наблюдение подтверждается ранее полученными данными о высоком разнообразии аминокислотного состава

естественных черноземов по сравнению с агрочерноземами [8].

Кластерный анализ метаболомных профилей нефумигированных черноземов показал, что наибольшие различия наблюдаются для профилей вариантов залежь и пар, различия между вариантами ТО и ПП слабо выражены. Наблюдаемые отличия были связаны преимущественно с метаболитами жирных кислот вторичного метаболизма растений. Почва варианта пар характеризовалась минимальным относительным содержанием стеариновой кислоты — соединения, связанного с метаболизмом жирных кислот и биосинтезом вторичных метаболитов растений [49]. Принимая во внимание, что одновременно в этом варианте было обнаружено наибольшее относительное содержание сахарозы, утилизация которой в почве часто интенсифицируется в присутствии ризосферных микроорганизмов [49], наблюдаемые особенности метаболома почвы варианта пар могут объясняться отсутствием растений. В метаболоме почвы варианта залежь, напротив, относительное содержание сахарозы было минимальным, а стеариновой кислоты — максимальным. Группировка исследованных вариантов черноземов по составу метаболитов фумигированной почвы указывает на влияние вспашки и ассоциирована преимущественно с составом эндометаболитов: в пахотных черноземах по сравнению с непашотными заметна тенденция уменьшения доли углеводов (мальтоза, ксилоза, арабиноза, треола), липидов (глицерин, стеариновая кислота) и аминокислот (лейцин, изолейцин).

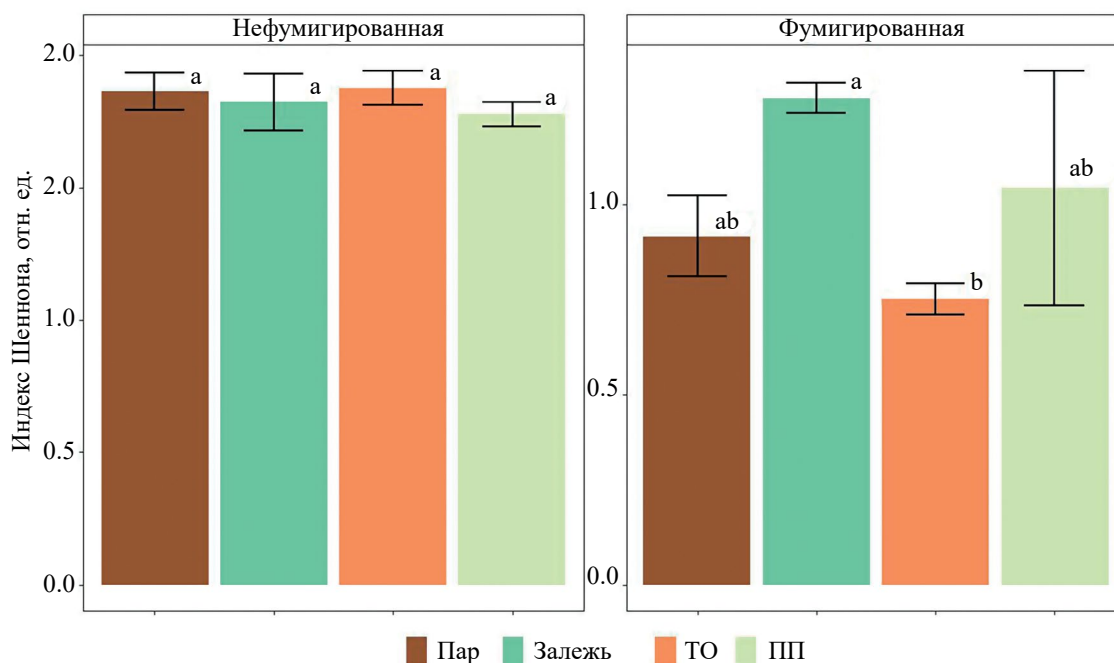


Рис. 2. Разнообразие метаболитного состава черноземов типичных по индексу Шеннона.

По результатам статистического анализа показано значимое влияние вида использования на относительное содержание 9 метаболитов (табл. S1). Среди экзометаболитов только относительное содержание трегалозы различалось в зависимости от варианта опыта. Трегалоза, или микоза — дисахарид, состоящий из двух молекул глюкозы, активно вырабатывается в клетках грибов [19]. Наибольшее относительное содержание трегалозы наблюдалось для черноземов залежи, что предположительно связано с высоким содержанием грибной биомассы ввиду обилия микотрофных растений и отсутствия вспашки [7]. Помимо этого, трегалоза является молекулой-осмолитом, которая вырабатывается в клетках живых организмов для поддержания тургорного давления, а также участвует в поддержании взаимосвязи микроорганизмов и растений в качестве сигнальной молекулы [25]. Принимая этот факт во внимание, можно предполагать недостаток почвенной влаги в черноземе варианта залежь. Сделанное наблюдение хорошо согласуется с сельскохозяйственной практикой в степных районах. Известно, что возделывание многолетних трав в этих регионах приводит к значительному иссушению почвы, поэтому их долю в севообороте стараются минимизировать или исключить [5].

Среди эндометаболитов достоверные различия между видами использования выявлены в относительном содержании арабинозы, фруктозы, глюкозы, галактозы, глицерина, изолейцина, тагатозы, трегалозы и ксилозы. Наибольшими отличиями в содержании этих компонентов характеризовались метаболомы почв вариантов залежь и пар. Арабиноза, ксилоза и глицерин накапливались во всех черноземах, кроме пара. Максимальное содержание тагатозы и фруктозы характерно для залежи, а галактозы и трегалозы — для пара. Гексозы галактоза и манноза являются преимущественно микробными метаболитами, а пентозы арабиноза и ксилоза — растительными [32], поэтому обилие арабинозы и ксилозы в вариантах залежь, ПП и ТО, вероятно, связано с наличием углеводов растительного происхождения во внутриклеточном пространстве почвенных микроорганизмов и большим содержанием мелких корней [16]. При паровании, в условиях отсутствия поступления растительного опада, происходит накопление галактозы — углевода микробного происхождения [32]. Высокое содержание кетогексоз (фруктозы и тагатозы) связывают с растительными выделениями [31], что ярко выражено в метаболоме чернозема залежи. Отношение содержания галактозы к сумме содержаний арабинозы и ксилозы, рассчитанное по данным табл. S1, составило для вариантов пар, залежь, ТО и ПП 11.4, 1.9, 2.4 и 3.2 соответственно. Полученные значения указывают на преобладание вклада растительной биомассы в формирование метаболома чернозема варианта залежь, а микробной — варианта пар [18].

Низкое содержание глюкозы в варианте залежь, вероятно, обусловлено высокой микробной активностью и интенсивным потреблением глюкозы в качестве основного источника энергии [20]. Накопление трегалозы в составе микробных метаболитов варианта пар отражает влияние абиотического стресса [17, 35, 43, 44]. Незащищенный растительностью поверхностный слой почвы быстрее прогревается, что приводит к увеличению испаряемости почвенной влаги. Накопление трегалозы в варианте залежь среди экзометаболитов и варианте пар среди эндометаболитов может указывать на то, что растения и почвенные микроорганизмы испытывают стресс в результате недостаточного увлажнения [43]. Отсутствие тех же закономерностей для остальных вариантов, вероятно, объясняется различиями в водных режимах изучаемых черноземов. Обилие изолейцина в метаболомном профиле почвы варианта ПП может быть обусловлено присутствием значительного количества грибов, которые активно развиваются в отсутствие вспашки [14, 21]. Статистически значимых различий в метаболитном составе черноземов вариантов ПП и ТО не выявлено, что, скорее всего, определено краткосрочностью этих полевых опытов (4 года). При этом отчетливо видна тенденция увеличения содержания некоторых сахаров (арабиноза, фруктоза, галактоза, тагатоза, трео́за, ксило́за), аминокислот (лейцин, изолейцин) и липидов (глицерин, пальмитиновая и стеариновая кислота) в составе метаболома почвы варианта ПП по сравнению с ТО, которая повторяет закономерности различий вариантов залежь и пар и, соответственно, указывает на положительное влияние поступления растительных остатков и отсутствия обработки почвы на содержание и разнообразие почвенных метаболитов.

Для обобщенной оценки влияния вида использования на метаболомные профили черноземов идентифицированные молекулы были разделены в зависимости от принадлежности к определенному типу обмена веществ: аминокислоты участвуют в азотистом обмене, жирные кислоты и глицерин — компоненты липидного обмена, а сахара и их производные относятся к компонентам углеводного обмена (рис. 3, табл. S1). Показано, что среди метаболитов нефумигированных черноземов доминируют липиды, а после фумигации — углеводы. Влияние вида использования на групповой состав метаболитов нефумигированных черноземов не выявлено, для фумигированных вариантов обнаружены достоверные различия по всем выделенным группам, что, вероятно, связано с различиями в составе микробной биомассы [6, 52]. На основании сравнения относительного содержания аминокислот и липидов выявлены статистически значимые различия между черноземом варианта пар и другими почвами, в то время как почвы вариантов залежь, ПП, ТО не различались между собой.

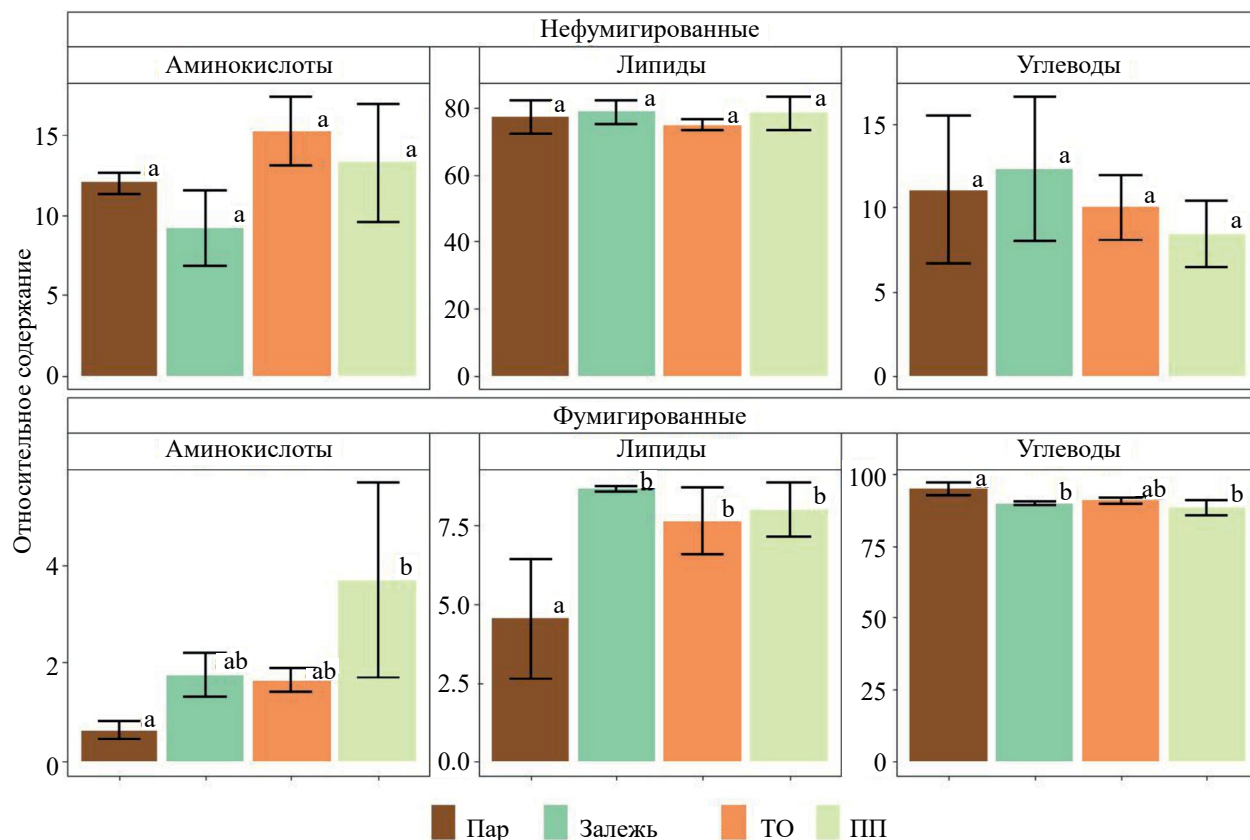


Рис. 3. Групповой метаболитный состав черноземов типичных.

Заметно, что для пахотных вариантов по сравнению с непашотными характерна высокая доля углеводов, а также низкие доли аминокислот и липидов. Наблюдаемые закономерности предположительно обусловлены различием в происхождении почвенных метаболитов: для пахотных вариантов преимущественно микробное, а для непашотных — растительное [38]. Наиболее контрастные различия наблюдались между черноземами вариантов залежь и пар. Похожие, но менее выраженные различия были между почвами вариантов ПП и ТО. Полученные результаты по групповому метаболитному составу согласуются с данными по составу термолабильных фракций ПОВ типичных черноземов различного землепользования [9], которые так же как $C_{вз}$ могут характеризовать лабильный пул ПОВ.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изучение состава и трансформации неспецифического ПОВ остается актуальным направлением исследований роли гумусного состояния в формировании плодородия почв в условиях различного землепользования. Почвенные метаболиты, соединения неспецифической природы, характеризуют как неживую, так и живую части почвы, поэтому метаболитный профиль почвы можно

рассматривать как совокупную характеристику неспецифического ПОВ и ОВ активной микробной биомассы. В настоящей работе проведена оценка влияния вида использования черноземов типичных на их метаболитный профиль. В результате исследования идентифицировано 21 соединение, участвующее в метаболизме углеводов, липидов и азотистых веществ. Показано, что основные различия метаболомов черноземов связаны с содержанием внутриклеточных метаболитов, поэтому для экономии времени и ресурсов рекомендуется изучать почву, предварительно обработанную парами хлороформа, что позволяет, помимо экзометаболитов, выделять эндометаболиты почвенных микроорганизмов. Наиболее контрастные различия в составе метаболома черноземов выявлены между вариантами залежь и пар; они обусловлены преимущественным вкладом метаболитов растительного и микробного происхождения соответственно. Метаболиты черноземов под прямым посевом и с применением традиционной обработки слабо различались, но повторяли общие тенденции в изменении состава метаболомов вариантов залежь и пар. В структуре метаболома пахотных черноземов доминируют компоненты углеводного обмена, а в непашотных — компоненты азотистого и липидного обмена. С помощью индекса разнообразия

Шеннона продемонстрировано негативное влияние вспашки на сложность метаболомных профилей черноземов. Зависимость сложности состава почвенных метаболитов от вида использования указывает на диагностический потенциал этого показателя в целях чувствительной интегральной оценки влияния факторов окружающей среды на состояние почвенной системы.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена при поддержке Российского научного фонда, проект № 23-26-00107.

СОБЛЮДЕНИЕ ЭТИЧЕСКИХ СТАНДАРТОВ

В данной работе отсутствуют исследования человека или животных.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

ДОПОЛНИТЕЛЬНАЯ ИНФОРМАЦИЯ

Онлайн-версия содержит дополнительные материалы, доступные по адресу
<https://doi.org/10.31857/S0032180X25010073>

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Воробьева Л.А. Теория и практика химического анализа почв. М.: ГЕОС, 2006. 400 с.
2. Гончаров Н.В., Уколов А.И., Орлова Т.И., Мигаловская Е.Д., Войтенко Н.Г. Метабомика: на пути интеграции биохимии, аналитической химии, информатики // Успехи современной биологии. 2015. Т. 135. № 1. С. 3–17.
3. Евдокимов И.В. Методы определения биомассы почвенных микроорганизмов // Russian Journal of Ecosystem Ecology. 2018. № 3. С. 1–20.
<https://doi.org/10.21685/2500-0578-2018-3-5>
4. Классификация и диагностика почв России. Смоленск: Ойкумена, 2004. 342 с.
5. Корчагин А.А., Мазиров М.А., Шукин И.М. Общее земледелие: учебное пособие. Владимир: Изд-во ВлГУ, 2021. 193 с.
6. Никитин Д.А., Иванова Е.А., Железова А.Д., Семенов М.В., Гаджиумаров Р.Г., Тхакахова А.К., и др. Оценка влияния технологии no-till и вспашки на микробиом южных агрочерноземов // Почвоведение. 2020. № 12. С. 1508–1520.
7. Полянская Л.М., Суханова Н.И., Чакмазян К.В., Звягинцев Д.Г. Особенности изменения структуры микробной биомассы почв в условиях залежи // Почвоведение. 2012. № 7. С. 792–792.
8. Фрунзе Н.И. Разнообразие аминокислот чернозема типичного (Молдавия) // Почвоведение. 2014. № 12. С. 1483–1489.
9. Холодов В.А., Фарходов Ю.Р., Ярославцева Н.В., Айдиев А.Ю., Лазарев В.И., Ильин Б.С., и др. Термолabile и термостабильное органическое вещество черноземов разного земледельческого использования // Почвоведение. 2020. № 8. С. 970–982.
<https://doi.org/10.31857/S0032180X20080080>
10. Холодов В.А., Ярославцева Н.В. Агрегаты и органическое вещество почв восстанавливающих черноземов. М.: ГЕОС, 2021. 119 с.
11. Холодов В.А., Фарходов Ю.Р., Ярославцева Н.В., Данченко Н.Н., Ильин Б.С., Лазарев В.И. Водорастворимый и микробный углерод черноземов разного вида использования // Бюл. Почв. ин-та им В.В. Докучаева. 2022. № 112. С. 122–133.
<https://doi.org/10.19047/0136-1694-2022-112-122-133>
12. Aksenov A.A., Laponogov I., Zhang Z., Doran S.L.F., Belluomo I., Veselkov D., et al. Auto-deconvolution and molecular networking of gas chromatography–mass spectrometry data // Nature Biotechnology. 2021. V. 39. № 2. P. 169–173.
<https://doi.org/10.1038/s41587-020-0700-3>
13. Chantigny M.H. Dissolved and water-extractable organic matter in soils: a review on the influence of land use and management practices // Geoderma. 2003. V. 113. № 3. P. 357–380.
[https://doi.org/10.1016/S0016-7061\(02\)00370-1](https://doi.org/10.1016/S0016-7061(02)00370-1)
14. Cheng H., Yuan M., Tang L., Shen Y., Yu Q., Li S. Integrated microbiology and metabolomics analysis reveal responses of soil microorganisms and metabolic functions to phosphorus fertilizer on semiarid farm // Sci. Total Environ. 2022. V. 817. P. 152878.
<https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2021.152878>
15. Chinou I. Primary and secondary metabolites and their biological activity // Chromatographic Sci. Series. 2008. V. 99. P. 59.
16. Domingues R., Bondar M., Palolo I., Queirós O., de Almeida C.D., Cesário M.T. Xylose Metabolism in Bacteria—Opportunities and Challenges towards Efficient Lignocellulosic Biomass-Based Biorefineries // Appl. Sci. 2021. V. 11. № 17. P. 8112.
<https://doi.org/10.3390/app11178112>
17. Elbein A.D., Pan Y.T., Pastuszak I., Carroll D. New insights on trehalose: a multifunctional molecule // Glycobiology. 2003. V. 13. № 4. P. 17R–27R.
<https://doi.org/10.1093/glycob/cwg047>
18. Fischer H., Meyer A., Fischer K., Kuzyakov Y. Carbohydrate and amino acid composition of dissolved organic matter leached from soil // Soil Biol. Biochem. 2007. V. 39. № 11. P. 2926–2935.
<https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2007.06.014>
19. Gancedo C. Energy-yielding metabolism // The yeasts. 1989. V. 3. P. 205–259.

20. *Gunina A., Kuzyakov Y.* Sugars in soil and sweets for microorganisms: Review of origin, content, composition and fate // *Soil Biol. Biochem.* 2015. V. 90. P. 87–100. <https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2015.07.021>
21. *Helgason B.L., Walley F.L., Germida J.J.* Fungal and Bacterial Abundance in Long-Term No-Till and Intensive-Till Soils of the Northern Great Plains // *Soil Sci. Soc. Am. J.* 2009. V. 73. № 1. P. 120–127. <https://doi.org/10.2136/sssaj2007.0392>
22. *Hollywood K., Brison D.R., Goodacre R.* Metabolomics: Current technologies and future trends // *PROTEOMICS.* 2006. V. 6. № 17. P. 4716–4723. <https://doi.org/10.1002/pmic.200600106>
23. ISO 8245. Water quality—guidelines for the determination of total organic carbon (TOC) and dissolved organic carbon (DOC). 1999.
24. ISO 10694:1995 – Soil quality – Determination of organic and total carbon after dry combustion (elementary analysis). 1995.
25. *Iturriaga G., Suárez R., Nova-Franco B.* Trehalose Metabolism: From Osmoprotection to Signaling // *Int. J. Molecular Sci.* 2009. V. 10. № 9. P. 3793–3810. <https://doi.org/10.3390/ijms10093793>
26. *Jones O.A.H., Maguire M.L., Griffin J.L., Dias D.A., Spurgeon D.J., Svendsen C.* Metabolomics and its use in ecology // *Austral Ecology.* 2013. V. 38. № 6. P. 713–720. <https://doi.org/10.1111/aec.12019>
27. *Kind T., Wohlgemuth G., Lee D.Y., Lu Y., Palazoglu M., Shahbaz S., et al.* FiehnLib: Mass Spectral and Retention Index Libraries for Metabolomics Based on Quadrupole and Time-of-Flight Gas Chromatography/Mass Spectrometry // *Anal. Chem.* 2009. V. 81. № 24. P. 10038–10048. <https://doi.org/10.1021/ac9019522>
28. *Li M., He P., Guo X.-L., Zhang X., Li L.-J.* Fifteen-year no tillage of a Mollisol with residue retention indirectly affects topsoil bacterial community by altering soil properties // *Soil Till. Res.* 2021. V. 205. P. 104804. <https://doi.org/10.1016/j.still.2020.104804>
29. *Liu K., Ding X., Wang J.* Soil metabolome correlates with bacterial diversity and co-occurrence patterns in root-associated soils on the Tibetan Plateau // *Sci. Total Environ.* 2020. V. 735. P. 139572. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2020.139572>
30. *Misra B.B.* Data normalization strategies in metabolomics: Current challenges, approaches, and tools // *Eur. J. Mass Spectrometry.* 2020. V. 26. № 3. P. 165–174. <https://doi.org/10.1177/1469066720918446>
31. *Miura M., Hill P.W., Jones D.L.* Impact of a single freeze-thaw and dry-wet event on soil solutes and microbial metabolites // *Appl. Soil Ecology.* 2020. V. 153. P. 103636. <https://doi.org/10.1016/j.apsoil.2020.103636>
32. *Oades J.M.* Soil organic matter and structural stability: mechanisms and implications for management // *Plant and Soil.* 1984. V. 76. № 1. P. 319–337. <https://doi.org/10.1007/BF02205590>
33. *Patel A., Patel N., Ali A., Alim H.* Chapter 4 – Metabolic engineering of plant primary–secondary metabolism interface // *Genomics, Transcriptomics, Proteomics and Metabolomics of Crop Plants.* Academic Press, 2023. P. 69–87. <https://doi.org/10.1016/B978-0-323-95989-6.00015-2>
34. R Core Team. R: A language and environment for statistical computing. R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria. 2022. <https://www.R-project.org/>
35. *Reina-Bueno M., Argandoña M., Nieto J.J., Hidalgo-García A., Iglesias-Guerra F., Delgado M.J., et al.* Role of trehalose in heat and desiccation tolerance in the soil bacterium *Rhizobium etli* // *BMC Microbiology.* 2012. V. 12. № 1. P. 207. <https://doi.org/10.1186/1471-2180-12-207>
36. *Rochfort S., Ezernieks V., Mele P., Kitching M.* NMR metabolomics for soil analysis provide complementary, orthogonal data to MIR and traditional soil chemistry approaches – a land use study // *Magnetic Resonance in Chemistry.* 2015. V. 53. № 9. P. 719–725. <https://doi.org/10.1002/mrc.4187>
37. *Romero C.M., Engel R.E., D'Andrilli J., Chen C., Zabinski C., Miller P.R., et al.* Bulk optical characterization of dissolved organic matter from semiarid wheat-based cropping systems // *Geoderma.* 2017. V. 306. P. 40–49. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2017.06.029>
38. *Samson M.-E., Chantigny M.H., Vanasse A., Menaséri-Aubry S., Royer I., Angers D.A.* Management practices differently affect particulate and mineral-associated organic matter and their precursors in arable soils // *Soil Biol. Biochem.* 2020. V. 148. P. 107867. <https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2020.107867>
39. *Song Y., Yao S., Li X., Wang T., Jiang X., Bolan N., et al.* Soil metabolomics: Deciphering underground metabolic webs in terrestrial ecosystems // *Eco-Environment Health.* 2024. V. 3. № 2. P. 227–237. <https://doi.org/10.1016/j.eehl.2024.03.001>
40. *Swenson T.L., Jenkins S., Bowen B.P., Northen T.R.* Untargeted soil metabolomics methods for analysis of extractable organic matter // *Soil Biol. Biochem.* 2015. V. 80. P. 189–198. <https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2014.10.007>
41. *Toosi E.R., Castellano M.J., Singer J.W., Mitchell D.C.* Differences in Soluble Organic Matter After 23 Years of Contrasting Soil Management // *Soil Sci. Soc. Am. J.* 2012. V. 76. № 2. P. 628–637. <https://doi.org/10.2136/sssaj2011.0280>
42. *Vance E.D., Brookes P.C., Jenkinson D.S.* An extraction method for measuring soil microbial biomass C // *Soil Biol. Biochem.* 1987. V. 19. № 6. P. 703–707. [https://doi.org/10.1016/0038-0717\(87\)90052-6](https://doi.org/10.1016/0038-0717(87)90052-6)
43. *Warren C.R.* Response of osmolytes in soil to drying and rewetting // *Soil Biol. Biochem.* 2014. V. 70. P. 22–32. <https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2013.12.008>
44. *Warren C.R., Manzoni S.* When dry soil is re-wet, trehalose is respired instead of supporting microbial growth // *Soil Biol. Biochem.* 2023. V. 184. P. 109121. <https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2023.109121>

45. World Reference Base for Soil Resources 2014, International soil classification system for naming soils and creating legends for soil maps Rome: FAO, 2015. 203 p.
46. Xu L., Jin S., Su Y., Lyu X., Yan S., Wang C., et al. Combined metagenomics and metabolomic analysis of microbial community structure and metabolic function in continuous soybean cropping soils of Songnen Plain, China // *Chemical and Biological Technologies in Agriculture*. 2024. V. 11. № 1. P. 46. <https://doi.org/10.1186/s40538-024-00569-x>
47. Yao S., Bian Y., Jiang X., Song Y. Characterization of dissolved organic matter distribution in forestland and farmland of mollisol based on untargeted metabolomics // *Soil Ecology Lett.* 2023. V. 5. № 4. P. 230179. <https://doi.org/10.1007/s42832-023-0179-1>
48. Zhang A., Sun H., Xu H., Qiu S., Wang X. Cell metabolomics // *Omics*. 2013. V. 17. № 10. P. 495–501. <https://doi.org/10.1089/omi.2012.0090>
49. Zhang J., Zhou D., Yuan X., Xu Y., Chen C., Zhao L. Soil microbiome and metabolome analysis reveals beneficial effects of ginseng–celandine rotation on the rhizosphere soil of ginseng-used fields // *Rhizosphere*. 2022. V. 23. P. 100559. <https://doi.org/10.1016/j.rhisph.2022.100559>
50. Zhao Y., Yao Y., Xu H., Xie Z., Guo J., Qi Z., et al. Soil metabolomics and bacterial functional traits revealed the responses of rhizosphere soil bacterial community to long-term continuous cropping of Tibetan barley // *PeerJ*. 2022. V. 10. P. e13254. <https://doi.org/10.7717/peerj.13254>
51. Zheng F., Wu X., Zhang M., Liu X., Song X., Lu J., et al. Linking soil microbial community traits and organic carbon accumulation rate under long-term conservation tillage practices // *Soil Till. Res.* 2022. V. 220. P. 105360. <https://doi.org/10.1016/j.still.2022.105360>
52. Zuber S.M., Villamil M.B. Meta-analysis approach to assess effect of tillage on microbial biomass and enzyme activities // *Soil Biol. Biochem.* 2016. V. 97. P. 176–187. <https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2016.03.011>

The Metabolome of Typical Chernozems under Different Land Uses

Y. R. Farkhodov^{a, *}, N. A. Kulikova^b, N. N. Danchenko^a, V. P. Belobrov^a,
N. V. Yaroslavtsev^a, V. I. Lazarev^a, S. A. Krysanov^d, and V. A. Kholodov^a

^a*Dokuchaev Soil Science Institute, Moscow, 119017 Russia*

^b*Lomonosov Moscow State University, Moscow, 119991 Russia*

^c*Federal Agricultural Kursk Research Center, Kursk, 305021 Russia*

^d*Lomonosov Northern (Arctic) Federal University, Arkhangelsk, 163002 Russia*

*e-mail: yulian.farkhodov@yandex.ru

The effect of land use on the formation of the metabolome of typical Chernozem is studied. Typical Chernozems (Haplic Chernozems) of four land uses—55-year-old permanent bare fallow, the plot untilled for 21 years after permanent bare fallow, and 4-year field experiments with zero tillage and traditional tillage—from the long-term field experiments at the Kursk Federal Agricultural Research Center (Cheremushki, Kursk oblast, Russia) are analyzed. To study the soil metabolome, the water extracts of both fumigated and nonfumigated soil samples are assayed for the contents of dissolved organic (DOC) and microbial biomass (Cmic) carbon species using high-temperature catalytic oxidation; the soil metabolites are analyzed using gas chromatography–mass spectrometry. The effect of postagrogenic Chernozem transformation on the accumulation of labile soil carbon species is demonstrated by the case study of the plot untilled for 21 years. Plowing of Chernozems in the absence of plant litter decreases the content of labile carbon. A positive effect of no-till practice on the content of labile carbon species is observable at the level of a trend. According to metabolomic analysis, 21 compounds involved in the metabolism of carbohydrates, lipids, and nitrogenous substances are identified in Chernozems. The Shannon diversity index shows that tillage has a negative effect on the complexity of metabolic profiles in Chernozems. Untilled Chernozems and those under permanent fallow conditions display the most contrasting metabolic compositions with the prevalence of metabolites having plant and microbial origin, respectively. The metabolites of a plant origin tend to accumulate in the chernozem under no-till conditions. The components of the carbohydrate metabolism are prevalent in the metabolomic profile of arable chernozemic soils and the components of nitrogen and lipid metabolism predominate in the untilled soils.

Keywords: long-term experiments, GC/MS, soil metabolites, non-specific soil organic matter, microbial biomass carbon

ПРОСТРАНСТВЕННОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ МАГНИТНЫХ ПАРАМЕТРОВ В ДНЕВНЫХ И ПОГРЕБЕННЫХ ПОЧВАХ СУЗДАЛЬСКОГО ОПОЛЬЯ

© 2025 г. В. А. Лобков^{a, b, *} (<http://orcid.org/0000-0001-5296-1725>),

И. Г. Шоркунов^{a, b}, Е. В. Гаранкина^{a, b}, В. А. Шевченко^{b, c}

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

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

^cИнститут археологии РАН, ул. Дм. Ульянова, 19, Москва, 117292 Россия

*e-mail: vasilylobkov@igras.ru

Поступила в редакцию 05.04.2024 г.

После доработки 10.09.2024 г.

Принята к публикации 10.09.2024 г.

Магнитные свойства почв зависят от исходных свойств почвообразующих пород и ряда постседиментационных процессов. Установлено, что в условиях возвышенностей центра и юга Восточно-Европейской равнины неоднородность пространственного распределения магнитных свойств находится в тесной связи с неоднородностью почвенного покрова, обусловленной фактором реликтового криогенного микрорельефа. Различия в магнитной восприимчивости достаточны для формирования выраженного геофизического контраста, фиксируемого наземной магниторазведкой, однако этот метод до сих пор использовался в почвенных исследованиях единично. Дискуссионным остается происхождение и возраст магнитной фракции в маломощных почвенно-седиментационных толщах в области распространения покровных суглинков. Целью работы является определение закономерностей пространственного распределения магнитных параметров в поверхностных позднеплейстоцен-голоценовых педолитокомплексах на примере Суздальского плато. Использован комплекс магнитных методов, включающий полевое и лабораторное определение параметров объемной и удельной магнитной восприимчивости, а также детальную магниторазведку. В результате получены и сопоставлены наборы данных, характеризующие магнитную неоднородность в масштабах от отдельных литопачек и морфонов до элементарных почвенных ареалов, составляющих комплекс агроземов текстурно-дифференцированных, агросерых и агродерново-подзолистых почв. Выявлено, что основным источником магнитных аномалий является аутигенная сильномагнитная фракция педогенного и пирогенного происхождения, сосредоточенная в материале гумусовых горизонтов почв позднеледниковья и голоцена. Результаты могут быть использованы при изучении структуры почвенного покрова, реконструкции природной среды позднего плейстоцена – голоцена и интерпретации геофизических данных.

Ключевые слова: палеокриогенез, вторые гумусовые горизонты, перигляциальная зона, текстурно-дифференцированные почвы, магнитометрия, Phaeozems

DOI: 10.31857/S0032180X25010083, EDN: BXTPRP

ВВЕДЕНИЕ

Среди методов изучения почвенного покрова широко применяют магниторазведку (измерение компонентов магнитного поля Земли) и определение магнитной восприимчивости грунта (МВ). Измерение этих параметров *in situ* с помощью геофизической аппаратуры позволяет получать большие массивы данных, по сравнению с классическими лабораторными аналитическими методами.

Магнитные данные с известными координатами дают возможность определять пространственную вариабельность педогенных признаков и решать задачи почвенного картографирования [21, 27, 45]. Магнитные свойства минеральной фазы являются интегральными показателями, характеризующими соотношение в них слабомагнитных (диа- и парамагнетиков) и сильномагнитных минералов (ферро- и ферримagnetиков) [10]. Среди вторичных минералов важным магнитным носителем

информации о постседиментационных процессах является тонкодисперсная аутигенная фракция ферримagnetитов, включающая магнетит и маггемит. При размере менее 0.05 мкм суперпарамагнитные (SP) и стабильные однодоменные частицы (SSD) этих минералов приобретают крайне высокие значения МВ [40]. Их формирование в почвах на слабомагнитных почвообразующих породах происходит в контрастных окислительно-восстановительных условиях, связанных с режимом увлажнения, присутствием органического вещества и жизнедеятельностью железоредуцирующих бактерий, а относительное накопление вызывает повышение МВ почвенных горизонтов [4, 16, 41, 51]. В лёссовых областях Евразии величина МВ тесно коррелирует со стратиграфией четвертичных отложений: в лёссовых слоях стадиялов она стабильно ниже, чем в погребенных почвах интерстадиялов и межледниковий [28, 47, 49]. Вопреки этому “педогенному механизму” приращения МВ, ряд процессов могут, напротив, приводить к ее понижению в отдельных горизонтах, например, лессиваж, глеевый, элювиально-глеевый элементарные почвообразовательные процессы (ЭПП) [10, 16]. Среди распространенных непедогенных источников аутигенной магнитной фракции, оказывающих влияние на магнитные свойства почв, стоит отметить высокотемпературное воздействие пожаров и антропогенное загрязнение [40, 48, 53]. На пространственное распределение магнитных свойств воздействуют условия морфо- и литогенеза. Так, выявлено, что дифференциация почвенного покрова центра и юга Восточно-Европейской равнины по элементам реликтового криогенного микрорельефа (РКМ) сопровождается значительной неоднородностью распределения значений МВ [8, 12, 13].

За последние десятилетия был накоплен ценный фактический материал касательно магнитных свойств почв севера Валдайской перигляциальной зоны, включая детальные площадные магнитные съемки [18, 22, 31, 32]. Однако пока эти данные не были интегрированы в решение собственно палеогеографических и палеопедологических задач, не были осмыслены в качестве нового инструмента выявления и визуализации неоднородности почвенного покрова в крупном масштабе. Тем временем вопросы стадийности осадконакопления и педогенеза в позднем плейстоцене и голоцене, соотношения реликтовых и актуальных признаков в почвенном теле и почвенном покрове остаются дискуссионными. Суглинистые почвообразующие породы междуречий этого региона при общей мощности в первые метры выделяются вертикальной и латеральной дифференциацией по формам РКМ, преимущественно сnivelированного и погребенного, обилием признаков многократной смены мерзлотных условий в течение позднего плейстоцена [7, 15, 26, 43]. Эти черты

обуславливают комплексность и полигенетичность дневного почвенного покрова. При этом противоречия в интерпретации одного и того же фактического материала [26] указывают на необходимость его расширения и привлечения новых методов анализа и верификации предлагаемых моделей. Повышение полноты и валидности получаемых результатов должно опираться на точное расположение точек опробования относительно элементов РКМ, что возможно при использовании методов детального анализа рельефа, аэро- и космосъемок высокого разрешения и площадных геофизических съемок под контролем геодезических измерений.

Среди возвышенностей региона выделяется Владимирское ополье, почвенный покров которого изучен с точки зрения его географии, генезиса и эволюции [7, 15, 26], антропогенного преобразования [6, 17], минералогии и физико-химических свойств [36–39]. Лишь отдельные работы исследуют геофизические свойства в приложении к задачам почвоведения [19, 21] и археологии [31–33]. В частности, выявлен потенциал площадных геофизических исследований для детального картографирования почвенных комплексов с участием ареалов почв со вторыми гумусовыми горизонтами (ВГГ) [21]. На данный момент установлено, что ВГГ представляют собой палеоклиматогенные реликтовые образования, однако вокруг времени и процессов их формирования продолжается активная дискуссия [3, 26]. Так, нерешенным остается вопрос о генетической связи ВГГ с палеокриогенными структурами последнего позднеледниковья, заполненными темноцветным органо-минеральным материалом [2, 43].

Цель работы – определить факторы и закономерности пространственного распределения магнитных параметров в поверхностных позднеледниковых-голоценовых педолитокомплексах на примере Суздальского плато, занимающего центральную часть Владимирского ополья.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Геолого-геоморфологические и климатические условия, почвенный покров. Исследования проведены на двух соседних участках восточного макросклона Суздальского плато. Эта слабовозвышенная среднерасчлененная доледниковая эрозионная равнина моделирована отложениями четвертичных оледенений и перигляциальными образованиями – нерасчлененным комплексом отложений позднего плейстоцена, получившим название покровных суглинков [5]. Выбранные участки расположены в пределах среднего высотного яруса плато. В отличие от нижнего яруса, где послеледниковые суглинистые осадки мощностью 3–5 м вмещают практически полный архив позднеледниковых-голоценовых педолитогенеза [15, 35], здесь покровные суглинки

мощностью до 4 м характеризуются представительной записью лишь заключительных (поздневалдайского и голоценового) его этапов. Вопросы генетической и возрастной интерпретации отложений ранее подробно рассмотрены [42], тогда как в рамках данной статьи принимается приводимый в табл. 1 стратотип.

Современный умеренно-континентальный климат территории характеризуется теплым летом, умеренно холодной зимой и хорошо выраженными осенними и весенними сезонами. Средняя многолетняя сумма осадков за год составляет 500–600 мм, гидротермический коэффициент 1.3–1.4. Средние многолетние температуры воздуха варьируют по месяцам от –11°C в январе до 18°C в июле [26].

Территория относится к Юрьев-Польскому округу светло-серых и серых лесных глинистых и тяжелосуглинистых почв на слабокарбонатных покровных отложениях (Phaeozems) [20]. Структура почвенного покрова во многом унаследована от

полигонально-блочного РКМ [7, 11, 15] размерами от 10 до 50 м. Закономерно чередуются ареалы выщелоченных почв с реликтовыми, чаще называемыми ВГГ, межблочных понижений и почв без ВГГ с горизонтом реликтовых педогенных карбонатных новообразований блочных повышений, а также оглеенных выщелоченных почв без ВГГ глубоких термокарстовых западин [26]. Однако сам реликтовый микрорельеф практически уничтожен процессами естественного и антропогенного срезания и выполнения [24, 30].

Участок “Гнездилово-12”. Участок расположен на обрабатываемом пологом склоне в верховьях бассейна р. Мжары, в 6.5 км к юго-западу от Суздаля (56°22'24" N, 40°23'45" E, ~143 м над ур. м.). На нем находится активно изучаемый в последние годы раннесредневековый некрополь “Гнездилово-12” [25].

На космоснимках читаются сонаправленные склону линейные и менее четкие ортогональные

Таблица 1. Послеледниковый стратотип среднего яруса Суздальского плато

Отложения	Криогенные горизонты		Палеопочвы
VIII – буровато-темно-серый массивный пылеватый суглинок (пахотный горизонт)	—	—	—
—	—	—	Реликтовые вторые гумусовые горизонты (ВГГ)
VII – красновато-светло-бурый слоистый пылеватый суглинок	—	—	—
—	A	Фаза “б” ярославского криогенного горизонта	—
—	—	—	B/A pd – палеопочвы Бёллинга/Аллерёда
VI – светло-бурый линзовидно-пятнистый пылеватый суглинок	—	—	—
—	B	Фаза “а” ярославского криогенного горизонта	—
—	—	—	Tr pd – трубчевская палеопочва
V – желтовато-светло-бурый линзовидно-сетчатый пылеватый суглинок	—	—	—
IV – красновато-светло-серый карбонатный линзовидно-пятнистый пылевато-иловатый суглинок	C	Владимирский криогенный горизонт	Br pd – брянский педолито-комплекс
III – светло-серый карбонатный слоистый суглинок	—	—	—
II – неоднородный слоистый опесчаненный суглинок	—	—	—
I – красно-бурая дресвянная супесь (ледниковый горизонт)	—	—	—

им полосы — элементы почвенного и (или) растительного покрова, унаследованные от РКМ. При этом топографически сам РКМ уже не выражен [23, 24]. Темные контрастные меридиональные полосы шириной 4–6 м маркируют палеodelли (рис. 1а) — древние ложбины, возникшие при вытаивании жил подземного льда, как правило, первой генерации [34, 43]. Спускаясь по пологому (до 4°) склону, они загибаются на северо-восток. Ограниченные деллями полосы шириной 22–30 м разделены на блоки длиной до 40 м. Поперечные субширотные межблочья (по ледяным жилам

второй генерации) гораздо менее контрастно проявляются в почвенно-растительном покрове на снимках, тогда как вокруг узловых сочленений полигональной сети наблюдаются более или менее изометричные темные пятна диаметром до 12 м, соответствуя заполнениям древних термокарстовых западин.

Послеледниковая толща, мощность которой составляет около 3 м, вскрыта 4 основными шурфами: Gn01 в поперечном межблочье, Gn02 и Gn04 в деллях и Gn26 в узловом сочленении, а также серией скважин ручного бурения, в том числе

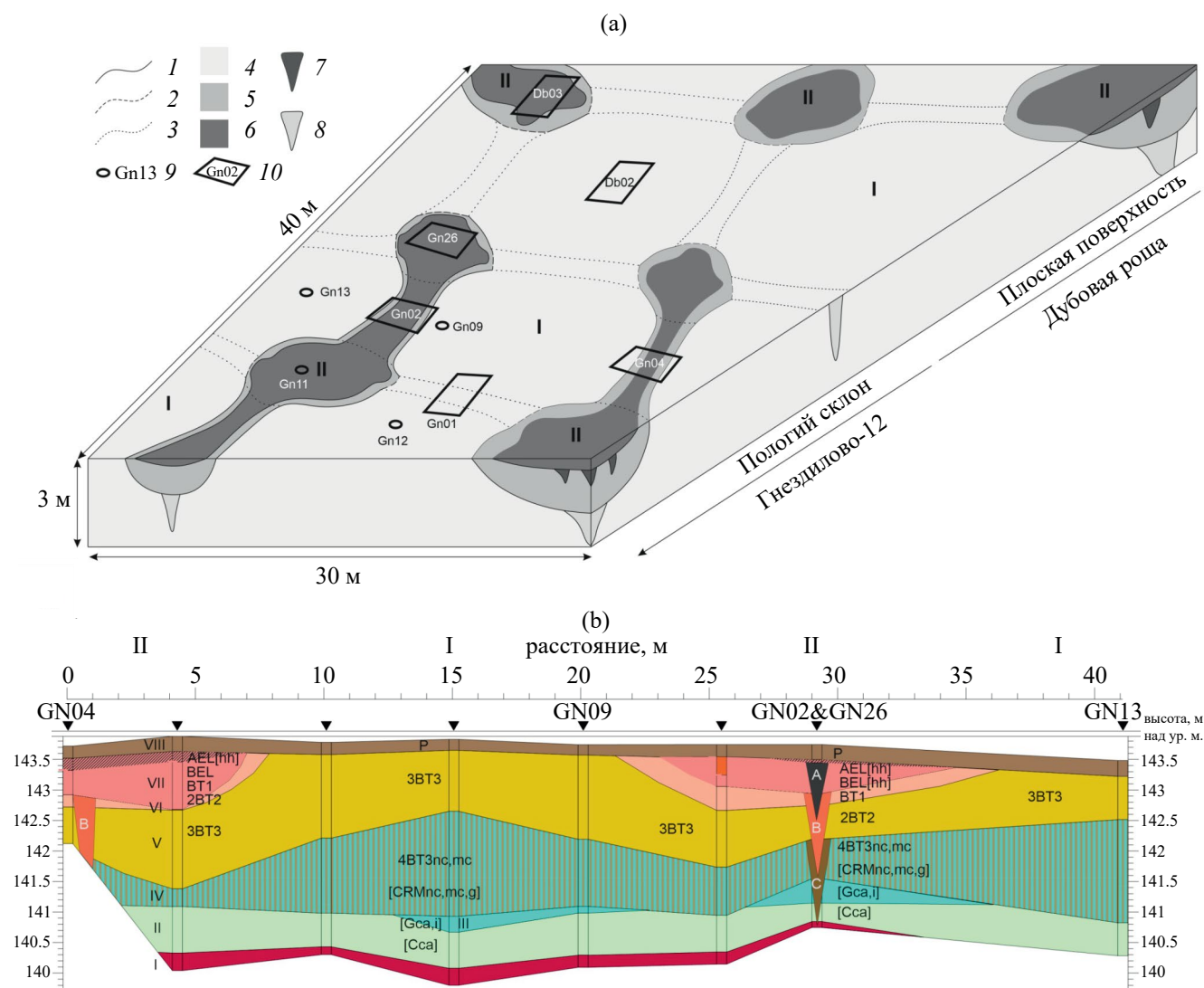


Рис. 1. Строение ключевых участков. (а) принципиальная схема организации РКМ и унаследованная структура отложений и почвенного покрова. Границы ЭПА: 1 — четкие; 2 — размытые; 3 — криоморфные участки внутри ЭПА; отложения: 4 — толща отложений I–V; 5 — деллювиальные линзы VI–VII; 6 — второй гумусовый горизонт; палеокриогенные структуры: 7 — А; 8 — В–С; 9 — скважины; 10 — шурфы. (б) почвенно-геологический профиль через основные элементы нивелированного РКМ: (I) ЭПА агроземов текстурно-дифференцированных с реликтовым карбонатным горизонтом; (II) ЭПА агросерых и агродерново-подзолистых почв с реликтовым ВГГ. Для иллюстрации строения узлового сочленения на профиль снесены данные из Gn26 (верхняя часть толщи) и Gn02 (нижняя часть толщи). Индексы горизонтов и признаков даны в соответствии с Классификацией и диагностикой почв России (2004 г.).

охватывающими центральные и периферийные части блоков.

Нивелированным элементам РКМ соответствуют как латеральная дифференциация отложений (например, приуроченность линейных линз красно-бурого суглинка (табл. 1, рис. 1) к палеоделлям), так и структура актуального почвенного покрова (рис. 1б). Чередуются два элементарных почвенных ареала (ЭПА). Первый — агроземы текстурно-дифференцированные с палеопедогенными карбонатными новообразованиями (нодулями концентрического строения, инкрустационными микрокристаллическими формами внутрипедных пор-трубок и микрокристаллическими карбонатами, рассеянными во внутрипедной массе) на блоках и поперечных межблочьях. Яркая особенность ЭПА 1 — наложение магистральных трещин с комплексом глинистых и пылеватых кутан на палеопедогенную карбонатную матрицу — связана с полигенезом тела дневной почвы. Таким образом, диагностические процессные признаки аккумуляции мицеллярных (мс) и сегрегационных (пс) форм карбонатов присвоены текстурному горизонту ВТ. ЭПА 2 объединяет агросерые и агродерново-подзолистые почвы с реликтовым ВГГ в деллях и узловых сочленениях. Внутренняя неоднородность этих ЭПА во многом также обусловлена палеокриогенными структурами. В ЭПА 1 криоморфные участки отличаются существенно большей мощностью глинистых и пылеватых кутан в горизонтах ВТ, а также концентрированием карбонатных нодулей по боковым контактам палеокриогенных структур. В ЭПА 2 криоморфные участки выделяются значительным локальным увеличением органионасыщенной толщи за счет заполнений палеокриогенных структур А.

Участок “Дубовая роща”. Участок (56°22'20.6" N, 40°21'36.6" E, ~160 м над ур. м.) расположен в более автономной позиции в пределах слабовыраженного понижения платообразной поверхности в 2 км к западу от участка “Гнездилово-12”. На распаханых полях дешифрируются регулярные скругленные более светлые блоки диаметром 20–25 м, окаймленные темными полосами межблочий и узловых сочленений общей шириной до 10 м. Полигональность паттерна угадывается лишь в относительном увеличении ширины потемнений в зоне контакта соседних межблочий, тогда как местами они вовсе разорваны, что отвечает слитно-полигональному либо редуцированно-блочному типу РКМ по Величко [15].

Послеледниковая толща вскрыта шурфом DB03 в узловом сочленении межблочий и шурфом DB02 в центре блока, а также скважиной ручного бурения DB01. Общая ее мощность здесь увеличена (>3.7 м) относительно “Гнездилово-12”, в том числе за счет лучшей сохранности брянского педолютокомплекса. Как и на участке “Гнездилово-12”,

структура актуального почвенного покрова определяется чередованием двух ЭПА. ЭПА 1 агроземов текстурно-дифференцированных с реликтовым карбонатным горизонтом занимает как блочные, так и межблочные позиции. ЭПА 2 агросерых и агродерново-подзолистых почв с реликтовым ВГГ занимает только узловые сочленения. Ввиду малых уклонов (1°–2°) делли и их характерные выполнения отсутствуют.

Дистанционные исследования. По спутниковым снимкам субметрового разрешения в открытом доступе, детальным цифровым моделям местности (ЦММ), полученным в результате БПЛА-аэрофотосъемок, и данным комплексной геофизической съемки участка “Гнездилово-12” [32, 33] выявлены мотивы пространственной ландшафтной неоднородности, проявленные в микротопографии, фототоне почвенного и растительного покрова и геофизических свойствах. На основе набора дистанционных данных для изучения контактными методами были выбраны ключевые точки, характеризующие основные элементы РКМ и почвенного покрова. Все ключевые точки находятся вне зоны влияния антропогенных объектов, выявленных по характерным геофизическим аномалиям [32, 33].

Полевые исследования. Магнитная съемка. Магнитная съемка на участке “Дубовая роща” выполнена по методике, аналогичной ранее использованной в работах [31–33]. Съемка велась с помощью квантового магнитометра Quantummag (Геодавайс, Россия) по серии параллельных профилей с расстоянием между профилями 1 м и шагом между измерениями около 20 см. Высота датчика над землей — 0.5 м. Произведен учет суточных магнитных вариаций. Полученные данные визуализированы в виде карт интерполяции аномального магнитного поля (ΔTa), рассчитанного как разница среднего значения модуля полного вектора индукции магнитного поля по участку и его значения в конкретной точке. Интерполяция осуществлена с помощью алгоритма степени обратного расстояния в программной среде ArcMap.

Полевая каппаметрия. Объемная магнитная восприимчивость (κ) отложений измерена в вертикальных и горизонтальных расчистках каппаметрами SatisGeo KM-7 (Чехия) и Геодавайс ПИМВ (Россия) по регулярной сети с шагом 10–25 см. Выбор шага учитывал пространственную неоднородность строения участка и распределения параметра. Получены наборы данных, характеризующие все основные элементы РКМ и ассоциированные с ними ЭПА. Статистический анализ данных включал вычисление среднего, стандартного отклонения и коэффициента вариации, а также максимальных превышений для зон повышенной к относительному фону. Карты интерполяции на конкретные срезы построены с помощью алгоритма кригинга в программной среде Surfer.

Лабораторное измерение удельной магнитной восприимчивости. Удельная МВ (χ) измерена в высушенных и растертых образцах (20 г), характеризующих все основные элементы РКМ и ассоциированные ЭПА. Измерения выполнены в Лаборатории палеоархивов природной среды ИГ РАН с помощью прибора SM150 (ZH Instruments, Чехия) на двух частотах: 500 Гц (низкочастотная удельная МВ, χ_{LF}) и 4000 Гц (высокочастотная удельная МВ, χ_{HF}) в четырехкратной повторности с осреднением значений. Частотно-зависимая МВ (χ_{FD}) вычислена как разница χ_{LF} и χ_{HF} , выраженная в процентах к χ_{LF} . Этот параметр используется для полуколичественной оценки содержания в магнитной фракции SP-частиц диаметром до ~ 0.03 мкм без необходимости их экстракции из общего образца. Параметр χ_{FD} составляет лишь часть вклада этих частиц в общее значение χ_{LF} , и в большинстве случаев в образцах естественного происхождения он варьирует от 2 до 10–14% от χ_{LF} . Для интерпретации полученных значений использована полуколичественная классификация, приведенная в работе [40].

РЕЗУЛЬТАТЫ

Пространственная вариация аномального магнитного поля участков исследования. Вариации аномального магнитного поля на участке “Гнездилово-12” (без учета аномалий от антропогенных объектов) имеют полигонально упорядоченную структуру положительных аномалий с характерными размерами тетрагональных блоков 15–25 м и менее четко выраженной системой полигонов с характерным диаметром 5–10 м (рис. 2а). Выделяются три основных типа аномалий: наиболее интенсивные изометричные в узловых сочленениях полигональной сети (10–15 нТл и более), широкие линейные на участках деллей (5–10 нТл) и наименее интенсивные (первые нТл, в отдельных случаях больше) узкие в поперечных межблочьях.

Аномальное магнитное поле участка “Дубовая роща” демонстрирует меньшую выраженность полигональной сети как по размерам, так и по интенсивности аномалий. Тем не менее в юго-западной части выявлена сеть узких положительных ортогональных аномалий слабой интенсивности (первые нТл), разделяющих фон на тетрагоны длиной 7–20 м. Узловые сочленения диаметром 2–3 м представлены более интенсивными положительными аномалиями (до 10 нТл).

Пространственная вариация k . “Гнездилово-12”. Распределение k вмещающих отложений (здесь и далее в ед. $\times 10^{-3}$ СИ) дифференцировано по элементам РКМ. В межблочье второй генерации максимум k зафиксирован в агрогенной пачке (0.404 ± 0.044), с глубиной быстро убывает до 0.234 ± 0.047 (верхняя часть пачки V), затем слабее в нижней части пачки V — в средней части пачки IV.

На контакте с пачкой III значения снова заметно убывают с глубиной до минимума (~ 0.2) на 130–150 см (табл. 2, рис. 3).

В межблочьях первой генерации k статистически значимо повышена. Второй (после приповерхностного) максимум (0.704 ± 0.094) приурочен к ВГГ. Ниже этого резкого пика тренд на убывание значений практически идентичен блочной позиции без заметной привязки как к литологическим границам, так и почвенным горизонтам. Узловое сочленение в изученном верхнем 1 м демонстрирует схожие значения.

Значения k в клиньях в целом повышены по сравнению со вмещающими отложениями, особенно в клиньях А, насыщенных органическим веществом. Так, максимальные значения в клиньях А в 2.5–3 раза превышают фоновые. При этом значения в верхней зоотурбированной части клиньев А (разрез Gп26) почти вдвое ниже, чем в нижней части, лучше сохранившей криоморфные признаки.

Вложенные клинья В–С демонстрируют менее контрастные положительные аномалии. В их осевых частях значения от 1–1.5 (в межблочьях первой генерации) до 3 раз (в межблочье второй генерации) превышают фон вмещающих пачек. При этом заметно, что зоны повышенной k значительно шире, чем сами клинья В–С, и охватывают смежные, в том числе перекрывающие отложения (рис. 3). В этих зонах морфологически наиболее выражены признаки элювирования в горизонте BEL, а также текстурной дифференциации в горизонтах ВТ (более густая сеть вертикальных пор-плоскостей с мощными глинистыми кутанами). Таким образом, значения k закономерно убывают от осей клиньев к внутренним частям блоков вместе с уменьшением мощности элювиальной и субэлювиальной толщи, а также выраженности признаков текстурных горизонтов.

Экстремально высока k (до 9.0 и более) в срезанной подошвой агрогенной пачки локальной ярко-красно-бурой иловатой линзе (Руг) в верхней части клина В межблочья второй генерации. Значения латерально градиентно убывали от центра линзы, а также с глубиной.

“Дубовая роща”. В узловом сочленении приповерхностный пик k (0.670 ± 0.066) ассоциирован с ВГГ. Ниже значения вначале быстро, а затем слабо заметно уменьшаются до 0.2–0.25 на 1–2 м. Клин А обладает значительно увеличенными значениями, контрастирующими с окружающим материалом. В наиболее глубокой и хорошо сохранившейся нижней части клина А значения в 20 раз выше фона, в то время как перерытая почвенной фауной верхняя часть менее контрастна. Клин А выделяется буроватым и красновато-бурым оттенком. Морфологически хорошо выраженное вертикально-слоистое строение вложенных в друг друга

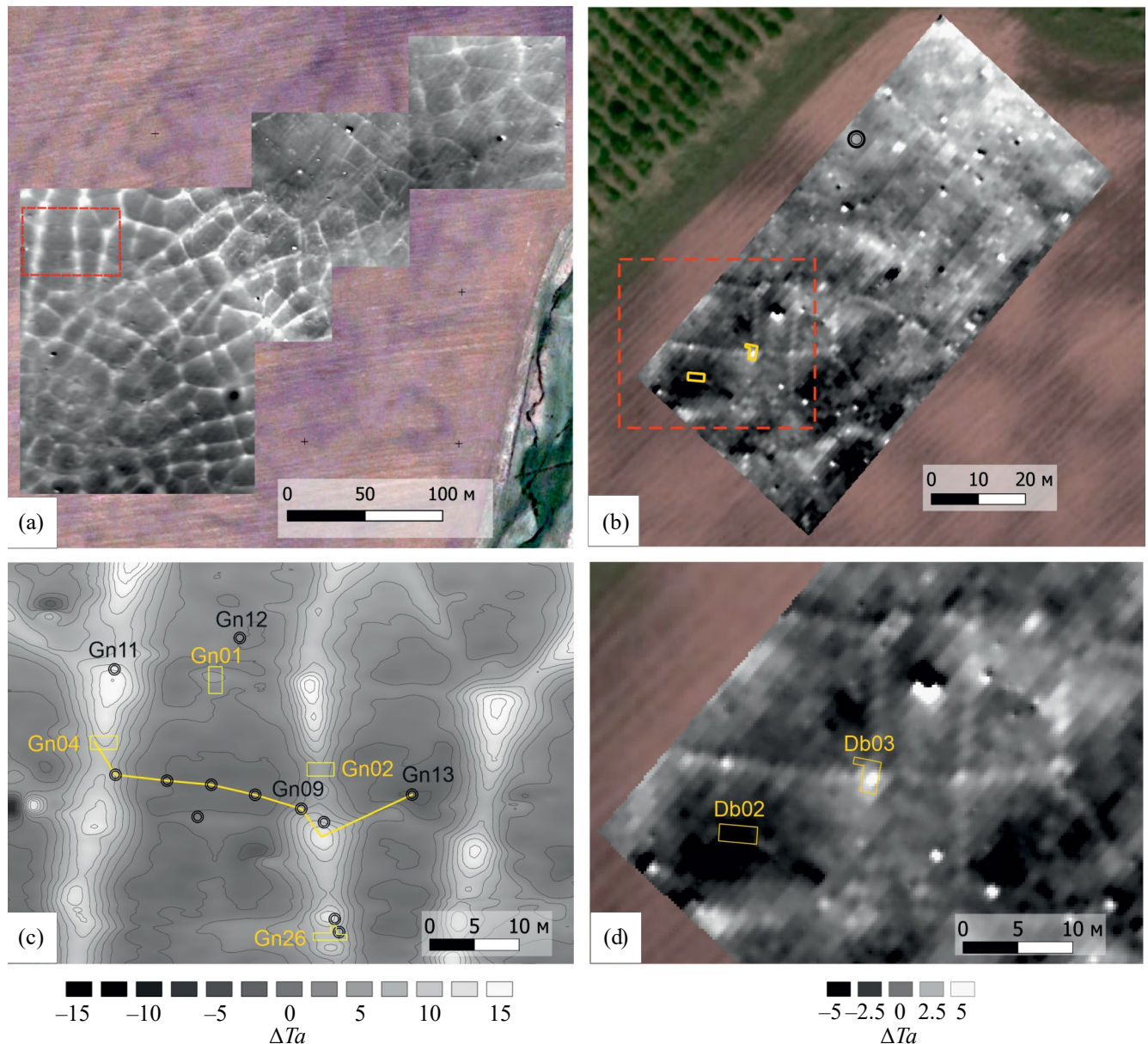


Рис. 2. Карты интерполяции аномального магнитного поля (ΔT_a) ключевых участков, наложенные на спутниковые изображения (Google Earth): (a) “Гнездилово-12”, общий план; (b) “Гнездилово-12”, детально изученный участок с изолиниями ΔT_a через 2 нТл; (c) “Дубовая роша”, общий план; (d) “Дубовая роша”, детально изученный участок. Условные обозначения: красные пунктирные прямоугольники — детально изученные участки; желтые полигоны — шурфы; желтая линия — профиль (см. рис. 1); черные кружки — скважины; значения ΔT_a в нТл.

клиньев В–С практически не отражается в распределении параметра. Глубже 0.5 м распределение значений без учета аномалии от структуры А относительно слабо варьирует как по латерали, так и по глубине.

В профильном распределении κ в центре блока приповерхностный пик (0.524 ± 0.100) слабее в отсутствие ВГГ, чем в узловом сочленении. Однако ниже распределение приобретает схожие черты, несмотря на существенную разницу в

литологическом строении и почвенной морфологии. В толще IV параметр варьирует относительно слабо. В основании разреза выделяются зоны пониженных (2.60–2.80 м) и повышенных (3.00–3.20 м) значений, совпадающие с литопачками III и II соответственно. κ насыщенного углистым веществом заполнения наклонной плоскости, рассекающей пачку III, составила 0.605 (рис. S2).

Анализ параметров χ_{LF} и χ_{FD} . На обоих участках закономерности распределения χ_{LF} (в ед. $\times 10^{-6} \text{ м}^3/\text{кг}$)

Таблица 2. Вариации k на участке “Гнездилово-12”. Условные обозначения: n – величина выборки; \bar{k} – средняя объемная МВ; σ – стандартное отклонение; CV – коэффициент вариации; max – максимальное значение объемной МВ. Расшифровка обозначений юнитов и типов вмещенных структур (табл. 1)

Глубина, см	Вмещающие отложения					Вмещенные структуры						
	юнит, горизонт	n	\bar{k} , ед. $\times 10^{-3}$ СИ	σ , ед. $\times 10^{-3}$ СИ	CV, %	тип	n	\bar{k} , ед. $\times 10^{-3}$ СИ	σ , ед. $\times 10^{-3}$ СИ	CV, %	max, ед. $\times 10^{-3}$ СИ	max/ \bar{k}
Gn01 (межблочье второй генерации)												
10	VIII P	24	0.404	0.044	11.0	Линза (Pyr)	6	0.489	0.0526	10.7	0.582	1.4
20	V	60	0.351	0.060	17.0		78	0.825	1.2973	157.2	9.341	26.6
30	3BT3	24	0.311	0.058	18.8		6	0.461	0.2072	45.0	0.862	2.8
50(55)		90	0.302	0.055	18.2	B	31	0.465	0.1254	27.0	0.859	2.8
70		27	0.234	0.047	19.8		3	0.356	0.0363	10.2	0.396	1.7
90(95)	IV	65	0.231	0.047	20.4	B/C	140	0.329	0.0891	27.1	0.591	2.6
110(115)	4BT3nc,mc	64	0.226	0.047	20.6		108	0.345	0.1138	33.0	0.708	3.1
130	IV/III 4BT3nc,mc	16	0.180	0.018	10.2		14	0.237	0.0573	24.2	0.376	2.1
150(155)	IV/III 4BT3nc,mc/ [Gca,i]	65	0.213	0.044	20.5		56	0.276	0.0757	27.4	0.583	2.7
Gn04 (межблочье первой генерации, делль)												
0	VIII P	11	0.492	0.066	13.5	–	–	–	–	–	–	–
10		30	0.566	0.081	14.4	–	–	–	–	–	–	–
20		3	0.517	0.083	16.0	–	–	–	–	–	–	–
30	VII AEL[hh]	22	0.704	0.094	13.4	–	–	–	–	–	–	–
40	VII BEL	4	0.526	0.115	21.9	–	–	–	–	–	–	–
50		24	0.405	0.111	27.4	–	–	–	–	–	–	–
60		6	0.443	0.143	32.3	–	–	–	–	–	–	–
70	VII BT1	27	0.319	0.074	23.3	–	–	–	–	–	–	–
80		93	0.317	0.059	18.5	–	–	–	–	–	–	–
90	VII/VI/V BT1/2BT2/3BT3	30	0.298	0.050	16.6	–	–	–	–	–	–	–
100		6	0.350	0.048	12.5	B	5	0.316	0.0220	7.0	0.346	1.0
110		76	0.274	0.040	14.7		38	0.318	0.0434	13.6	0.404	1.5
130		20	0.235	0.033	14.0		10	0.290	0.0359	12.4	0.335	1.4
150	V 3BT3	83	0.263	0.035	13.2		38	0.291	0.0439	15.1	0.381	1.4
Gn26 (узловое сочленение)												
30	VII BEL	12	0.350	0.054	15.3	A	19	0.648	0.1348	20.8	0.945	2.7
40		13	0.402	0.063	15.6		18	0.677	0.1856	27.4	1.190	3.0
50		16	0.397	0.062	15.7		15	0.653	0.1761	27.0	1.002	2.5
60	VII/VI BT1	18	0.389	0.062	15.8		13	0.639	0.2139	33.5	1.069	2.7
70		21	0.375	0.046	12.1		10	0.594	0.2237	37.7	1.151	3.1
80	VI BT1	205	0.365	0.054	14.8		18	0.641	0.1236	19.3	0.931	2.6

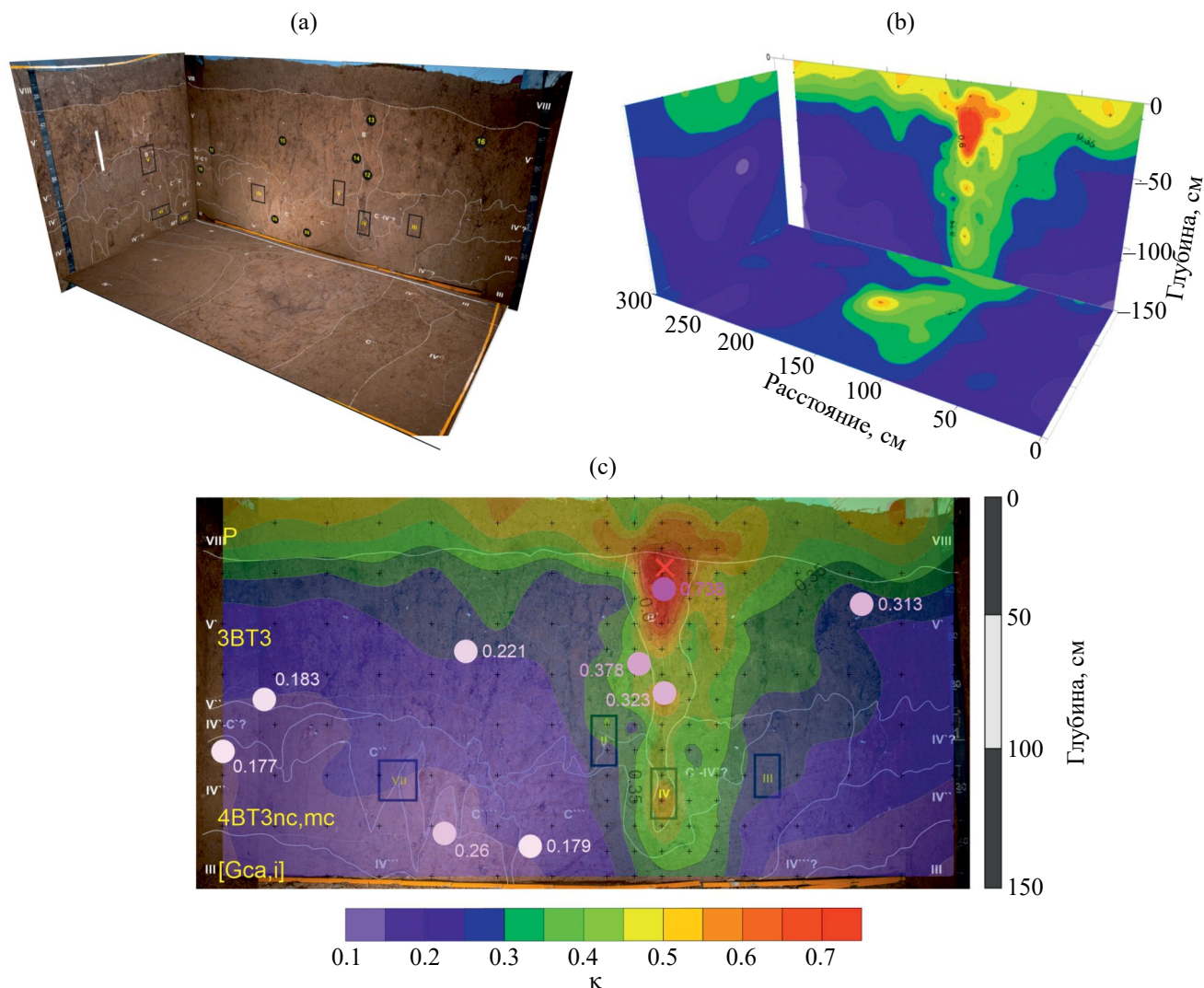


Рис. 3. Пространственная вариация МВ на примере межблочья второй генерации (Gn01): (а) трехмерная визуализация строения шурфа; (б) распределение k (ед. $\times 10^{-3}$ СИ) на вертикальных и горизонтальном срезах; (с) распределение k (заливка, ед. $\times 10^{-3}$ СИ) и χ_{LF} (кружки, ед. $\times 10^{-6}$ м³/кг) на западной стенке. Красным крестом помечено положение ярко-красно-бурой линзы в створе клина В.

вмещающих отложений в образцах из колонок ручного бурения в верхних 1.5 м повторяют закономерности распределения k . В нижних частях брянского педолитокомплекса (IV–II) на участке “Гнездилово-12” значения несколько увеличиваются, а в подстилающих отложениях II резко возрастают до 0.3–0.5, достигая значений верхних 0.5 м. На участке “Дубовая роща” во всем брянском педолитокомплексе значения остаются пониженными, также резко увеличиваясь при переходе к пачке II (рис. 4а).

Повышение значений χ_{LF} в верхней и нижней частях разреза сопровождается ростом χ_{FD} до 5–7%, в то время как для зон пониженной χ_{LF} характерны и минимальные значения χ_{FD} (2–3%) (рис. 4б).

В узловом сочленении на участке “Гнездилово-12” значения χ_{LF} быстро убывают с глубиной

от максимума, зафиксированного в ВГГ. На 1–2 м выраженный пик приурочен к низам клина А. Во вложенных клиньях В–С значения резко снижаются. В отличие от блоков, здесь нет зоны повышения значений на 2.5–3 м. Распределение χ_{FD} имеет два пика: более выраженный приповерхностный (ВГГ, до 10%) и менее выраженный в клине А (до 8%). Ниже падение χ_{LF} сопровождается резким уменьшением χ_{FD} до 2–4%.

Диаграмма рассеяния иллюстрирует взаимосвязь параметров χ_{LF} и χ_{FD} (рис. 4с). При этом образцы из клина А при относительно слабо варьирующей χ_{FD} демонстрируют сильный разброс значений χ_{LF} с максимальным повышением до 1.9, что в несколько раз превышает средние значения по исследованной толще.

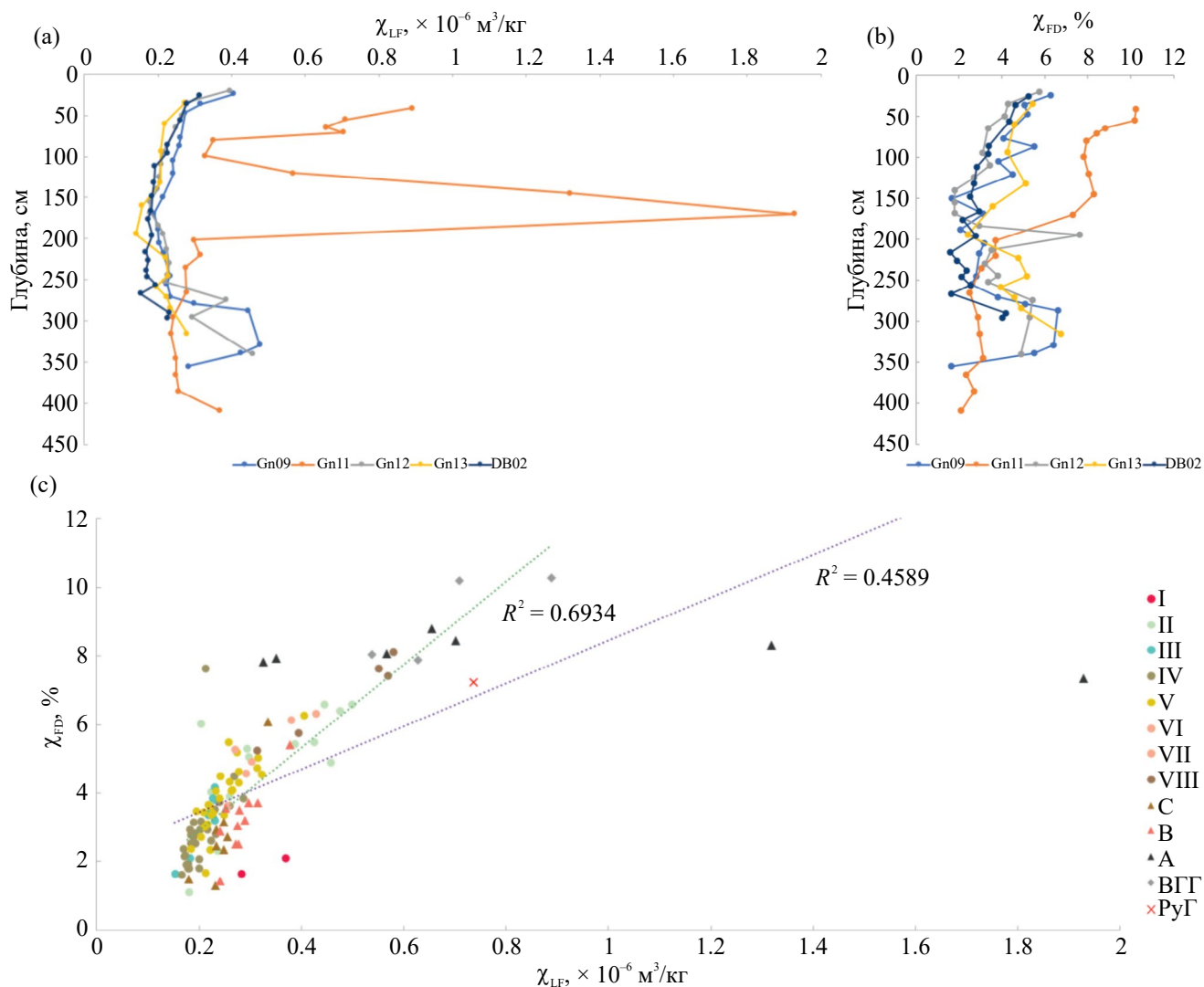


Рис. 4. Распределение χ_{LF} и χ_{FD} : (a) профильное распределение χ_{LF} ; (b) — профильное распределение χ_{FD} ; (c) диаграмма рассеяния параметров по полной выборке. Линии регрессии: фиолетовая — по всей выборке; зеленая — по выборке без образцов из клина А. Пространственное положение колонок (рис. 1 и 2). Обозначения юнитов и вмещенных структур (табл. 1). Отдельно отмечены образцы из морфонов второго гумусового горизонта (ВГГ) и ярко-красно-бурой линзы (Руг).

ОБСУЖДЕНИЕ

Исследованная позднеплейстоцен-голоценовая толща по своим литологическим, почвенно-морфологическим и магнитным свойствам распадается на три части. Верхняя часть (1–2 м) представлена массивным лёссовидным суглинком, его делювиальными и агрогенными дериватами (V–VIII) и развитыми в них горизонтами и признаками почв, наиболее ранние из которых относятся к трубчевскому педогенезу, а наиболее поздние — к актуальному почвообразованию. Закономерное убывание показателей МВ с глубиной осложняется палеокриогенными структурами и связанными с ними отрицательными палеоформами микрорельефа.

Ниже, до глубины около 2.5–3 м, залегает погребенный сложноустроенный брянский педолитокомплекс (IV–III), почвообразующие породы которого представлены ранне-средневалдайскими слоистыми суглинками мелких водоемов и их склоново-солифлюкционными дериватами. Верхняя часть педолитокомплекса переработана позднейшими криогенезом и почвообразованием и фактически включена в серию текстурных горизонтов актуальных почвенных тел. В частности, горизонты аккумуляции палеопедогенных карбонатных новообразований включаются в глинисто-иллювиальную толщу более поздних стадий почвообразования. Распределение показателей МВ относительно

Таблица 3. Вариации к на участке “Дубовая роща”

Глубина, см	Вмещающие отложения и материал заполнения структур В—С				Материал заполнения структуры А							
	юнит/тип вме- щенных структур	генетический горизонт	n	$\bar{k},$ ед. $\times 10^{-3}$ СИ	$\sigma,$ ед. $\times 10^{-3}$ СИ	CV, %	n	$\bar{k},$ ед. $\times 10^{-3}$ СИ	$\sigma,$ ед. $\times 10^{-3}$ СИ	CV, %	max, ед. $\times 10^{-3}$ СИ	max/ \bar{k}
DB03 (узловое сочленение)												
25(30)	VII	AEL[hh]	109	0.670	0.066	9.9	—	—	—	—	—	—
50(55)	VII	BEL	85	0.294	0.050	17.2	33	0.581	0.372	63.9	1.529	5.2
70(80)	VI/V	BT1	107	0.274	0.044	16.1	12	0.950	0.756	79.6	2.212	8.1
100(105)	VI/V/B	BT1/2BT2	146	0.234	0.043	18.3	26	1.601	1.566	97.8	4.467	19.1
125(135)	IV/B/C	3BT3	153	0.248	0.037	15.1	13	0.752	0.683	90.9	5.030	20.3
155(160)			193	0.254	0.037	14.5	—	—	—	—	—	—
175(180)	IV/B/C	4BT3(nc,mc)	128	0.228	0.032	14.1	—	—	—	—	—	—
DB02 (центр блока) вмещающие отложения												
20	VIII	P	8	0.524	0.100	19.0	—	—	—	—	—	—
40	V	3BT3	8	0.336	0.046	13.6	—	—	—	—	—	—
50(55)			105	0.294	0.034	11.5	—	—	—	—	—	—
60			8	0.270	0.060	22.2	—	—	—	—	—	—
80			8	0.297	0.037	12.6	—	—	—	—	—	—
100			8	0.251	0.045	17.8	—	—	—	—	—	—
120	IV	4BT3nc,mc	8	0.216	0.023	10.4	—	—	—	—	—	—
140			8	0.225	0.011	4.7	—	—	—	—	—	—
140(150)			128	0.192	0.029	14.9	—	—	—	—	—	—
160			8	0.214	0.051	23.8	—	—	—	—	—	—
180			8	0.193	0.023	12.1	—	—	—	—	—	—
200			8	0.204	0.008	4.0	—	—	—	—	—	—
220	IV	[CRMnc,mc,g]	8	0.188	0.028	15.1	—	—	—	—	—	—
240			8	0.222	0.023	10.3	—	—	—	—	—	—
260			8	0.183	0.045	24.7	—	—	—	—	—	—
280	III	[Gca,i]	8	0.161	0.035	21.9	—	—	—	—	—	—
300			8	0.269	0.060	22.3	—	—	—	—	—	—
320	II	[Cca,i]		0.283	0.025	9.0	—	—	—	—	—	—

однородно, лишь при переходе к малопретворенной почвообразованием породе (III) они снижаются. Однако в пачке III зафиксированы вертикальные поры-плоскости с органонасыщенным выполнением, маркированным повышенной МВ.

Ледниковый цоколь перекрывает неоднородная пачка II с признаками флювиальной седиментации, отмеченная значительным ростом МВ по сравнению с перекрывающими и подстилающими отложениями.

Учитывая различия в механизме накопления отложений, их криогенной и педогенной проработки, следует рассмотреть факторы пространственного распределения магнитных свойств и происхождения магнитной фракции в них отдельно.

Пространственное распределение и происхождение магнитной фракции в поздневалдайско-голоценовой толще. Совместный анализ латерального варьирования аномального магнитного поля с геологическими и почвенно-морфологическими данными шурфов и скважин, а также измерений МВ ясно свидетельствует о приуроченности положительных геофизических аномалий к межблочьям и узловым сочленениям РКМ, что ранее было зафиксировано в других районах Суздальского ополья [31] и Подмоскovie [18]. Результаты исследования также подтверждают ранее полученный коллегами [21] вывод о том, что источником характерных магнитных аномалий в Суздальском Ополе являются ВГГ. Учитывая, что ВГГ, в свою очередь, приурочены к межблочьям РКМ [7, 26], логично предположить, что именно закономерное чередование в пространстве ареалов почв со ВГГ, занимающих сохранившиеся или нивелированные изначальные понижения, и ареалов почв без ВГГ, занимающих изначальные повышения РКМ, формирует тяготеющий к полигональному паттерн геофизической неоднородности.

В дополнение данные по ключевому участку "Гнездилово-12" позволяют заключить, что мощность ВГГ может зависеть от глубины исходного понижения, обусловленной типом межблочной позиции и напрямую влияющей на соотношение эрозии и аккумуляции. Наиболее мощные ВГГ и связанные с ними более интенсивные магнитные аномалии приурочены к узловым сочленениям палеокриогенной сети, ранее представлявшим наиболее глубокие, постепенно заполняющиеся изометричные понижения. Менее мощные ВГГ обнаружены в межблочьях, вытянутых по уклону склона и сформированных по наиболее крупным жилам первой генерации. Наконец, поперечные склону межблочья, сформированные по менее крупным жилам второй генерации, могут вообще не содержать ВГГ, будучи преимущественно эрозионными позициями. По характеру почвенной морфологии

последние слабо отличаются от центральных и периферических частей блоков.

Значительный прирост k и χ_{LF} ВГГ в 2 раза и более относительно срединных горизонтов почв сопровождается также ростом χ_{FD} (8–10% против 3–6% в отложениях V–VII). Соотношение параметров χ_{LF} и χ_{FD} , согласно полуколичественной классификации Dearing [40], соответствует смеси SP фракции <0.03 мкм и более крупных фракций. Таким образом, в магнитной фракции ВГГ участвует материал как литогенного, так и, предположительно, педогенного происхождения. Выявленный тренд на уменьшение χ_{LF} и χ_{FD} с глубиной от верхних горизонтов почв (с локальным максимумом в ВГГ) к срединным горизонтам сближает магнитные профили изученных почв со степными [4, 27]. В текстурной толще вне зависимости от позиции в системе РКМ отсутствует явный иллювиальный пик МВ, характерный для почв с текстурно-дифференцированным профилем [14]. По всей видимости, элювиальная деградация ВГГ также не вызвала значительного уменьшения МВ.

Высокие абсолютные значения МВ ВГГ, несмотря на современное избыточное увлажнение, сравнимы со значениями верхних горизонтов степных почв, развитых на лёссовидных породах [12, 27]. Причем большей МВ обладают почвы в прошлом пониженных элементов рельефа, хотя обычно лучшие условия для образования педогенной магнитной фракции имеют автоморфные почвы [27]. Данные, приведенные в работе [38], свидетельствуют, что погребенные понижения продолжают аккумулировать влагу. Это вступает в противоречие с рядом гипотез, связывающих происхождение ВГГ с изначальными гидроморфными условиями почвообразования [15, 26], согласуясь скорее с лугово-степной ранне-среднеголоценовой концепцией [1, 3]. Если ВГГ формировался в хорошо дренированных условиях, то накопление и сохранение магнитной фракции в понижениях РКМ может быть в большей степени обусловлено аккумулятивно-эрозионными процессами, а не различиями в гидрологическом режиме и окислительно-восстановительных условиях. Можно предполагать, что на формирование ВГГ в понижениях повлиял привнос материала гумусовых горизонтов (обогащенных педогенной магнитной фракцией) блоков, подвергавшихся направленной эрозии. При этом развитые в делювиальных выполнениях VI–VII горизонты почв с признаками ВГГ по литературным данным, как правило, характеризуются пониженной долей ила относительно текстурной толщи [26]. Таким образом, повышение МВ относительно срединных горизонтов нельзя связать с накоплением илстой фракции в ВГГ.

Учитывая непогребенный характер ВГГ на участках исследования, нельзя исключать формирование почвенного магнитного материала уже

после перехода ВГГ в реликтовое состояние, например, в результате увеличения естественного дренажа почв и в отсутствие значительного латерального и вертикального выноса железа.

Вместе с тем ВГГ являются наиболее распространенным, но не единственным и не самым амплитудным источником магнитных аномалий. На пологом склоне участка “Гнездилово-12” в толще текстурных горизонтов зоны повышения МВ ориентированы по осям поздневалдайских клиновидных деформаций В–С, являющихся геологической основой РКМ. Эти зоны повышения МВ охватывают не только собственно клинья, но и примыкающие и перекрывающие поздневалдайско-голоценовые вмещающие отложения V–VIII. С этими относительно слабыми повышениями МВ связаны магнитные аномалии слабой интенсивности, приуроченные к межблочьям второй генерации. Морфологически эти зоны примерно совпадают с зонами сгущения трещинной сети, что указывает на связь повышения МВ с почвообразовательными процессами, в частности иллювиально-аккумулятивными ЭПП. С другой стороны, в иной геоморфологической позиции (понижение вершинной поверхности, участок “Дубовая роща”) зон повышения МВ, приуроченных к клиньям В–С, не выявлено. Таким образом, возникновение зон повышенной МВ в толще текстурных горизонтов, ассоциированное с клиньями В–С, может быть связано с геоморфологической позицией, влияющей на гидрологический режим и окислительно-восстановительные условия в срединных горизонтах почв. Фактор иллювиальной аккумуляции либо уступает им по значению, либо не влияет на распределение МВ.

Значительно повышенными значениями МВ обладает материал клиньев А, сформировавшихся в финале позднеледникового [29]. Они зафиксированы только в узлах полигональной решетки более древних клиньев В–С. Поскольку клинья А залегают непосредственно под почвенными горизонтами, включающими признаки реликтовых ВГГ, схожи с ними по цвету и высокой доле органического вещества, ряд исследователей рассматривает их как признак криоморфности реликтовой позднеледниковой почвы, в которой и были сформированы ВГГ [7, 26]. По другой гипотезе, основанной на массиве радиоуглеродных датировок, формирование ВГГ относится к раннему–среднему голоцену [3, 15], в то время как темноцветные клиновидные деформации были сформированы в позднеледниковье и содержат материал верхних горизонтов позднеледниковой криоморфной почвы [2, 29]. Изученные темноцветные клинья отличаются от темно-серых ВГГ буроватым и красновато-бурым оттенком. По к клинья А неоднородны, но в целом значительно превышают вышележащие ВГГ. Максимум χ_{LF} клина А в скважине Gn11 также превысил максимум ВГГ в 2.2 раза

($1.928-0.890 \times 10^{-6} \text{ м}^3/\text{кг}$). При этом для ВГГ обнаружены несколько более высокие значения χ_{FD} (7.8–10.3%) по сравнению с клином А (7.3–8.8%). Таким образом, клинья А по магнитным свойствам представляют собой не локальные зоны увеличения, так называемые “карманы” ВГГ, но обособленные структуры с отличными свойствами. На “картах” интерполяции к — это положительные аномалии клиновидной и жильной формы на фоне вмещающих отложений и ВГГ с тенденцией к увеличению значений с глубиной (рис. S1). Верхние части клиньев А в значительной степени перерывы почвенной фауной, что и обуславливает уменьшение объемной доли высокомагнитного материала и уменьшение к и χ_{LF} . Более сохраненные нижние части демонстрируют четкие границы зон повышения МВ, совпадающие с резкими контактами вертикально-слоистых структур, в отличие от зон повышения МВ, приуроченных к более древним клиньям В–С.

Столь значительное повышение к и χ_{LF} нетипично для гумусовых горизонтов почв Восточно-Европейской равнины, развитых на слабомагнитных суглинистых породах. Оно не сопровождается сопоставимым увеличением χ_{FD} , значения которой схожи к либо даже меньше, чем в горизонтах с признаками реликтового ВГГ. Это указывает на непедогенную аутигенную сильномагнитную фракцию. Вероятным источником такого материала в данных условиях может являться высокотемпературное воздействие [9, 50], обусловленное лесными пожарами [48]. Локальные термокарстовые западины могли служить седиментационными ловушками пирогено преобразованного материала, в том числе гумусового горизонта позднеледниковой темноцветной почвы, а также продуктов сгорания растительности, особенно древесной. Часто их МВ высока, что связано с новообразованным тонкодисперсным сильномагнитным материалом, при значениях χ_{FD} менее 9% [46, 52, 53]. Это косвенно подтверждается своеобразной бурой и красновато-бурой окраской вертикально слоистых клиньев А, указывающей на высокое содержание оксидов железа.

Таким образом, фиксируемые на картах аномального магнитного поля наиболее интенсивные поверхностные магнитные аномалии в узловых сочленениях являются двух- или даже трехъярусными. Верхний ярус их в основном формирует ВГГ, средний — клинья А, нижний (в ряде случаев) — зоны повышения МВ, приуроченные к клиньям В–С.

Локальная магнитная аномалия ассоциирована с ярко-красной суглинистой линзой в верхней части клина В второй генерации в шурфе Gn01. Значение к этого материала (до 20.5×10^{-3} ед. СИ) сильно превосходит другие аномалии. Параметр χ_{LF} образца из нижней части линзы в 2–5 раз превысил значения для других образцов шурфа. Подобное повышение МВ, отличаясь отсутствием следов

переотложения материала, как и в случае клиньев А, вероятнее всего связано с высокотемпературным воздействием. Изометричная форма и небольшой размер линзы (диаметр ~70 см, мощность ~20 см), а также ее положение непосредственно под пахотным горизонтом и кластический состав позволяют предположить, что линза может быть результатом прокала под кострищем. Расположение кострища вблизи средневекового некрополя [25] непосредственно над палеокриогенной деформацией может указывать на то, что в историческое время на этом месте могло сохраняться углубление, использованное для расположения костра.

Пространственное распределение и происхождение магнитной фракции в погребенном брянском педолитокомплексе. По сравнению с вышележащей толщей параметры МВ в брянском педолитокомплексе варьируют относительно слабо. Большая часть проанализированных образцов также обладает низкой χ_{FD} (2–4%), что указывает на малое содержание SP частиц. Таким образом, вариации магнитных свойств толщи определяются, в первую очередь, неоднородностью распределения первичной (литогенной) сильномагнитной фракции. Низкие параметры МВ согласуются с хорошо выраженными морфохромохимическими признаками оглеения.

Горизонтированность брянского педолитокомплекса фиксируется на “карте” распределения k в наиболее представительном в отношении вмещающих отложений шурфе DB02 на блоке (рис. S2) на участке “Дубовая роща”. На фоне общего понижения значений, приуроченного к пачкам III–IV, четко выделяется слабомагнитная зона, ассоциированная с III. Примечательно, что с эродированной кровли пачки III распространяются наклонные трещины, выполненные органонасыщенным, в том числе углистым материалом, выделяющимся по МВ. Так, в наиболее мощном выполнении k составила 0.605×10^{-3} ед. СИ на фоне $0.1–0.2 \times 10^{-3}$ ед. СИ. Таким образом, начальный момент экспонирования и педогенеза в пачке II сопровождался растрескиванием и проникновением по трещинам пирогенного материала, сохранившего высокую МВ до настоящего времени, несмотря на высокую влажность (уровень верховодки на конец августа 2023 г. 3.20 м глубины, всего на 20 см ниже).

Пространственное распределение и происхождение магнитной фракции в толще II. Подстилающие брянский педолитокомплекс отложения II обладают существенно повышенными значениями k и χ_{LF} . Это сопровождается повышенной χ_{FD} (до 5–7%), несмотря на в целом более легкий состав и пониженную долю тонких фракций ила <1 мкм [51]. Возможно, пачка II включает переотложенный почвенный материал мезинского педолитокомплекса, повсеместно размытого на высоких ярусах Суздальского плато, однако встречающегося на нижнем ярусе [15]. Для крутицкой части

мезинского педолитокомплекса отмечается характер постпирогенного педоседимента [35]. Таким образом, для образования повышенного сигнала МВ возможно предполагать как педогенный механизм, так и высокотемпературное воздействие.

Значение магнитной неоднородности для изучения пространственно-временной организации почвенного покрова. Приведенный опыт показал эффективность применения комплекса магнитных методов к изучению крупномасштабной неоднородности дневного почвенного покрова и ее связи с перигляциальным литогенезом позднего плейстоцена. Площадная наземная магнитометрия с детальностью первые десятки сантиметров – первые метры способна фиксировать относительно небольшие зоны концентрации аутигенных магнитных минералов в маломощной толще послеледниковых отложений. Высокая производительность этого неразрушающего метода обеспечивает широкий охват возможной вариативности в почвенных комплексах, обусловленных фактором палеокриогенного микрорельефа, в том числе денудированного и/или погребенного. Это позволяет точно позиционировать почвенные разрезы в конкретных элементах почвенного покрова или погребенного рельефа. Полевая и лабораторная капаметрия детализирует представление о пространственной неоднородности магнитных свойств. Полуколичественная магнитная гранулометрия, основанная на параметре χ_{FD} , позволяет в первом приближении оценить вклад SP частиц в общую МВ, выявив возможную роль элементарных почвообразовательных процессов и их механизмов, пирогенных и иных процессов в формировании магнитного сигнала. Однако, учитывая интегральный характер магнитных параметров и палимпсестовый тип записи в подобных объектах, достоверная генетическая интерпретация магнитных свойств нуждается в более полном исследовании вещественного состава, в особенности илистой фракции минеральной фазы [44].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Полигонально и линейно упорядоченная сеть положительных магнитных аномалий Суздальского ополя, фиксируемых детальной магниторазведкой, обусловлена, в первую очередь, повышенной концентрацией тонкодисперсных аутигенных сильномагнитных минералов в почвенных телах, развитых на погребенных отрицательных формах посткриогенного рельефа. Основная часть этих минералов сосредоточена в органонасыщенной толще, включающей серию горизонтов с признаками реликтового ВГГ и палеокриогенные структуры финала позднеледниковья. Анализ соотношения параметров χ_{LF} и χ_{FD} позволил разделить эти источники положительных магнитных аномалий. Отличительной чертой материала гумусового горизонта

позднеледниковой почвы, сохранившегося в небольших клиновидных и жильных палеокриогенных структурах, является присутствие сильномагнитной фракции, которая повышает МВ до нетипичных для гумусовых горизонтов значений и может быть связана с участием материала, испытавшего высокотемпературное воздействие в ходе пожаров. За пределами этих структур профильное распределение МВ носит аккумулятивный характер с выраженным максимумом в ВГГ.

Литологически слабоконтрастные по отношению к вмещающим отложениям заполнения крупных палеокриогенных грунтовых структур, являющихся геологической основой нивелированного РКМ, демонстрируют слабые положительные или отсутствующие аномалии.

Сильномагнитная фракция изученной послеледниковой почвенно-седиментационной толщи обладает высокой информационной ролью. Магнитные свойства достаточно устойчивы и находятся в тесной связи с историей осадконакопления, эрозии, криогенеза и почвообразования в позднем плейстоцене и голоцене. Вместе с тем палимпсестовый характер записи и многократная смена почвенных условий накладывают ограничения на интерпретацию магнитных параметров.

БЛАГОДАРНОСТЬ

Авторы выражают благодарность за помощь в организации и проведении полевых работ участникам совместных исследований в Суздальском ополье, особенно В.Р. Беляеву, Л.С. Фроловой, Ю.В. Шишкиной, А.Е. Семочкиной и Н.Г. Беловой (МГУ, ИГ РАН, г. Москва). Авторы признательны зав. лабораторией палеоархивов природной среды ИГ РАН Е.А. Константинову за предоставление возможности проведения лабораторных измерений. Особую благодарность за доступ к археологическому памятнику, предоставленные материалы и помощь в работах авторы выражают коллективу археологов и геофизиков ИА РАН и МГУ в лице Н.А. Макарова, А.М. Красниковой и С.А. Ерохина. Магнитометрия выполнялась с использованием приборной базы Центра коллективного пользования при ИА РАН (г. Москва).

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского научного фонда. Полевые работы на ключевом участке “Гнездилово-12” были организованы за счёт проекта № 19-77-10061, площадная геофизическая съёмка выполнена за счёт проекта № 19-18-00538, полевые работы на ключевом участке “Дубовая роща” и лабораторные исследования организованы при поддержке проекта № 23-17-00073.

СОБЛЮДЕНИЕ ЭТИЧЕСКИХ СТАНДАРТОВ

В данной работе отсутствуют исследования человека или животных.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов

ДОПОЛНИТЕЛЬНАЯ ИНФОРМАЦИЯ

Онлайн-версия содержит дополнительные материалы, доступные по адресу <https://doi.org/10.31857/S0032180X25010083>

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Александровский А.Л.* Эволюция почв Восточно-Европейской равнины в голоцене. М.: Наука, 1983. 150 с.
2. *Александровский А.Л.* Эволюция почв низких террас озера Неро // Почвоведение. 2011. № 10. С. 1155–1167. <https://doi.org/10.31857/S0032180X22020022>
3. *Александровский А.Л., Чендев Ю.Г., Юртаев А.А.* Почвы со вторым гумусовым горизонтом и палеочерноземы как свидетельства эволюции педогенеза в голоцене на периферии лесной зоны и в лесостепи (обзор) // Почвоведение. 2022. № 2. С. 147–167. <https://doi.org/10.31857/S0032180X22020022>
4. *Алексеев А.О.* Оксидогенез железа в почвах степной зоны. Автореф. дис. ... д-ра биол. наук. М., 2010. 48 с.
5. *Алехин С.В., Квятковская Г.Н.* Геологическая карта СССР масштаба 1: 200 000. Серия Московская. Лист О-37-XXXV. Объяснительная записка. М.: ВГФ, 1970. 149 с.
6. *Алешинская А.С., Кочанова М.Д., Макаров Н.А., Спиридонова Е.А.* Становление аграрного ландшафта Суздальского Ополя в средневековье (по данным археологических и палеоботанических исследований) // Российская археология. 2008. № 1. С. 35–47.
7. *Алифанов В.М.* Палеокриогенез и современное почвообразование. Пушкино, 1995. 318 с.
8. *Алифанов В.М., Ваганов И.М., Гугалинская Л.А.* Распределение магнитной восприимчивости в профилях сложных палеокриоморфных почв // Известия Самарского научного центра Российской академии наук. 2012. Т. 14. № 1–8. С. 2028–2031.
9. *Бабанин В.Ф.* Зависимость магнитной восприимчивости почв от условий прокаливания // Биол. науки. 1974. № 7. С. 118–122.
10. *Бабанин В.Ф., Трухин В.И., Карпачевский Л.О.* Магнетизм почв. М.—Ярославль, 1995. 222 с.

11. Бердников В.В. Палеокриогенный микрорельеф центра Русской равнины. М.: Наука, 1976. 126 с.
12. Ваганов И.М., Алексеев А.О. Магнитная восприимчивость в оценке пространственной и профильной неоднородности почв, обусловленная палеоэкологическими факторами // Известия РАН. Сер. географическая. 2015. № 5. С. 99–106. <https://doi.org/10.15356/0373-2444-2015-5-99-106>
13. Ваганов И.М., Гугалинская Л.А., Алифанов В.М. Закономерности варьирования магнитной восприимчивости в профилях палеокриоморфных почв // Почвоведение. 2013. №. 3. С. 322–322. <https://doi.org/10.7868/S0032180X13030118>
14. Вадюнина А.Ф., Бабанин В.Ф. Магнитная восприимчивость некоторых почв СССР // Почвоведение. 1972. № 10. С. 55–65.
15. Величко А.А., Морозова Т.Д., Нечаев В.П., Порожнякова О.М. Палеокриогенез, почвенный покров и земледелие. М.: Наука, 1996. 150 с.
16. Водяницкий, Ю.Н. Минералы железа как память почвенных процессов // Память почв: почва как память биосферно-геосферно-антропоферных взаимодействий. М.: ЛКИ, 2008. С. 289–313.
17. Гольева А.А. Фитолитные комплексы почв и культурных слоев Владимирского ополья // Перигляциал Восточно-Европейской равнины и Западной Сибири. Матер. Всерос. науч. конф. Ростов Великий, 25–26 августа 2023 г. М.: 2023. С. 36–41.
18. Ерохин С.А., Модин И.Н., Паленов А.Ю., Шевнин В.А. Картирование реликтовых криогенных полигональных структур с помощью геофизических методов // Инженерные изыскания. 2011. № 11. С. 30–34.
19. Золотая Л.А., Коснырева М.В. Георадиолокационные исследования при решении задач почвенной геофизики // Геофизика. 2015. № 2. С. 16–22.
20. Карта почвенно-экологического районирования Российской Федерации. Масштаб 1 : 2 500 000 / Под ред. Добровольского Г.В., Урусевской И.С. М.: МГУ им. М.В. Ломоносова, 2013. 16 листов.
21. Коснырева М.В. Разработка комплекса геофизических методов для решения прикладных задач почвенного картирования. Автореферат дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: 2007. 22 с.
22. Коснырева М.В., Золотая Л.А. Геофизические методы в почвоведении. Lambert Academic Publishing, 2011. 132 с.
23. Лобков В.А., Шоркунов И.Г., Гаранкина Е.В., Беляев В.Р., Шеремецкая Е.Д., Модин И.Н., Ерохин С.А., Красникова А.М., Шевченко В.А., Скобелев А.Д. Ревизия роли реликтовой криогенной морфоскульптуры в ландшафтном строении Суздальского ополья с применением методов геофизики и палеопочвоведения // Пути эволюционной географии – 2021. Вып. 2. Матер. II Всерос. науч. Конф., посвященной памяти профессора А.А. Величко. Москва, 22–25 ноября 2021 г. Т. 2., 2021. С. 197–201.
24. Лобков В.А., Шоркунов И.Г., Гаранкина Е.В., Шеремецкая Е.Д. Пространственная организация почвенного покрова на модельном участке Владимирского ополья // Перигляциал Восточно-Европейской равнины и Западной Сибири. Матер. Всерос. науч. конф. Ростов Великий, 25–26 августа 2023 г. М.: ИГ РАН, 2023. С. 55–64.
25. Макаров Н. А., Красникова А.М., Ерохин С.А. Первые результаты новых исследований могильника Гнездилово под Суздалем // Краткие сообщения Института археологии. 2021. № 264. С. 7–29.
26. Макеев А.О. Поверхностные палеопочвы лёссовых водоразделов Русской равнины. М.: Молнет, 2012. 259 с.
27. Малышев В.В., Алексеев А.О. Сравнение площадных и профильных показателей магнитной восприимчивости степных почв Восточно-Европейской равнины // Почвоведение. 2023. № 7. С. 843–852. <https://doi.org/10.31857/S0032180X22601591>
28. Матасова Г.Г. Магнетизм позднелейстоценовых лёссово-почвенных отложений Сибирской субэвразийской формации. Автореферат дис. ... д-ра геол.-мин. наук. Казань, 2006. 36 с.
29. Милановский Е.Ю. Гумусовые вещества почв как природные гидрофобно-гидрофильные соединения. М.: ГЕОС, 2009. 186 с.
30. Минаев Н.В. Цифровая модель почвенно-ландшафтных связей Владимирского ополья. Автореферат дис. ... канд. биол. наук. М.: 2020. 23 с.
31. Модин И.Н., Ерохин С.А., А. М. Красникова, Шоркунов И.Г., Шевченко В.А., Скобелев А.Д. Геофизические исследования не выраженного на поверхности средневекового некрополя Шекшово-9 (Суздальское Ополье) // Вестник Моск. Ун-та. Сер. 4, геология. 2020. № 6. С. 3–15. <https://doi.org/10.33623/0579-9406-2020-6-3-15>
32. Модин И.Н., Ерохин С.А., Шевченко В.А., Красникова А.М. Влияние фонового почвенно-геологического разреза на эффективность геофизических исследований в археологии (Суздальское ополье) // Геофизика. 2022. № 6. С. 106–114.
33. Модин И.Н., Шевченко В.А., Ерохин С.А., Красникова А.М. Геофизические исследования курганного некрополя Гнездилово-12 (Суздальское Ополье) // Вестник Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2023. № 5. С. 3–12. <https://doi.org/10.55959/MSU0579-9406-4-2023-63-5-3-12>
34. Сычева С.А. Палеомерзлотные события в перигляциальной области Русской равнины в конце среднего и в позднем плейстоцене // Криосфера Земли. 2012. Т. 16. № 4. С. 45–56.
35. Фролова Л.С., Шоркунов И.Г., Гаранкина Е.В., Лобков В.А., Шеремецкая Е.Д., Шишкина Ю.В. Морфологическая диагностика реликтов позд-

- неплейстоценового педогенеза в дневных почвах Владимирского ополья // Перигляциал Восточно-Европейской равнины и Западной Сибири. Матер. Всерос. науч. конф. Ростов Великий, 25–26 августа 2023 г. М.: ИГ РАН, 2023. С. 167–175.
36. Чижикова Н.П., Карпова Д.В. Особенности пространственного распределения минеральных компонентов почвенных сочетаний агросерых почв со вторым гумусовым горизонтом Владимирского ополья // Почвоведение. 2016. № 9. С. 1107–1117. <https://doi.org/10.7868/S0032180X16090021>
 37. Шеин Е.В., Калинин Т.Г., Дембовецкий А.В. Агрофизические свойства почв, их мониторинг в комплексном почвенном покрове Владимирского ополья // Современные тенденции в научном обеспечении агропромышленного комплекса. Иваново: ФГБНУ Верхневолжский ФАНЦ, 2020. С. 90–93.
 38. Шеин Е.В., Киришин В.И., Корчагин А.А., Мазуров М.А., Дембовецкий А.В., Ильин Л.И. Оценка агрономической однородности и совместимости почвенного покрова Владимирского ополья // Почвоведение. 2017. № 10. С. 1208–1215. <https://doi.org/10.7868/S0032180X17100112>
 39. Arkhangelskaya T.A. Diversity of thermal conditions within the paleocryogenic soil complexes of the East European Plain: The discussion of key factors and mathematical modeling // Geoderma. 2014. V. 213. P. 608–616. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2013.04.001>
 40. Dearing J. Environmental Magnetic Susceptibility Using the Bartington MS2 System (Second Edition). Chi Publishing, 1999. 43 p.
 41. Dearing J.A., Dann R.J.L., Hay K., Lees J.A., Loveland P.J., Maher B.A., O'Grady K. Frequency-dependent susceptibility measurements of environmental materials // Geophys. J. Int. 1996. 124. P. 228–240.
 42. Garankina E., Lobkov V., Shorkunov I., Sheremetskaya E. Fine-scale heterogeneity of Suzdal plateau: deposits, paleosols, and relict periglacial features // Valdai Periglacial Field Symposium Guidebook, 27–30 August 2023 [Electronic edition]. M., 2023. P. 121–149.
 43. Garankina E.V., Lobkov V.A., Shorkunov I.G., Belyaev V.R. Identifying relict periglacial features in watershed landscape and deposits of Borisoglebsk Upland, Central European Russia // JGS. 2022. V. 179. P. jgs2021–135. <https://doi.org/10.1144/jgs2021-135>
 44. Hounslow M.W., Maher B.A. Laboratory procedures for quantitative extraction and analysis of magnetic minerals from sediments // Environmental Magnetism: A Practical Guide. Quarternary Research Association Technical Guide. No. 6. London. 1999. P. 139–189.
 45. Jordanova D., Jordanova N., Petrov P. Pattern of cumulative soil erosion and redistribution pinpointed through magnetic signature of Chernozem soils // Catena. 2014. V. 120. P. 46–56. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2014.03.020>
 46. Jordanova N., Jordanova D., Henry B., Le Goff M., Dimov D., Tsacheva T. Magnetism of cigarette ashes // J. Magn. Magn. Mater. 2006. V. 301. P. 50–66. <https://doi.org/10.1016/j.jmmm.2005.06.008>
 47. Költringer C., Stevens T., Bradák B., Almqvist B., Kurbanov R., Snowball I., Yarovaya S. 2021. Enviromagnetic study of Late Quaternary environmental evolution in Lower Volga loess sequences, Russia // Quat. Res. 2021. 103. P. 49–73. <https://doi.org/10.1017/qua.2020.73>
 48. Le Borgne E. The influence of iron on the magnetic properties of the soil and on those schists and granite // Ann. De Geophys. 1960. V. 16. P. 159–195.
 49. Liu Q., Jin C., Hu P., Jiang Z., Ge K., Roberts A.P. Magnetostratigraphy of Chinese loess–paleosol sequences // Earth Sci. Rev. 2015. 150. P. 139–167. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2015.07.009>
 50. Maher B.A. Magnetic properties of modern soils and Quaternary loessic paleosols: paleoclimatic implications // Palaeogeog. Palaeoclimat. Palaeoecol. 1998. 137. P. 25–54.
 51. Maher B.A., Taylor R.M. Formation of ultrafine-grained magnetite in soils // Nature. 1988. 336. P. 368–370.
 52. Peters C., Thompson R., Harrison A., Church M. Low temperature magnetic characterisation of fire ash residues // Phys. Chem. Earth. 2002. 27. № 31. P. 1355–1361. [https://doi.org/10.1016/S1474-7065\(02\)00133-X](https://doi.org/10.1016/S1474-7065(02)00133-X)
 53. Till J.L., Moskowicz B., Poulton S.W. Magnetic properties of plant ashes and their influence on magnetic signatures of fire in soils // Front. Earth Sci. 2021. № 8. P. 592659. <https://doi.org/10.3389/feart.2020.592659>

Spatial Distribution of the Magnetic Properties in the Surface and Buried Soils of Suzdal Opolie

V. A. Lobkov^{a, b, *}, I. G. Shorkunov^{a, b}, E. V. Garankina^{a, b}, and V. A. Shevchenko^{b, c}

^aInstitute of Geography of the Russian Academy of Sciences, Moscow, 119017 Russia

^bLomonosov Moscow State University, Moscow, 119991 Russia

^cInstitute of Archaeology of the Russian Academy of Sciences, Moscow, 117292 Russia

**e-mail: vasilylobkov@igras.ru*

Magnetic properties of soils depend on the initial properties of soil-forming material and a number of post-sedimentary processes. Within the uplands in the center and south of the East European Plain, the heterogeneity of spatial distribution of magnetic properties correlates closely with the soil-cover heterogeneity caused by the paleocryogenic microtopography. Differences in magnetic susceptibility are sufficient to form a pronounced geophysical contrast recorded by ground magnetic survey; however, that method has rarely been applied in soil studies. The origin and age of magnetic fraction in thin soil-sedimentary strata of mantle loam remain disputable. This study aims to determine the patterns of the spatial distribution of magnetic properties in surface Late Pleistocene–Holocene pedolithocomplexes by the example of the Suzdal Plateau. A set of magnetic methods was used, including field and laboratory measurements of volume and mass magnetic susceptibility parameters, as well as a detailed magnetic survey. As a result, datasets that characterize magnetic heterogeneity at scales from individual lithogenic units and morphological elements of soil profiles to elementary soil areals constituting a soil combination of texturally differentiated agrozems, agrogray, and agrosoddy- podzolic soils were obtained and compared. It is revealed that the magnetic fraction of pedogenic and pyrogenic origin concentrated in the material of humus horizons in the Late Glacial and Holocene soils represents the main source of magnetic anomalies. The results of this study can be used for soil-cover pattern studies, reconstruction of the Late Pleistocene–Holocene environment, and interpretation of geophysical data.

Keywords: paleocryogenesis, second humus horizons, periglacial zone, texturally differentiated soils, magnetometry, Phaeozems

РЕГРАДАЦИОННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ХИМИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ПОСТАГРОГЕННЫХ ПОЧВ (ОБЗОР)

© 2025 г. И. Н. Семенков^{a, b, *}

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

^bЦентр по проблемам экологии и продуктивности лесов РАН,
ул. Профсоюзная, 84/32, стр. 14, Москва, 117997 Россия

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

Поступила в редакцию 07.05.2024 г.

После доработки 28.08.2024 г.

Принята к публикации 29.08.2024 г.

Обобщена информация об изменении свойств постагрогенных почв с фокусом на состав органического вещества в ходе восстановления естественной растительности. В пределах одной ландшафтной зоны от хроносерий распахиваемого горизонта на наиболее бедных субстратах к более богатым снижается контрастность изменения кислотности, содержания и запасов почвенного органического вещества, обогащенность гумуса N. Этот тренд проявляется и в ряду постагрогенных почв: песчаные и супесчаные тайги и подтайги — суглинистые тайги и подтайги — суглинистые лесостепи и степи. В старопашотном горизонте при естественном восстановлении растительности величина pH и содержание подвижного K снижается в (под)тайге и остается неизменной в (лесо)степи. Содержание подвижного P и обменных Ca и Mg слабоконтрастно уменьшается в песчаных почвах (под)тайги и является консервативным показателем в суглинистых почвах (под)тайги и (лесо)степи. В песчаных почвах лесных биомов умеренного пояса содержание почвенного органического вещества и общего N по-разному меняется в ходе постагрогенной сукцессии. В суглинистых почвах лесных и степных биомов их содержание повышается или существенным образом не меняется в ходе естественного восстановления растительности. Несиликатные соединения переходных металлов и подвижные соединения кальция, а также активный кислород, продуцируемый почвенными микроорганизмами, играют важную, но не до конца понятную роль в стабилизации и разрушении почвенного органического вещества. В контексте постагрогенных реградационных изменений почв пока выполнены лишь пилотные оценки трансформации состава почвенного органического вещества.

Ключевые слова: цикл углерода, хроноряд, пространственно-временная замена, экологические индикаторы, залежные почвы, гумус, микробиота, дождевые черви, грибы

DOI: 10.31857/S0032180X25010097, **EDN:** BXQOSP

ВВЕДЕНИЕ

Почвы как крупнейший наземный резервуар углерода — важнейший буфер по смягчению глобальных изменений климата [160]. Содержание почвенного органического вещества (ПОВ) и его фракций [195, 200, 232] характеризует здоровье и потенциал плодородия экосистемы [81, 136], отражает степень ее нарушенности и скорость восстановления [166, 248]. При этом само ПОВ чувствительно к изменению среды [137]. Его устойчивость оценивают по среднему времени пребывания углерода в почве, выделяя пулы по периоду оборота от десятков до тысяч лет [82, 157, 175].

В современном глобальном масштабе вклад смены землепользования в изменение запасов ПОВ больше, чем изменения климата и концентрации CO₂ в атмосфере [198] и может давать до 20% общих антропогенных выбросов CO₂ [183], т.е. является существенным фактором эмиссии парниковых газов [78]. Особенно значительно воздействие сельского хозяйства [154, 244]. Влияние сельского хозяйства на запасы ПОВ прослеживалось даже в 100-летних лесах Бельгии [228], возникших на месте заброшенных угодий. Комплексное исследование механизмов трансформации состава ПОВ заброшенных сельхозземель во взаимосвязи с

биоразнообразием является важной задачей [246, 249], особенно в Нечерноземной зоне Восточно-Европейской равнины, где сосредоточены основные мировые массивы залежных земель.

Цель обзора — обобщить информацию о факторах реградации и временных изменениях в химических свойствах старопашотного горизонта почв с фокусом на состав органического вещества при естественном восстановлении растительности.

ОСОБЕННОСТИ ПОСТАГРОГЕННЫХ ХРОНОРЯДОВ

Хроноряды почв, отражающие естественное постагрогенное восстановление экосистем на месте заброшенных пахотных угодий, где после внесения удобрений и мелиорантов изменился исходный состав органо-минеральных комплексов, можно рассматривать в качестве длительного эксперимента по коэволюции гумусовых и минеральных веществ пахотного горизонта, растительности и почвенной биоты (табл. S1). Важным вопросом изучения постагрогенных и любых других хроносери является поиск эталона сравнения (точки отсчета) и обоснование прямого сравнения с современными ненарушенными или условно коренными экосистемами [128] — так называемая пространственно-временная замена (space-for-time substitution) [201], — так как предполагается отсутствие значимых изменений условий почвообразования за рассматриваемый период. При этом в подобно-го рода реконструкциях пока еще не учитывается вклад исходной мозаичности свойств почв, наблюдаемой в старовозрастных лесах [78].

Массово на Европейской территории России длительность зарастания заброшенных сельхозугодий надежно реконструируется по картографическим материалам как минимум с конца XVIII в. (Планам генерального межевания) или спутниковым снимкам *Russia*, начиная с 1960-х гг. благодаря американской программе “CORONA”. На некоторые территории имеется и более ранняя аэрофотосъемка [7]. Исторические (до середины XX в.) объемы внесения органических и минеральных удобрений на конкретный участок можно лишь приблизительно оценить по скудным среднестатистическим данным и информации о поголовье домашнего скота [92].

Параметры лесовосстановления на заброшенных сельхозземлях за счет региональных и локальных природных и социально-экономических факторов несколько отличаются. На региональном уровне сильно влияние социально-экономических причин (прежде всего динамики численности сельского населения) при подчиненной роли природно-экологических условий [13, 55]. На Восточно-Европейской равнине вместе с малопродуктивными землями из пашни выводили земли

хорошего качества, экологический потенциал которых остался невостребованным по экономическим, демографическим причинам [13, 193] или ввиду расположения вдали от населенных пунктов, либо как изолированных наделов внутри лесов [70]. Различие в степени окультуренности заброшенных почв может существенным образом сказываться на последующих трендах изменения свойств старопашотного горизонта. В Нечерноземье европейской части России за 1990–2000 гг. больше всего сельхозземель (в среднем 46%, с максимумом до 62% в отдельных районах по данным со спутниковых снимков Landsat) заброшено в Смоленской области [70].

Лесовосстановление на бывших сельхозземлях, предполагает сначала накопление углерода за счет роста запасов фитомассы и формирования подстилки [75, 131], а затем и ПОВ [12, 25, 45, 61] преимущественно за счет увеличения содержания ОВ, прочно связанного с минеральной частью [19, 55, 75, 143, 231]. Скорость закрепления углерода постагрогенными экосистемами зависит от возраста залежи, природной зоны, типа использования, подстилающих пород и других факторов [37, 50, 59, 73, 79, 89, 165]. Однако есть сообщения о незначительных изменениях или даже о снижении запасов ПОВ при естественном лесовосстановлении [51, 74, 151, 179, 196, 208, 224]. Такие результаты характерны для почв под хвойной растительностью [153], где количество медленно разлагаемого опада увеличивается по сравнению с быстро разлагающимися травами и органическими удобрениями на полях [203]. Несмотря на увеличение содержания ОВ в верхних слоях лесных почв, общие запасы углерода в них могут сокращаться. В почвах Приморского края при общей тенденции к увеличению запасов углерода по окончании сельскохозяйственного использования только за первый год в слое 0–50 см содержание углерода снизилось из-за прекращения внесения навоза [122]. Отдельно стоит подчеркнуть, что растительность, а не почвы является основным депозитарием углерода в постагрогенных экосистемах [76].

ФАКТОРЫ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ СВОЙСТВ ПОСТАГРОГЕННЫХ ПОЧВ

Почвенные исследования агрогенных сукцессий зачастую фокусируются на запасах и балансе углерода. Имеется существенно меньше работ, посвященных временной изменчивости факторов и характеристикам экосистем, определяющих наблюдаемые изменения, особенно детальному анализу межкомпонентных связей в системе растения—подстилка—почва—почвенная биота [54], а также трансформационных изменений состава ПОВ ранее распаханного слоя. Поэтому понимание взаимодействия биотического и абиотического

компонентов в агрогенных хронорядх все еще неполное. Комплексных работ по оценке постагрогенной динамики лесных экосистем хвойно-широколиственной зоны в разных эдафических условиях все еще мало [8, 9, 106, 125, 163, 177], что не позволяет в полной мере охарактеризовать экосистемные изменения, наблюдаемые при естественном лесовосстановлении. По другим ландшафтам России и мира аналогичных по комплексности работ еще меньше. В 20-летнем хроноряду Внутренней Монголии (Китай) с пустынными и степными почвами запасы и содержание ПОВ, надземная и подземная фитомасса, α -разнообразие высших растений увеличились, а плотность сложения и содержание $N_{\text{общ}}$ уменьшились. Разнообразие почвенных бактерий возросло в аридных почвах, оставшись неизменным в степных [249].

Растительность. Состав, содержание, устойчивость и вертикальное распределение ПОВ напрямую зависит от растительного сообщества и опада [11, 115, 161, 191]. Например, лесная подстилка под елью европейской связывает углерод значительно быстрее по сравнению с дубовыми насаждениями [236]. В луговых и лесных экосистемах разительно отличаются механизмы формирования и трансформации ПОВ [190, 225], состав, структура и свойства которого, как сложной и неоднородной смеси компонентов растительного и микробного происхождения, зависят от наземной и почвенной биоты, климата и человека [194].

В естественных, дикорастущих или нативных условиях деревья выше, толще, имеют большую биомассу, продуктивность и устойчивость к воздействию негативных факторов среды по сравнению с растениями в агроландшафте [197]. Возраст древостоя бореальных лесов играет важнейшую роль в общем запасе ПОВ и характеристиках лесной подстилки [178, 222]. Относительно агропочв в лесных хуже агрохимические свойства и ниже содержание элементов питания. От почв молодого леса к средневозрастному соотношение C/N увеличивается, что отражает увеличение поступления ОВ и уменьшение скорости его минерализации [27]. Подстилки под дубовыми и еловыми лесами начинают накапливать углерод только в лесах старше 8 лет [235]. Концентрация углерода в верхних 5 см почвы прямо пропорциональна возрасту насаждения [229]. Состав лесной подстилки и большое количество корней в поверхностных горизонтах приводят к изменению свойств почвы, особенно pH, содержания углерода и биохимической активности [44, 117].

В ходе постагрогенной сукцессии меняется качественный и количественный состав растительного опада [7, 39, 86]: при смене луговой растительности лесной преимущественно подземный опад тонких корней замещается более грубым надземным с меньшей зольностью и содержанием Са и

Mg [10]. Кроме того, в Нечерноземье этот процесс сопровождается увеличением доли опада древесных видов, относимых к гумидокатным (по [31]) растениям, более склонным к извлечению из почвы катионогенных элементов, и снижается доля ариданитных, специализирующихся на поглощении элементов, мигрирующих в анионной форме, так как среди травянистых растений (особенно сорных и рудеральных на начальных стадиях сукцессии) весом вклад представителей Амарантовых (в том числе из подсемейства Маревых) и полыней. От типа растительной ассоциации зависит состав поступающего в почву лигнина и, соответственно, ароматической компоненты ПОВ: в хвойных лесах доминируют ванилиновые фенолы, в почвах лиственных лесов близка доля ванилинов и сирингидов, в степях преобладают феруловые фенолы, а в луговых сообществах – циннамиловые структуры. Структура гуминовых кислот напрямую зависит от филогенетического происхождения лигнина [39].

В постагрогенных почвах Центральной Польши под березняками самые высокие концентрации щелочных и щелочноземельных металлов (Na, K, Ca и Mg) наблюдались в молодых насаждениях. С увеличением возраста березняков содержание Cu, Zn, Fe, Pb, Ni и Cr увеличивалось, вероятно, за счет накопления этих катионогенных элементов в надземной и подземной биомассе [148]. Анализ филогенетического и функционального разнообразия растительности в контексте накопления целевых групп веществ успешно применяется для поиска растений-гипераккумуляторов тяжелых металлов и металлоидов (ТММ) [206], а также выявления более и менее успешных клад при изменении условий среды в ходе первичных [171] и вторичных [215] сукцессий. Однако в контексте связей состава растительности и меняющегося ПОВ такие работы крайне немногочисленны [39].

Почвенная биота прямо и опосредованно влияет на множество процессов, в том числе разложение ОВ и циркуляцию питательных элементов. Почвенные беспозвоночные преобразуют растительные остатки в тесной взаимосвязи с микроорганизмами. Именно через зоомикробные взаимодействия растительный опад превращается в ПОВ [17, 97, 252].

Крупные почвенные сапрофаги, в том числе дождевые черви, выделяемые среди других почвенных беспозвоночных как группа “экосистемных инженеров” за счет высокой преобразующей среды деятельности [182], измельчают, перемешивают, перемещают и затем переваривают растительный опад совместно с микроорганизмами. От разнообразия групп почвенной макрофауны зависит функциональное состояние микробного сообщества [152, 241]. Физиологическая активность микроорганизмов значительно усиливается после прохождения через кишечный тракт дождевых

червей — группы сапрофагов, доминирующей по биомассе в залежных почвах [17, 92].

Почвенная макрофауна. В ходе постагрогенной сукцессии кардинально меняется набор групп почвенной макрофауны в связи с постоянным укрупнением растительного опада и прекращением вспашки. На начальных этапах в залежных землях среди дождевых червей доминируют эндогеи виды [20, 202]. Формирование устойчивого горизонта подстилки за счет опада древесной, кустарниковой и травянистой растительности благоприятствует эпигейной (подстилочной) и эпи-эндогеиной (почвенно-подстилочной) группам сапрофагов [21, 92], прекращение турбации почвы при распашке — восстановлению норных червей, обитающих в многолетних ходах [21] и значимо влияющих в том числе на микробиом почвы [88]. В постагрогенных хронорядях восстановления сосняков, ельников и хвойно-широколиственных лесов Смоленского Поозерья контрастность изменений состава почвенной макрофауны уменьшалась от песчаных к супесчаным альфегумусовым почвам (Arenosols и Podzols) и суглинистым дерново-подзолистым (Retisols) за счет различий в контрастности смены условий среды в почвах с меньшей и большей буферной способностью соответственно [92, 106] (<https://rscf.ru/project/21-74-20171/>). Это вписывается в концепцию [55] о существовании на Восточно-Европейской равнине всего двух хроносерию постагрогенных лесных ландшафтов — еловой на легких породах и дубовой на более тяжелых.

Дождевые черви выступают в качестве предиктора содержания С и N за счет гумификации и биотурбации [54], так как потребляют ОВ с широким соотношением С/N, преобразуя его в ОВ с узким С/N [180], внося вклад в почвенное дыхание, усиливая гумификацию и снижая минерализацию [185], что создает “углеродные ловушки” [253]. Органическое вещество микроагрегатов, оформленных в водоустойчивые копрогенные макроагрегаты, защищено от минерализации микробиотой и может составлять до 22% общего пула углерода [120]. Исключение дождевых червей снижает накопление ПОВ в верхнем 0–40 см слое почвы до 75%, что связано с уменьшением доли копрогенных агрегатов [121].

Почвенная микробиота, выполняющая системобразующие функции в преобразовании ОВ и стимулирующая рост и защитную роль растений [112, 113, 132, 214, 233], — очень чувствительный индикатор состояния экосистемы [230]. Традиционно основным источником ПОВ считают опад растительности и ее корневые выделения [184]. Однако недавние исследования указывают на заметный вклад микроорганизмов, использующих растительный опад для синтеза собственной биомассы, которая после их отмирания накапливается [123, 242],

давая от 10% ОВ в криогенных почвах до 70% в почвах умеренных широт [124, 134, 188] и даже более в супрагляциальных системах [60] с высокой вариабельностью вклада прокариотической и грибной компоненты [65, 66]. Доля микробного ОВ зависит от скорости минерализации растительных остатков, степени увлажнения, минерального состава почвы и содержания (гидр)оксидов металлов [205, 243, 240, 255]. Высокое содержание углерода, ограничение количества питательных веществ и значительная доля медленно разлагаемых целлюлозы и лигнина — важные факторы накопления мортмассы при ингибировании микробной активности [245].

Количество микробного углерода отражает трансформацию и деградацию почв [218] и весьма чувствительно к смене растительности [119]. Однако состав почвенного микробиома и его метаболические возможности ранее не рассматривали в контексте синтеза и разрушения конкретных групп ОВ старопашотного горизонта. Почвенно-метаболомный анализ чаще используют для выявления семейств-маркеров и более крупных таксонов бактерий и архей, индицирующих внесение удобрений, известкование, иных особенностей залежных земель [63, 109, 140, 149, 162, 221, 238], интегральной характеристики постагрогенной трансформации микробиома [110, 254].

В лесных экосистемах состав почвенного микробиоценоза зависит от породного состава древостоя и содержания физической глины [211]. Даже при традиционной и органической системах земледелия относительно близлежащих условно коренных лесов уменьшается численность почвенных архей. При выращивании зерновых увеличивается количество *Proteobacteria* (преимущественно представители *Pseudomonas*), в то время как *Acidobacteria* обнаруживают исключительно в лесных почвах [199]. Фиксация N₂ почвенными микроорганизмами снижается при систематическом механическом воздействии, а фотосинтез и фиксация углерода увеличиваются при увлажнении [228].

На поздних стадиях лесовосстановления кислые органические горизонты почв хвойных лесов благоприятствуют активности и обилию почвенных грибов, участвующих в минерализации опада [133]. Открытие широкой распространенности микробного продуцирования супероксида (O₂* — слабый окислитель) в почвах [139] изменило представление о метаболических возможностях микробиоты. Грибы [130, 247] и бактерии (особенно представители *Symbiobacterium*, *Geobacter*, *Azospirillum*) способны продуцировать супероксид и другие радикалы, которые после взаимодействия с минералами Fe производят высокоактивные окисляющие гидроксильные радикалы, запускающие *in situ* фентоноподобные реакции [142, 247] и образование неселективных, сильно окисляющих гидроксильных радикалов, меняющих круговорот почвенного

углерода [169, 247, 141]. Добавление растительных остатков может дополнительно усилить небиологический катализ и стимулировать эмиссию парниковых газов [142]. Следовательно, трансформация микробиома почвы и продуцируемый им активный О может быть важным фактором, влияющим на цикл углерода [155, 237]. Однако пока отсутствуют детальные исследования связи между (минеральным и биологическим) катализом и круговоротом углерода в почве.

Свойства почв. В умеренном поясе увлажнение является важным фактором, регулирующим накопление ПОВ [77, 117] через влияние на состав древостоя и формирующихся растительных остатков: микробные сообщества листовного опада активнее относительно хвойного [156, 234]. Замедление деструкции в заболоченных позициях повышает содержание стабильных трудноокисляемых форм и всего ОВ [146]. На примере республики Карелии показано, что неучет повышенного накопления ПОВ в органогенных горизонтах полугидроморфных почв занижает запасы углерода на 10–40% [102]. Гумификация лесной подстилки – важнейшее звено в круговороте углерода в лесных и заболоченных экосистемах [127, 186]. Она тесно связана не только с составом опада, но и микробиологической активностью почвы, гранулометрическим составом, кислотностью, катионообменной способностью, содержанием ОВ и элементов питания [174].

По завершении антропогенных вмешательств химический состав постагрогенных почв меняется в тесной связи с сукцессионными изменениями консорциума почвенной биоты и наземной растительности. Так, после прекращения чрезмерного внесения извести и ухудшения дренажа кислородные условия с нейтральной или карбонатной средой могут смениться на кислые глеевые, т.е. поменяется класс геохимического ландшафта с Ca^{2+} на Ca^{2+} - H^+ -класс или H^+ - Fe^{2+} -класс. Такая трансформация условий среды, несомненно, сказывается и на устойчивости ПОВ, так как меняется не только кислотность, но и состав катионов почвенно-поглощающего комплекса. Высокая кислотность вместе с низким содержанием N в детритной (грубой) фракции гумуса [223], накапливающейся в основном в верхней части старопахотного горизонта [23, 24], воздействует на деятельность микроорганизмов, усиливая минерализацию ОВ, несмотря на его большее поступление с опадом [111, 167].

На основе анализа почв с различным соотношением микроэлементов показана высокая роль Ca, Mg и Mn в регуляции структуры и функционировании почвенного микробиоценоза [220]. Ризосферные микроорганизмы могут существенно повысить биодоступность элементов. Почвенные минералы и многовалентные оксиды металлов защищают ПОВ от микробного разложения посредством

адсорбции, соосаждения и связывания [168, 213, 250]. В гумидных ландшафтах содержание ПОВ, связанного с минералами Fe, может достигать 70%, не превышая 6% в аридных почвах [173]. Углерод лигнина может преимущественно связываться с Fe [139, 158]. Следовательно (гидр)оксиды этого металла, типоморфного для гумидных ландшафтов Нечерноземья, играют важную роль в ограничении разложения растительного опада или лигнина в почве [39]. Помимо защиты посредством образования комплексов [94], (гидр)оксиды Fe во влажных тропических и субтропических лесных почвах могут катализировать начало фентоноподобных реакций разложения ПОВ [126, 142, 155]. В отличие от поливалентных Fe и Mn, Ca физически и химически защищает ПОВ [209, 217, 239]. Однако повышенная активность Ca способна стимулировать рост грибов, разлагающих лигнин, т.е. снижать запасы ПОВ [189].

Так как растения поглощают элементы только из почвенных растворов [116, 212], то в условиях промывного водного режима возвращение элементов на поверхность почв с опадом возможно лишь при существенном количестве биодоступных соединений [114, 227], поэтому в контексте ненарушенных экосистем современные исследования поведения ТММ все чаще фокусируются на подвижных соединениях ТММ [147, 216]. Однако радиальную и латеральную дифференциацию ТММ в почвах интерпретируют на основе условий миграции и базовых химических характеристик: кислотности, содержания обменных оснований, гумуса и разнообразных гранулометрических фракций, минеральных фаз-носителей, а сами ТММ редко рассматривают в качестве предикторов протекающих в почве процессов трансформации ОВ.

ПОСТАГРОГЕННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ В СВОЙСТВАХ ПОЧВ

В современной классификации почв России [68, 105] дано определение реградированного и постагрогенного признака, но неясно, как рассматривать постагрогенную почвенную толщу с новообразованной системой горизонтов [101]. При этом стоит отметить, что актуальные российские подходы в сравнении с другими международными и национальными классификациями в наиболее полной мере позволяют принять во внимание наблюдаемые реградационные изменения в постагрогенных почвах [92].

Поскольку 2/3 залежных земель России расположено в лесной зоне [55, 64], основные исследования постагрогенных изменений свойств почв связаны с нечерноземными регионами (табл. 1, S1). В южной тайге изучено много постагрогенных экосистем методом хронорядов. В средней тайге количество подобных работ меньше за

Таблица 1. Показатели, контролируемые в хронорядках постагрогенных экосистем Евразии

Почвы	Регион	Повторность на стадии	Длина хроноряда, лет	Показатели	Источник
Глееземы (Cambisol)	Воркутинский район, Республика Коми	1	14	Раст, рН _в , рН _{КС} , рН _г , Ме, С _{общ} , N _{общ} , Р _{ав} , Кав, численность бактерий и спор грибов, длина грибного мицелия, эколого-трофические группы микроорганизмов, МА	[40, 41]
Подзолистые (Albic Retisols/Luvisols)	Республика Коми	1	85	рН _в , рН _{КС} , рН _г , Ме, С _{общ} , С _{вв} , N _{общ} , N _{вв} , С _{хр} , С _{dens}	[28, 145]
Двуученные	Гатчинский район, Ленинградская область	1	?	рН _в , С _{орг} , С _{ГК} , С _{ФК}	[31]
		1–6	85	рН _{КС} , С _{орг} , Р _{ав}	[26, 135]
Дерново-подзолистые (Albic Retisols/Luvisols)	Центрально-Лесной заповедник, Тверская область	1	170	Микроморфология (структура, органогенные и Fe образования, копролиты, пористость), цвет	[83]
	Боровский район, Калужская область	1–3	120	рН _в , рН _{КС} , С _{орг} , N _{общ} , С _{dens}	[5, 85]
		15–25	50	рН _в , С _{орг} , Ме, Fe _{ав} , Р _{ав} , Кав, влажность	[7]
	Малинское лесничество, Московская область	2	200	Ме, С _{орг} , рН _в	[107]
	Зеленоградский опорный пункт, Московская область	3–9	250–300	С _{орг} , ГС, спектральная отражательная способность горизонтов, рН _{КС} , рН _г , плотность	[84]
Новгородская область	Нагорский район, Кировская область	1–2	180	Раст, ГС, С _{орг} , рН _в , рН _{КС} , рН _г , Ме, ЕКО, Fe _{ох} , Fe _d , Alo _x , N _{общ} , Р _{общ} , Кав	[55]
	Валдайский район, Новгородская область	1	200	Раст, ГС, С _{орг} , рН _в , рН _{КС} , рН _г , Ме, ЕКО, Fe _{ох} , Fe _d , Alo _x , N _{общ} , Р _{общ} , Кав, карбонаты	[55, 164]
	Парфеньевский район, Костромская область	1	100	С _{орг} -вв, С _{dens}	[33]
	Смоленское Поозерье, Смоленская область	3–5	400	Раст, окраска, структура, граница и признаки оподзоливания в горизонте А, состав почвенной макрофауны, С _{орг} , мощность горизонтов О и А, С _{общ} , N _{общ} , Р _{ав} , Кав, Ме, плотность	(a)
Республика Удмуртия		3	40	Раст, продуктивность травянистой растительности, рН _{КС} , рН _г , ЕКО, С _{орг} , Ме, АС	[48]

Почвы	Регион	Повторность на стадию	Длина хроноряда, лет	Показатели	Источник
Дерново-подзолистые и подзолы (Arenosols, Podzols, Retisols)	Мантуровский район, Костромская область	1	100	$C_{орг}$, $N_{общ}$, pH_{KCl}	[8, 9, 91]
	Смоленское Поозерье, Смоленская область	4–18	66	pH_v , $ЕС_{вв}$, ОВП	[32]
Дерново-подзолистые (Al-bic Retisols/Luvisols) и дерново-подбуры (Arenosols, Podzols)	Тункинская котловина, Республика Бурятия	1	150	АС, pH_v , $C_{орг}$, $N_{общ}$, $C_{ГК}$, $C_{ФК}$	[103]
	Каргаполье, Архангельская область	1	140	$C_{орг}$, pH_v , pH_{KCl} , pH_g , Me , EKO , $N_{общ}$, $P_{общ}$, $K_{ав}$	[55]
Подзолы (Arenosols, Podzols)	Валдайский район, Новгородская область	1	170		
	Мантуровский район, Костромская область	1	100	$C_{орг}$, $N_{общ}$, $N_{орг}$	[47, 89, 90, 91]
Brunic Arenosols	Смоленское Поозерье, Смоленская область	3	100	$C_{общ}$, $N_{общ}$, $P_{ав}$, $K_{ав}$, Me , плотность	[92, 106, (a)]
	Центральная Польша	?	40	Пулы углерода, фракционный, элементный и качественный состав ОВ	[161]
Дерново-подзолистые, подзолы и глееземы	Латвия	1	20	Раст, pH_v , $C_{орг}$, $N_{общ}$, $P_{общ}$, Me , $ГС$	[210]
	Палкинский район, Псковская область	1–2	130	Раст, $ГС$, $C_{орг}$, pH_v , pH_{KCl} , pH_g , Me , EKO , $Feox$, Fed , $Alox$, $K_{ав}$, $C_{ГК}$, $C_{ФК}$, карбонаты	[55]
Серые лесные (Luvisols, Retisols)	Серпуховский район, Московская область; Борисовский район, Белгородская область	1	65 и 40	Раст, $C_{орг}$, $N_{орг}$ обогащенность гумуса N , pH_{KCl}	[8, 9, 89, 91]
	Ясногорский район, Тульская область	1	9	$C_{орг}$, pH_v , pH_{KCl} , pH_g , Me , $P_{ав}$, $K_{ав}$, плотность, влажность, АС, объем и масса корней, почвенное дыхание	[46]
	Орловская область	1–2	100	Раст, $ГС$, $C_{орг}$, pH_v , pH_{KCl} , Me , EKO , $Feox$, Fed , $Alox$, $K_{ав}$, $C_{ГК}$, $C_{ФК}$, плотность	[55]
	Заказник «Лес на Ворскле», Белгородская область	1	45	$C_{орг}$, $C_{общ}$, $N_{общ}$, C_{dens}	[67]

Продолжение табл. 1

Почвы	Регион	Повторность на стадии	Длина хроноряда, лет	Показатели	Источник
	Север лесостепи Западной Сибири	?	40	ГС, $C_{\text{общ}}$, $C_{\text{ГК}}$, $C_{\text{ФК}}$, $N_{\text{общ}}$, $P_{\text{ав}}$, $K_{\text{ав}}$, NO_3^-	[35]
	Емельяновский, Козульский и Большемуртинский районы; Красноярский край	1	10	$C_{\text{орг}}$, $N_{\text{общ}}$, рНв, рНГ, рН _{KCl} , Ме, NH_4^+ , NO_3^- , $P_{\text{ав}}$, $K_{\text{ав}}$	[93]
	Заларинский район, Иркутская область	3	110	Раст, $C_{\text{ГК}}$, $C_{\text{ФК}}$, $C_{\text{орг}}$, $N_{\text{общ}}$, рНв, рН _{KCl} , плотность	[34]
Подбелы (Gleyic Cambisols)	Уссурийский городской округ, Приморский край	1–3	60	АС, $C_{\text{орг}}$, $C_{\text{ГК}}$, $C_{\text{ФК}}$, ФА	[71, 122]
Черноземы промывные (Calcisols/Chernozems)	Тугуйская котловина, Республика Бурятия	1	20	$C_{\text{орг}}$, рН, ЕКО, Ме, ГС	[104]
Черноземы оподзоленные (Calcisols/Chernozems/Phaeozems)	Искитимский район, Новосибирская область	1–3	30	$C_{\text{орг}}$, $N_{\text{общ}}$, $K_{\text{ав}}$, $P_{\text{ав}}$, ФА, NO_3^-	[108]
Черноземы выщелоченные (Calcisols/Chernozems/Phaeozems)	Искитимский район, Новосибирская область	1	10	Раст, надземная фитомасса, $C_{\text{орг}}$, $C_{\text{общ}}$, $C_{\text{орг}}$, $C_{\text{вв}}$, ГС, АС	[176]
Черноземы выщелоченные, типичные и обыкновенные (Calcisols/Chernozems/Phaeozems)	Ровенский, Белгородская область	1–5	77	$C_{\text{орг}}$, $C_{\text{орг}}$ лабильный, рНв, рН _{KCl} , $K_{\text{ав}}$, $P_{\text{ав}}$, $N_{\text{ав}}$, $N_{\text{общ}}$, ЕКО	[56]
	Ракитянский район, Белгородская область	1–5	75	$C_{\text{орг}}$, $C_{\text{орг}}$ лабильный, рНв, рН _{KCl} , $K_{\text{ав}}$, $P_{\text{ав}}$, $N_{\text{ав}}$, $N_{\text{общ}}$, ЕКО	[56]
Черноземы типичные (Calcisols/Chernozems/Phaeozems)	Медвенский район, Курская область	1–3	58	Раст, ГС, $C_{\text{орг}}$, рНв, рН _{KCl} , Ме, ЕКО, Feох, Fed, Alox, $P_{\text{общ}}$, $P_{\text{ав}}$, $K_{\text{ав}}$, $K_{\text{общ}}$, $C_{\text{ГК}}$, $C_{\text{ФК}}$, карбонаты, плотность	[55]
	Курская биосферная станция ИГ РАН, Курская область	1	50	Мезо- и микроморфология, $C_{\text{орг}}$, рНв, ГС, карбонаты	[15]
	Заповедник «Стрелецкая степь», Курская область	1	60	$C_{\text{орг}}$, $C_{\text{общ}}$, $N_{\text{общ}}$, C_{dens}	[67]
Черноземы обыкновенные (Calcisols/Chernozems/Phaeozems)	Агробиостанция ЮФУ, Ростовская область	1	81	Раст, $C_{\text{орг}}$, $N_{\text{орг}}$, $C_{\text{микробный}}$, почвенное дыхание	[8, 9, 53]
	Степь Приазовская, Ростовская область	(4–6)?	83	Раст, твердость, рНв, ФА, $C_{\text{орг}}$, влажность, плотность	[1, 62]

Окончание табл. 1

Почвы	Регион	Повторность на стадию	Длина хроноряда, лет	Показатели	Источник
Черноземы обыкновенные и южные (Calcisols/Chetnozems/ Phaeozems)	Укрепление Подкумское-3, Малокарачаевский район, Карачаево-Черкесская Ре- спублика	?	$n \times 10^2 - 10^3$	pH, ФА, $C_{орг}$, NH_4^+ , NO_3^- , P _{ав} , P	[129]
Черноземы южные (Cal- cisol/Chetnozems/Phae- ozems)	Беляевский район, Орен- бургская область	?	16	АС, плотность, пористость, влагоемкость, $C_{орг}$ нитраты, P _{ав} , K _{ав} , Nav, ЕКО	[49]
н.д.	Токай – Хедьялья (Токай Wine Region), Венгрия	2	200	pH, $C_{орг}$, $C_{общ}$, $N_{общ}$, P _{общ} , карбонаты	[226]
Каштановые промытые (Kastanozems)	Тугуйская котловина, Ре- спублика Бурятия	1	20	$C_{орг}$ pH, ЕКО, Me, ГС	[104]
Светло-каштановые, орошаемые в прошлом (Kastanozems)	Черноярский район, Астра- ханская область	1	10	Раст, ГС, $C_{орг}$, pH, Me, ЕКО, карбонаты, лег- корастворимые соли	[55]
Светло-каштановые (Kastanozems)			30	Раст, ГС, $C_{орг}$, pH, pH _{KCl} , Me, ЕКО, $N_{общ}$, P _{общ} , K _{ав} , карбонаты, легкорастворимые соли, влажность	
Солонцы (Solonetz)			40	$C_{орг}$ pH, $N_{общ}$, NH_4^+ , NO_3^- ,	[187]
Calcisols	Центр Лёссового плато, Ки- тай	1 2	150	Микробиом (бактерии, грибы), pH, влаж- ность, плотность, ГС, $C_{орг}$, $N_{общ}$, P _{общ} , NH_4^+ , NO_3^-	[207]
Степные и пустынные	Внутренняя Монголия, Ки- тай	н.д.	н.д.	Раст, надземная и подземная биомасса, водозпасы, $C_{орг}$, $N_{общ}$, плотность сложения	[249]
Бурые аридные песчаные (Gypsisols)	Енотаевский район, Астра- ханская область	1	50	Раст, ГС, $C_{орг}$, pH, pH _{KCl} , Me, ЕКО, $N_{общ}$, P _{общ} , P _{ав} , K _{ав} , карбонаты, легкорастворимые соли, влажность	[55]
Желто-бурые	Провинция Дзянсу, Китай	3	65	Particulate $C_{орг}$ легкая фракция $C_{орг}$ ТОС, $C_{орг}$ вв, P _{ав} , K _{ав} , NH_4^+	[137]

Примечание. Без работ по чисто углеродной тематике. Показатели: АС – агрегатный состав, вв – водорастворимые соединения, ГК – гумусовые кислоты, ГС – гранулометрический состав, ЕКО – емкость катионного обмена, МА – микробиологическая активность почв, $N_{общ}$ – общее содержание, ОВП – окислительно-восстановительный потенциал, ППК – почвенно-поглощающий комплекс, Раст – видовой состав растительности, ФА – ферментативная активность, ФК – фульвокислоты, ав – доступные соединения, Sdens – денситметрические фракции ОВ, $C_{орг}$ – органическое вещество, Схр – хроматографические фракции ОВ, d – дитионитрастворимые соединения в вытяжке Мера-Джексона, ЕС – электропроводность, Me – обменные основания (Ca^{2+} , Mg^{2+} , в отдельных публикациях – Al^{3+} и Na^+), ox – оксалорастворимые соединения в вытяжке Тамма, pH – гидрлитическая кислотность, pH_{KCl} – обменная кислотность. Н.д. – нет данных. ИГ РАН – Институт географии РАН. ЮФУ – Южный федеральный университет. (a) – <https://rscf.ru/project/21-74-2017/>.

счет преимущественного исследования почв полерубочных экосистем [13, 29, 52, 143, 144]. В результате в контексте постагрогенной реградациии наиболее изучены (дерново-)подзолистые почвы европейской части России при единичных работах в азиатской части страны. Несколько меньше исследованы постагрогенные черноземы. Зато по ним шире географический охват. Существенно меньше подобного рода работ по почвам в зоне распространения широколиственных лесов [8, 9, 22, 34, 35, 46, 55, 67, 91]. Единичны исследования постагрогенных почв в тундре [40, 41, 72, 109], которые по понятным причинам реже вовлекались в сельскохозяйственный оборот. Отсутствуют данные по заброшенным почвам вулканических регионов Камчатки и Курильских островов. Очень слабо исследованы постагрогенные хроносери гидроморфных [57, 58, 192] и полугидроморфных почв [55, 40, 71, 122], что не позволяет в должной мере оценить вклад степени увлажнения в скорость реградационных изменений почв. При этом в абсолютном большинстве работ отсутствует истинная биологическая или географическая повторность (по [43, 80, 87, 159]) для одной и той же стадии, т.е. опробование компонентов экосистем на разных площадках, разнесенных между собой на расстояние как минимум в сотни метров и находящихся в разных геоботанических выделах. Кроме того, в фокусе один или, в лучшем случае, два компонента экосистемы. Чаще всего объектом исследований является почва и растительность, а почвенному микробиому (археям, бактериям и грибам), микро-, мезо- и макрофауне не уделяют достаточно внимания. Отдельно стоит отметить исследование 11 хроносери на 9 ключевых участках (постагрогенные экосистемы возрастом до 200 лет от средней тайги до полупустынь на Восточно-Европейской равнине) [55], позволившее обозначить в лесных ландшафтах два типа сукцессии: еловую, разделяемую на два подтипа в соответствии с гранулометрическим составом пород, и дубовую. В целом временной интервал, охватываемый хронорядами, снижается в несколько раз от почв гумидных ландшафтов к аридным.

Помимо содержания и запасов ПОВ, в постагрогенных хронорядах почв подробно изучено изменение агрохимических показателей: кислотности, содержания обменных оснований, элементов питания (N, P, K) и форм Fe. Считается, что в пределах одной ландшафтной зоны от хроносери с наиболее бедным субстратом к более богатым снижается степень изменения кислотности, содержания и запасов ПОВ, его обогащенность N [55, 91], а наиболее контрастные изменения проявляются в самой верхней части некогда распаиваемого горизонта. В ряду постагрогенных песчаных и супесчаных почв тайги и подтайги — суглинистых почв тайги и подтайги — суглинистых почв

лесостепи и степи этот тренд четко прослеживается (табл. 2). В хронорядах песчаных почв тайги и подтайги России значения pH снижаются при естественном лесовосстановлении. В суглинистых почвах указанного региона данная закономерность прослеживается слабее, а в лесостепных и степных почвах величина pH оказывается достаточно консервативным показателем. Распределение содержания ПОВ и N схоже в постагрогенных хронорядах: в песчаных почвах тайги и подтайги в равной мере отмечают как уменьшение, так и увеличение содержания обоих элементов. В суглинистых почвах этого региона, а также в темногумусовом горизонте почв лесостепи и степи чаще отмечают повышение содержания или отсутствие значимых изменений в ходе постагрогенной реградациии. Вероятно, за счет прекращения внесения минеральных удобрений и активного выноса в условиях промывного водного режима содержание подвижного K, как правило, снижается в песчаных и суглинистых почвах тайги и подтайги. По почвам с темногумусовым горизонтом данных пока недостаточно. Снижение содержания подвижного P и обменных оснований выражено слабее даже в песчаных почвах. В суглинистых почвах чаще обнаруживается отсутствие изменений.

ВРЕМЕННАЯ ДИНАМИКА СОСТАВА ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА В ХОДЕ ПОСТАГРОГЕННОЙ РЕГРАДАЦИИ СТАРОПАХОТНОГО ГОРИЗОНТА

Прогресс в методах анализа ОВ дает больше возможностей и для исследования ПОВ [39, 98], что позволило углубить представление о трансформации состава ПОВ при смене вариантов землепользования. В контексте постагрогенных реградационных изменений почв пока выполнены лишь пилотные оценки трансформации состава ОВ.

Агрогумусовый горизонт почв Нечерноземья. В ряду постагрогенных почв Коми (до 85 лет в залежном состоянии) ход распределения экстрагируемого ОВ совпадал с трендом, характерным для общего углерода ($C_{\text{общ}}$): содержание гидрофильных соединений ПОВ выше в почвах старовозрастных лесов финальных стадий восстановления. В почвах свежих залежей минимально содержание C и N в тяжелой денситметрической фракции с плотностью $>1.6 \text{ г/см}^3$ и в легкой фракции окклюдируемого ОВ [28, 145]. В молекулярной структуре гуминовых кислот пахотного горизонта разновозрастных (до 90 лет) залежей Новгородской области уменьшалась ароматичность и увеличивалась алифатичность [38].

В агродерново-подзолистой реградируемой почве Московской области (22 года в залежном состоянии) достоверно увеличились содержание и запасы $C_{\text{общ}}$ по сравнению с пахотным аналогом

Таблица 2. Тренды изменений свойств верхней части старопашотного горизонта в хронорядах длительностью от 40 лет

Горизонт	Регион	pH	C _{орг}	N _{общ}	P _{ав}	K _{ав}	Me	Длина хроноряда, лет	Источник
Yп	Архангельская область	↘	↘	↘	↘	↑	↑	140	[55]
	Костромская область	↘	↗	↗				100	[8, 9, 91]
	Костромская область	↘	↗	↗	↑	↑		100	[47, 89, 90, 91]
	Новгородская область	↘	↗	↑	↘	?	↘	170	[55, 164]
	Республика Коми	↑	↑	↗			↑	85	[28, 30, 145]
	Смоленская область	↘	↘	↘	↘	↘	↘	100	[92, 106, (a)]
	Смоленская область	↗	↘	↘	↘	↘		100	(a)
	Смоленская область	↘						66	[32]
Yс	Белгородская область	↘	↑	↑				40	[91]
	Калужская область	↘?	↑		↑	↑	↘?	50	[7]
	Кировская область	↘	↑	↑	↘	↘	↘	65	[55]
	Московская область	↑	↗				↑	200	[107]
	Московская область	?	↗					250–300	[84]
	Московская область	↑	↗	↗				65	[8, 9, 89, 91]
	Провинция Дзянсу, Китай	↑		↗	↗	↗		65	[137]
	Псковская область	↑	↑		↘	↘	↑	130	[55]
	Республика Бурятия	↑	↑	↑				150	[103]
	Смоленская область	↘	↗	↑	↘	↑	↑	400	(a)
	Смоленская область	↑						66	[32]
	Тверская область	↗	↗	↗					[5]
	Удмуртия	↘	↗				↘	↗	[48]
	Ус		↗	↗				↗	[67]
Uс	Белгородская область	↑	↑	↑	↑	↑		77	[56]
	Белгородская область	↑	↑	↑	↗	↑		75	[56]
	Иркутская область	↑	↗	↗				110	[34]
	Курская область	↑	↑		↑	↑	↘?	58	[55]
	Курская область	↑	↑					50	[15]
	Курская область		↗	↗				60	[67]
	Орловская область	↑	↗?		↘	↑	↑	100	[55]
	Приморский край		↗					60	[71, 122]
	Ростовская область	↑	↗	↗				81	[8, 9, 53]
	Ростовская область	↘	↑					83	[1, 62]
	н.д.		↗	↗	↘			200	[226]
	Яп	↘	↗	↗	↑	↑	↑	50	[55]

Примечание. Восстанавливающийся гумусовый горизонт: Y – серогумусовый, U – темnogумусовый, J – светлогумусовый, п – песчаный и супесчаный, с – суглинистый. н.д. – нет данных. ↑ – без монотонных трендов, ↗ – возрастает, ↘ – снижается, ? – возможно отсутствие значимых трендов, так как данных недостаточно. (a) – <https://rscf.ru/project/21-74-20171/>.

преимущественно за счет легкоразлагаемых ОВ. Относительно пахотной, залежная почва содержала больше агрономически ценных (0.25–10 мм), водоустойчивых и крупных (>0.05 мм) агрегатов, водоэкстрагируемого ОВ из микроагрегатов, что обусловлено повышенным количеством поступающих растительных остатков и замедлением их минерализации по сравнению с пахотной почвой [14]. Сходные результаты (повышение содержания свободной и агрегированной фракции органических веществ) получены при сравнении четырех пар агродерново-подзолистых почв под пашней и лесом на Звенигородской биостанции и центре “Чашниково” МГУ им. М.В. Ломоносова, а также Зеленоградском стационаре Почвенного института им. В.В. Докучаева и биогеоценологической станции “Малинки” Института проблем экологии и эволюции им. А.Н. Северцова РАН [6].

В илистой фракции диаметром <1 мкм и мелкозем, не разделенном на гранулометрические фракции, дерново-подзолистых почв Центрально-Лесного заповедника увеличивалось содержание ПОВ в ходе постагрогенной сукцессии. В этом хроноряду длительностью 100 лет увеличилась степень пептизации коллоидных систем и уменьшился средний диаметр органо-глинистых комплексов [5].

Агротемногумусовый горизонт почв черноземных регионов. Реградация черноземов и темно-серых почв Белгородской и Курской областей сопровождалась увеличением содержания С и N во всех денситметрических фракциях. Наиболее разительные постагрогенные изменения в содержании ПОВ и N, а также углерода денситметрических фракций проявились в верхнем 0–5 см слое гумусового горизонта. В ходе постагрогенной сукцессии в почвах обоих хронорядов возросла доля свободной фракции ОВ с плотностью <1.6 г/см³ при постоянстве содержания окклюзированной фракции с плотностью <2.0 г/см³ [67]. Повышение доли близкой (<1.8 г/см³) денситметрической фракции ОВ отмечено и в постагрогенных степных почвах заповедника “Аркаим” [69]. На Лёссовом плато Китая под разновозрастными (до 42 лет) лесами в ходе восстановления леса из акации (*Robinia pseudoacacia*) и плосковеточника (*Platycladus orientalis*) в песчаной и пылеватой фракции гумусового горизонта Calcic Cambisols увеличилось содержание ОВ, извлекаемого Na₄P₂O₇ [150, 187].

Высокое содержание (3–4% от массы почвы) углерода фитолитовой фракции органического вещества с плотностью 1.8–2.0 г/см³ является отличительной чертой черноземов луговых степей [94] и целинных почв под осоково-злаковым разнотравьем. Связано это с обильным опадом злаков и подтверждается данными микроскопии. В распахиваемых выщелоченных и обыкновенных черноземах доля фитолитовой фракции органического

вещества <1.5% [42]. Снижение поступления растительных остатков и изменение их видового состава при распашке способствует выносу N легко-разлагаемых соединений органических остатков и гумусовых веществ илистой фракции [94].

От распахиваемых черноземов к залежным и степным возросло содержание метилфурфурола и N-содержащих ароматических соединений при отсутствии различий вклада фурфурола, ациклических и полисахаридных веществ [99]. В распахиваемых черноземах при деградации ПОВ обеднялся состав жирных кислот. Накопление ОВ способствовало увеличению разнообразия жирных кислот, что, вероятно, коррелирует с α -разнообразием произрастающей растительности, которое снижается в агроценозах за счет доминирования целевой культуры. По составу жирных кислот предложено классифицировать черноземы по преобладающим процессам трансформации ОВ. В качестве биомаркеров перехода типичного чернозема в залежное состояние предложено рассматривать присутствие эйкозапентаеновой кислоты, содержащейся в микроводорослях, и дигомогаммалинолевой, синтезируемой грибами рода *Mortierella* [95].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Региональные оценки баланса углерода значительно различаются из-за разнообразных природных и антропогенных факторов, поэтому важны комплексные исследования механизмов минерализации и гумификации ОВ. До сих пор отсутствует глубокое понимание механизмов естественной трансформации ОВ в ходе постагрогенной реградации почв, что существенно затрудняет эффективную реализацию национальной политики углеродной нейтральности.

В абсолютном большинстве изученных постагрогенных хронорядов почв отсутствует истинная повторность для одной и той же стадии и изучается один или, в лучшем случае, два компонента экосистемы – почва и растительность. Временной интервал, охватываемый хронориями в классических почвенных исследованиях, снижается от почв гумидных ландшафтов к аридным с 200–300 лет до 80 лет в степных регионах и 50 – в пустынных. Почвенно-археологические исследования позволяют расширять данный интервал до тысяч лет. Очень слабо изучены постагрогенные хроносери тундры, гидроморфных и полугидроморфных почв, что не позволяет в должной мере оценить вклад степени увлажнения в скорость реградационных изменений почв. Больше работ посвящено почвам широколиственных лесов. Наиболее изучена постагрогенная дифференциация черноземов и особенно – текстурно-дифференцированных почв.

В пределах одной ландшафтной зоны от хроносери песчаных пахотных горизонтов к глинистым

снижается контрастность изменения кислотности, содержания и запасов ПОВ, обогащенности гумуса N. Этот тренд свойственен и ряду постагрогенных почв: песчаные и супесчаные тайги и подтайги — суглинистые тайги и подтайги — суглинистые почвы лесостепи и степи. В хронорядх песчаных почв тайги и подтайги значения величины рН, содержание подвижного К, в меньшей мере подвижного Р и обменных оснований снижаются при естественном лесовосстановлении, отмечаются разнонаправленные тренды изменения содержания ПОВ и N. В суглинистых почвах этого же региона содержание подвижного К и, как правило, величина рН снижаются в ходе лесовосстановления, содержание ПОВ и N повышается или не меняется, подвижного Р и обменных оснований остается неизменным. В лесостепных и степных почвах содержание ПОВ и N повышается или не меняется, величина рН остается неизменной.

БЛАГОДАРНОСТЬ

Автор благодарен А.П. Гераськиной, П.Р. Енчилик, А.И. Кузнецовой, А.В. Титовец, Е.В. Тихоновой, В.А. Холодову и Г.-Х. Ю за обсуждение отдельных разделов данного обзора и помощь с подбором литературы.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Исследование выполнено в рамках проекта РНФ № 21-74-20171.

СОБЛЮДЕНИЕ ЭТИЧЕСКИХ СТАНДАРТОВ

В данной работе отсутствуют исследования человека или животных.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

ДОПОЛНИТЕЛЬНАЯ ИНФОРМАЦИЯ

Онлайн-версия содержит дополнительные материалы, доступные по адресу <https://doi.org/10.31857/S0032180X25010097>

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Азаренко М.А., Казеев К.Ш., Ермолаева О.Ю., Колесников С.И. Изменение растительного покрова и биологических свойств черноземов в постагрогенный период // Почвоведение. 2020. № 11. С. 1412–1422. <https://doi.org/10.31857/S0032180X20110039>

2. Азаренко Ю.А., Бефус М.В. Плодородие пахотных и залежных лугово-черноземных почв агроландшафтов южной лесостепи Омского Прииртышья // Вестник Омского государственного аграрного университета. 2024. № 1(53). С. 5–15.
3. Айвазян А.Д., Касимов Н.С. О геохимической специализации растений (на примере Мугоджар) // Вестник Моск. ун-та. Сер. 5. Геогр. 1979. № 3. С. 42–47.
4. Анапин Б.Ф., Васильев А.М. Морфологические и физико-химические особенности залежных дерново-подзолистых почв на двучленных породах Новгородской области // Преобразование почв Нечерноземья при сельскохозяйственном освоении. М.: Почв. ин-т., 1981. С. 7–20.
5. Артемьева З.С., Кириллова Н.П., Данченко Н.Н., Когут Б.М., Таллер Е.Б. Физико-химические характеристики органо-глинистых комплексов хроноряда дерново-подзолистых почв методами динамического светорассеяния и светорассеяния с анализом фаз // Почвоведение. 2020. № 4. С. 421–429. <https://doi.org/10.31857/S0032180X20040036>
6. Артемьева З.С., Рыжова И.М., Силева Т.М., Ерохова А.А. Стабилизация органического углерода в микроагрегатах дерново-подзолистых почв в зависимости от характера землепользования // Вестник Моск. ун-та. Сер. 17, почвоведение. 2013. № 3. С. 19–26.
7. Архипова М.В., Исаченкова Л.Б. Динамика почвенно-растительного покрова экосистемы сосново-еловых лесов (на примере юго-западного Подмосковья) // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология. 2013. № 6. С. 491–501.
8. Баева Ю.И., Курганова И.Н., Лопес де Гереню В.О., Овсепян Л.А., Телеснина В.М., Цветкова Ю.Д. Изменение агрегатного состава различных типов почв в ходе залежной сукцессии // Бюл. Почв. ин-та им. В.В.Докучаева. 2017. Т. 88. С. 47–74.
9. Баева Ю.И., Курганова И.Н., Лопес де Гереню В.О., Телеснина В.М. Сравнительная оценка содержания углерода в постагрогенных почвах различных природно-климатических зон // Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем. 2017. Т. 28. № 2. С. 27–39. <https://doi.org/10.21513/0207-2564-2017-2-27-39>
10. Базилевич Н.И., Титлянова А.А. Биотический круговорот на пяти континентах: азот и зольные элементы в природных наземных экосистемах. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2008. 376 с.
11. Басова Е.В., Лукина Н.В., Кузнецова А.И., Горнов А.В., Шевченко Н.Е., Тихонова Е.В., Гераськина А.П., Браславская Т.Ю., Тебенькова Д.Н., Луговая Д.Л. Качество древесного опада как информативный индикатор функциональной классификации лесов // Вопросы лесной науки. 2022. Т. 5. № 3. С. 113.

12. Беляева Н.В., Данилов Д.А., Кази И.А. Особенности естественного возобновления ели европейской на постагрогенных землях // Актуальные проблемы лесного комплекса. 2019. № 54. С. 6–10.
13. Бобровский М.В. Лесные почвы Европейской России. Биотические и антропогенные факторы формирования. М.: Товарищество научных изданий КМК, 2010. 395 с.
14. Борисов Б.А., Ефимов О.Е., Елисеева О.В. Органическое вещество и физические свойства постагрогенной эродированной дерново-подзолистой почвы в сравнении с пахотным аналогом // Почвоведение. 2022. № 7. С. 909–917.
<https://doi.org/10.31857/S0032180X22070036>
15. Булышева А.М., Хохлова О.С., Бакунович Н.О., Русаков А.В., Мякишина Т.Н. Изменение свойств почв залежного ряда Курской области и тренды восстановления постагрогенных почв лесостепной и степной зон // Почвоведение. 2021. № 8. С. 983–998.
<https://doi.org/10.31857/S0032180X21080049>
16. Бурдуковский М.Л., Тимофеева Я.О., Голов В.И., Киселева И.В., Тимошинов Р.В. Динамика реакции почвенной среды, структурно-агрегатного состояния и запасов углерода агротемногумусовых подбелов в ходе постагрогенного развития // Почвоведение. 2022. № 12. С. 1505–1513.
17. Бызов Б.А. Зоомикробные взаимодействия в почве. М.: ГЕОС, 2005. 213 с.
18. Владыченский А.С., Телеснина В.М., Чалая Т.А. Влияние растительного опада на химические свойства и биологическую активность постагрогенных почв южной тайги // Почвоведение. 2012. № 1. С. 3–10.
19. Владыченский А.С., Телеснина В.М., Румянцева К.А., Чалая Т.А. Органическое вещество и биологическая активность постагрогенных почв южной тайги на примере Костромской области // Почвоведение. 2013. № 5. С. 518–529.
<https://doi.org/10.7868/S0032180X1305016X>
20. Гераськина А.П. Население дождевых червей (Lumbricidae) на зарастающих полях // Зоологический журнал. 2009. Т. 88. № 8. С. 901–906.
21. Гераськина А.П. Экологическая оценка динамики комплекса дождевых червей (Lumbricidae) в ходе восстановительных сукцессий. Смоленск: Смоленский государственный медицинский университет, 2016. 148 с.
22. Гиниятуллин К.Г., Сахабиев И.А., Рязанов С.С., Смирнова Е.В., Тишин Д.В., Латыпова Л.И. Возможность использования зонирования залежной растительности по вегетационным индексам для оценки накопления органического вещества в постагрогенных почвах // Почвоведение. 2023. № 8. С. 970–980.
<https://doi.org/10.31857/S0032180X2360018X>
23. Гиниятуллин К.Г., Хузиева М.Р., Окунев Р.В., Смирнова Е.В. Текстульная дифференциация старопахотных горизонтов разновозрастных залежных светло-серых лесных почв // Ученые записки казанского университета. 2015. Т. 157. С. 67–76.
24. Гиниятуллин К.Г., Шинкарев А.А., Фазылова А.Г., Кузьмина К.И., Шинкарев А.А. (мл.) Пространственная неоднородность вторичной аккумуляции гумуса в старопахотных горизонтах залежных светло-серых лесных почв // Учен. Зап. Казан. Ун-та. Сер. Естеств. Науки. 2012. Т. 154. Кн. 4. С. 61–70.
25. Голубева Л.В., Наквасина Е.Н., Минин Н.С. Продуктивность и качество древесины сосны обыкновенной (*Pinus sylvestris* L.) в постагрогенных насаждениях // Известия Санкт-Петербургской лесотехнической академии. 2016. № 215. С. 19–29.
<https://doi.org/10.21266/2079-4304.2016.215.19-29>
26. Данилов Д.А., Зайцев Д.А., Януш С.Ю., Яковлев А.А., Иванов А.А., Вайман А.А. Агрохимическое состояние постагрогенных почв на плакорной возвышенности юго-запада Ленинградской области // J. Agriculture Environment. 2022. № 8(28).
<https://doi.org/10.23649/jae.2022.28.8.011>
27. Дубровина И.А., Мошкина Е.В., Сидорова В.А., Туюнен А.В., Карпечко А.Ю., Геникова Н.В., Медведева М.В., Мамай А.В., Толстогозов О.В., Кулакова Л.М. Влияние типа землепользования на свойства почв и структуру экосистемных запасов углерода в среднетаежной подзоне Карелии // Почвоведение. 2021. № 11. С. 1392–1406.
<https://doi.org/10.31857/S0032180X21110058>
28. Дымов А.А. Сукцессии почв в бореальных лесах Республики Коми. М.: ГЕОС, 2020. 318 с.
<https://doi.org/10.34756/GEOS.2020.10.37828>
29. Дымов А.А., Милановский Е.Ю. Изменение органического вещества таежных почв в процессе естественного лесовозобновления растительности после рубок (средняя тайга республики Коми) // Почвоведение. 2014. № 1. С. 39–47.
<https://doi.org/10.7868/S0032180X14010043>
30. Дымов А.А., Михайлова Е.Н. Свойства лесных и постагрогенных почв, развивающихся на песчаных и суглинистых отложениях республики Коми // Известия Коми научного центра УрО РАН. 2017. № 3 (31). С. 24–33.
31. Елькина Г.Я., Лаптева Е.М., Лиханова И.А., Холопов Ю.В. Трансформация органического вещества в постагрогенных почвах средней тайги // Биология растений и садоводство: теория, инновации. 2019. № 3(152). С. 100–107.
<https://doi.org/10.36305/2019-3-152-100-107>
32. Енчилик П.Р., Клинк Г.В., Пеунова А.А., Прилипова Е.С., Сергеева Е.А., Соболев Н.С., Семенков И.Н. Постагрогенная динамика рН, электропроводности и окислительно-восстановительного потенциала в почвах различного гранулометрического состава национального парка “Смоленское Поозерье” (Россия) // Вестник Томск. гос. ун-та. Биология. 2023. Т. 4. № 64. С. 6–29.
<https://doi.org/10.17223/19988591/64/1>

33. Ерохова А.А., Макаров М.И., Моргун Е.Г., Рыжова И.М. Изменение состава органического вещества дерново-подзолистых почв в результате естественного восстановления леса на пашне // Почвоведение. 2014. № 11. С. 1308–1314. <https://doi.org/10.7868/S0032180X14110045>
34. Зорина С.Ю., Соколова Л.Г., Казановский С.Г., Дорофеев Н.В. Изменение состава растительности и свойств почв в ходе их постагрогенного развития в лесостепной зоне Прибайкалья // Siberian J. Life Scie. Agriculture. 2023. Т. 15. № 5. С. 74–96. <https://doi.org/10.12731/2658-6649-2023-15-5-927>
35. Игнатьев Л.А., Кленов Б.М., Артымук С.Ю. Почвенная и агрохимическая характеристика залежных старопахотных серых оподзоленных почв северной лесостепи Западной Сибири // Сибирский экологический журнал. 2004. Т. 11. № 3. С. 419–424.
36. Исаченкова Л. Б., Герасимова М. И., Богданова М. Д., Терская Е. В. Отражение недавней истории землепользования в свойствах дерново-подзолистых почв Сатинской учебно-научной станции // Вестник Моск. ун-та. Сер. 5, география. 2019. № 6. С. 113–121.
37. Карелин Д.В., Горячкин С.В., Кудиков А.В., Лопес де Гереню В.О., Лунин В.Н., Долгих А.В., Люри Д.И. Изменение запасов углерода и эмиссии CO₂ в ходе постагрогенной сукцессии растительности на серых почвах в европейской части России // Почвоведение. 2017. № 5. С. 580–594. <https://doi.org/10.7868/80032180X17050070>
38. Кечайкина И.О., Рюмин А.Г., Чуков С.Н. Постагрогенная трансформация органического вещества дерново-подзолистых почв // Почвоведение. 2011. № 10. С. 1178–1192.
39. Ковалев И.В. Биохимия лигнина в почвах. Дис. ... докт. с.-х. наук. М., 2015. 447 с.
40. Ковалева В.А., Денева С.В., Виноградова Ю.А., Панюков А.Н., Лаптева Е.М. Влияние ландшафтных условий на функционирование микробных сообществ постагрогенных почв тундровой зоны // Теоретическая и прикладная экология. 2022. № 3. С. 157–165. <https://doi.org/10.25750/1995-4301-2022-3-157-165>
41. Ковалева В.А., Денева С.В., Лаптева Е.М. Микробиологическая характеристика целинных и постагрогенных тундровых почв (на примере арктической зоны Республики Коми) // Тр. Карельского НЦ РАН. Сер. Экологические исследования. 2020. № 5. С. 5–16. <https://doi.org/10.17076/eco1162>
42. Козут Б.М., Травникова Л.С., Титова Н.А., Куваева Ю.В., Ярославцева Н.В. Влияние длительного применения удобрений на содержание органического вещества в легких и илистых фракциях черноземов // Агрохимия. 1998. № 5. С. 13–20.
43. Козлов М.В. Мнимые повторности (pseudoreplication) в экологических исследованиях: проблема, не замеченная российскими учеными // Журнал общей биологии. 2003. Т. 64. № 4. С. 292–307.
44. Кондратова А.В., Абрамова Е.Р. Особенности формирования тонких корней на различных стадиях восстановления постагрогенных экосистем в зоне южной тайги // Успехи современного естествознания. 2018. № 9. С. 18–22.
45. 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/10.7868/S0032180X15090087>
46. Кузнецова И.В., Тихонравова П.И., Бондарев А.Г. Изменение свойств залежных серых лесных почв // Почвоведение. 2009. № 9. С. 1142–1150.
47. Курганова И.Н., Телеснина В.М., Лопес де Гереню В.О., Личко В.И., Овсепян Л.А. Изменение запасов углерода, микробной и ферментативной активности агродерново-подзолов южной тайги в ходе постагрогенной эволюции // Почвоведение. 2022. № 7. С. 825–842. <https://doi.org/10.31857/S0032180X22070073>
48. Леднев А.В., Дмитриев А.В. Современные почвообразовательные процессы в постагрогенных дерново-подзолистых почвах Удмуртской республики // Почвоведение. 2021. № 7. С. 884–896. <https://doi.org/10.31857/S0032180X2107008X>
49. Ледовский Н.В., Абаимов В.Ф., Ходячих И.Н. Агрохимическая характеристика залежей степной зоны Южного Урала // Вестник Оренбургского гос. педаг. ун-та. Электронный научный журнал. 2012. № 3 (3). С. 32–35.
50. Литвинович А.В. Постагрогенная эволюция хорошо окультуренных дерново-подзолистых почв Северо-Запада Нечерноземной зоны // Агрохимия. 2009. № 7. С. 85–93.
51. Литвинович А.В., Павлова О.Ю. Изменение гумусного состояния дерново-подзолистой глееватой песчаной почвы на залежи // Почвоведение. 2007. № 11. С. 1323–1329.
52. Лиханова Н.В., Бобкова К.С. Пулы и потоки углерода в экосистемах вырубки ельников средней тайги Республики Коми // Теоретическая и прикладная экология. 2019. № 2. С. 91–100. <https://doi.org/10.25750/1995-4301-2019-2-091-100>
53. Лопес де Гереню В.О., Курганова И.Н., Ермолаев А.И., Кузяков Я.В. Изменение пулов органического углерода при самовосстановлении пахотных черноземов // Агрохимия. 2009. № 5. С. 5–12.
54. Лукина Н.В., Кузнецова А.И., Гераськина А.П., Смирнов В.Э., Иванова В.Н., Тебенькова Д.Н., Горнов А.В., Шевченко Н.Е., Тихонова Е.В. Неучтенные факторы, определяющие запасы углерода в лесных почвах // Метеорология и гидрология. 2022. № 10. С. 92–110. <https://doi.org/10.52002/0130-2906-2022-10-92-110>

55. Люри Д.И., Горячкин С.В., Караваяева Н.А., Денисенко Е.А., Нефедова Т.Г. Динамика сельскохозяйственных земель России в XX веке и постагрогенное восстановление растительности и почв. М.: ГЕОС, 2010. 416 с.
56. Малышев А.В. Особенности воспроизводства почв на залежах в различных физико-географических условиях Белгородской области // Региональные геосистемы. 2021. Т. 45. № 1. С. 40–50. <https://doi.org/10.52575/2712-7443-2021-45-1-40-50>
57. Маслов А., Гульбе А., Гульбе Я., Медведева М., Сирин А. Оценка ситуации с зарастанием сельскохозяйственных земель лесной растительностью на примере Угличского района Ярославской области // Устойчивое лесопользование. 2016. № 4. С. 6–14.
58. Маслов М.Н., Поздняков Л.А., Маслова О.А. Нитрификация в эутрофных торфяниках разного типа землепользования // Почвоведение. 2022. № 8. С. 1023–1034 <https://doi.org/10.31857/S0032180X2208010X>
59. Матинян Н.Н., Бахматова К.А., Алексеев С.С. Постагрогенная трансформация почв, сформированных на контрастных по гранулометрическому составу породах // Гумус и почвообразование. СПб., Пушкин: СПбГАУ, 2007. С. 52–60.
60. Мергелов Н.С., Горячкин С.В., Зазовская Э.П., Карелин Д.В., Никитин Д.А., Кутузов С.С. Супрагляциальные почвы и почвоподобные тела: разнообразие, генезис, функционирование (обзор) // Почвоведение. 2023. № 12. С. 1522–1561. <https://doi.org/10.1134/S1064229323602330>
61. Мошкина Е.В., Медведева М.В., Туунен А.В., Карпечко А.Ю., Геникова Н.В., Дубровина И.А., Мамай А.В., Сидорова В.А., Толстогозов О.В., Кулакова Л.М. Особенности естественного восстановления лесных экосистем на бывших сельскохозяйственных землях (на примере Южного агроклиматического района Карелии) // Биосфера. 2019. Т. 11. № 3. С. 134–145. <https://doi.org/10.24855/biosfera.v11i3.506>
62. Мясникова М.А., Казеев К.Ш., Колесников С.И. Влияние возраста залежей на биологические свойства постагрогенных почв Ростовской области. Ростов-на-Дону: Южный федеральный ун-т, 2015. 129 с.
63. Налиухин А.Н., Хамитова С.М., Глинушкин А.П., Авдеев Ю.М., Снетилова В.С., Лактионов Ю.В., Суров В.В., Силюнова О.В., Белозеров Д.А. Изменение метагенома прокариотного сообщества как показатель плодородия пахотных дерново-подзолистых почв при применении удобрений // Почвоведение. 2018. № 3. С. 331–337. <https://doi.org/10.7868/S0032180X18030073>
64. Нечаева Т.В. Залежные земли России: распространение, агроэкологическое состояние и перспективы использования (обзор) // Почвы и окружающая среда. 2023. Т. 6. № 2. С. 5. <https://doi.org/10.31251/pos.v6i2.215>
65. Никитин Д.А., Лысак Л.В., Бадмадашиев Д.В., Холод С.С., Мергелов Н.С., Долгих А.В., Горячкин С.В. Биологическая активность почв в условиях покровного оледенения в северной части архипелага Новая Земля // Почвоведение. 2021. № 10. С. 1207–1230.
66. Никитин Д.А., Лысак Л.В., Зазовская Э.П., Мергелов Н.С., Горячкин С.В. Микробиом супрагляциальных систем на ледниках Альдегонда и Бертиль (о. Западный Шпицберген) // Почвоведение. 2024. № 4. С. 570–594. <https://doi.org/10.31857/S0032180X24040048>
67. 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>
68. Полевой определитель почв России. М.: Почв. ин-т им. В.В. Докучаева, 2008. 182 с.
69. Приходько В.Е., Манахов Д.В. Изменение органического вещества почв степного Зауралья при переводе в заповедный режим // Почвоведение. 2014. № 4. С. 401–409.
70. Прищепов А.В., Мюллер Д., Дубинин М.Ю., Бауманн М., Раделофф В.К. Детерминанты пространственного распределения заброшенных сельскохозяйственных земель в европейской части России // Пространственная экономика. 2013. № 3. С. 30–62.
71. Пуртова Л.Н., Киселева И.В., Бурдуковский М.Л. Состояние гумуса в некоторых типах залежных почв приморья // Вестник Северо-Восточного научного центра ДВО РАН. 2019. № 2. С. 46–54. <https://doi.org/10.34078/1814-0998-2019-2-46-54>
72. Романовская А.А. Аккумуляция углерода в болотных низинных почвах залежных земель Мурманской области // Экология. 2006. № 6. С. 1–5.
73. Романовская А.А. Органический углерод в почвах залежных земель России // Почвоведение. 2006. № 1. С. 52–61.
74. Романовская А.А., Коротков В.Н., Карабань Р.Т., Смирнов Н.С. Динамика элементов баланса углерода на неиспользуемых пахотных угодьях Валдайской возвышенности // Экология. 2012. № 5. С. 347–352.
75. Рыжова И.М., Ерохова А.А., Подвезенная М.А. Динамика и структура запасов углерода в постагрогенных экосистемах южной тайги // Почвоведение. 2014. № 12. С. 1426–1435. <https://doi.org/10.7868/S0032180X14090111>
76. Рыжова И.М., Ерохова А.А., Подвезенная М.А. Изменение запасов углерода в постагрогенных экосистемах в результате естественного восстановления лесов в костромской области // Лесоведение. 2015. № 4. С. 307–317.

77. 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. Серия 17, почвоведение. 2022. № 2. С. 20–27.
78. Рыжова И.М., Подвезенная М.А., Телеснина В.М., Богатырев Л.Г., Семенюк О.В. Оценка запасов углерода и потенциала продуцирования CO_2 почвами хвойно-широколиственных лесов // Почвоведение. 2023. № 9. С. 1143–1154. <https://doi.org/10.31857/S0032180X23600713>
79. 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>
80. Самсонова В.П., Мешалкина Ю.Л. Часто встречающиеся неточности и ошибки применения статистических методов в почвоведении // Бюл. Почв. ин-та им. В.В. Докучаева. 2020. № 102. С. 164–182.
81. Семенов В.М., Когут Б.М. Почвенное органическое вещество. М.: ГЕОС, 2015. 233 с.
82. Семенов В.М., Лебедева Т.Н., Лопес Де Гереню В.О., Овсепян 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. С. e199. <https://doi.org/10.31251/pos.v6i1.199>
83. Скворцова Е.Б., Баранова О.Ю., Нумеров Г.Б. Изменение микростроения почв при зарастании пашни лесом // Почвоведение. 1987. № 9. С. 101–109.
84. Сорокина Н.П., Козлов Д.Н., Кузнецова И.В. Оценка постагрогенной трансформации дерново-подзолистых почв: картографическое и аналитическое обоснование // Почвоведение. 2013. № 10. С. 1193–1205.
85. Таллер Е.Б., Артемьева З.С., Кириллова Н.П., Данченко Н.Н. Некоторые особенности динамики качественного состава органического вещества хроноряды дерново-подзолистых почв в процессе лесовосстановления // Бюл. Почв. ин-та им. В.В. Докучаева. 2019. Вып. 98. С. 77–104. <https://doi.org/10.19047/0136-1694-2019-98-77-104>
86. Таргульян В.О., Горячкин С.В., Караваева Н.А., Гольева А.А., Грачева Р.Г., Замотаев И.В., Александровский А.Л. и др. Память почв: почва как память биосферно-геосферно-антропоферных взаимодействий. М.: ЛКИ, 2008. 687 с.
87. Татарников Д.В. О методических аспектах постановки экологических экспериментов (реплика на статью М. В. Козлова) // Журнал общей биологии. 2005. Т. 66. № 1. С. 90–93.
88. Тиунов А.В., Кузнецова Н.А. Environmental activity of earthworms (*Lumbricus terrestris* L.) and the spatial organization of soil communities // Известия РАН. Сер. биологическая. 2000. № 5. С. 607–616.
89. Телеснина В.М., Богатырев Л.Г., Бенедиктова А.И., Земсков Ф.И., Маслов М.Н. Динамика поступления растительного опада и некоторых свойств лесных подстилок при постагрогенном лесовосстановлении в условиях южной тайги // Вестник Моск. ун-та. Сер. 17, почвоведение. 2019. № 4. С. 3–10.
90. Телеснина В.М., Ваганов И.Е., Карлсен А.А., Иванова А.Е., Жуков М.А., Лебедев С.М. Особенности морфологии и химических свойств постагрогенных почв южной тайги на легких отложениях (Костромская область) // Почвоведение. 2016. № 1. С. 115–129. <https://doi.org/10.7868/S0032180X16010111>
91. Телеснина В.М., Курганова И.Н., Лопес де Гереню В.О., Овсепян Л.А., Личко В.И., Ермолаев А.М., Мишин Д.М. Динамика свойств почв и состава растительности в ходе постагрогенного развития в разных биоклиматических зонах // Почвоведение. 2017. № 12. С. 1514–1534. <https://doi.org/10.7868/S0032180X17120115>
92. Терехова Д.А., Смирнова М.А., Гераськина А.П., Шопина О.В., Кузнецова А.И., Бавшин И.М., Клинка Г.В., Енчилик П.Р., Хохряков В.Р., Герасимова М.И., Семенов И.Н. Макрофауна и органическое вещество в постагрогенных песчаных и супесчаных почвах северо-запада Смоленской области (Россия) // Почвоведение. 2023. № 8. С. 981–996. <https://doi.org/10.31857/S0032180X23600105>
93. Токавчук В.В., Сорокина О.А. Оценка влияния леса на агрохимические свойства почв залежей лесостепной зоны // Вестник КрасГАУ. 2009. № 6 (33). С. 9–17.
94. Травникова Л.С., Рыжова И.М., Силева Т.М., Бурыкова Ю.В. Исследование органического вещества черноземов Приволжской лесостепи методами физического фракционирования // Почвоведение. 2005. № 4. С. 430–437.
95. Фарходов Ю.Р., Иванов В.А., Холодов В.А., Ярославцева Н.В., Яшин М.А., Куликова Н.А. Жирные кислоты как биомаркеры типичных черноземов разного вида использования // Вестник Моск. ун-та. Сер. 17, почвоведение. 2019. № 1. С. 17–22.
96. Фарходов Ю.Р., Ярославцева Н.В., Яшин М.А., Хохлов С.Ф., Ильин Б.С., Лазарев В.И., Холодов В.А. Выход денсиметрических фракций из типичных черноземов разного землепользования // Бюл. Почв. ин-та им. В.В. Докучаева. 2020. № 103. С. 85–107. <https://doi.org/10.19047/0136-1694-2020-103-85-107>
97. Фролов О.А., Якушев А.В. Влияние на бактериальный гидролитический комплекс гумусо-аккумулятивного горизонта техноурбанозема пассажа через кишечник дождевого червя *Aporrectodea caliginosa* // Бюл. Почв. ин-та им. В.В. Докучаева. 2018. Т. 94. С. 57–73. <https://doi.org/10.19047/0136-1694-2018-92-57-73>

98. Холодов В.А., Рогова О.Б., Лебедева М.П., Варламов Е.Б., Волков Д.С., Зиганшина А.Р., Ярославцева Н.В. Органическое вещество и минеральная матрица почв: современные подходы, определения терминов и методы изучения (обзор) // Бюл. Почв. ин-та им. В.В. Докучаева. 2023. Вып. 117. С. 52–100.
<https://doi.org/10.19047/0136-1694-2023-117-52-100>
99. Холодов В.А., Фарходов Ю.Р., Ярославцева Н.В., Айдиев А.Ю., Лазарев В.И., Ильин Б.С., Иванов А.Л., Куликова Н.А. Термолabile и термостабильное органическое вещество черноземов разного землепользования // Почвоведение. 2020. № 8. С. 970–982.
<https://doi.org/10.31857/S0032180X20080080>
100. Холодов В.А., Фарходов Ю.Р., Ярославцева Н.В., Зиганшина А.Р., Максимович С.В. Неоднородность органического вещества агрегатов типичных черноземов // Почвоведение. 2022. № 7. С. 940–946.
<https://doi.org/10.31857/S0032180X22070061>
101. Хохлов С.Ф. Постагрогенные дерново-подзолистые почвы под лесом и лугом в подмосковье: свойства, эволюция и элементы водного баланса. Дис. ... канд. с.-х. наук. М.: Почв. ин-т им. В.В. Докучаева, 2015. 158 с.
102. 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>
103. Черкашина А.А., Голубцов В.А., Силаев А.В. Постагрогенная трансформация почв Тункинской котловины (юго-западное Прибайкалье) // Известия Иркутского гос. ун-та. Сер. Науки о Земле. 2015. Т. 11. С. 128–14
104. Чимитдоржиева Э.О. Углерод гумуса постагрогенных почв западного Забайкалья // Агрохимия. 2018. № 3. С. 3–11.
105. Шишов Л.Л., Тонконогов В.Д., Лебедева И.И., Герасимова М.И. Классификация и диагностика почв России. Смоленск: Ойкумена, 2004. 341 с.
106. Шопина О.В., Гераськина А.П., Кузнецова А.И., Тихонова Е.В., Титовец А.В., Бавшин И.М., Хохряков В.Р., Семенов И.Н. Стадии постагрогенного восстановления компонентов экосистем сосновых лесов национального парка «Смоленское Поозерье» // Почвоведение. 2023. № 1. С. 20–34.
<https://doi.org/10.31857/S0032180X22600706>
107. Якименко Е.Ю. Особенности почвообразования на суходольных лугах // Почвоведение. 1987. № 5. С. 15–25
108. Якутина О.П., Данилова А.А., Нечаева Т.В. Комплексная оценка состояния залежных почв эродированного склона на юге Западной Сибири // Проблемы агрохимии и экологии. 2022. № 1. С. 21–28.
<https://doi.org/10.26178/AE.2022.23.73.005>
109. Abakumov E., Kimeklis A., Gladkov G., Andronov E., Morgun E., Nizamutdinov T. Microbiome of abandoned soils of former agricultural cryogenic ecosystems of central part of Yamal region // Czech polar reports. 2022. V. 12. № 2. P. 232–245.
<https://doi.org/10.5817/CPR2022-2-17>
110. Abakumov E.V., Gladkov G.V., Kimeklis A.K., Andronov E.E. The Microbiomes of Various Types of Abandoned Fallow Soils of South Taiga (Novgorod Region, Russian North-West) // Agronomy. 2023. V. 13. P. 2592.
<https://doi.org/10.3390/agronomy13102592>
111. Allison S.D., Wallenstein M.D., Bradford M.A. Soil-carbon response to warming dependent on microbial physiology // Nat. Geosci. 2010. V. 3. № 5. P. 336–340.
112. Baldrian P. Forest microbiome: diversity, complexity and dynamics // FEMS Microbiology Reviews. 2016. V. 41. № 2. P. 109–130.
<https://doi.org/10.1093/femsre/fuw040>
113. Baldrian P. Microbial activity and the dynamics of ecosystem processes in forest soils // Current Opinion in Microbiology. 2017. V. 37. P. 128–134.
<https://doi.org/10.1016/j.mib.2017.06.008>
114. Barman T., Barooah A.K., Goswami B.C., Sharma N., Panja S., Khare P., Karak T. Contents of chromium and arsenic in tea (*Camellia sinensis* L.): extent of transfer into tea infusion and health consequence // Biol. Trace. Elem. Res. 2020. V. 196. P. 318–329.
<https://doi.org/10.1007/s12011-019-01889-y>
115. Berg B., McLaugherty C. Plant Litter. Switzerland, Cham: Springer, 2020. 332 p.
116. Bilecikova J., Fialkova V., Duranova H., Kovacikova E., Forgacs Z., Gren A., Massanyi P., Lukac N., Roychoudhury S., Knazicka Z. Copper affects steroidogenesis and viability of human adrenocortical carcinoma (NCI-H295R) cell line *in vitro* // J. Environ. Sci. 2020. V. 55. P. 1070–1077.
117. Błonska E., Lasota J. Soil Organic Matter Accumulation and Carbon Fractions along a Moisture Gradient of Forest Soils // Forests. 2017. V. 8. P. 448.
118. Błonska E., Lasota J., Gruba P. Enzymatic activity and stabilization of organic matter in soil with different detritus inputs // J. Soil Sci. Plant Nutr. 2017. V. 63. P. 242–247.
119. Bosatta E., Agren G.I. Theoretical analysis of microbial biomass dynamics in soil // Soil Biol. Biochem. 1994. V. 26. P. 143–148.
120. Bossuyt H., Six J., Hendrix P.F. Protection of soil carbon by microaggregates within earthworm casts // Soil Biol. Biochem. 2005. V. 37. P. 251–258.
<https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2004.07.035>
121. Briones M.J.I., Schmidt O. Conventional tillage decreases the abundance and biomass of earthworms and alters their community structure in a global meta-analysis // Global Change Biology. 2017. V. 23(10). P. 4396–4419.

122. *Burdukovskii M., Kiseleva I., Perepelkina P.A. Koshel'eva Y.* Impact of different fallow durations on soil aggregate structure and humus status parameters // *Soil Water Res.* 2019. V. 15. № 1. P. 1–8. <https://doi.org/10.17221/174/2018-SWR>
123. *Camenzind T., K. Mason-Jones, I. Mansour, M.C. Rillig, J. Lehmann.* Formation of necromass-derived soil organic carbon determined by microbial death pathways // *Nature Geoscience.* 2023. V. 16. P. 115–122. <https://doi.org/10.1038/s41561-022-01100-3>
124. *Cao Y., Ding J., Li J., Xin Z., Ren S., Wang T.* Necromass-derived soil organic carbon and its drivers at the global scale // *Soil Biol. Biochem.* 2023. V. 181. P. 109025. <https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2023.109025>
125. *Che Y., Cai H., Jin G.* Scale-dependent effects of vegetation attributes and soil fertility on productivity in two temperate forests in Northeast China // *Catena.* 2024. V. 245. P. 108331. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2024.108331>
126. *Chen C. Hall S.J., Coward E., Thompson A.* Iron-mediated organic matter decomposition in humid soils can counteract protection // *Nature Commun.* 2020. V. 11. P. 2255. <https://doi.org/10.1038/s41467-020-16071-5>
127. *Chen M., Zhu X., Zhao C., Yu P., Abulaizi M., Jia H.* Rapid microbial community evolution in initial Car- ex litter decomposition stages in Bayinbuluk alpine wetland during the freeze–thaw period // *Ecol. Indic.* 2020. V. 121. P. 107180.
128. *Chernova O.V., Ryzhova I.M., Podvezennaya M.A.* Historical trends in the amount and structure of organic carbon stocks in natural and managed ecosystems in European Russia // *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science.* 5th International Conference “Ecosystem dynamics in the Holocene”. 2020. V. 438. P. 012005. <https://doi.org/10.1088/1755-1315/438/1/012005>
129. *Chernysheva E., Khomutova T., Fornasier F., Kuznetsova T., Borisov A.* Effects of long-term medieval agriculture on soil properties: A case study from the Kislovodsk basin, Northern Caucasus, Russia // *J. Mountain Sci.* 2018. V. 15. P. 1171–1185. <https://doi.org/10.1007/s11629-017-4666-7>
130. *Chi Z.-L., Yu G.-H., Kappler A., Liu C.-Q., Gadd G. M.* Fungal-mineral interactions modulating intrinsic peroxidase-like activity of iron nanoparticles: Implications for the biogeochemical cycles of nutrient elements and attenuation of contaminants // *Environ. Sci. Technol.* 2022. V. 56(1). P. 672–680.
131. *Collins H.P., Elliot E.T., Paustian K., Bundy L.G., Dick W.A., Huggins D.R., Smucker A.J. M., Paul E.A.* Soil carbon pools and fluxes in long-term corn belt agroecosystems // *Soil Biol. Biochem.* 2000. V. 32. № 2. P. 157–168.
132. *Condrón L., Stark C., O'Callaghan M., Clinton P., Huang Z.* The Role of Microbial Communities in the Formation and Decomposition of Soil Organic Matter // *Soil Microbiology and Sustainable Crop Production.* Dordrecht: Springer, 2010. P. 81–118. https://doi.org/10.1007/978-90-481-9479-7_4
133. *Creamer C.A., de Menezes A.B., Krull E.S., Sander- man J., Newton-Walters R., Farrell M.* Microbial community structure mediates response of soil C decomposition to litter addition and warming // *Soil Biol. Biochem.* 2015. V. 80. P. 175–188. <https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2014.10.008>
134. *Dai X.Y., Ping C.L., Hines M.E., Zhang X.D., Zech W.* Amino sugars in arctic soils // *Communications Soil Sci. Plant Analysis.* 2002. V. 33. P. 789–805. <https://doi.org/10.1081/CSS-120003066>
135. *Danilov D.A., Zaytsev D.A., Vajman A.A., Yanush S.Yu., Ivanov A.A.* Potassium regime in postagrogenic soils that came out of cultivation at different time periods and are currently at different vegetation cover succession stages // *IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science.* 2021. V. 876. P. 012020. <https://doi.org/10.1088/1755-1315/876/1/012020>
136. *De P., Deb S., Deb D., Chakraborty S., Santra P., Dut- ta P., Hoque A., Choudhury A.* Soil quality under different land uses in eastern India: Evaluation by using soil indicators and quality index // *PLOS One.* 2022. V. 17. P. e0275062. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0275062>
137. *Deng W., Wang X., Hu H., Zhu M., Chen J., Zhang S., Cheng C., Zhu Z., Wu C., Zhu L.* Variation Characteristics of Soil Organic Carbon Storage and Fractions with Stand Age in North Subtropical *Quercus acutis- sima* Carruth. Forest in China // *Forests.* 2022. V. 13. P. 1649. <https://doi.org/10.3390/f13101649>
138. *Deng L., Zhu G.-Y., Tang Z.-S., Shangguan Z.-P.* Global patterns of the effects of land-use changes on soil carbon stocks // *Glob. Ecol. Conserv.* 2016. V. 5. P. 127–138.
139. *Diaz J.M., Hansel C.M., Voelker B.M., Mendes C.M., Andeer P.F., Zhang T.* Widespread production of extra- cellular superoxide by heterotrophic bacteria // *Sci- ence.* 2013. V. 340. P. 1223–1226. <https://doi.org/10.1126/science.1237331>
140. *Domnariu H., Reardon C.L., Manning V.A., Golla- ny H.T., Trippe K.M.* Ecosystems and Environment Legume cover cropping and nitrogen fertilization in- fluence soil prokaryotes and increase carbon content in dryland wheat systems // *Agriculture.* 2024. V. 367. P. 108959.
141. *Dong H., Zeng Q., Sheng Y., Chen C., Yu G., Kappler A.* Coupled iron cycling and organic matter transforma- tion across redox interfaces // *Nature Reviews Earth Environment.* 2023. V. 4. P. 659–673. <https://doi.org/10.1038/s43017-023-00470-5>
142. *Du H.-Y., Chen C.-M., Yu G.-H., Polizzotto M.L., Sun F.-S., Kuzyakov Y.* An iron-dependent burst of hydroxyl radicals stimulates straw decomposition and CO₂ emission from soil hotspots: Consequences of

- Fenton or Fenton-like reactions // *Geoderma*. 2020. V. 375. P. 114512.
<https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2020.114512>
143. Dymov A.A. Changes in the soils of boreal ecosystems under the impact of environmental factors: a review // *Eurasian Soil Sc.* 2023. V. 56. P. S5–S23.
 144. Dymov A.A. Secondary soil successions // *Eurasian Soil Sc.* 2023. V. 56. P. S131–S137.
<https://doi.org/10.1134/S1064229323700230>
 145. Dymov A.A. Soils of postagrogenic ecosystems // *Eurasian Soil Sc.* 2023. V. 56. P. S114–S130.
<https://doi.org/10.1134/S1064229323700229>
 146. Enchilik P., Aseyeva E., Semenov I. Labile and stable fractions of organic carbon in a soil catena (the Central Forest Nature Reserve, Russia) // *Forests*. 2023. V. 14. № 7. P. 1367. <https://doi.org/10.3390/f14071367>
 147. Enchilik P.R., Semenov I.N. Vertical and spatial distribution of major and trace elements in soil catena at the Central Forest State Nature Biosphere Reserve (SE Valdai Hills, Russia). Geography, environment, sustainability. 2022. V. 15. P. 99–119.
<https://doi.org/10.24057/2071-9388-2022-038>
 148. Gawęda T., Matek S., Błńska E., Jagodziński A.M., Bijak S., Zasada M. Macro- and micronutrient contents in soils of a chronosequence of naturally regenerated birch stands on abandoned agricultural lands in Central Poland // *Forests*. 2021. V. 12. P. 956.
<https://doi.org/10.3390/f12070956>
 149. Geisseler D., Scow K.M. Long-term effects of mineral fertilizers on soil microorganisms – A review // *Soil Biol. Biochem.* 2014. V. 75. P. 54–63.
 150. Ghani M.I., Wang J., Li P., Pathan S. I., Sial T. A., Datta R., Mokhtar A., Ali E. F., Rinklebe J., Shaheen S. M., Liu M., Abdelrahman H. Variations of soil organic carbon fractions in response to conservative vegetation successions on the Loess Plateau // *Int. Soil Water Conservation Research*. 2023. V. 11. P. 561–571.
<https://doi.org/10.1016/j.iswcr.2022.05.002>
 151. Guidi C., Vesterdal L., Gianelle D., Rodighero M. Changes in soil organic carbon and nitrogen following forest expansion on grassland in the Southern Alps // *Forest Ecol. Manag.* 2014. V. 328. P. 103–116.
<https://doi.org/10.1016/j.foreco.2014.05.025>
 152. Gong X., Jiang Y., Zheng Y., Chen X., Li H., Hu F., Liu M., Scheu S. Earthworms differentially modify the microbiome of arable soils varying in residue management // *Soil Biol. Biochem.* V. 121. P. 120–129.
<https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2018.03.011>
 153. Guo L.B., Gifford R.M. Soil carbon stocks and land use change: a meta analysis // *Glob. Chang., Biol.* 2002. V. 8. P. 345–360.
 154. Guo N., Shi X., Zhao Y., Xu S., Wang M., Zhang G., Wu J., Huang B., Kong C. Environmental and anthropogenic factors driving changes in paddy soil organic matter: a case study in the Middle and Lower Yangtze River Plain of China // *Pedosphere*. 2017. V. 27. P. 926–937.
 155. Hall S.J., Silver W.L. Iron oxidation stimulates organic matter decomposition in humid tropical forest soils // *Global Change Biology*. 2013. V. 19. P. 2804–2813.
 156. Hansson K., Olsson B.A., Olsson M., Johansson U., Kleja D.B. Differences in soil properties in adjacent stands of Scots pine, Norway spruce and silver birch in SW Sweden // *For. Ecol. Manag.* 2011. V. 262. P. 522–530.
 157. Helfrich M., Ludwig B., Buurman P., Flessa H. Effect of land use on the composition of soil organic matter in density and aggregate fractions as revealed by solid-state C-13 NMR spectroscopy // *Geoderma*. 2006. V. 136. P. 331–341.
<https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2006.03.048>
 158. Huang W., Hammel K.E., Hao J., Thompson A., Timokhin V.I., Hall S.J. Enrichment of Lignin-Derived Carbon in Mineral-Associated Soil Organic Matter // *Environ Sci Technol.* 2019. V. 53. P. 7522–7531.
<https://doi.org/10.1021/acs.est.9b01834>
 159. Hurlbert S.H. Pseudoreplication and the design of ecological field experiments // *Ecological Monographs*. 1984. V. 54. P. 187–211.
 160. Huppmann D., Rogelj J., Kriegler E., Krey V., Riahi K. A new scenario resource for integrated 1.5°C research // *Nature Clim Change*. 2018. V. 8. P. 1027–1030.
<https://doi.org/10.1038/s41558-018-0317-4>
 161. Joneczak J., Oktaba L., Pawłowicz E., Chojnacka A., Regulski E., Słowińska S., Olejniczak I., Oktaba J., Kruczkowska B., Kondras M., Jankiewicz U., Wójcik-Gront E. Soil organic matter transformation influenced by silver birch (*Betula pendula* Roth) succession on abandoned from agricultural production sandy soil // *Eur. J. Forest Res.* 2023. V. 142. P. 367–379.
<https://doi.org/10.1007/s10342-022-01527-8>
 162. Kakirde S.K.S., Parsley L.C., Liles M.R. Size does matter: Application-driven approaches for soil metagenomics // *Soil Biol. Biochem.* 2010. V. 42. P. 1911–1923.
<https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2010.07.021>
 163. Kalinina O., Chertov O., Frolov P., Goryachkin S., Kuner P., Küper J., Kurganova I., Lopes de Gerenyu V., Lyuri D., Rusakov A., Kuzyakov Y., Giani L. Alteration process during the post-agricultural restoration of Luvisols of the temperate broad-leaved forest in Russia // *Catena*. 2018. V. 171. P. 602–612.
 164. Kalinina O., Goryachkin S.V., Karavaeva N.A., Lyuri D.I., Najdenko L., Giani L. Self-restoration of post-agrogenic sandy soils in the southern taiga of Russia: Soil development, nutrient status, and carbon dynamics // *Geoderma*. 2009. V. 152. P. 35–42.
<https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2009.05.014>
 165. Kalinina O., Goryachkin S.V., Lyuri D.I., Giani L. Post-agrogenic development of vegetation, soils, and carbon stocks under self-restoration in different climatic zones of European Russia // *Catena*. 2015. V. 129. P. 18–29.

166. *Kebonye N.M., Eze P.N., Ahado S.K., John K.* Structural equation modeling of the interactions between trace elements and soil organic matter in semiarid soils // *Int. J. Environ. Sci. Technol.* 2020. V. 17. P. 2205–2214.
167. *Kirkby C.A.* Nutrient availability limits carbon sequestration in arable soils // *Soil Biol. Biochem.* 2014. V. 68. P. 402–409.
168. *Kleber M., Eusterhues K., Keiluweit M., Mikutta C., Mikutta R., Nico P. S.* Chapter one – mineral–organic associations: formation, properties, and relevance in soil environments // *Advances in Agronomy*. Academic Press, 2015. P. 1–140.
<https://doi.org/10.1016/bs.agron.2014.10.005>
169. *Kleber M., Bourg I.C., Coward E.K., Hansel C.M., Myneni S.C.B., Nunan N.* Dynamic interactions at the mineral–organic matter interface // *Nature Rev. Earth Environ.* 2021. V. 2. P. 402–421.
<https://doi.org/10.1038/s43017-021-00162-y>
170. *Kolár L., Kužel S., Horáček J., Cechová V., Borová-Batt J., Peterka J.* Labile fractions of soil organic matter, their quantity and quality // *Plant Soil Environ.* 2009. V. 55. P. 245–251.
171. *Klink G.V., Semenov I.N., Nukhimovskaya Y.D., Gasanova Z.U., Stepanova N.Yu., Konyushkova M.V.* Temporal change in plant communities and its relationship to soil salinity and microtopography on the Caspian Sea coast // *Sci Rep.* 2022. V. 12. P. 18082.
<https://doi.org/10.1038/s41598-022-19863-5>
172. *Kopecký M., Kolár L., Perná K., Váchalová R., Mráz P., Konvalina P., Murindangabo Y.T., Ghorbani M., Menšík L., Dumbrovský M.* Fractionation of Soil Organic Matter into Labile and Stable Fractions // *Agronomy.* 2022. V. 12. P. 73.
<https://doi.org/10.3390/agronomy12010073>
173. *Kramer M.G., Chadwick O.A.* Climate-driven thresholds in reactive mineral retention of soil carbon at the global scale // *Nature Climate Change.* 2018. V. 8. P. 1104–1108.
174. *Krishna M.P., Mohan M.* Litter decomposition in forest ecosystems: A review. *Energy Ecol. Environ.* 2017. V. 2. P. 236–249.
175. *Krull E.S., Baldock J.A., Skjemstad J.O.* Importance of mechanisms and processes of the stabilisation of soil organic matter for modelling carbon turnover // *Functional Plant Biology.* 2003. V. 30. P. 207–222.
<https://doi.org/10.1071/FP02085>
176. *Kudryashova Ya.S., Chumbaev A.S., Tanasienko A.A., Solovyev S.V., Miller G.F., Bezborodova A.N., Filimonova D.A.* Post-agrogenic dynamics of soil properties of eroded agrochernoze in the forest-steppe zone of Western Siberia // *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science.* 2021. V. 8. P. 012101.
177. *Kurganova I., 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.
178. *Kuznetsova A.I., Geraskina A.P., Lukina N.V., Smirnov V.E., Tikhonova E.V., Shevchenko N.E., Gornov A.V., Ruchinskaya E.V., Tebenkova D.N.* Linking vegetation, soil carbon stocks, and earthworms in upland coniferous–broadleaf forests // *Forests.* 2021. V. 12. № 9. P. 1179. <https://doi.org/10.3390/f12091179>
179. *La Mantia T., Gristina L., Rivaldo E., Pasta S., Novara A., Rühl J.* The effect of post-pasture woody plant colonization on soil and aboveground litter carbon and nitrogen along bioclimatic transect // *iForest.* 2013. V. 6. P. 238–246.
<https://doi.org/10.3832/for0811-006>
180. *Lang L., Sun Z., Chen Y., Zhang Y., Li M.* Effects of earthworms and bacteria on carbon transformation and microbial community of soda saline-alkali soil by improvements of straw and manure mixture // *J. Agric. Resources Environ.* 2023. V. 40. P. 412–422.
181. *Lasota J., Błomska E., Łyszczyk S., Tibbett M.* Forest humus type governs heavy metal accumulation in specific organic matter fractions // *Water Air Soil Pollut.* 2020. V. 231. P. 80.
<https://doi.org/10.1007/s11270-020-4450-0>
182. *Le Bayon R.-C., Bullinger-Weber G., Schomburg A.C., Turberg P., Schlaepfer R., Guenat C.* Earthworms as ecosystem engineers: a review // Horton G. C. (Ed.) *Earthworms. Types, roles and research. Insects and other terrestrial Arthropods: biology, chemistry and behavior.* N.Y.: Nova Science Publishers, Inc., 2017. P. 129–177.
183. *Le Quéré C., Raupach M.R., Canadell J.G., Marland G., Bopp L., Ciais P., et al.* Trends in the sources and sinks of carbon dioxide // *Nature Geoscience.* 2009. V. 2. P. 831–836. <https://doi.org/10.1038/ngeo689>
184. *Lehmann J., Kleber M.* The contentious nature of soil organic matter // *Nature.* 2015. V. 528. P. 60–68.
<https://doi.org/10.1038/nature16069>
185. *Lejoly J., Quideau S., Laganière J., Karst J., Martineau C., Swallow M., Norris C., Samad A.* Earthworm-invaded boreal forest soils harbour distinct microbial communities // *Soil.* 2023. V. 9. P. 461–478.
<https://doi.org/10.5194/soil-9-461-2023>
186. *Li F., Hu J., Xie Y., Yang G., Hu C., Chen X., Deng Z.* Foliar stoichiometry of carbon, nitrogen, and phosphorus in wetland sedge *Carex brevicuspis* along a small-scale elevation gradient // *Ecol. Indic.* 2018. V. 92. P. 322–329.
<https://doi.org/10.1016/j.ecolind.2017.04.059>
187. *Li C., Li C., Zhao L., Ma Y., Tong X., Deng J., Ren C., Han X., Yang G.* Dynamics of storage and relative availability of soil inorganic nitrogen along revegetation chronosequence in the loess hilly region of China // *Soil Till. Res.* 2019. V. 187. P. 11–20.
<https://doi.org/10.1016/j.still.2018.11.006>
188. *Liang C., Amelung W., Lehmann J., Kaestner M., Kaestner M.* Quantitative assessment of microbial necromass contribution to soil organic matter // *Global Change Biology.* 2019. V. 25. P. 3578–3590.
<https://doi.org/10.1111/gcb.14781>

189. Lovett G.M., Arthur M.A., Crowley K.F. Effects of calcium on the rate and extent of litter decomposition in a northern hardwood forest // *Ecosystems*. 2016. V. 19. P. 87–97. <https://doi.org/10.1007/s10021-015-9919-0>
190. Lugato E., Lavallee J., Haddix M., Panagos P., Cotrufo M. F. Different climate sensitivity of particulate and mineral-associated soil organic matter // *Nature Geoscience*. 2021. V. 14. P. 295–300. <https://doi.org/10.1038/s41561-021-00744-x>
191. Lukina N., Kuznetsova A., Tikhonova E., Smirnov V., Danilova M., Gornov A., Bakhmet O., Kryshen A., Tebenkova D., Shashkov M., Knyazeva S. Linking forest vegetation and soil carbon stock in Northwestern Russia // *Forests*. 2020. V. 11. P. 979.
192. Maslov M.N., Maslova O.A. Soil nitrogen mineralization and its sensitivity to temperature and moisture in temperate peatlands under different land-use management practices // *Catena*. 2022. V. 210. P. 105922. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2021.105922>
193. Matasov V.M. How natural and positional factors influenced land-use change during the last 250 years in temperate Russia // *Landscape Patterns in a Range of Spatio-Temporal Scales. Landscape Series*. Cham: Springer, 2020. V. 26. https://doi.org/10.1007/978-3-030-31185-8_23
194. McDonald S., A.G. Bishop, P.D. Prenzler, K. Robards. Analytical chemistry of freshwater humic substances // *Analytica Chimica Acta*. 2004. V. 527. Is. 2. P. 105–124. <https://doi.org/10.1016/j.aca.2004.10.011>
195. Muñoz-Rojas M. Soil quality indicators: Critical tools in ecosystem restoration // *Curr. Opin. Environ. Sci. Health*. 2018. V. 5. P. 47–52.
196. Ojha R.B., Kristiansen P., Atreya K., Wilson B. Changes in soil organic carbon fractions in abandoned croplands of Nepal // *Geoderma Regional*. 2023. V. 33. P. e00633. <https://doi.org/10.1016/j.geodrs.2023.e00633>
197. Panwar P., Mahalingappa D.G., Kaushal R., Bhardwaj D.R., Chakravarty S., Shukla G., Thakur N.S., Chavan S.B., Pal S., Nayak B.G. Biomass Production and Carbon Sequestration Potential of Different Agroforestry Systems in India: A Critical Review // *Forests*. 2022. V. 13. P. 1274. <https://doi.org/10.3390/f13081274>
198. Paustian K., Elliott E.T., Petersen G.A., Killian K. Modeling climate, CO₂ and management impacts on soil carbon in semi-arid agroecosystems // *Plant and Soil*. 1996. V. 187. P. 351–365.
199. Pershina E., Valkonen J., Kurki P., Ivanova E., Chirak E., Korvigo I., Provorov N., Andronov E. Comparative analysis of prokaryotic communities associated with organic and conventional farming systems // *PloS One*. 2015. V. 10. P. e0145072. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0145072>
200. Pham T.G., Nguyen H.T., Kappas M. Assessment of soil quality indicators under different agricultural land uses and topographic aspects in Central Vietnam // *Int. Soil Water Conserv. Res.* 2018. V. 6. P. 280–288.
201. Pickett S.T.A. Space-for-time substitution as an alternative to long-term studies // *Long-Term Studies in Ecology*. N.Y.: Springer, 1989. P. 110–135. <https://doi.org/10.1007/978-1-4615-7358-6>
202. Pižl V. Succession of earthworm populations in abandoned fields // *Soil Biol. Biochem.* 1992. V. 24. P. 1623–1628. [https://doi.org/10.1016/0038-0717\(92\)90160-Y](https://doi.org/10.1016/0038-0717(92)90160-Y)
203. Poeplau C., Don A., Vesterdal L., Leifeld J., van Wessmael B., Schumacher J., Gensior A. Temporal dynamics of soil organic carbon after land-use change in the temperate zone – carbon response functions as a model approach // *Global Change Biology*. 2011. V. 17. P. 2415–2427. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2011.02408.x>
204. Polyakov V., Abakumov E. Estimation of carbon stocks and carbon sequestration rates in abandoned agricultural soils of northwest Russia // *Atmosphere*. 2023. V. 14. P. 1370. <https://doi.org/10.3390/atmos14091370>
205. Prescott C.E. Litter decomposition: What controls it and how can we alter it to sequester more carbon in forest soils? // *Biogeochemistry*. 2010. V. 101. P. 133–149.
206. Rajput V., Minkina T., Semenov I., Klink G., Tarigholizadeh S., Sushkova S. Phylogenetic analysis of hyperaccumulator plant species for heavy metals and polycyclic aromatic hydrocarbons // *Environmental Geochemistry and Health*. 2021. V. 43. P. 1629–1654. <https://doi.org/10.1007/s10653-020-00527-0>
207. Ren C., Liu W., Zhao F., Zhong Z., Deng J., Han X., Yang G., Feng Y., Ren G. Soil bacterial and fungal diversity and compositions respond differently to forest development // *Catena*. 2019. V. 181. P. 104071. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2019.104071>
208. Risch A.C., Jurgensen M.F., Page-Dumroese D.S., Wildi O., Schütz M. Long-term development of above- and below-ground carbon stocks following land-use change in subalpine ecosystems of the Swiss National Park // *Can. J. For. Res.* 2008. V. 38. P. 1590–1602. <https://doi.org/10.1139/X08-014>
209. Rowley M.C., Grand S., Verrecchia É.P. Calcium-mediated stabilisation of soil organic carbon // *Biogeochemistry*. 2018. V. 137. P. 27–49. <https://doi.org/10.1007/s10533-017-0410-1>
210. Ruskule A., Nikodemus O., Kasparinskis R., Prižavoi D., Bojāre D., Brūmelis G. Soil–vegetation interactions in abandoned farmland within the temperate region of Europe // *New Forests*. 2016. V. 47. P. 587–605. <https://doi.org/10.1007/s11056-016-9532-x>
211. Russo S.E., Legge R., Weber K.A., Brodie E.L., Goldfarb K.C., Benson A.K., Tan S. Bacterial community structure of contrasting soils underlying Bornean rain forests: Inferences from microarray and next-generation sequencing methods // *Soil Biol. Biochem.* 2012. V. 55. P. 48–59. <https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2012.05.021>

212. Sarikurkcü C., Akata I., Guven G., Tepe B. Metal concentration and health risk assessment of wild mushrooms collected from the Black Sea region of Turkey // *Environ. Sci. Pollut. Res.* 2020. V. 27. P. 26419–26441. <https://doi.org/10.1007/s11356-020-09025-3>
213. Schmidt M.W., Torn M.S., Abiven S., Dittmar T., Guggenberger G., Janssens I.A. et al. Persistence of soil organic matter as an ecosystem property // *Nature*. 2011. V. 478. P. 49–56. <https://doi.org/10.1038/nature10386>
214. Schulz S., Brankatschk R., Dümig A., Kögel-Knabner I., Schloter M., Zeyer J. The role of microorganisms at different stages of ecosystem development for soil formation // *Biogeosciences*. 2013. V. 10. P. 3983–3996. <https://doi.org/10.5194/bg-10-3983-2013>
215. Semenov I.N., Klink G.V., Lebedeva M.P., Krupskaya V.V., Chernov M.S., Dorzhieva O.V., Kazinskiy M.T., Sokolov V.N., Zavatskaya A.V. The variability of soils and vegetation of hydrothermal fields in the Valley of Geysers at Kamchatka Peninsula // *Scientific Reports*. 2021. V. 11. P. 11077. <https://doi.org/10.1038/s41598-021-90712-7>
216. Semenov I.N., Konyushkova M.V. Geochemical partition of chemical elements in Kastanozems and Solonetz in a local catchment within a semiarid landscape of SW Russia // *Catena*. 2022. V. 210. P. 105869. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2021.105869>
217. Shabtai I.A., Wilhelm R.C., Schweizer S.A., Höschen C., Buckley D.H., Lehmann J. Calcium promotes persistent soil organic matter by altering microbial transformation of plant litter // *Nat Commun.* 2023. V. 19. № 14. P. 6609. <https://doi.org/10.1038/s41467-023-42291-6>
218. Shao P., Liang C., Lynch L., Xie H., Bao X. Reforestation accelerates soil organic carbon accumulation: Evidence from microbial biomarkers // *Soil Biology and Biochemistry*. 2019. V. 131. P. 182–190. <https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2019.01.012>
219. Shao P., Liang C., Rubert-Nason K., Li X., Xie H., Bao X. Secondary successional forests undergo tightly-coupled changes in soil microbial community structure and soil organic matter // *Soil Biol. Biochem.* 2019. V. 128. P. 56–65. <https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2018.10.004>
220. Shepherd R.M., Oliverio A.M. Micronutrients modulate the structure and function of soil bacterial communities // *Soil Biol. Biochem.* 2024. V. 192. P. 109384. <https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2024.109384>
221. Shopina O.V., Bondar A.I., Tikhonova E.V., Titovets A.V., Semenov I.N. The soil bacterial communities show resilience in composition and function for 30 years of pine self-reforestation on agricultural lands in Western Russia // *Applied Soil Ecology*. 2024. V. 202. P. 105570. <https://doi.org/10.1016/j.apsoil.2024.105570>
222. Shrestha B.M., Chen H. Y. H. Effects of stand age, wildfire and clearcut harvesting on forest floor in boreal mixedwood forests // *Plant and Soil*. 2010. V. 336. P. 267–277. <https://doi.org/10.1007/s11104-010-0475-2>
223. Six J., Conant R.T., Paul E.A., Paustian K. Stabilization mechanisms of soil organic matter: Implications for C-saturation of soils. *Plant and Soil*. 2002. V. 241. P. 155–176. <https://doi.org/10.1023/A:1016125726789>
224. Smal H., Olszewska M. The effect of afforestation with Scots pine (*Pinus sylvestris* L.) of sandy post-arable soils on their selected properties. II. Reaction, carbon, nitrogen and phosphorus // *Plant Soil*. 2008. V. 305. P. 171–187. <https://doi.org/10.1007/s11104-008-9538-z>
225. Sollins P., Homann P., Caldwell B.A. Stabilization and destabilization of soil organic matter: Mechanisms and controls // *Geoderma*. 1996. V. 74. P. 65–105. [https://doi.org/10.1016/S0016-7061\(96\)00036-5](https://doi.org/10.1016/S0016-7061(96)00036-5)
226. Spohn M., Novák T. J., Incze J., Giani L. Dynamics of soil carbon, nitrogen, and phosphorus in calcareous soils after land-use abandonment – A chronosequence study // *Plant Soil*. 2016. V. 401. P. 185–196. <https://doi.org/10.1007/s11104-015-2513-6>
227. Souza R., Favas P., Varun M., Paul S. Dynamics of Trace Element Bioavailability in Soil (Chapter 13) // *Medical Geology: En route to One Health* Hoboken, New Jersey: John Wiley & Sons, Inc., 2023. <https://doi.org/10.1002/9781119867371.ch13>
228. Stevens 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 Management*. 2008. V. 24. № 1. P. 69–79. <https://doi.org/10.1111/j.1475-2743.2007.00135.x>
229. Stone M.M., de Forest J.L., Plante A.F. Changes in extracellular enzyme activity and microbial community structure with soil depth at the Luguillo Critical Zone Observatory // *Soil Biol. Biochem.* 2014. V. 75. P. 237–247. <https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2014.04.017>
230. Terhonen E., Blumenstein K., Kovalchuk A., Asiegbu F.O. Forest tree microbiomes and associated fungal endophytes: Functional roles and impact on forest health // *Forests*. 2019. V. 10. P. 42.
231. Urbanski L., Kalbitz K., Rethemeyer J., Schad P., Kögel-Knabner I. Unexpected high alkyl carbon contents in organic matter-rich sandy agricultural soils of Northwest Central Europe // *Geoderma*. 2023. V. 439. P. 116695. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2023.116695>
232. Valle S.R., Carrasco J. Soil quality indicator selection in Chilean volcanic soils formed under temperate and humid conditions // *Catena*. 2018. V. 162. P. 386–395. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2017.10.024>
233. Veen (Ciska) G. F., De Long J.R., Kardol P., Sundqvist M.K., Snoek L. B., Wardle D.A. Coordinated responses of soil communities to elevation in three subarctic

- vegetation types // *Oikos*. 2017. V. 126. P. 1586–1599.
<https://doi.org/10.1111/oik.04158>
234. *Vesterdal L., Clarke N., Sigurdsson B.D., Gundersen P.* Do tree species influence soil carbon stocks in temperate and boreal forests? // *For. Ecol. Manag.* 2013. V. 309. P. 4–18.
235. *Vesterdal L., Ritter E., Gundersen P.* Change in soil organic carbon following afforestation of former arable land // *For. Ecol. Manag.* 2002. V. 169. P. 137–147.
236. *Wall A., Hytönen J.* Soil fertility of afforested arable land compared to continuously // *Plant Soil* 2005. V. 275. P. 247–260.
237. *Wang B., Lerdau M.T., He Y.* Widespread production of nonmicrobial greenhouse gases in soils // *Global Change Biology*. 2017. V. 23. P. 4472–4482.
238. *Wang J., Zhang B., Wang J., Zhang G., Yue Z., Hu L., Yu J., Liu Z.* Effects of different agricultural waste composts on cabbage yield and rhizosphere environment // *Agronomy*. 2024. V. 14. P. 413.
<https://doi.org/10.3390/agronomy14030413>
239. *Wang S., Jia Y., Liu T., Wang Y., Liu Z., Feng X.* Delineating the role of calcium in the large-scale distribution of metal-bound organic carbon in soils // *Geophys. Res. Lett.* 2021. V. 48. P. e2021GL092391.
240. *Wang X., Wang C, Fan X, Sun L., Sang C., Wang X, Jiang P., Fang Y., Bai E.* Mineral composition controls the stabilization of microbially derived carbon and nitrogen in soils: Insights from an isotope tracing model // *Global Change Biology*. 2024. V. 30. P. e17156.
<https://doi.org/10.1111/gcb.17156>
241. *Wani K.A., Mamta Shuab R., Lone R.A.* Earthworms and associated microbiome: Natural boosters for agro-ecosystems // *Probiotics in Agroecosystem*. Singapore: Springer, 2017. P. 469–489.
https://doi.org/10.1007/978-981-10-4059-7_252017
242. *Whalen E.D., Grandy A.S, Sokol N.W, Keiluweit M, Ernakovich J, Smith R.G., Frey S.D.* Clarifying the evidence for microbial- and plant-derived soil organic matter, and the path toward a more quantitative understanding // *Global Change Biology*. 2022. V. 28. P. 7167–7185. <https://doi.org/10.1111/gcb.16413>
243. *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 Reviews Earth & Environment*. 2023. V. 4. P. 135–136.
<https://doi.org/10.1038/s43017-023-00396-y>
244. *Xiao L., Zhao R., Zhang X.* Crop cleaner production improvement potential under conservation agriculture in China: A meta-analysis // *J. Cleaner Production*. 2020. V. 269. P. 122262.
<https://doi.org/10.1016/j.jclepro.2020.122262>
245. *Xu C., Chen Z., Xia S., Zhao W., Zhang Q., Teng J., Yu X.* The initial mass of residue can regulate the impact of *Phragmites australis* decomposition on water quality: A case study of a mesocosm experiment in a wetland of North China // *J. Freshw. Ecol.* 2021. V. 36. P. 49–62.
246. *Xavitt J.B., Pipes G.T., Olmos E.C., Zhang J., Shapleigh J.P.* Soil organic matter, soil structure, and bacterial community structure in a post-agricultural landscape // *Frontiers in Earth Science*. 2021. V. 9. P. 590103.
247. *Yu G.-H., Kuzyakov Y.* Fenton chemistry and reactive oxygen species in soil: Abiotic mechanisms of biotic processes, controls and consequences for carbon and nutrient cycling // *Earth-Science Reviews*. 2021. V. 214. P. 103525.
248. *Zamulina I.V., Gorovtsov A.V., Minkina T.M., Mandzhieva S.S., Bauer T.V., Burachevskaya M.V.* The influence of long-term Zn and Cu contamination in Spolic Technosols on water-soluble organic matter and soil biological activity // *Ecotoxicol. Environ. Saf.* 2021. V. 208. P. 111471.
249. *Zhang B., Zhang F., Wang X., Chen D., Tian Y., Wang Y., Zheng J., Li Sh., Li Zh., Han G., Zhao M.* Secondary succession of soil, plants, and bacteria following the recovery of abandoned croplands in two semi-arid steppes // *Land Degradation and Development*. 2023. V. 35. № 1. P. 296–307.
250. *Zhang Y., Hobbie S.E., Schlesinger W.H., Berg B., Sun T., Zhu J.* Exchangeable manganese regulates carbon storage in the humus layer of the boreal forest // *Proceedings of the National Academy of Sciences USA*. 2024. V. 121. P. e2318382121.
<https://doi.org/10.1073/pnas.2318382121>
251. *Zhang C., Liu G.B., Xie S., Zhang C.S.* Characteristics of soil microelements contents in the rhizospheres of different vegetation in hilly-gully region of Loess Plateau // *Chinese J. Appl. Ecology*. 2012. V. 23. P. 645–650.
252. *Zhang H., Xue D., Huang X., Wu H., Chen H.* Earthworms Modify the Soil Bacterial Community by Regulating the Soil Carbon, Enzyme Activities, and pH // *J. Soil Sci. Plant Nutrition*. 2023. V. 23. P. 5360–5373.
253. *Zhang W., Hendrix P.F., Dame L.E., Burke R.A., Wu J., Neher D.A., Li J., Shao Y., Fu S.* Earthworms facilitate carbon sequestration through unequal amplification of carbon stabilization compared with mineralization // *Nat Commun*. 2013. V. 4. P. 2576.
<https://doi.org/10.1038/ncomms3576>
254. *Zhelezova A., Chernov T., Nikitin D., Tkhakakhova A., Ksenofontova N., Zverev A., Kutovaya O., Semenov M.* Seasonal Dynamics of soil bacterial community under long-term abandoned cropland in boreal climate // *Agronomy*. 2022. V. 12. P. 519.
<https://doi.org/10.3390/agronomy12020519>
255. *Zhu Y., Zhang Q., Li Y., Pan Z., Liu C., Lin D., Gao J., Tang Z., Li Z., Wang R., Sun J.* Role of soil and foliar-applied carbon dots in plant iron biofortification and cadmium mitigation by triggering opposite iron signaling in roots // *Small*. V. 19. P. 2301137.
<https://doi.org/10.1002/sml.202301137>

Regradational Changes in the Chemical Properties of Postagrogenic Soils (Review)

I. N. Semenov^{a, b, *}

^a*Lomonosov Moscow State University, Moscow, 119991 Russia*

^b*Center for Forest Ecology and Productivity of the Russian Academy of Sciences,
Moscow, 117997 Russia*

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

This review summarizes information about the properties of postagrogenic soils with a focus on the composition of soil organic matter (SOM) during the natural self-revegetation. Within one landscape zone, from the chronoseris of the plowed horizon with the poorest substrate to the richest, the contrast in changes in acidity, content and reserves of SOM, and its enrichment in N decreases. This trend is also typical for the series of postagrogenic soils “sandy and sandy loam in (sub)taiga – loamy in (sub)taiga – loamy in (forest-)steppe.” In the previously plowed horizon, with the natural self-revegetation, the pH value and the content of mobile K decreases in the (sub)taiga and remains unchanged in the (forest)steppe. The content of mobile P and exchangeable Ca and Mg decreases slightly in the sandy soils of the (sub)taiga and is constant in the loamy soils of the (sub)taiga and (forest)steppe. For the content of SOM and total N, multidirectional trends were noted in the sandy soils at the (sub)taiga and at the loamy soils, an increase or uniform distribution during the self-revegetation in (sub)taiga and (forest)steppe. The mobile fractions of transition metals and Ca as well as active forms of O play an important but not fully understood role in the stabilization and destruction of SOM. In the context of postagrogenic regenerative changes in soils, only pilot assessments of the transformation of SOM composition have been carried out.

Keywords: carbon cycle, chronosequence, space-for-time substitution, ecological indicators, soil microbiome, earthworms, fungi, vegetation

ДЕГРАДАЦИЯ, ВОССТАНОВЛЕНИЕ И ОХРАНА ПОЧВ

УДК 631.6.02:631.459.21:632.125

ОЦЕНКА ЗАГРЯЗНЕНИЯ ПОЧВ И ЭРОЗИОННЫХ ПРОЦЕССОВ В РЕСПУБЛИКЕ КАЗАХСТАН ПО ЛИТЕРАТУРНЫМ ДАННЫМ

© 2025 г. Т.А. Парамонова^{a, b} (<http://orcid.org/0000-0001-8179-8074>),

Е.А. Шынбергенов^{a, c, *} (<http://orcid.org/0000-0001-8412-434X>),

Д.В. Ботавин^a (<http://orcid.org/0000-0001-8374-2496>),

В.Н. Голосов^{a, d} (<http://orcid.org/0000-0002-4351-8323>)

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

^bИнститут глобального климата и экологии имени академика Ю.А. Израэля,
ул. Глебовская, 20Б, Москва, 107258 Россия

^cКызылординский университет имени Коркыт Ата, Айтеке би, 29а, Кызылорда, 120014 Казахстан

^dКазанский Федеральный университет, Кремлевская ул., 18, Казань, 420008 Россия

*e-mail: shynbergenov.erlan@mail.ru

Поступила в редакцию 27.04.2024 г.

После доработки 04.09.2024 г.

Принята к публикации 05.09.2024 г.

Систематизированы данные по уровню загрязнения почв и темпам эрозионных процессов в Республике Казахстан (РК) в пределах речных бассейнов с высокой вероятностью вторичного загрязнения почв вследствие латеральной миграции загрязняющих веществ, переносимых совместно с наносами. С использованием поисковых систем Google Scholar, Springer Link, Science Direct, Scopus и РИНЦ были собраны публикации по загрязнению почв тяжелыми металлами, радионуклидами техногенного и природного происхождения, нефтью и нефтепродуктами и компонентами ракетного топлива, а также характеризующие темпы водной и ветровой эрозии и степень эродированности почв РК. На основе собранных данных составлены тематические карты РК, на которых отображены территории с повышенными концентрациями загрязняющих веществ в почвах в пределах крупных речных бассейнов. С использованием сопоставления карт загрязнения почв и карты водной и ветровой эрозии РК выделены бассейны рек, в пределах которых наиболее высока вероятность вторичного загрязнения почв из-за переноса загрязненных частиц водно-эрозионными процессами, а также их локальным переносом за счет развития ветровой эрозии. Установлено, что наиболее интенсивно процессы вторичного загрязнения, прежде всего, аллювиальных почв могут происходить в бассейнах рек Иртыш и Шу. Следует учитывать, что имеющиеся оценки темпов водной эрозии получены на основе расчетов по эрозионным моделям, а оценки ветровой эрозии основаны на полуколичественных данных. В этой связи для различных регионов РК необходимы исследования по верификации расчетов темпов эрозии по эрозионным моделям на основе полевых данных.

Ключевые слова: экологическая оценка, деградация почв, тяжелые металлы, радионуклиды, нефтепродукты, водная и ветровая эрозия почв, речной бассейн

DOI: 10.31857/S0032180X25010101, **EDN:** BXOZSB

ВВЕДЕНИЕ

Загрязнение почв является глобальной проблемой, тесно связанной с уровнями заболеваемости и обеспечением продовольственной безопасности населения [62]. Основными источниками повышения уровня загрязнения почв является выпадение загрязняющих веществ из

атмосферы, наиболее ярко выраженное в районах горнодобывающей деятельности, расположения металлургических заводов, химических производств и других источников промышленных выбросов, а также испытаний ядерного оружия и техногенных аварий, в том числе на объектах атомной промышленности и энергетики [50,

62, 90]. В равной мере локальное загрязнение почв связано с размывом хвостохранилищ, терриконов угольных шахт и отвалов пород на месторождениях полезных ископаемых, организацией хранения промышленных отходов, включая складирование серы, ядерных и бытовых отходов, внесения удобрений и пестицидов на землях сельскохозяйственного использования [12, 80], а в последние 60 лет — и от остатков ракетного топлива на космодромах и в районах падения отделяемых частей ракетносителей [46]. Следует учитывать, что в ореолах положительных геохимических аномалий концентрации в почвах тяжелых металлов, радионуклидов и других загрязняющих веществ в почве могут быть связаны с их исходно повышенным относителем фоновому содержанию в коренных породах [43].

Республика Казахстан (РК) является одной из ведущих стран по запасам, добыче и переработке минерального сырья. Она занимает первое место по запасам W, второе место по запасам U и Cг и входит в пятерку лидеров по запасам Mn, Ag, Zn, Pb. По общему объему добычи минерального сырья без учета нефти и газа РК находится на 10 месте в мире. А по добыче и поставкам U на мировой рынок он находится в тройке лидеров. Постоянно увеличиваются и объемы добычи и переработки других металлов, особенно на востоке и северо-востоке РК. Энергетический сектор потребностей РК обеспечивается эксплуатацией угольных, нефтяных и газовых месторождений (на 57, 21 и 19% соответственно) [34], что создает в районах добычи и переработки горючих полезных ископаемых обширные площади запечатанных и нарушенных почв, а также вероятность их загрязнения углеродсодержащей пылью и нефтепродуктами. В советский период в республике РК действовал ряд полигонов по испытанию ядерного оружия. Наконец, следствием запусков ракет с космодрома Байконур является загрязнение почв остатками ракетного топлива.

При этом за счет развития процессов водной и ветровой эрозии происходит вторичное загрязнение почв, обусловленное латеральной миграцией загрязняющих веществ, сорбированных на почвенных частицах. Причем пыль, переносимая при развитии процессов ветровой эрозии, попадает непосредственно в дыхательные пути человека. Пыль, вовлеченная в перенос ветром на участках с повышенным содержанием токсичных и/или радиоактивных элементов в почве, может транспортироваться на различные расстояния, способствуя загрязнению территорий, находящихся на различном удалении от участков начального загрязнения почвы [7, 81]. Аналогично развитие процессов водной эрозии способствует переносу загрязненных почвенных частиц и их последующему переотложению в различных звеньях флювиальной сети

(днища долин, водоемы природного и антропогенного происхождения) [9, 92]. В этой связи при анализе возможных негативных последствий загрязнения почв важно учитывать и потенциальные возможности переноса загрязненных почвенных частиц при развитии процессов ветровой и водной эрозии внутри речных бассейнов и формирование новых очагов загрязнения почв на удалении от территорий с первичным загрязнением.

В данном обзоре обобщены опубликованные результаты оценок загрязнения почв РК за последние 10–15 лет по типам источников загрязнения, приведены имеющиеся оценки интенсивности проявления водной и ветровой эрозии в различных регионах РК. На основе совместного анализа карт загрязнения почв и особенностей распространения различных видов загрязнения выделены речные бассейны РК, в пределах которых в первую очередь необходимо проведение детальных полевых исследований для выявления возможных негативных последствий перераспределения водно-эрозионными процессами загрязненных наносов и формирование участков с повышенными уровнями загрязнения почв в пределах днищ суходолов, речных долин и примыкающих к ним территорий.

При этом многообразии почв РК, среди которых встречаются черноземы обыкновенные и южные (Chernozems), темно-каштановые и каштановые почвы (Kastanozems) степей Западно-Сибирской низменности и Казахского мелкосопочника, светло-каштановые, бурые и серо-бурые почвы (Calcisols) Прикаспийской и Торгайской низменностей, плато Устюрт и Бетпакдала, сероземы предгорий (Regosols) и горные почвы (Leptosols) островных низкогорий Центрального Казахстана, Алтая и Тянь-Шаня, а также интразональные почвы (аллювиальные (Fluvisols), луговые (Gleysols), солоды (Planosols), солончаки (Solonchaks), солонцы (Solonetz), пески (Arenosols) и др. [21]), определяет формирование сложной конфигурации геохимического поля загрязнения почвенного покрова РК, в котором ореолы рассеяния поллютантов от техногенных источников накладываются на природную матрицу ландшафтных особенностей наземных экосистем, создавая условия развития природно-техногенных процессов миграции экотоксикантов.

Загрязнение почв в РК. Основными загрязняющими веществами почв РК являются радионуклиды в районе расположения бывшего Семипалатинского (Семейского) испытательного полигона (СИП) [39, 44, 78], тяжелые металлы (ТМ) на урбанизированных территориях [57, 77, 88] и на пахотных орошаемых землях [40, 83], нефть и нефтепродукты, поступающие в окружающую среду при разнообразной антропогенной деятельности [32, 33, 35, 64], а также компоненты топлива ракет,

стартовых с комплекса космодрома Байконур [41, 42, 46, 63, 68, 71, 73, 79, 91]. Если при поступлении в почвы районов падения ступеней ракет-носителей остатков ракетного топлива (в том числе несимметричный 1,1-диметилгидразин, (НДМГ, гептил)), как правило, формируются точечные ореолы загрязнения в виде пятен диаметром от 8 до 10 м [61], то земли РК, загрязненные другими поллютантами — ТМ, радиоактивными веществами, нефтепродуктами — занимают в настоящее время около 21.5 млн га (рис. 1а–1в) [78], что составляет ≈8% площади страны. Эти загрязнители распространены на 59% территории Атырауской области, 19% Актюбинской, 13% Западно-Казахстанской и 9% Мангистауской областей [78], тогда как небольшие участки с загрязнением остатками ракетного топлива располагаются в центральной части РК и на востоке страны (рис. 1д) и в общей сложности занимают площади не более нескольких сотен квадратных метров. Малые площади загрязнения почв ракетным топливом по существу исключают саму возможность формирования участков вторичного загрязнения, связанных с переносом

водно-эрозионными процессами загрязненных частиц почвы с участков начального загрязнения. Текущие средние уровни загрязнения почв ТМ в городах РК представлены в приложении (табл. S1). Действующие в РК гигиенические нормативы предельно-допустимых концентраций (ПДК) загрязняющих веществ в почвах и фактические значения [17, 27], осредненные по городам с разной численностью населения, приведены в приложении (табл. S2, S3).

Загрязнение почв РК тяжелыми металлами. Основная часть глобальных антропогенных выбросов ТМ происходит за счет бурного развития экономики стран Азии. На них приходится 49% мировых выбросов в атмосферу Cd, 50% — Cu, 43% — Pb и 61% — Zn, а четыре азиатские страны (Китай, Япония, Республика Корея и Казахстан) входят в десятку крупнейших источников выбросов Cd и Hg [69, 74]. В литературе имеются данные по пунктам отбора проб почвы, донных отложений и поверхностных вод в местах повышенного содержания ТМ на территории РК [40].

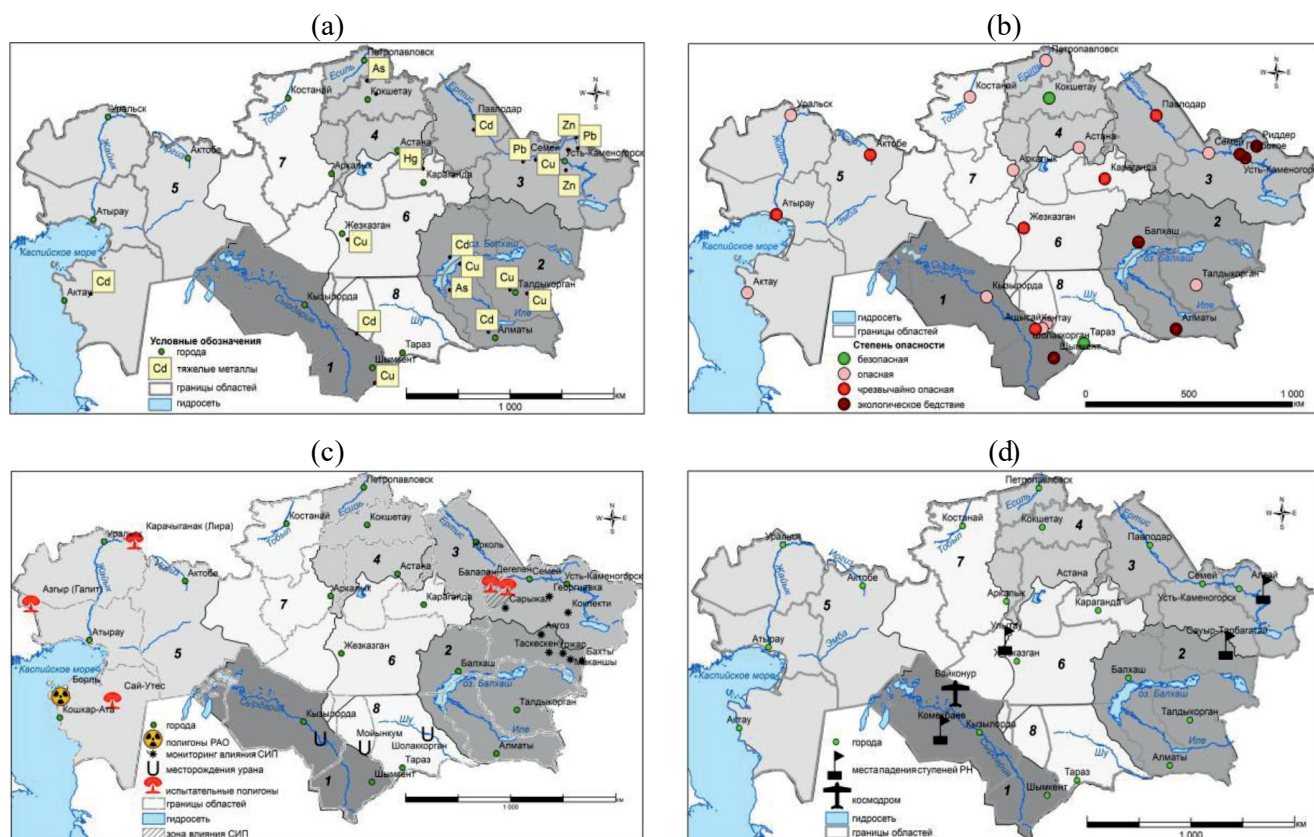


Рис. 1. Загрязнение почв Республики Казахстан: (а) — тяжелыми металлами; (б) — по степени опасности загрязнения почв в городах РК на основе кратности превышения ПДК химических веществ в почве по данным [21]; (с) — радионуклидное; (д) — компонентами ракетного топлива. Цифрами и различным тоном от белого до темно-серого на всех картах обозначены бассейновые инспекции: 1 — Арало-Каспийская, 2 — Балкаш-Алакольская, 3 — Ертысская, 4 — Есильская, 5 — Жайык-Каспийская, 6 — Нура-Сарысуская, 7 — Тобол-Торгайская, 8 — Шу-Таласская.

В целом только под размещение производственных отходов цветной и черной металлургии, химической промышленности занято ≈ 15 тыс. га земельных площадей, из них отвалы горных пород занимают 8 тыс. га, хвосты обогатительных фабрик — около 6 тыс. га и отвалы металлургических заводов — более 500 га [21]. Еще более значительны площади земель, подверженных воздействию аэрогенного поступления ТМ в почвы. На локальном уровне сверхнормативное накопление ТМ в почвах проявляется, прежде всего, на урбанизированных территориях, где сосредоточены промышленные источники выбросов, сбросов и образования твердых промышленных и коммунальных отходов. РГП “Казгидромет” с 2010 г. осуществляет непрерывные измерения концентрации 5 тяжелых металлов (Pb, Cd, Cu, Zn и Cr) в почвах 22 крупных городов Казахстана, что позволило обобщить сведения по кратности превышения ПДК загрязняющих веществ в урбопочвах [21, 22, 23]. Наиболее неблагоприятным по показателям накопления ТМ в почвах признан треугольник между городами Усть-Каменогорск, Риддер, Зыряновск в Восточно-Казахстанской области [21]. Среди самых загрязненных населенных пунктов РК лидируют города Алматы [31, 84, 94], Усть-Каменогорск [88], Риддер, Шымкент [40, 77, 93], Балхаш и п. Глубокое Восточно-Казахстанской области [10, 56]. В частности, центром цветной металлургии является г. Усть-Каменогорск с крупнейшими предприятиями ТОО “Казцинк” и АО “Усть-Каменогорский титано-магниевый комбинат”. Основными источниками загрязнения почв ТМ в г. Шымкент являются разрабатываемые месторождения полиметаллических руд, горно-обогатительная фабрика, промышленные предприятия цветной металлургии (свинцовый завод, аккумуляторный завод). Город Риддер является одним из центров горнодобывающей и металлургической промышленности (Zn, Pb, драгоценные металлы); в 2022 г. мониторинг содержания ТМ в почвах парковой зоны города, удаленных на ≈ 2 –4 км от границ промплощадок свинцового и цинкового заводов Лениногорского полиметаллического комбината выявил накопление Pb на уровне 805–940 мг/кг, что сигнализирует о высоком уровне загрязнения почв [14]. Горнометаллургический комбинат ТОО Корпорации “Казахмыс” — основной источник загрязнения почв в г. Балхаш (рис. 1а). В 2022 г. в урбопочвах санитарно-защитной зоны предприятия были обнаружены экстремально высокие концентрации Zn (1300 мг/кг) и Cu (300 мг/кг), а в парковой зоне города содержание элементов в почвах составляло 565 и 90 мг/кг соответственно [14]. Особенности расположения г. Алматы в предгорьях и высокая численность населения способствуют тому, что автотранспорт и ТЭЦ являются основными источниками загрязнения почв. Наконец, результаты

исследований в г. Кентау (табл. S2) показали, что в почвах по-прежнему содержатся тяжелые металлы (Zn, Pb, Cu и Cd) в концентрациях, превышающих предельно допустимые, хотя с момента закрытия горно-обогатительной фабрики “ПК Южполиметалл” прошло уже 27 лет [57]. В урбопочвах п. Глубокое Восточно-Казахстанской области зафиксировано чрезвычайно высокое содержание ТМ: опасное или очень опасное загрязнение охватывает 84% площади данного населенного пункта [10, 56]. По данным Казгидромета, превышения ПДК_{вал} по содержанию Pb были выявлены в 24, Cu — в 18, Zn — в 12, Cr — в 4 городах РК [14]. Таким образом, загрязнение почв ТМ в РК преимущественно связано с добычей и переработкой полиметаллических руд, а также с дальнейшими производственными циклами по использованию металлов, наиболее часто территориально приуроченными к производственным зонам земель населенных пунктов (рис. 1б). В этой связи открытые опубликованные данные по загрязнению почв ТМ в основном ограничиваются оценками уровней их накопления в урбопочвах различных городов РК.

Проблема загрязнения почв РК экотоксикантами класса ТМ не ограничивается только границами земель поселений или добычи полезных ископаемых. Например, недавнее скрининговое обследование экологического состояния почв пахотных угодий ЛКХ “Ждановское” Костанайской области выявило высокий уровень риска для здоровья людей, возникающий вследствие избыточного накопления в агрочерноземах соединений As, Cd, Hg, Pb, Zn, Ni и Cu, вносимых в почвы в составе средств химизации сельского хозяйства [95]. В почвах орошаемых земель сельскохозяйственного назначения в южных регионах Казахстана на систематической основе отмечается превышение ПДК, в частности, в аллювиальных почвах древнедельтовой равнины р. Сырдарьи на пахотном Шиелийском массиве рисосеяния зафиксировано 2-кратное превышение допустимых норм содержания Pb и 1.5-кратное — Ni [21]. Это актуализирует необходимость мониторинга содержания ТМ в почвах всех видов землепользования с акцентом на контроль экологического состояния почв аккумулятивных позиций водосборного пространства.

Радионуклидное загрязнение почв РК. При формировании современного радиационного фона на территории РК существенную роль играет вклад техногенных источников, которые представлены вовлеченными в технологическую миграцию ураном, торием и продуктами их ядерного распада (^{234}U , ^{230}Th , ^{226}Ra , ^{222}Rn , ^{210}Po , ^{210}Pb и др.), а также техногенными радионуклидами, массово поступившими в окружающую среду в районах размещения действовавших в СССР полигонов по испытанию атомного оружия (СИП и др.) и

полигонов отработки ядерно-взрывных технологий для промышленных целей (Ли́ра, Галит и Сай-Утес) (рис. 1с).

РК обладает вторыми по величине запасами природного U, уступая по показателю сырьевой обеспеченности лишь Австралии, а по объемам добычи U находится на первом месте в мире [87]. С момента получения независимости после распада СССР ежегодный объем добычи U в РК увеличился с 796 до 19 500 тыс. т, т.е. почти в 25 раз. Только разведанные запасы месторождений оцениваются на настоящий момент как 558 000 т U_3O_8 [4]. В географическом отношении ураноносные провинции охватывают фактически все регионы страны. В настоящее время в шести ураноносных провинциях РК (Прибалхашская, Прикаспийская, Илийская, Северо-Казахстанская, Сырдарьинская, Шу-Сарысуйская) открыто 53 рентабельных месторождения U; из них освоено 16, остальные отмечены как перспективные [19, 59, 70]. Среди них урановые рудники Инкай, Каратау, Центральный Мынкудук, Южный Инкай, приуроченные к месторождениям Шу-Сарысуйской ураноносной провинции (Сузакский район Южно-Казахстанской области), входят в десятку крупнейших на 2022 год предприятий по добыче U и обеспечивают в совокупности 18% мировой добычи элемента [87].

В районах добычи и переработки U на территории РК имеются очаги техногенного загрязнения, представляющие собой более 200 млн т радиоактивных отходов, накопленных в хвостохранилищах, отвалах вскрышных пород, на штабелях кучного выщелачивания [13]. Так, “горячей точкой” на юго-западе РК (Мангистауская область) является хвостохранилище намывного типа уранового ГОК “Кошкар-Ата”, где сосредоточены отходы производства с суммарной активностью 416 ТБк, среди которых только ^{226}Ra (дочерний продукт радиоактивного распада ^{238}U) имеет удельную активность 800 Бк/кг [59] при среднем для РК показателе 35 Бк/кг [85]. Соответственно, мощность эквивалентной дозы гамма-излучения (МЭДГИ) вблизи объекта накопленного вреда окружающей среде варьирует в диапазоне 0.3–34 мкЗв/ч, что на несколько порядков выше среднемировых показателей 0.057 мкЗв/ч [85] и в пересчете на годовую дозу облучения населения составляет 2.6–298 Зв/год при рекомендованном Международной комиссией по радиологической защите (International Commission on Radiological Protection, ICRP) допустимом уровне дополнительного облучения человека от техногенных источников 0.3 мЗв/год (с приемлемостью увеличения пороговой величины в районах размещения урановых производств, в том числе рекультивированных участков размещения добычи и переработки, до 1 мЗв/год) [47]. Другой пример радиоактивного загрязнения территорий бывших урановых месторождений (ESM1).

Масштабность радиоактивного загрязнения почвенного покрова — как основного депонирующего компонента окружающей среды — достигается при производстве U таких показателей, что на территории РК радиоактивные геохимические аномалии техногенного происхождения фиксируются не только в районах добычи и переработки U, но имеется также ореол трансграничного рассеяния радионуклидов уранового ряда от располагающегося на территории соседнего Кыргызстана Кара-Балтинского горнорудного комбината, который во времена существования СССР был крупнейшим объектом по производству урановых концентратов (производство остановлено в 2015 г.). Миграция радионуклидов, поступавших со сточными водами или при размыве хвостохранилищ и отвалов Кара-Балтинского комбината в водоток р. Шу, их переотложение в составе речных наносов ниже по течению формируют современные параметры накопления радионуклидов в аллювиальных луговых и аллювиальных лугово-болотных почвах поймы на уровне 63 Бк/кг для ^{226}Ra и 68 Бк/кг для ^{228}Ra [70], что превышено по сравнению со среднемировым природным фоном. При этом содержание естественных радионуклидов в донных отложениях в нижнем течении реки Шу превышает их содержание в пойменных почвах, а отсутствие мониторинга процессов распространения U, Th и дочерних продуктов их ядерного распада в долине реки усугубляет проблему потери контроля над геохимическими потоками потенциально токсичных элементов.

Дополнительными неспецифическими источниками загрязнения почв РК радиоактивными элементами природного происхождения служат процессы добычи и переработки руд цветных и редких металлов, угля, нефти и газа, поскольку уран и торий присутствуют там в рассеянном состоянии. Так, каменный уголь из Карагандинского, Экибастузского и Каражирского бассейнов содержит 0.8 ± 0.4 мг/кг U и 1.1 ± 0.3 мг/кг Th [36]. На газонефтяном месторождении Каламкас и нефтегазоконденсатном месторождении Жетыбай (Мангистауская область) благодаря накоплению в приповерхностных горизонтах серо-бурых и солончаковатых почв радионуклидов уранового ряда МЭДГИ оценивается как 0.3–103 мЗв/ч [44, 58], что создает серьезные радиоэкологические риски локального уровня. Таким образом, в районах добычи, переработки, хранения, размещения отходов производства атомной и топливной промышленности отмечается повышение уровней накопления природных радионуклидов в почвах, что приводит к увеличению радиационного фона местности.

В отношении техногенных радионуклидов важнейшими источниками загрязнения ими почвенного покрова РК являются зоны проведения испытаний на функционировавших в СССР полигонах

ядерного оружия и отработки подземных ядерных взрывов в мирных целях. Помимо СИП, во времена Советского Союза на западе территории РК действовали менее известные ядерные полигоны: Ли́ра, Галит, Сай-Утес, взрывы на которых производились как в военных, так и в мирных исследовательских или производственных целях [2, 30, 53, 58]. В то же время авария на Чернобыльской АЭС не повлияла значимым образом на изменение радиационно-экологической обстановки на территории РК, так как она не вошла в ореол восточного следа радиоактивных выпадений [43].

Первый в СССР и крупнейший в мире СИП был расположен на стыке трех восточных областей РК (Восточно-Казахстанской, Карагандинской и Павлодарской) и занимал площадь 18 500 км² [2]. За 40 лет его существования, в период с 1949 по 1989 гг., на нем было проведено 465 ядерных взрывов, включая 88 атмосферных, 30 наземных и 347 подземных [1], в результате которых компоненты окружающей среды района размещения полигона оказались загрязненными долгоживущими техногенными радионуклидами — ¹³⁷Cs, ²⁴¹Pu, ²⁴¹Am и др. В частности, уровень аккумуляции трансурановых элементов в поверхностных слоях почв СИП через ≈60 лет после проведения последних испытаний ядерного оружия в атмосфере на объекте Экспериментальное поле достигает 50–60 000 Бк/кг ⁹⁰Sr, 20–77 000 Бк/кг ¹³⁷Cs, 45–4 730 Бк/кг ²⁴¹Am и 170–9 100 Бк/кг ²⁴¹Pu; в пойменных почвах ручья, вытекающем из испытательной штольни на площадке Дегелен через ≈40 лет после проведения подземных взрывов — 810–940 Бк/кг ²⁴¹Am и 15 300–17 600 Бк/кг ²⁴¹Pu; загрязнение почв после утечки продуктов подземного взрыва на объектах Атомное озеро-1,2,3 — 340–1 100 Бк/кг ²⁴¹Am и 1 400–3 100 Бк/кг ²⁴¹Pu [38, 60]. Это привело к формированию выраженных радиоэкологических рисков на площади 12,3 км² [82]. Площадь территории, подверженной аэрогенному радиоактивному загрязнению после экскавационного радиоактивного выброса на площадке Сары–Узен, достигает нескольких десятков км², а удельная активность радионуклидов в поверхностных слоях почв вблизи испытательных скважин повышена до максимальных величин: ¹³⁷Cs — 340 Бк/кг, ⁹⁰Sr — 590 Бк/кг, ²³⁹⁺²⁴⁰Pu — 90 Бк/кг, ²⁴¹Am — 13 Бк/кг [65]. При исследовании миграции продуктов подземных ядерных взрывов с ручьевыми водами, вытекающими из испытательных шахт объекта Дегелен выяснилось, что устойчивое загрязнение аллювиальных почв поймы ¹³⁷Cs фиксируется на расстоянии до 1,5 км от устья шахты и распространяется на 10 м от уреза воды, в то время как мигрирующие в водах ⁹⁰Sr, ²⁴¹Am и ²³⁹⁺²⁴⁰Pu отличаются более высокой мобильностью, что выражается в формировании более обширных ореолов радиоактивного загрязнения аллювиальных

почв [75]. Схожая ситуация сложилась на полигоне Ли́ра, где отмечены повышенные запасы радионуклидов в аллювиальных пойменных почвах р. Березовка вблизи местоположения объекта, что позволяет предположить загрязнение почв участков поймы, расположенных ниже по течению, в связи с транспортом сильно загрязненных наносов при формировании паводков [17].

В окрестностях бывшего СИП радиоактивному загрязнению подверглись около 2 млн га сельскохозяйственных угодий [35, 64]. В целом опасный уровень радиоактивного загрязнения почвенного покрова техногенными радионуклидами сохраняется на расстоянии до 100–150 км от СИП по преобладающим в районе местоположения Семее (Семипалатинска) Ю и ЮВ румбам ветрового переноса. На более отдаленных дистанциях удельные активности и запасы техногенных радионуклидов соответствуют уровню их глобального выпадения из атмосферы и не создают значимых радиоэкологических рисков (табл. S4).

Анализ глубины проникновения техногенных радионуклидов в доминирующих каштановых почвах площадки СИП показал, что вплоть до настоящего времени их радиоактивное загрязнение является поверхностным, и основная масса ¹³⁷Cs, ⁹⁰Sr, ²⁴¹Am, ²³⁹⁺²⁴⁰Pu (до 89%) сосредоточена в верхнем слое 0–5 см [24, 67]. При исследовании аллювиальных почв ручьев, вытекающих из шахт объекта Дегелен, обнаружилось, что в то время как ¹³⁷Cs и ⁹⁰Sr в основном аккумулируются в верхнем слое 0–5 см, глубина массового проникновения трансурановых радионуклидов достигает 15 см, а их значительные количества фиксируются вплоть до глубины 100 см (>1000 Бк/кг ²³⁹⁺²⁴⁰Pu и до 100 Бк/кг ²⁴¹Am [75], что создает потенциальный риск дальнейшего распространения высокотоксичных трансурановых элементов с грунтовыми водами.

Результаты исследований вертикального распределения ¹³⁷Cs в почвах ближайших к СИП населенных пунктов Долонь, Кайнар, Сарыжал, Карааул указывают на его миграцию на глубину до 10–20 см за счет агротурбации, но за пределами поселков радионуклиды содержатся, как правило, лишь в верхнем слое 0–10 см целинных почв [11]. При этом нисходящая миграция ²³⁸U, более подвижного в окислительной обстановке, чем ¹³⁷Cs, происходит более интенсивно, и концентрации радионуклида в пробах воды из ряда колодцев поселков Долонь, Тайлан, Сарыжал и Карааул сопоставимы или превышают предлагаемый Всемирной организацией здравоохранения допустимый уровень 15 мкг/л [89].

Анализ литературы показывает, что основное радионуклидное загрязнение почв в Казахстане охватывает территории СИП и земель, примыкающих к местам добычи U, базирующихся на

приграничной территории. В последнем случае речь идет о днищах долин рек Шу [70] и Сырдарья [59]. При этом содержание U и его дочерних продуктов в донных отложениях р. Шу превышает их содержание в аллювиальных почвах [18], что определяет возможность дальнейшего флювиального переноса радионуклидсодержащих частиц вниз по течению и их переотложения во время паводков в аллювиальных почвах поймы, т.е. распространение ореола радиоактивного загрязнения в пределах речного бассейна.

Загрязнение почв нефтяными углеводородами. Нефтяная промышленность является одним из основных источников загрязнения почв в западной части страны, где вблизи побережья Каспийского моря в пяти административных областях (Магистауская, Атырауская, Актюбинская, Кызылординская, Западно-Казахстанская) сосредоточены основные месторождения углеводородного сырья: Карачаганак, Узень, Каламкас, Карачанбас, Тенгиз, Жанажол, Кумколь и др. [29, 35, 44, 54]. Кроме того, в стране функционируют три нефтеперерабатывающих завода (Чимкентский, Павлодарский и Атырауский НПЗ), развита сеть магистральных трубопроводов и нефтепродуктопроводов, являющихся источниками загрязнения в случае аварийных разрывов. Анализ почвенных проб, отобранных в окрестностях НПЗ Чимкента [55], месторождений Тенгизшевройл, Кенкияк, Жанажол, Карашыганак [37, 44], Акшабулак, Кумколь, Жанаталап, Актас [33], в ряде случаев свидетельствует о наличии нефтяного загрязнения и его потенциальных экотоксических эффектах. Только в 2000 г. на месторождениях Западного Казахстана отмечались разливы более 5 млн т нефти, охватившие площадь 194 000 га [44], реципиентами которых послужили каштановые, лугово-каштановые и пойменные почвы транзитно-аккумулятивных и аккумулятивных фаций ландшафтов. Наибольшие доли площади загрязнения почв нефтепродуктами зафиксированы в Атырауской (59%), Актюбинской (19%), Западно-Казахстанской (13%) и Мангистауской областях (9%) [21].

В замасоченных солончаках окрестностей месторождений Макат, Доссор, Комсомольское, Танатар, Тентексор, Искене (Атырауская область) содержание нефтепродуктов в 24–138 раз превышает условную ОДК (1 000 мг/кг), а максимальное достигает 172 480 мг/кг [21]. В нефтедобывающих регионах Западного Казахстана и Торгайской ложбины на площади более 500 тыс. га имеются большие участки почвы, загрязненные нефтью [35]. По данным государственного экологического мониторинга состояния почв, а также независимым исследованиям, содержание нефтепродуктов в серо-бурых и серо-бурых солонцеватых суглинистых почвах вблизи нефтяных месторождений Мангистауской области достигает 1–5 г/кг [44], что соответствует

разбросу уровней загрязнения от низкого до очень высокого по ориентировочным оценкам шкалы Ю.И. Пиковского. Вместе с тем в лугово-каштановых и темно-каштановых легкосуглинистых почвах окрестностей Карачаганакского нефтяного месторождения уровень накопления нефтепродуктов достигает всего 17–28 мг/кг [32], что соответствует фоновому содержанию нефтяных углеводородов и свидетельствует о локальных масштабах распространения ореолов загрязнения почв.

Важно, что загрязнение почв нефтяными углеводородами несет с собой коннотацию сопутствующего загрязнения почв ТМ и радиоактивными элементами, такими как никель, ванадий, свинец, кобальт и др., а зачастую также развитие деграционного процесса засоления/осолонцевания почв при разрывах водоводов минерализованных пластовых вод [37, 64]. Высоковязкие сернистые нефти РК обогащены соединениями V и Ni, содержание которых доходит до 194 и 15 мг/л соответственно [27]. В этой связи в ореолах выраженного загрязнения нефтепродуктами лугово-болотных суглинистых почв месторождения Тенгизшевройл (Атырауская область) фиксируются уровни накопления Ni и В в 15–20 раз, Zn и F – в 5–6 раз превышающие ПДК. В серо-бурых и серо-бурых солонцеватых суглинистых почвах нефтяных месторождений Мангистауской области содержание Ni достигает 100, Pb – 80 и Cr – 100 мг/кг, что превышает кларки элементов в почвах в ≈ 2 , 5 и 1.2 раза соответственно [44].

Современные представления о развитии водной и ветровой эрозии почв в РК. В настоящее время порядка 1.9 млрд га ($\approx 65\%$) мировых почвенных ресурсов Земли подвержено деградации [66]. При этом на 85% это вызвано эрозией почв, определяющей общемировые экономические издержки как в пределах сельскохозяйственных угодий, так и вне их на уровне 400 млрд долл. США в год [5]. При этом на долю РК приходится только 0.2% от общемировой суммы издержек (табл. S3).

По данным Комитета по управлению земельными ресурсами министерства сельского хозяйства РК, почвы на 75% территории страны в настоящее время подвержены деградации, при этом эрозионные процессы развиваются на площади более 30.5 млн га. Ежегодные потери гумуса в сельском хозяйстве страны составляют в среднем 1.2–1.6 т/га [78], в то время как в России за счет эрозии почв на пашне теряют в среднем 0.5–0.7 т/га гумуса в год [26].

По данным 2022 г. площади сельскохозяйственных угодий РК, подверженных водной эрозии, составляют порядка 5 млн га, из них более 1.2 млн га – обрабатываемые земли. Наибольшие площади смыва почв в разрезе административно-территориальных единиц РК и за рубежом

Таблица 1. Площади сельхозугодий, подверженных водной эрозии почв в РК и ряде других стран (по [21])

Административные регионы РК и другие страны	Площади смытых почв и их доля от общей площади сельскохозяйственных земель		Площади смытых почв на пашне и их доля от общей площади пашни	
	тыс. га	%	тыс. га	%
Туркестанская	933.7	18.9	232.3	19
Мангистауская	800.0	16.1	—	—
Алматинская	612.7	12.4	26.2	2.1
Акмолинская	562.0	11.4	351.3	28.8
Актюбинская	473.1	9.6	34.2	2.8
Западно-Казахстанская	274.5	5.5	72.6	6.0
Восточно-Казахстанская	232.9	4.7	177.7	14.6
остальные регионы РК	1 061.4	21.4	325.7	26.7
Всего по РК	4 950.3	100	1 220.0	100
Россия	36 500.0 [8, 15]	—	24 700.0 [8, 15]	—
США	17 806.2 [45]		19 031.0 [66]	
Канада	—		6 000.0 [86]	
Китай	129 320.0 [48]		—	

представлены в табл. 1. Большая часть смытых почв (3888.9 тыс. га или 78.6% от всей площади смытых почв) находится в нескольких регионах РК (7 областей). На остальной территории, представленной 10 областями и 3 городами республиканского значения, в категорию смытых почв включены — 21.4% сельскохозяйственных земель. При этом наибольшая доля смытых почв на пахотных угодьях отмечается в центральной (Акмолинская область) и восточной (Восточно-Казахстанская область) частях страны. Количественные оценки современных темпов водной эрозии в разных регионах РК получены на основе использования Универсального уравнения эрозии почв (USLE) [28]. В зависимости от характеристик рельефа, смываемости почв и набора сельскохозяйственных культур расчетные темпы смыва варьируют в широком диапазоне от 1.5–3 т/га в пределах равнинных территорий вплоть до 50 т/га в горах [72, 76].

Ветровая эрозия почв в РК проявляется на площади 25.5 млн га [35]. Ускоренными темпами эоловые процессы развиваются на обширных песчаных массивах: Приаральские Каракумы и Кызылкум в Кызылординской области, Мойынкум и Бетпак-Дала в Туркестанской и Жамбылской области, Большие и Малые Барсуки в Актюбинской области, Сарыесик-Атыраукум в Жетысу и Алматинской области (табл. 2), а также в Павлодарской области, где распространены легкие по механическому составу и известковые почвы [78].

На пахотных угодьях ветровая эрозия в основном наблюдается только в Павлодарской области (334 300 га), на долю которой приходится 74% от всей площади пашни, подверженной ветровой эрозии почв в РК. Это связано с наиболее высокой долей пашни в данном регионе по сравнению с другими областями распространения ветровой эрозии.

В целом пояс развития процессов ветровой эрозии протягивается, согласно данным из Национального Атласа РК [20], от Каспийского моря до озера Балхаш в основном по области распространения бурых и такыровидных почв и песков (рис. 2), а водная эрозия наиболее значительная в бассейне р. Иртыш. В отсутствие прямых наблюдений за интенсивностью ветровой эрозии показательными данными о повторяемости пыльных бурь и запыленности атмосферы, согласно которым большая часть территории РК относится к территориям с наиболее высокими уровнями запыленности в летние месяцы [49].

Влияние эрозионных процессов на загрязнение почв в пределах речных бассейнов РК. Участки аномально высокого загрязнения почв, особенно в пределах участков добычи полезных ископаемых, городских и территорий с повышенными уровнями содержания радионуклидов, а также пахотных земель вследствие развития процессов водной эрозии являются источниками потенциального загрязнения участков формирования аллювиальных почв и стратоземов, а именно днищ сухих долин, пойм рек, малых водотоков и прибрежных зон водоемов.

Таблица 2. Площади земель, подверженных ветровой эрозии почв в РК (по [21])

Административные области РК	Площади дефлированных земель и их доля от общей площади сельскохозяйственных земель		Площади дефлированных земель и их доля от общей площади пашни	
	тыс. га	%	тыс. га	%
Атырауская	3 133.9	13	—	—
Туркестанская	3 112.9	12.9	0.2	0
Жетысу	2 901.9	12	22.0	4.9
Кызылординская	2 846.7	11.8	—	—
Жамбылская	2 414.0	10	1.6	0.4
Актюбинская	2 101.1	8.7	—	—
Алматинская	2 050.5	8.5	18.0	4
Павлодарская	1 296.3	5.3	334.3	74
Остальные регионы РК	4 310.8	17.8	75.7	16.8
Всего по РК	24 168.1	100	451.8	100

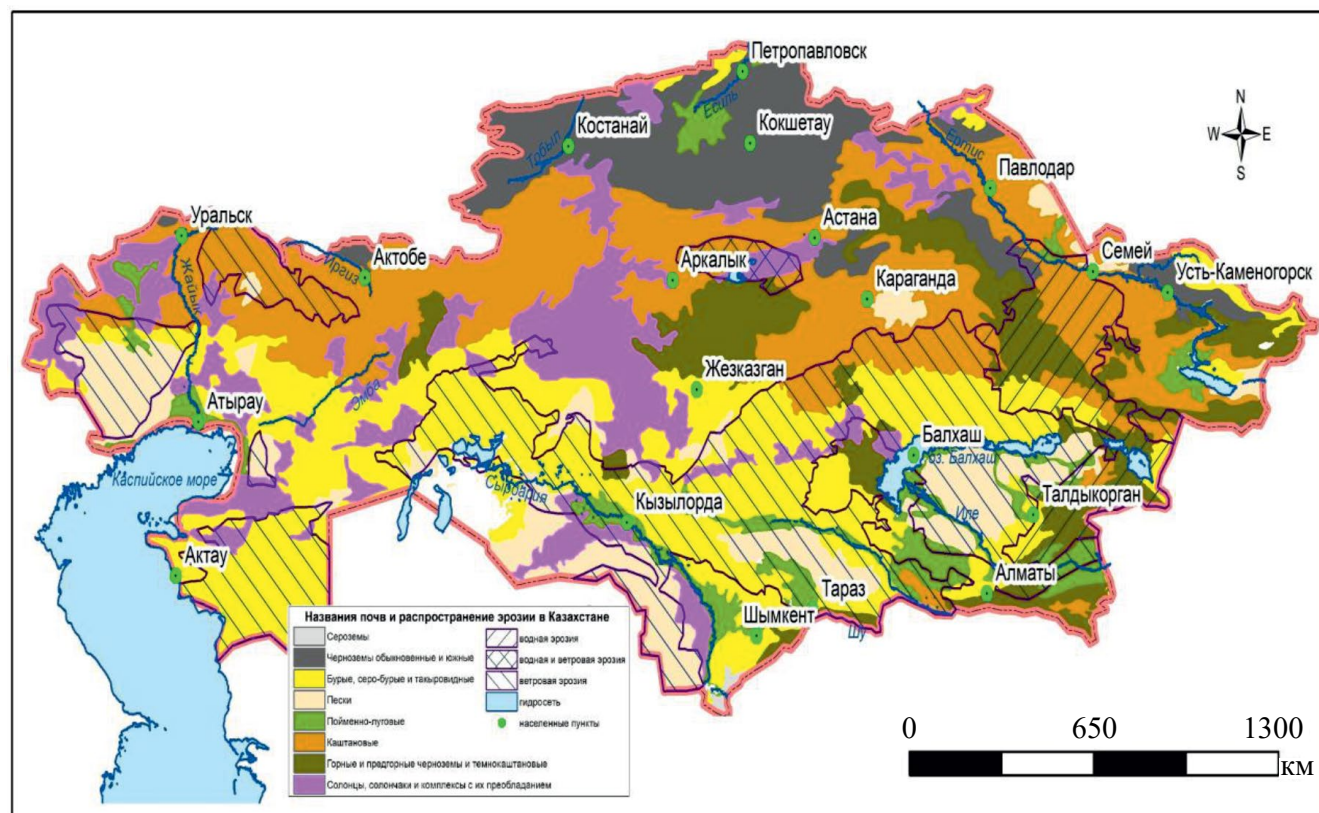


Рис. 2. Почвенная карта РК [52] и области распространения водной и ветровой эрозии (на основе данных из Национального Атласа РК [20]).

Учитывая климатические условия РК, многие реки, а также часть водоемов частично или полностью пересыхают в теплое время года, и в этой связи на пересохших участках русел рек донные отложения с повышенным содержанием различных загрязняющих веществ могут легко переноситься на близлежащие территории благодаря ветровой эрозии, также загрязняя местные почвы. Сопоставление имеющихся сведений о разных видах загрязнения почв РК и развития процессов водной эрозии по различным речным бассейнам позволяет судить о вероятном вторичном загрязнении почв, формирующихся на участках аккумуляции наносов (например, днища сухих долин и поймы рек), а также других почв, расположенных на незначительном удалении от водных объектов. Крайне неблагоприятная ситуация в пределах РК сложилась в бассейне р. Иртыш, где наблюдается сочетание высоких уровней загрязнения почв, связанных с различными видами антропогенной деятельности, и одновременно достаточно значимые темпы проявления водной и ветровой эрозии почв. Имеющиеся сведения о загрязнении р. Иртыш на отдельных участках указывают на поступление загрязненных наносов с площади водосбора в реки бассейна [6]. Необходимы детальные полевые исследования для выявления степени загрязнения поймы р. Иртыш и ряда ее притоков на всем их протяжении внутри РК, а также далее уже на территории РФ. Следует также учитывать, что имеющиеся оценки о темпах водной эрозии почв базируются в основном на расчетах по эрозионным моделям. Требуется проведение полевых исследований с использованием набора методов для верификации данных о среднемоментных темпах эрозии, полученных на основе применения эрозионных моделей [51]. Одновременно на части бассейна р. Иртыш, расположенной в Павлодарской области, активно протекают процессы ветровой эрозии (табл. 2), что позволяет предположить значительное поступление переносимых ветром почвенных частиц в постоянные водотоки.

Повышенный уровень загрязнения донных отложений реки Шу радионуклидами природного происхождения [70] требует незамедлительного изучения уровней загрязнения аллювиальных почв поймы реки, особенно на участках, где они используются для сельскохозяйственной деятельности. Загрязнения в данном бассейне, а также в бассейнах рек Сырдарья и Или связаны в большей мере с загрязнением, обусловленным влиянием размывом хвостохранилищ месторождений по добыче урана, а также аномально высоким техногенным загрязнением почв городских территорий городов Алматы и Шымкента. Влияние водно-эрозионных процессов на латеральную миграцию загрязняющих веществ в остальных речных бассейнах РК, исходя из имеющихся данных, менее значимо, хотя можно предположить формирование локальных участков

вторичного радиоактивного загрязнения в казахстанской части бассейна р. Урал. При этом крайне недостаточно детальной информации об интенсивности ветровой и водной эрозии, в первую очередь, в регионах РК, где имеются ореолы с повышенными уровнями загрязнения почв. Для решения проблем вторичного загрязнения почв РК необходимо использовать бассейновый подход, который позволяет учитывать пути латеральной миграции загрязняющих веществ переносимых совместно с наносами, выявлять участки интенсивной аккумуляции загрязненных наносов и на основе полученных результатов планировать почвозащитные мероприятия. Актуальность данной проблемы имеет международное значение, так как ряд крупных речных бассейнов одновременно затрагивает территории РК и РФ.

Особенностью территории РК являются обширные замкнутые локальные понижения, в пределах которых существуют водосборы постоянных и временных водотоков. Специфичность строения рельефа данных территорий предполагает переотложение внутри них всех перемещаемых наносов и транспортируемых совместно с ними загрязняющих веществ, что является удобным природным полигоном для детального изучения латеральной миграции загрязняющих веществ. Но на данный момент подобные исследования в РК не проводились.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Почвы РК в гораздо большей степени загрязнены в пределах индустриально развитых восточных и северо-восточных регионов страны. При этом на западе РК загрязнение почв связано в основном с нефтяным загрязнением. Почвы центральной части РК в меньшей степени подвержены загрязнению. Исходя из имеющихся данных в наибольшей степени загрязнение почв, связанное с различными видами деятельности человека, наблюдается в бассейне р. Иртыш. Высокие уровни загрязнения почв бассейна подтверждаются и выявленным повышенным загрязнением донных отложений р. Иртыш, что указывает на активную латеральную миграцию загрязнителей совместно с наносами, обусловленную развитием водной эрозии почв на данной территории. Бассейн р. Иртыш нуждается в комплексном полевом исследовании загрязнения почв, а также изучении темпов эрозионных процессов и перераспределения наносов в различных звеньях флювиальной сети. Также необходим комплекс детальных исследований аллювиальных почв в днищах долин рек Шу и Сырдарья, где весьма вероятно формирование очагов вторичного радиоактивного загрязнения. К числу достаточно сильно загрязненных относится и днище долины р. Урал, но так как источниками загрязнения являются в

том числе предприятия, расположенные на территории РФ, данная проблема не рассматривалась в статье, так как она относится, наряду с рядом других, к трансграничному переносу – отдельной большой проблеме, требующей самостоятельного детального обсуждения. Имеющиеся данные о современных темпах и распространении водной эрозии в РК базируются на расчетных данных, полученных при использовании широко известных эмпирических моделей. Для понимания достоверности этих расчетов необходимы исследования по количественной оценке смыва почвы на основе независимых полевых методов. Количественная оценка темпов ветровой эрозии в полевых условиях особенно актуальна для регионов с засушливым климатом и повышенными уровнями загрязнения почв, расположенных на юго-востоке РК, так как перенос загрязненных частиц ветром напрямую сказывается на здоровье людей. Проведение полевых исследований для оценки перераспределения загрязненных наносов в пределах речных бассейнов РК с высокими уровнями загрязнения почв необходимо для выявления ореолов вторичного загрязнения, прежде всего, аллювиальных почв днищ речных долин.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена в рамках государственного задания НИЛ ЭПиРП географического факультета МГУ (проект № 121051100166-4), программы целевого финансирования Комитета науки Министерства науки и высшего образования Республики Казахстан на 2023–2025 гг. (грант № BR21882415).

СОБЛЮДЕНИЕ ЭТИЧЕСКИХ СТАНДАРТОВ

В данной работе отсутствуют исследования человека или животных.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют об отсутствии у них конфликта интересов.

ДОПОЛНИТЕЛЬНАЯ ИНФОРМАЦИЯ

Онлайн-версия содержит дополнительные материалы, доступные по адресу <https://doi.org/10.31857/S0032180X25010101>

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Айдарханова А.К., Ларионова Н.В., Мамырбаева А.С., Светачева Ю.В., Кумисханова С.Б. Современные уровни радионуклидного загрязнения природных озер территории Семипалатинского испытательного полигона // Современные проблемы
2. Апсаликов К.Н., Белихина Т.И., Пивина Л.М., Жунусова Т., Мулдагалиев Т.Ж., Липихина А.В. Изучение состояния здоровья населения Казахстана, подвергшегося облучению в результате испытаний ядерного оружия, на основе идентификации случаев заболеваний и смерти // Наука и здравоохранение. 2014. № 1. С. 42–44.
3. Атлас радиоактивного загрязнения европейской части России, Белоруссии и Украины / Под ред. Израэля Ю.А. М.: ИГКЭ Росгидромета и РАН, Роскартография, 1998. 143 с.
4. Балтабаев А., Тилеуберди Е., Онгарбаев Е.К., Мансуров З.А. Уран – перспективы сырьевого обеспечения атомной энергии // News of Kazakhstan Science/Novosti nauki Kazakhstan. 2018. Т. 2018. № 1. 68–84.
5. Борьба с эрозией почв. Международное агентство по атомной энергии. <https://www.iaea.org/ru/temy/borba-s-eroziey-pochv>.
6. Винокуров Ю.И., Чибилев А.А., Красноярова Б.А., Павлейчик В.М., Платонова С.Г., Сивохин Ж.Т. Региональные экологические проблемы в трансграничных бассейнах рек Урал и Иртыш // Известия РАН. Сер. географическая. 2010. № 3. С. 95–104.
7. Гендугув В.М., Глазунов Г.П. Ветровая эрозия почвы и запыление воздуха. М.: Физмалит, 2007. 240 с.
8. Глушко А.Я. Влияние водной и ветровой эрозии на земельный фонд юга европейской части России // Известия Дагестанского гос. пед. Ун-та. Естественные и точные науки. 2010. № 1. С. 75–85.
9. Голосов В.Н., Куксина Л.В., Иванов М.М., Фролова Н.Л., Иванова Н.Н., Беляев В.Р. Оценка перераспределения ¹³⁷Cs в пойменных отложениях реки Упы (Тюльская область) после аварии на Чернобыльской АЭС // Известия РАН. Сер. географическая. 2020. № 1. С. 67–79.
10. Гребенева О.В., Сакиев К.З., Отарбаева М.Б., Жанбасинова Н.М. Проблемы загрязнения почвы твердыми отходами промышленных предприятий в Казахстане // Медицина труда и промышленная экология. 2014. № 8. С. 9–13.
11. Дубасов Ю.В., Пахомов С.А., Шагин Б.О. Радиационная обстановка вокруг Семипалатинского полигона и прилегающих поселках // Вестник НЯЦ РК. 2003. № 3. С. 23–28.
12. Замотаев И.В., Иванов И.В., Михеев П.В., Белобров В.П. Трансформация и загрязнение почв в районах добычи железных руд (обзор литературы) // Почвоведение. 2017. № 3. С. 374–384.
13. Ибраева Д.С. Радиационный риск для критических групп населения, проживающих вблизи хвостохранилища радиоактивных отходов. Астана, 2022. <https://nauka.kz/page.php>

14. Информационный бюллетень о состоянии окружающей среды Республики Казахстан за 2023 год. Астана, 2024. 59 с.
15. Ишамятова И.Х., Тараканов О.В., Чурсин А.И. Влияние эрозионных процессов на структуру и качество земельного фонда. Факторы развития эрозии // *Int. Agricult. J.* 2022. № 4. С. 1558–1574.
16. Кадыржанов К.К., Тулеушев А.Ж., Лукашенко С.Н., Солодухин В.П., Казачевский И.В., Резников С.В., Позняк В.Л. Особенности радионуклидного загрязнения территории объектов “Ли́ра” // *Вестник НЯЦ РК.* 2002. Вып. 3. С. 6–10.
17. Козловский В.А., Элрбеков Г.К., Позднякова А.П., Бариева Б.Ш., Жустбеков У.Ж., Кадырбеков К.А. Р.И.А. Гигиеническое нормирование некоторых продуктов химической трансформации несимметричного диметилгидразина в почве // *Вестник АГИУВ.* 2014. 4. С. 17–23.
18. Матвеева И.В. Поведение радионуклидов семейств урана и тория в экосистеме долины реки Шу. Дис. ... докт. философии. Алматы, 2013.
19. Молдаши Д.Н., Асанов Н.С. Минерально-сырьевая база урана СНГ и Украины // *Геология и охрана недр.* 2021. №. 1. С. 40–46.
20. Национальный атлас Республики Казахстан. Т. 3. Окружающая среда и экология. Алматы, 2010. 158 с.
21. Национальный доклад о состоянии окружающей среды и об использовании природных ресурсов Республики Казахстан за 2022 год (НДСОС) // Министерство экологии и природных ресурсов Республики Казахстан, 2023. 548 с.
22. Нормативы предельно допустимых концентраций вредных веществ, вредных организмов и других биологических веществ, загрязняющих почву // Совместный приказ МЗО РК от 30.01.2004 г. № 99 и МООС РК от 27.01.2004 г. Астана, 2004. № 21–П.
23. Об утверждении Гигиенических нормативов к безопасности среды обитания // Приказ МЗО РК от 21.04.2021, № КР ДСМ –32. Зарегистрирован в МЮ РК 22 апреля 2021 года № 22595.
24. Паницкий А.В., Лукашенко С.Н., Магашева Р.Ю. особенности вертикального распределения радионуклидов в почвах условно-чистой территории бывшего семипалатинского испытательного полигона // *Радиационная Биология. Радиоэкология.* 2016. Т. 56. С. 623–638. <https://doi.org/10.7868/s0869803116050131>
25. Рамазанова П.А., Абдуллаев М.Ш., Рабаданов Г.А., Хибиев Х.С., Абакаров Г.М., Гаджимурадова Г.Р. Исследование химического состава казахстанской нефти и ее очистка от тяжелых металлов // *Вестник Дагестанского гос. ун-та.* 2014. Т. 1. № 1. С. 425–430.
26. Сборник сведений о состоянии и использовании земель в федеральных округах Российской Федерации в 2006 году. М.: Федеральное агентство кадастра объектов недвижимости, 2007.
27. Шкаева И.Е., Радилов А.С., Дулов С.А., Николаев А.И., Кузнецова Т.А., Никулина О.С., Хрусталева В.С., Антонов Ю.П., Барышева О.В. Обоснование гигиенического стандарта безопасности (ПДК) несимметричного диметилгидразина в почве // *Мир науки, культуры, образования.* 2010. № 5. С. 267–271.
28. Шынбергенов Е.А., Голосов В.Н. Водная и ветровая эрозия на целинных землях в период глобальных изменений климата // *Аграрный сектор.* 2023. Т. 57. № 3. С. 86–89.
29. Abdibattayeva M., Su Xintai, Almatova B., Umbetbekov A., Satarbayeva A., Asanova G. Soil degradation due to pollution by oil and oil products and the development of a way to prevent them // *Eurasian J. Ecology.* 2019. Т. 59. Р. 24–38.
30. Ageeva T.I., Tuleushev A.Zh., Marabaev Zh.N., Lukashenko S.N., Reznikov S.V., Novozenko V.A., Borisenko A.N. Influence of the Lira Facilities on The Radiation Conditions of the Adjacent Territories: Results of the Four-Year Monitoring // *Environmental Protection Against Radioactive Pollution. NATO Science Series.* 2003. V. 33. P. 79–80. Springer, Dordrecht. https://doi.org/10.1007/978-94-007-0975-1_12
31. Aiman N., Gulnaz S., Alena M. The characteristics of pollution in the big industrial cities of Kazakhstan by the example of Almaty // *J. Environ. Health Sci. Engineer.* 2018. V. 16. P. 81–88.
32. Akhmedenov K.M., Kucherov V.S., Turganbaev T.A., Suhanberdina L.H., Tulegenova D.K. Comprehensive Environmental Assessment of Territory Influenced by the Karachaganak Oil and Gas Condensate Field in West Kazakhstan Region // *Life Sci. J.* 2014. V. 11. P. 207–212.
33. Akhmetov L.I., Puntus I.F., Narmanova R.A., Appazov N.O., Funtikova T.V., Regepova A.A., Filonov A.E. Recent Advances in creating biopreparations to fight oil spills in soil ecosystems in sharply continental climate of Republic of Kazakhstan // *Processes.* 2022. V. 10. P. 549. <https://doi.org/10.3390/pr10030549>
34. Alimbaev T.A., Mazhitova Zh.S., Omarova B.K., Nurkina Zh.B. Environmental problems in the Kazakhstan coal industry and their solutions // *IOP Conf. Series: Materials Science and Engineering.* 2019. V. 663. № 012041. <https://doi.org/10.1088/1757-899X/663/1/012041>
35. Almagambetov N., Grigoruk V. Degradation of soil in Kazakhstan: problems and challenges // *Soil Chemical Pollution, Risk Assessment, Remediation and Security. NATO Science for Peace and Security Series.* Dordrecht. Springer, 2008. P. 309–320. https://doi.org/10.1007/978-1-4020-8257-3_27
36. Arbuzov S.I., Volostnov A.V., Rikhvanov L.P., Mezhibor A.M., Ilenok S.S. Geochemistry of Radioactive

- Elements (U, Th) in Coal and Peat of Northern Asia (Siberia, Russian Far East, Kazakhstan, and Mongolia) // *Int. J. Coal Geol.* 2011. 86. 318–328.
<https://doi.org/10.1016/j.coal.2011.03.005>
37. Askarova D.A., Glebov V.V. Level of industrial pollution by heavy metals of soils of the Republic of Kazakhstan and the Caspian region // *Современные подходы и методы в защите растений: Матер. всерос. науч.-пр. конф.*, 2018. С. 178–179.
 38. Baklanova Y.V., Umarov M.A., Dyuisembaeva M.T., Lukashenko S.N. ⁹⁰Sr/¹³⁷Cs Ratios in Soil of Epicentral Zones of “Experimental Field” Testing Site of Semipalatinsk Test Site // *J. Environ. Radioact.* 2020. V. 213. P. 106103.
<https://doi.org/10.1016/j.jenvrad.2019.106103>
 39. Bakytzhanova B.N., Kopylov I.S., Dal L.I., Satekov T.T. Geoecology of Kazakhstan: zoning, environmental status and measures for environment protection // *Eur. J. Natural History.* 2016. V. 4. P. 17–21.
 40. Baubekova A., Akindykova A., Mamirova A., Dumat C., Jurjanž S. Evaluation of environmental contamination by toxic trace elements in Kazakhstan based on reviews of available scientific data. *Environ. Sci. Pollut. Res.* 2021. V. 28. P. 43315–43328.
<https://doi.org/10.1007/s11356-021-14979-z>
 41. Carlsen L., Kenesova O.A., Batyrbekova S.E. A preliminary assessment of the potential environmental and human health impact of unsymmetrical dimethylhydrazine as a result of space activities // *Chemosphere.* 2007. V. 67. P. 1108–1116.
<https://doi.org/10.1016/j.chemosphere.2006.11.046>
 42. Carlsen L., Kenessov B.N., Batyrbekova S.Y. A QSAR/QSTR Study on the Human Health Impact of the Rocket Fuel 1,1-Dimethyl Hydrazine and Its Transformation Products. Multicriteria Hazard Ranking Based on Partial Order Methodologies. *Environ. Toxicol. Pharmacol.* 2009. V. 27. P. 415–423.
<https://doi.org/10.1016/j.etap.2009.01.005>
 43. Chen L., Zhou M., Wang J., Zhang Z., Duan C., Wang X., Fang L. A global meta-analysis of heavy metal (loid) pollution in soils near copper mines: Evaluation of pollution level and probabilistic health risks // *Sci. Total Environ.* 2022. V. 835. P. 155441.
<https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2022.155441>
 44. Dahl C., Kuralbayeva K. Energy and the environment in Kazakhstan // *Energy Policy.* 2001. V. 29. P. 429–440.
[https://doi.org/10.1016/S0301-4215\(00\)00137-3](https://doi.org/10.1016/S0301-4215(00)00137-3)
 45. DeLonge M., Stillerman K.P. Eroding the Future How Soil Loss Threatens Farming and Our Food Supply // *Union of Concerned Scientists.* 2020.
<https://www.jstor.org/stable/resrep28410>
 46. Efremov S., Nechipurenko S., Tokmurzin D., Kaiaidarova A., Kalugin S., Tassibekov Kh. Remediation of soil contaminated by toxic rocket fuel components using modified carbon–mineral adsorbing material produced from shungite rock modified with Mn⁴⁺ and Fe³⁺ // *Environ. Technol. Innovation.* 2021. V. 24. P. 101962.
<https://doi.org/10.1016/j.eti.2021.101962>
 47. Evolution of ICRP Recommendations – 1977, 1990 and 2007. NEA, OECD Publishing, Paris. 2011. 117 p.
<https://www.oecd-neo.org/upload/docs/application/pdf/2019-12/6920-icrp-recommendations.pdf>
 48. Fang H. Water erosion research in China: a review // *Hydrology and Earth System Sciences Discussions.* 2020. P. 1–53.
<https://doi.org/10.5194/hess-2020-568>
 49. Ginoux P., Prospero J.M., Gill T.E., Hsu N.C., Zhao M. Global-scale attribution of anthropogenic and natural dust sources and their emission rates based on MODIS Deep Blue aerosol products // *Rev. Geophysics.* 2012. V. 50. P. 1–35.
<https://doi.org/10.1029/2012RG000388>
 50. Golosov V., Konoplev A., Wakiyama Y., Ivanov M., Komissarov M. Erosion and redeposition of sediments and sediment-associated radiocesium on river floodplains (the Niida river basin and the Abukuma river as an example) // *Behavior of Radionuclides in the Environment III.* Singapore: Springer Singapore, 2022. P. 97–133.
https://doi.org/10.1007/978-981-16-6799-2_7
 51. Golosov V.N., Shamshurina E.N., Kolos G.I., Petel'ko A.I., Zhidkin A.P. Spatiotemporal changes in the erosion and deposition processes in a small catchment in the north of the Central Russian upland // *Eurasian Soil Science.* 2024. V. 57. P. 838–852.
 52. Harmonized World soil database (version 1.0). Rome: FAO, IIASA, ISRIC, ISS-CAS, JRC. FAO, 2008.
 53. Issanova G., Saduakhas A., Abuduwaili J., Tynybayeva K., Tanirbergenov S. Desertification and land degradation in Kazakhstan // *Вестник НАН РК.* 2020. V. 5. P. 95–102.
<https://doi.org/10.32014/2020.2518-1467.148>
 54. Issanova G., Saparov A., Ustemirova A. Soil degradation and desertification processes within Kazakhstan // *Ecology Urban Areas.* 2014. V. 2014. P. 429.
 55. Issayeva A., Mametova A., Baiduisenova T., Kossauova A., Zhumakhanova R., Zhumadulayeva A., Ashirbayeva S., Patashova A. The Effect of Oil Pollution of the Gray Soils on Revegetation in the South of Kazakhstan // *J. Ecological Engineer.* 2023. V. 24. No. 1.
<https://doi.org/10.12911/22998993/155997>
 56. Iztileu A., Grebeneva O., Otarbayeva M., Zhanbasinova N., Ivashina E., Duisenbekov B. Intensity of soil contamination in industrial centers of Kazakhstan // *CBU International Conference Proceedings.* 2013. V. 1. P. 374–380.
<https://doi.org/10.12955/cbup.v1.60>
 57. Junusbekov M.M., Akbasova A.D., Seidakbarova A.D., Koishiyeva G.Zh., Sainova G.A. Ecological assessment of soil contamination by heavy metals affected in the past by the lead–zinc mining and processing complex in Kentau, Kazakhstan // *Environ. Monit. Assess.* 2023. V. 195 P. 586.
<https://doi.org/10.1007/s10661-023-11189-7>

58. *Kadyrzhanov K.K., Lukashenko S.N.* Radioactivity in Kazakhstan. Cases and Consequences // Environmental Protection Against Radioactive Pollution. NATO Science Series. 2003. V. 33.
https://doi.org/10.1007/978-94-007-0975-1_2
59. *Kadyrzhanov K., Barber D.S., Solodukhin V.P., Poznyak V.L., Kazachevskiy I.V., Knyazev B.B., Lukashenko S.N., Khazhekber S., Betsill J.D., Passell H.D.* Radionuclide contamination in the Syrdarya river basin of Kazakhstan; Results of the Navruz Project // J. Radioanal. Nucl. Chem. 2005. V. 263. P. 197–205.
<https://doi.org/10.1007/s10967-005-0037-x>
60. *Kashirsky V., Shatrov A., Zvereva I., Lukashenko S.* Development of a Method for Studying $^{241}\text{Pu}/^{241}\text{Am}$ Activity Ratio in the Soil of the Main Semipalatinsk Test Site Areas // J. Environ. Radioact. 2020. V. 216. P. 106181.
<https://doi.org/10.1016/j.jenvrad.2020.106181>
61. *Kenessov B., Alimzhanova M., Sailaukhanuly Y., Baimatova N., Abilev M., Batyrbekova S., Carlsen L., Tulegenov A., Nauryzbayev M.* Transformation products of 1,1-dimethylhydrazine and their distribution in soils of fall places of rocket carriers in Central Kazakhstan // Sci. Total Environ. 2012. V. 427. P. 78–85.
<https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2012.04.017>
62. *Khan S., M. Naushad, E.C. Lima, S. Zhang, S.M. Shaheen, J. Rinklebe* Global soil pollution by toxic elements: current status and future perspectives on the risk assessment and remediation strategies – A review // J. Hazard Mater. 2021. V. 417. P. 126039.
<https://doi.org/10.1016/j.jhazmat.2021.126039>
63. *Koroleva T.V., Semenov I.N., Sharapova A.V., Krechetov P.P., Lednev S.A.* Ecological consequences of space rocket accidents in Kazakhstan between 1999 and 2018 // Environ. Poll. 2021. V. 268. P. 115711.
<https://doi.org/10.1016/j.envpol.2020.115711>
64. *Krasilnikov P., Khasankhanova G., Abdullaev U., Baibagyshev E., Baliuk S., Chervan A., Fateev A., Safarli S., Saparov A.* Regional status of soil pollution: Eurasia // TION. 2018. P. 17.
65. *Krivitskiy P.Y., Larionova N.V., Baklanova Y.V., Aidarkhanov O., Lukashenko S.N.* Characterization of Area Radioactive Contamination of Near-Surface Soil at the Sary-Uzen Site in the Semipalatinsk Test Site // J. Environ. Radioact. 2022. V. 249. P. 106893.
<https://doi.org/10.1016/j.jenvrad.2022.106893>
66. *Lal R., Iivari T., Kimble J.M.* Soil degradation in the United States: extent, severity, and trends. CRC Press, 2003.
67. *Larionova N.V., Lukashenko S.N., Lyakhova O.N., Aidarkhanova, Kunduzbayeva A.Y., Kabdyrakova A.M., Krivitskiy P.Y., Polevik V.V., Aidarkhanov O.* Transfer Parameters of Radionuclides from Soil to Plants at the Area of Craters Produced by Underground Nuclear Explosions at the Semipalatinsk Test Site // J. Environ. Radioact. 2021. V. 237. P. 106684.
<https://doi.org/10.1016/j.jenvrad.2021.106684>
68. *Lednev S.A., Koroleva T. V., Semenov I.N., Klink G.V., Krechetov P.P., Sharapova A.V., Karpachevskiy A.M.* The Natural Regeneration of Desert Ecosystem Vegetation at the 2013 Crash Site of a Proton-M Launch Vehicle, Republic of Kazakhstan // Ecol. Indic. 2019. V. 101. P. 603–613.
<https://doi.org/10.1016/j.ecolind.2019.01.045>
69. *Li P., Feng X.B., Qiu G.L., Shang L.H., Li Z.G.* Mercury pollution in Asia: a review of the contaminated sites // J. Hazardous Materials. 2009. V. 168. P. 591–601.
<https://doi.org/10.1016/j.jhazmat.2009.03.031>
70. *Matveyeva I., Jaćimović R., Planinšek P., Stegnar P., Smodiš B., Burkitbayev M.* Assessment of the main natural radionuclides, minor and trace elements in soils and sediments of the Shu valley (near the border of Kazakhstan and Kyrgyzstan) // J. Radioanal. Nuclear Chem. 2014. V. 299. P. 1399–1409.
<https://doi.org/10.1007/s10967-013-2902-3>
71. *Milyushkin A.L., Karnaeva A.E.* Unsymmetrical Dimethylhydrazine Transformation Products: A Review // Sci. Total Environ. 2023. V. 891. P. 164367.
<https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2023.164367>
72. *Mukanov Y, Chen Y, Baisholanov S, Amanambu AC, Issanova G, Abenova A, Fang G, Abayev N.* Estimation of annual average soil loss using the Revised Universal Soil Loss Equation (RUSLE) integrated in a Geographical Information System (GIS) of the Esil River basin (ERB), Kazakhstan // Acta Geophys. 2019. V. 67. P. 921–938.
<https://doi.org/10.1007/s11600-019-00288-0>
73. *Nauryzbaev M.K., Batyrbekova S.E., Tassibekov Kh.S., Kenessov B.N., Vorozheikin A.P., Proskuryakov Y.V.* Ecological Problems of Central Asia Resulting from Space Rocket Debris. In History and Society in Central and Inner Asia, Toronto Studies in Central and Inner Asia; Asian Institute, University of Toronto: Toronto, 2005. P. 327–349.
74. *Pacyna J.M., Pacyna E.G.* An assessment of global and regional emissions of trace metals to the atmosphere from anthropogenic sources worldwide // Environ. Rev. 2001. V. 9. P. 269–298.
<https://doi.org/10.1139/er-9-4-269>
75. *Panitskiy A.V., Lukashenko S.N.* Nature of Radioactive Contamination of Components of Ecosystems of Streamflows from Tunnels of Degelen Massif // J. Environ. Radioact. 2015. V. 144. P. 32–40.
<https://doi.org/10.1016/j.jenvrad.2015.02.021>
76. *Rakhimova M., Zulpykharov K., Assylbekova A., Zhenigissova N., Taukebayev O.* Using the Revised Universal Soil Loss Equation and Global Climate Models (CMIP6) to Predict Potential Soil Erosion Associated with Climate Change in the Talas District, Kazakhstan // Sustainability. 2024. V. 16. P. 574.
<https://doi.org/10.3390/su16020574>
77. *Ramazanov E., Lee S.H., Lee W.* Stochastic risk assessment of urban soils contaminated by heavy met-

- als in Kazakhstan // *Sci. Total Environ.* 2021. V. 750. P. 141535.
<https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2020.141535>
78. *Saparov A.* Soil Resources of the Republic of Kazakhstan: current status, problems and solutions // *Novel Measurement and Assessment Tools for Monitoring and Management of Land and Water Resources in Agricultural Landscapes of Central Asia*. Environmental Science and Engineering). Springer, 2014.
https://doi.org/10.1007/978-3-319-01017-5_2
 79. *Sharapova A.V., Semenov I.N., Koroleva T.V., Krechetov P.P., Lednev S.A., Smolenkov A.D.* Snow Pollution by Nitrogen-Containing Substances as a Consequence of Rocket Launches from the Baikonur Cosmodrome // *Sci. Total Environ.* 2020. V. 709. P. 136072.
<https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2019.136072>
 80. *Sharma N., Singhvi R.* Effects of chemical fertilizers and pesticides on human health and environment: A review // *Int. J. Agriculture, Environ. Biotechnol.* 2017. V. 10. P. 675–680.
<https://doi.org/10.5958/2230-732X.2017.00083.3>
 81. *Shynbergenov Y., Maltsev K., Sihanova N.* GIS-technologies application for calculation of potential soil loss of Marha River basin (Republic of Saha) // *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science*. 2018. V. 107. P. 012023.
<https://doi.org/10.1088/1755-1315/107/1/012023>
 82. *Subbotin S.B., Aidarkhanov A.O., Romanenko V.V., Krivitskiy P.Y., Umarov M.A., Monaenko V.N., Lyakhova O.N., Shatrov A.N., Suprunov V.I., Kitamura A.* Development of measures for limiting negative impacts of the “Atomic” lake on population and environment // *J. Environ. Radioact.* 2020. V. 223–224. P. 106389.
<https://doi.org/10.1016/j.jenvrad.2020.106389>
 83. *Suska-Malawska M., Vyrahmanova A., Ibraev, M., Poshano, M., Sulwiński, M., Toderich K., Mętrak M.* Spatial and In-Depth Distribution of Soil Salinity and Heavy Metals (Pb, Zn, Cd, Ni, Cu) in Arable Irrigated Soils in Southern Kazakhstan // *Agronomy*. 2022. V. 12. P. 1207.
<https://doi.org/10.3390/agronomy12051207>
 84. *Tukenova Z., Akyzbekova T., Alimzhanova M., Ashimuly K., Saparov A.* Environmental assessment of the impact of technogenic factors on the soil mesofauna of the South-East of Kazakhstan and development bioindicative and indicative factors // *ARNP J. Engin. Appl. Sci.* 2020. V. 15. P. 2706–2712.
 85. United Nations Scientific Committee on the Effect of Atomic Radiation. Sources and Effects of Ionizing Radiation. Report to the General Assembly with Scientific Annexes. Volume I. UNSCEAR 2008: United Nations; 2010. ISBN 978-92-1-142274-0.
 86. *van Vliet L.J.P., Junkins B.B., Gill B.R., Heigh B.L.* The risk of water erosion indicator for Canada: integrating science and policy. ISCO 2004. 13th International Soil Conservation Organisation Conference – Brisbane, July 2004 Conserving Soil and Water for Society: Sharing Solutions.
 87. World Uranium Mining Production (Updated April 2024) World Nuclear Association <https://www.world-nuclear.org/information-library/nuclear-fuel-cycle/mining-of-uranium/world-uranium-mining-production.aspx>
 88. *Woszczyk M., Szychalski W., Boluspaeva L.* Trace metal (Cd, Cu, Pb, Zn) fractionation in urban-industrial soils of Ust-Kamenogorsk (Oskemen), Kazakhstan—implications for the assessment of environmental quality // *Environ. Monit. Assess.* 2018. V. 190. P. 362.
<https://doi.org/10.1007/s10661-018-6733-0>
 89. *Yamamoto M., Tomita J., Sakaguchi A., Ohtsuka Y., Hoshi M., Apsalikov K.N.* Uranium Isotopes in Well Water Samples as Drinking Sources in Some Settlements around the Semipalatinsk Nuclear Test Site, Kazakhstan // *J. Radioanal. Nucl. Chem.* 2010. V. 284. P. 309–314.
<https://doi.org/10.1007/s10967-010-0463-2>
 90. *Yang Q., Li Z., Lu X., Duan Q., Huang L., Bi J.* A review of soil heavy metal pollution from industrial and agricultural regions in China: pollution and risk assessment // *Sci. Total Environ.* 2018. V. 642. P. 690–700.
<https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.06.068>
 91. *Zhailaubai Z., Yurevna S., Dazzi C., Lo Papa G., Toktar M.* Resistance of solonchic soils to rocket and space activity impact in central Kazakhstan // *Book of Abstracts. IT*, 2018.
 92. *Zhang Q., Wang C.* Natural and human factors affect the distribution of soil heavy metal pollution: a review // *Water Air Soil Pollut.* 2020. V. 231. P. 1–13.
<https://doi.org/10.1007/s11270-020-04728-2>
 93. *Zhanibekov A., Issayeva R., Golovaty S., Taspoltaeva A., Aitimbetova A., Nurtayeva A. et al.* Assessment of Soil Contamination by Heavy Metals: A Case of Turkistan Region // *Polish J. Environ. Studies*. 2022. V. 31. P. 1985–1993.
<https://doi.org/10.15244/pjoes/142613>
 94. *Zholdassov O.E., Yelikbayev B.K., Umbetaliyev N.A., Erol O.* The level of soil contamination with heavy metals in Almaty, Kazakhstan // *Ecol. Environ. Conserv.* 2016. V. 3. P. 1523–1527.
 95. *Zhyrgalova A., Yelemessova S., Ablakhana B., Aitkhodzhaeva G., Zhildikbayeva A.* Assessment of potential ecological risk of heavy metal contamination of agricultural soils in Kazakhstan // *Brazilian J. Biol.* 2024. V. 84. P. 1–9.
<https://doi.org/10.1590/1519-6984.280583>

Assessment of Soil Pollution and Erosion Processes in the Republic of Kazakhstan According to Literary Data

T. A. Paramonova^{a, b}, Y. A. Shynbergenov^{a, c, *}, D. V. Botavin^a, and V. N. Golosov^{a, d}

^a*Lomonosov Moscow State University, Moscow, 119991 Russia*

^b*Izrael Institute of Global Climate and Ecology, Moscow, 107258 Russia*

^c*Korkyt Ata Kyzylorda University, Kyzylorda, 120014 Kazakhstan*

^d*Kazan Federal University, Kazan, 420008 Russia*

^{*}*e-mail: shynbergenov.erlan@mail.ru*

The purpose of the analytical review is to systematize data on the level of soil pollution and the rate of erosion processes in the Republic of Kazakhstan (RK) and to identify the river basins of the RK where the likelihood of secondary soil pollution is greatest due to the lateral migration of pollutants transported together with sediments. Using the search engines Google Scholar, Springer Link, Science Direct, Scopus and RSCI, publications on soil pollution with heavy metals (HM), radionuclides of technogenic and natural origin, oil and petroleum products and rocket fuel components, as well as characterizing the rates of water and wind erosion were collected and the degree of soil erosion in the RK. Based on the collected data, thematic maps of the RK were compiled, which depict territories with increased relative to background concentrations of pollutants in soils within large river basins. Based on a comparison of maps of soil pollution and maps of water and wind erosion rates for the river basins were identified within which the probability of secondary soil pollution is highest due to the transfer of contaminated soil particles by water-erosion processes, as well as their local transfer during wind erosion. It has been established that the most intense processes of secondary pollution, primarily of alluvial soils, can occur in the basins of the Irtysh and Shu Rivers. It should be taken into account that existing estimates of water erosion rates are based on calculations using erosion models, while estimates of wind erosion rates are based on semi-quantitative data. In this regard, research is needed to verify calculations using erosion models based on field data.

Keywords: environmental assessment, soil degradation, heavy metals, radionuclides, petroleum products, water and wind erosion of soils, river basin