

СОДЕРЖАНИЕ

Номер 1, 2021

ГЕНЕЗИС И ГЕОГРАФИЯ ПОЧВ

Индикаторы почвообразовательных процессов в красноцветных глинистых почвах заповедника Мыс Мартьян, Южный Крым

Н. В. Агаджанова, Ю. Г. Изосимова, И. В. Костенко, П. В. Красильников 3

Цифровое моделирование строения и степени эродированности почвенного покрова (Прохоровский район Белгородской области)

А. П. Жидкин, М. А. Смирнова, А. Н. Геннадиев, С. В. Лукин, Е. А. Заздравных, Н. И. Лозбенев 17

Геохимические особенности криогенных и альфегумусовых почв горной тайги Северной Монголии

Ю. Н. Краснощеков 31

ХИМИЯ ПОЧВ

Влияние температуры и минеральных добавок азота и фосфора на процессы разложения и состав почвенно-коровых субстратов

В. О. Лопес де Гереню, И. Н. Курганова, Н. А. Галибина, Е. А. Капица, Е. В. Шорохова 45

Мониторинг содержания марганца, цинка и меди в почвах и растениях Центрально-Черноземного района России

С. В. Лукин, Д. В. Жуйков 60

ФИЗИКА ПОЧВ

Сезонная динамика эмиссии CO₂ из почв города курска

Н. П. Неведров, Д. А. Саржанов, Е. П. Проценко, И. И. Васенев 70

БИОЛОГИЯ ПОЧВ

Прокариотный компонент нефтезагрязненной торфяной олиготрофной почвы при разном уровне минерального питания

Н. А. Манучарова, Н. А. Ксенофонтова, А. А. Белов, Н. Н. Каменский, А. В. Арзамасова, Г. М. Зенова, Р. Р. Кинжаев, С. Я. Трофимов, А. Л. Степанов 80

АГРОХИМИЯ И ПЛОДОРОДИЕ ПОЧВ

Изменение агрохимических показателей дерново-подзолистой почвы Предуралья при длительном применении удобрений

М. Т. Васбиева 90

ДЕГРАДАЦИЯ, ВОССТАНОВЛЕНИЕ И ОХРАНА ПОЧВ

Лантаноиды в почве: поступление, содержание, влияние на растения, генотоксичность (обзор)

А. Д. Котельникова, О. Б. Рогова, В. В. Столбова 100

Пятилетнее изменение засоленности почв и грунтов рисовых систем Прикаркинитской низменности после прекращения орошения

Н. Б. Хитров, Л. В. Роговнева 120

География динамики земледельческой эрозии почв Сибири и Дальнего Востока

Л. Ф. Литвин, З. П. Кирюхина, С. Ф. Краснов, Н. Г. Добровольская, А. В. Горобец 136

Contents

No. 1, 2021

Genesis and Geography of Soils

- Indicators of Pedogenetic Processes in Red Clay Soils of the Cape Martyan Reserve, South Crimea
N. V. Agadzhanova, Yu. G. Izosimova, I. V. Kostenko, and P. V. Krasilnikov 3
- Digital Modeling of Soil Cover and Soil Erosion (Prokhorov Raion of Belgorod Oblast)
A. P. Zhidkin, M. A. Smirnova, A. N. Gennadiyev, S. V. Lukin, E. A. Zazdravnykh, and N. I. Lozbenyev 17
- Geochemical Features of Cryogenic and Al-Fe-Humus Soils of Mountain Taiga in Northern Mongolia
Yu. N. Krasnoshchekov 31
-

Soil Chemistry

- The Influence of Temperature and Mineral Nitrogen and Phosphorus on the Decay Processes and the Composition of Soil-Bark Substrates
V. O. Lopes de Gerenyu, I. N. Kurganova, N. A. Galibina, E. A. Kapitsa, and E. V. Shorohova 45
- Monitoring the Content of Manganese, Zinc and Copper in Soils and Plants of the Central Chernozemic Region of Russia
S. V. Lukin and D. V. Zhuykov 60
-

Soil Physics

- Seasonal Dynamics of CO₂ Emission in Soils of the City of Kursk
N. P. Nevedrov, D. A. Sarzhanov, E. P. Protsenko, and I. I. Vasenev 70
-

Soil Biology

- Prokaryotic Component of Oil-Polluted Peat Oligotrophic Soil at Different Levels of Mineral Nutrition: Biomass, Diversity, Activity
N. A. Manucharova, N. A. Ksenofontova, A. A. Belov, N. N. Kamenskiy, A. V. Arzamazova, G. M. Zenova, R. R. Kinzhaev, S. Ya. Trofimov, and A. L. Stepanov 80
-

Agricultural Chemistry and Fertility of Soils

- Change of Agrochemical Properties in Soddy-Podzolic Soil Owing to Long-Term Application of Fertilizers
M. T. Vasbieva 90
-

Degradation, Rehabilitation, and Conservation of Soils

- Lanthanides in the Soil: Entrance, Content, Influence on Plants, Genotoxicity (Review)
A. D. Kotelnikova, O. B. Rogova, and V. V. Stolbova 100
- Five-Year-Long Change of Soil and Sediments Salinity at Rice Growing System in Karkinit Lowland after Irrigation Cease
N. B. Khitrov and L. V. Rogovneva 120
- Dynamics of Agricultural Soil Erosion in Siberia and Far East
L. F. Litvin, Z. P. Kiryukhina, S. F. Krasnov, N. G. Dobrovolskaya, and A. V. Gorobets 136
-
-

ГЕНЕЗИС И ГЕОГРАФИЯ ПОЧВ

УДК 631.481

ИНДИКАТОРЫ ПОЧВООБРАЗОВАТЕЛЬНЫХ ПРОЦЕССОВ В КРАСНОЦВЕТНЫХ ГЛИНИСТЫХ ПОЧВАХ ЗАПОВЕДНИКА МЫС МАРТЬЯН, ЮЖНЫЙ КРЫМ¹

© 2021 г. Н. В. Агаджанова^а, Ю. Г. Изосимова^а, И. В. Костенко^б, П. В. Красильников^{а, с, *}

^аМГУ им. М.В. Ломоносова, Ленинские горы, 1, стр. 12, Москва, 119991 Россия

^бНикитский ботанический сад – Национальный научный центр РАН, Ялта, пгт Никита, 298648 Республика Крым

^сИнститут биологии КарНЦ РАН, ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, 185910 Россия

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

Поступила в редакцию 01.07.2020 г.

После доработки 08.07.2020 г.

Принята к публикации 12.07.2020 г.

На территории заповедника Мыс Мартьян, расположенного на южном берегу Крыма, присутствуют своеобразные красноцветные глинистые почвы на элювии известняков, которые традиционно ассоциируются со средиземноморскими *terra rossa*. На фоне хорошей изученности подобных почв существует ряд открытых вопросов, связанных с генезисом красноцветных почв мыса Мартьян. Многими исследователями они рассматриваются как поверхностные палеопочвы, в которых записаны как признаки, сформировавшиеся в предшествующие эпохи, так и признаки современных процессов. На основании анализа физических и химических свойств красноцветных почв, состава их илистой фракции и микроморфологического строения показано, что практически все почвообразовательные процессы, за исключением многовекового растворения известковых пород и рубификации остаточной силикатной глины, выражены слабо, что связано с низкой сенсорностью глинистой породы компактного сложения. В профилях практически отсутствуют признаки, позволяющие говорить о том, что в прошлом педогенез отличался от современного, что согласуется с данными об относительной стабильности климата на изученной территории, начиная с плейсцена. Изученные профили могут рассматриваться как ветусоли – древние почвы, развивающиеся в относительно постоянных биоклиматических условиях.

Ключевые слова: *terra rossa*, ветусоль, поверхностная палеопочва, микроморфология, глинистая минералогия

DOI: 10.31857/S0032180X21010020

ВВЕДЕНИЕ

Еще первые исследователи красноцветных почв Южного берега Крыма отмечали их сходство с широко распространенными в Средиземноморье и во многих других субтропических и тропических областях мира *terra rossa* – глинистыми почвами красного или красновато-бурого цвета, залегающими на известняковых породах [8, 24]. Происхождение красноцветных почв на известняках является дискуссионным: одни исследователи считают, что материал *terra rossa* представляет собой остаточную фазу, образовавшуюся при растворении карбонатных пород [8, 28, 32, 35, 36], другие же предполагают, что имеет место перекрытие известняковых пород аллохтонным глинистым материалом. В последнем случае предполагалось,

например [10], что накопление глинистого материала происходило после выхода карбонатных осадочных пород на сушу, в ходе размыва и перетложения на поверхности известняков продуктов разрушения древних красноцветных кор выветривания силикатных пород. Хотя последняя гипотеза давно не рассматривается для объяснения происхождения *terra rossa* [37], многие исследователи указывают на вклад в формирование глинистой толщи делювиальных наносов [9], эоловых отложений [31, 34, 42, 44] и вулканического пепла [38, 39].

При относительном единодушии по поводу происхождения красноцветных почв, есть расхождения в оценке характерного времени их формирования и степени соответствия их профиля современным биоклиматическим условиям. Часть исследователей рассматривает *terra rossa* как относительно недавние образования, находящиеся в

¹ Дополнительная информация для этой статьи доступна по doi 10.31857/S0032180X21010020 для авторизованных пользователей.

равновесии с современными биоклиматическими условиями. Например, Прасолов и Антипов-Каратаев [24] полагали, что *terra rossa* — продукт современного растворения и выветривания известняка, при этом они не исключают вклада гидротермальных процессов. Глазовская и Парфенова [9] также считали, что крымские красноцветные *terra rossa* формируются в современных климатических и геоморфологических условиях; аналогичных взглядов придерживался Кочкин и соавт. [18]. По данным Бронгера и Брюн-Лобин [28], подобные почвы в Марокко имеют плейстоценовый возраст. Согласно Дзенс-Литовской (цит. по [3]), *terra rossa* появляются в миоцене третичных отложений, во время чередования сухих жарких и влажных теплых периодов. Дюшофур [12] считал, что *terra rossa* образовались в тропическом климате, более жарком, чем современный средиземноморский с контрастными сезонами. Следует учитывать, что в настоящее время даже сторонники современного происхождения *terra rossa* не считают, что формирование остаточных красноцветных глин при растворении известняка произошло в голоцене; очевидно, что этот процесс занимает намного больше времени. За нуль-момент почвообразования принимается стабилизация поверхности, после которой началось формирование почвенного профиля с выраженными горизонтами. Исходя из того, что на южном побережье Крыма поверхности относительно стабильны, начиная с плейстоцена [29], некоторые исследователи предположили, что в профиле могут присутствовать признаки как современных, так и реликтовых почвообразовательных процессов. Например, Макаров [20], а вслед за ним Ковалева и соавторы [15] разделяют почвообразовательные процессы в красноцветных почвах Крыма на современные и древние. Соответственно существует две гипотезы эволюции красноцветных почв *terra rossa*: по одной из них красноцветные почвы на известняках моногенетичны, по другой же они представляют собой поверхностные палеопочвы, которые отражают флуктуации биоклиматических условий почвообразования, начиная, как минимум, с плейстоцена. Гипотеза о моногенетичном происхождении красноцветных почв конкретно мыса Мартьян предполагает также определенную поливариантность почвенной эволюции. Например, это могут быть относительно молодые почвы на поверхностях, подвергшихся денудации в течение голоцена. Другой сценарий — это формирование почв в течение длительного времени в условиях относительно стабильного климата; в этом случае почвенный материал будет иметь признаки, соответствующие современным процессам, однако выраженные намного ярче за счет длительности формирования. Подобные древние почвы, формирующиеся в стабильных условиях, получили введенное Кремачи и закрепившееся в

палеогеографической литературе название вету-солей (*vetusols* — старые почвы, см. русское “ветошь”) [30], в отличие от палеопочв (*paleosols*), которые несут признаки почвообразования в условиях, существенно отличающихся от современных.

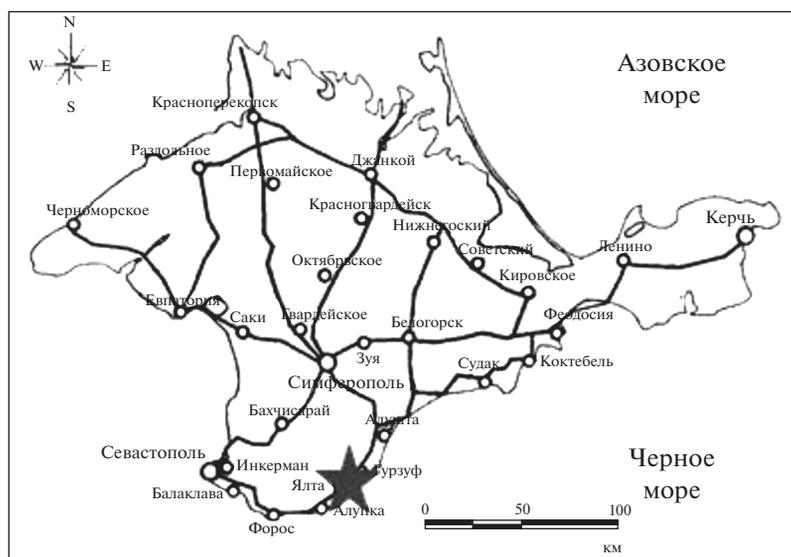
В данной работе на основании анализа микроморфологического строения, химического и минералогического состава двух профилей красноцветных глинистых почв заповедника Мыс Мартьян на Южном берегу Крыма мы оценили степень развития почвообразовательных процессов в своеобразных почвах *terra rossa*. Также мы попытались выяснить, насколько возможно объяснить присутствие разнообразных признаков — индикаторов почвообразовательных процессов в данных почвах в рамках гипотезы моногенетичной эволюции.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Объектами изучения являются почвы заповедника “Мыс Мартьян” (Крымский п-ов), который является структурным подразделением Никитского ботанического сада, одного из старейших ботанических садов, основанного в 1812 г. возле поселка Никита, между г. Ялта и г. Алушта [5, 22] (рис. 1). Заповедник был создан в 1973 г., его площадь составляет 240 га, из них 120 га — наземная территория, 120 га — прилегающая к ней акватория Черного моря [21]. Изучаемый участок находится в пределах южного макросклона Главной гряды Крымских гор, у подножия Никитского хребта, расположенного перпендикулярно береговой линии и разделяющего Ялтинский и Гурзуфский амфитеатры [14, 16]. Средняя крутизна склонов хребта — 18°, в нижней части — 12°, что препятствует накоплению продуктов выветривания горных пород на месте их образования [16].

Горный Крым сложен мезозойскими и кайнозойскими отложениями. Наиболее древними из них являются верхнетриасовые и нижнеюрские отложения таврической серии. Также распространены средне- и верхнеюрские, ниже- и верхнемеловые, палеогеновые песчано-глинистые породы. Выше залегают среднеюрские глинистые сланцы, песчаники и верхнеюрские плотные известняки [17, 23]. Никитский хребет представляет собой известковый массив, сложенный в нижней части массандровскими отложениями — элюво-делювием известняка — щебнистыми отложениями и известковыми брекчиями [1, 14, 16].

Климат Южного берега Крыма (**ЮБК**) — средиземноморский, засушливый, жаркий, с умеренно теплой зимой [23]. Среднегодовая температура воздуха составляет 13.0°C, средняя температура самого теплого месяца — июля 23.6°C, средняя температура февраля, наиболее холодного месяца — 3.7°C. Сумма активных темпера-



Годовой ход температуры воздуха и сумм осадков
на ЮБК

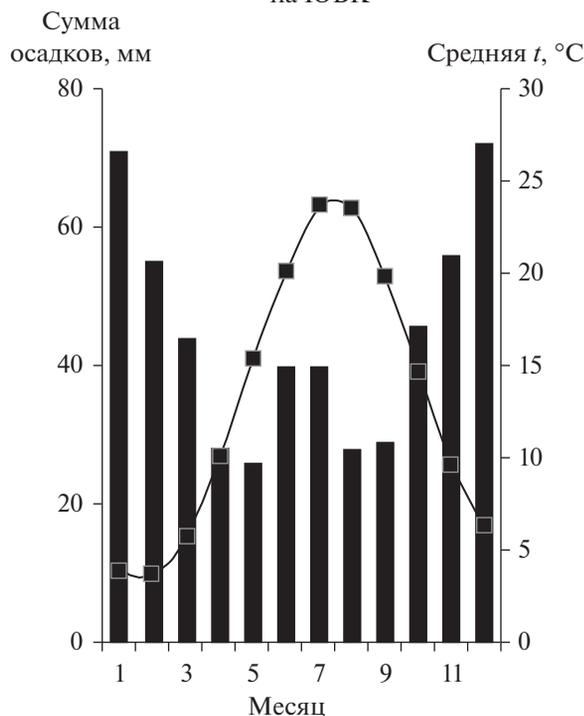


Рис. 1. Расположение объектов исследований и климатограмма (столбчатая диаграмма – осадки, кривая – температуры).

тур составляет 3830°C , годовая сумма осадков – 535 мм [2]. Естественная растительность нижней части южного склона (до 350–400) представлена типичной средиземноморской ассоциацией, так называемым южным шибляком – низкоствольными можжевело-дубовыми лесами, включающими вечнозеленые и листопадные породы: скумпию (*Cotinus coggygria* Scop.), пушистый дуб (*Quercus pubescens* Willd), земляничное дерево

(*Arbutus andrachne* L.) и древовидный можжевельник (*Juniperus excelsa* M. Bieb), а также кустарники, такие как иглица (*Ruscus aculeatus* L.), фисташка (*Pistacia mutica* Fisch. & C.A. Mey.), грабинник (*Carpinus orientalis* Mill.), держи-дерево (*Paliurus spina-christi* Mill.) и шиповник (*Rosa canina* L.) [11, 13, 14, 16]. Почвы заповедника “Мыс Мартыан” представляют собой красноцветные глинистые *terra rossa* разной глубины и щебнисто-

сти, которые условно можно отнести к “коричневым красноцветным” почвам [5, 16].

На территории заповедника “Мыс Мартъян” были заложены два почвенных профиля. Профиль МАР-1 расположен на пологом склоне ~10° юго-восточной экспозиции. Форма склона прямая или немного выпуклая. Микрорельеф: небольшие приствольные повышения, куртины трав и кустарников. Растительность: в древесном ярусе – дуб пушистый (*Q. pubescens* Willd), граб восточный (*Carpinus orientalis* Mill.), можжевельник высокий (*J. excelsa* M. Bieb), рябина крупноплодная (*Sorbus domestica* L.), ясень узколистный (*Fraxinus angustifolia* Vahl.), кизил обыкновенный (*Cornus mas* L.); кустарниковый ярус – иглица понтийская (*R. aculeatus* L.), можжевельник колючий или красный (*J. oxycedrus* L.), володушка ясенниковая (*Bupleurum asperuloides* Heldr. ex Boiss), ладанник крымский (*Cistus tauricus* C. Presl.), плющ обыкновенный (*Hedera helix* L.); травяной ярус – типчак или овсяница скальная (*Festuca rupicola* Neuff.), проективное покрытие 60%.

Разрез МАР-2 расположен ниже по склону, примерно в 150 м от МАР-1. Экспозиция южная. Разрез заложен в небольшой ложбине, за счет чего имеется избыточное увлажнение, выраженное в растительном покрове и морфологии почвы. Растительность: древесный ярус – дуб пушистый (*Q. pubescens* Willd), граб восточный (*C. orientalis* Mill.), можжевельник высокий (*J. excelsa* M. Bieb), рябина крупноплодная (*S. domestica* L.), кизил обыкновенный (*C. mas* L.); кустарниковая – можжевельник колючий или красный (*J. oxycedrus* L.) иглица понтийская (*R. aculeatus* L.), плющ обыкновенный (*H. helix* L.); травяной покров – осока заостренная (*Carex cuspidata* Host). Разрез МАР-2 по растительному покрову отличается от МАР-1 более плотным проективным покрытием, достигающим 90%, главным образом, за счет густой иглицы, и присутствием осоки.

Было произведено морфологическое описание разрезов и отобраны образцы из 11 горизонтов для определения физических свойств и химического состава, а также для выделения илистой фракции. Отдельно отбирали образцы ненарушенного строения для изготовления плоско-параллельных шлифов. После высушивания нарушенных образцов они были растерты и пропущены через сито 1 мм. Содержание ила (<0.001 мм) и физической глины (<0.01 мм) определяли методом пипетки. Водный рН почвы был измерен потенциометрически в почвенной суспензии в соотношении почва : вода 1 : 2.5. Было определено валовое содержание элементов на сухую навеску, при этом Si, Na, K, P и Ti извлекали смесью, состоящей из концентрированной HNO₃ и 46% HF, а Al, Ca, Fe, Mg и Mn – царской водкой. Содержание элементов в вытяжках определяли на при-

боре ICP-OES Agilent 5110. Анализ образцов для определения общего содержания углерода проводили на приборе TOC Analyzer, состоящем из приставки SSM-5000A и анализатора TOC фирмы SHIMADZU. Газоволюметрическим методом было определено содержание карбонатов, пересчитанное затем на неорганический углерод, а содержание органического углерода находили по разности между общим и неорганическим. Содержание несиликатного Fe было определено по методу Мера–Джексона, содержание слабоокисленного оксалорастворимого Fe – по методу Тамма. Концентрацию Fe в растворе измеряли на атомно-абсорбционном спектрометре ContrAA-300 производства Analytic Jena.

Для проведения рентгендифрактометрического анализа образец почв обрабатывался 8–9% раствором уксусной кислоты, после этого удалялись несиликатные соединения железа по методу Мера и Джексона, затем отмучивался в водном растворе и насыщался кальцием из 1 М раствора CaCl₂. Дифракционные картины от ориентированных препаратов получали на модернизированном приборе ДРОН-3, используя CuK_α-излучение, фильтрованное Ni, и напряжение и силу тока в трубке 35 кВ и 20 мА соответственно. Съемку проводили в диапазоне от 2° до 32° с шагом 0.05° 2θ. Исследовали образцы в воздушно-сухом состоянии, насыщенные глицерином и прокаленные при 350 и 550°C в течение двух часов. Рентгендифрактограммы обработаны в программах WinScaller 3.0 и FullProf Suite. Содержание каолинита в сумме с хлоритом, иллита и минералов с лабильной решеткой рассчитывали по модифицированной методике Корнблюма [25]. Также проводили микроскопические исследования плоскопараллельных шлифов в проходящем и отраженном свете с помощью оптического поляризационного микроскопа Nikon E200 Pol и фотографирование камерой Olympus C4000.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Морфологическое строение. Морфологическое описание почвенных разрезов приводится в табл. 1. Оба профиля характеризуются глинистым гранулометрическим составом, хорошо выраженной структурой и красноватыми оттенками по всему профилю. Отмечается определяемое органолептически утяжеление гранулометрического состава в срединных горизонтах обоих профилей. Начиная с 35–40 см, в обеих почвах присутствуют тонкие глинистые кутаны по границам структурных отдельностей, по порам и корневым ходам. В нижних горизонтах обоих разрезов содержится дресва, реже щебень известняка. Некоторые фрагменты известняка выветрены и имеют облик карбонатных примазок.

Таблица 1. Морфологическое описание почвенных разрезов заповедника “Мыс Мартьян”

Горизонт, глубина, см	Описание
MAP-1. Endocalcaric Chromic Luvisol (Clayic, Cutanic, Humic)	
O, 0–3(4)	Подстилка фрагментарная, неравномерной мощности, низкая степень разложения растительных остатков, однако присутствуют и средне- и хорошо разложенные фрагменты, сухая
A, 3–7(10)	Сухой, темно-серый (2.5YR 3/2), рыхлый, глинистый, структура прочная крупнозернистая, бусовидная по корням, трещиноватый, твердый, обильные гифы грибов, граница волнистая, переход ясный
AB, 7(10)–20	Сухой, окраска неоднородная: желтовато-красный (5YR 4/6) и темно-серый (2.5YR 3/2), глинистый, структура крупноореховатая, многоуровневая, плотный, очень твердый, гумусовые затеки, граница карманная, переход заметный
Bw, 20–35(40)	Свежий, красновато-бурый (5YR 4/4), тяжелоглинистый, структура прочная ореховатая, твердый, есть остатки корней, живые корни кустарников и деревьев, углистые частицы, единичные включения дресвы и щебня (известняк), граница волнистая, переход заметный по структуре
Bt1, 35(40)–60(70)	Сухой, красновато-бурый (2.5YR 4/4), среднеглинистый, структура ореховато-призматическая, плотный, твердый, глинистые кутаны на гранях структурных отдельностей, редкие корни, щебнистый, переход заметный по плотности, твердости, структуре, цвету
Bt2, 60(70)–90(95)	Темно-красновато-бурый (5YR 3/4), глинистый, призматическая к крупноглыбистой многоуровневая структура, плотный и твердый, остаточные карбонаты, местами в форме карбонатных примазок, глинистые кутаны по граням отдельностей, хорошо выражены, переход по плотности, твердости, большому количеству карбонатных новообразований, граница волнистая
BCk 90(95)–160	Свежий, интенсивно-бурый (7.5YR 4/6), на срезе педов – желтовато-красный (5YR 4/6), легкоглинистый, структура глыбистая, твердый, плотный, включения карбонатов, местами в виде мягких примазок, карбонатные прожилки, слабо вскипает, единичные живые и отмершие корни
MAP-2. Endocalcaric Chromic Endostagnic Luvisol (Clayic, Cutanic, Humic)	
O, 0–0.5(5)	Слабая, фрагментарная, поверхность покрыта опадом иглицы понтийской почти полностью, состоит из слабо- и среднеразложившихся фрагментов растительных тканей
A, 0.5(5)–10	Свежий, окраска однородная, темно-красновато-бурый (2.5YR 3/2), легкоглинистый, комковато-зернистая структура, по корням бусовидная, рыхлый, рассыпчатый, много корней, белые гифы грибов, граница карманная, переход по цвету, количеству корней и растительных остатков, структуре
AB, 10–20(25)	Свежий к влажному, красновато-бурый (5YR 5/3), более темный красновато-бурый (5YR4/4) по трещинам (затеки гумуса), блестящие желтовато-красные (5YR 4/6) грани агрегатов, среднеглинистый, уплотненный, трещиноватый, много корней деревьев и кустарников, граница волнистая, переход заметный по плотности и структуре
Bw, 20(25)–40	Влажный, желтовато-красный (5YR 4/6), тяжелоглинистый, прочная крупноореховатая структура, плотный, твердый, трещиноватый, средние и крупные корни диаметром до 7 см, растительные остатки по корням, граница карманная, переход заметный по плотности и структуре
Bt, 40–70(80)	Влажный, желтовато-красный (5YR 4/6), темно-бурые (7.5YR 3/4) хорошо выраженные кутаны, красновато-черные (10R 2.5/1) марганцевые пленки, глинистый, трещиноватый, разламывается на отдельные глыбы, агрегаты крупные, плотный, твердый, единичные фрагменты остаточных карбонатов, частью в виде примазок, граница волнистая, переход постепенный
Btg, 70(80)–120	Влажный, окрашен пестро, основной фон желтовато-красный (5YR 4/6), локально в нижней части красновато-черные (10R2.5/1) марганцевые пленки, глинистый, структура крупноглыбистая, плотный, твердый, присутствует карбонатный мелкозем, фрагменты сланца, редкие глинистые кутаны, оглеение по стагниковому типу – осветление по трещинам и граням структурных отдельностей

Таблица 2. Физические и химические свойства красноцветных почв заповедника “Мыс Мартьян”

Горизонт, глубина, см	pH	C _{орг} , %	Fe _d , %*	Fe _o , %*	CaCO ₃ , %	<0.001 мм, %	<0.01 мм, %
МАР-1. Endocalcaric Chromic Luvisol (Clayic, Cutanic, Humic)							
A, 3-7(10)	7.37	3.79	2.17	0.43	—	46.7	74.3
AB, 7(10)–20	6.70	2.76	2.45	0.58	—	50.0	81.9
Bw, 20–35(40)	7.66	0.70	2.78	0.51	—	56.2	81.3
Bt1, 35(40)–60(70)	7.59	0.11	2.78	0.48	—	54.5	78.6
Bt2, 60(70)–90(95)	8.23	0.27	2.38	0.38	5.56	46.5	76.1
BCk, 90(95)–160	8.46	0.01	2.13	0.35	9.53	43.7	72.8
МАР-2. Endocalcaric Chromic Endostagnic Luvisol (Clayic, Cutanic, Humic)							
A, 0.5(5)–10	7.72	4.16	2.27	0.41	—	Не опр.	
AB, 10–20(25)	7.27	2.03	2.76	0.57	—	"	
Bw, 20(25)–40	6.89	0.60	2.53	0.64	—	"	
Bt, 40–70(80)	7.39	0.42	2.56	0.59	—	"	
Btg, 70(80)–120	7.59	0.02	3.19	0.73	0.24	"	

* Fe_o – железо, извлекаемое кислой оксалатной вытяжкой по Тамму; Fe_d – железо, извлекаемое дитионит-цитрат-бикарбонатной вытяжкой по Мера–Джексону.

В более влажном профиле МАР-2 с глубины 70 см отмечаются признаки оглеения за счет застоя атмосферной влаги, которое выражается в осветлении поверхности педов и присутствии марганцевых пленок, затеков и примазок.

Физические и химические свойства. Гранулометрический состав и некоторые химические свойства изученных почв приводятся в табл. 2. По классификации Качинского, основанной на содержании физической глины (<0.01 мм), гранулометрический состав горизонтов АВ и Вw в профиле МАР-1 относится к тяжелой глине, во всех остальных – к средней глине. В международной системе [33] все горизонты попадают по гранулометрическому составу в категорию глинистых. Максимальное содержание илистой фракции обнаруживается в горизонте Вw на глубине 20–40 см от поверхности.

Значения pH водной вытяжки варьируют в пределах от 6.70 до 8.46. Минимальные значения pH наблюдаются в горизонтах АВ и Вw, на глубинах 10–40 см, а максимальные, в нижних горизонтах, где присутствуют остаточные карбонаты кальция. В профиле МАР-1 карбонаты присутствуют в определяемых аналитически количествах с глубины 60 см; их содержание превышает 9% в горизонте ВСк. В профиле МАР-2, более влажном, остаточные карбонаты присутствуют с глубины 70 см в существенно меньших количествах. Содержание C_{орг} в верхних горизонтах вы-

сокое, более 4%, с глубиной его процентное содержание постепенно уменьшается.

Содержание несиликатного железа, извлекаемого дитионит-цитрат-бикарбонатом натрия, превышает 2% во всех горизонтах обоих разрезов, и распределяется достаточно равномерно по профилю. Отмечены незначительные максимумы в срединных горизонтах обоих профилей и несколько более выраженный максимум в оглеенном нижнем горизонте профиля МАР-2. Сходное распределение наблюдается в распределении слабоокристаллизованного железа, извлекаемого кислым оксалатным буфером, но его абсолютное содержание ниже, чем у несиликатного железа, а максимумы в срединных горизонтах не вполне совпадают: в разрезе МАР-1 максимум слабоокристаллизованного железа несколько выше по профилю, чем у несиликатного, а в профиле МАР-2 – несколько ниже.

Валовой состав мелкозема соответствует в большой степени составу окружающих силикатных осадочных пород, сланцев и филлитов (табл. 3). Содержание кремния в бескарбонатных горизонтах варьирует от 56 до 62%, алюминия – от 25 до почти 30%, железа – от 6.6 до 7.9%. Относительно стабильное содержание титана во всех горизонтах, кроме богатых карбонатами, указывает на однородность толщи осадков. Содержание кальция высокое в карбонатных горизонтах профиля МАР-1 и в поверхностных горизонтах А; последнее может быть связано как с биогенным накоплением,

Таблица 3. Валовой химический состав мелкозема из горизонтов почв заповедника “Мыс Мартьян”, % на сухую навеску

Горизонт, глубина, см	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	MnO ₂
MAP-1. Endocalcaric Chromic Luvisol (Clayic, Cutanic, Humic)										
A, 3–7(10)	59.40	26.78	7.08	2.18	1.24	1.65	0.45	1.01	0.07	0.14
AB, 7(10)–20	59.42	27.55	7.66	1.11	1.25	1.47	0.42	1.01	0.04	0.07
Bw, 20–35(40)	61.06	25.09	7.87	1.51	1.28	1.56	0.42	1.02	0.05	0.14
Bt1, 35(40)–60(70)	55.95	29.88	7.79	1.75	1.46	1.57	0.44	0.99	0.04	0.13
Bt2, 60(70)–90(95)	56.00	27.29	6.92	5.22	1.38	1.59	0.53	0.90	0.05	0.13
BCk, 90(95)–160	55.00	25.35	6.41	8.32	1.26	1.96	0.66	0.88	0.05	0.12
MAP-2. Endocalcaric Chromic Endostagnic Luvisol (Clayic, Cutanic, Humic)										
A, 0.5(5)–10	62.31	23.81	6.64	2.26	1.20	1.77	0.61	1.05	0.08	0.27
AB, 10–20(25)	57.52	28.75	7.50	1.08	1.30	1.99	0.61	1.02	0.05	0.16
Bw, 20(25)–40	58.32	28.14	7.65	1.05	1.30	1.80	0.53	1.05	0.04	0.12
Bt, 40–70(80)	57.01	29.28	7.77	1.14	1.31	1.85	0.50	1.00	0.04	0.10
Btg, 70(80)–120	59.44	26.89	7.68	1.34	1.36	1.63	0.51	0.97	0.03	0.14

так и с привнесом карбонатного мелкозема на поверхность почвы потоками дождевой воды, размывающей выходы карбонатных пород выше по склону.

Минералогический состав илистой фракции. В составе илистой фракции исследованных почв во всех генетических горизонтах обнаружены иллит, каолинит и смешанослойные минералы. Кроме глинистых минералов, в илистой фракции горизонтов AB, Bt1 и Bk профиля MAP-1 и в горизонтах Bw, Bt1 и Bt2 профиля MAP-2 присутствуют карбонаты. Во всех горизонтах обеих почв в составе ила в незначительных количествах обнаружен тонкодисперсный кварц (рис. 2).

Смешанослойные минералы в обеих почвах представлены хлорит-сметитом и, возможно, иллит-сметитом. Дискретной фазы хлорита ни в одном из горизонтов исследованных почв не обнаружено. В горизонтах Bt2 и Bk профиля MAP-1 на рентгенограммах образцов, насыщенных глицерином присутствуют отражения, соответствующие межплоскостному расстоянию 1.7–1.8 нм, что может свидетельствовать о присутствии в образце либо дискретной фазы смектита, либо смешанослойных минералов с большей долей смектитовых слоев. На рентгенограммах остальных образцов после насыщения глицерином наблюдается диффузное рассеяние в сторону малых углов в диапазоне 2°–6°. Характер диффузного рас-

сеяния и асимметрия 1.0 нм пика в сторону больших углов на рентгенограммах образцов, насыщенных глицерином свидетельствуют о том, что в илистой фракции почвы профиля MAP-1 содержится больше смектитовой фазы, по сравнению с профилем MAP-2.

Илестая фракция горизонта A обогащена иллитом и обеднена лабильными минералами по сравнению с нижележащими горизонтами. В горизонте A почвы профиля MAP-2 содержится меньше иллитов и больше лабильных компонентов, чем в остальных горизонтах профиля.

За исключением горизонта A, в илестой фракции почвы профиля MAP-1 содержится больше смектита и смектитовых слоев в составе смешанослойных минералов по сравнению с таковыми в почве профиля MAP-2.

Микростроение. Микроморфологические исследования плоскопараллельных шлифов показало, что для гумусовых горизонтов обоих профилей характерны хорошо сепарированные агрегаты неправильной формы (рис. S1, a). В горизонте наблюдается гумусовая и глинисто-гумусовая плазма коричневого цвета, в ней заметны черные и коричневые гумусовые сгустки и хлопья. В горизонтах наблюдается присутствие растительных остатков, экскрементов клещей и энхитрид. Растительные остатки представляют собой неразложенные и слабо разложенные корни, различима

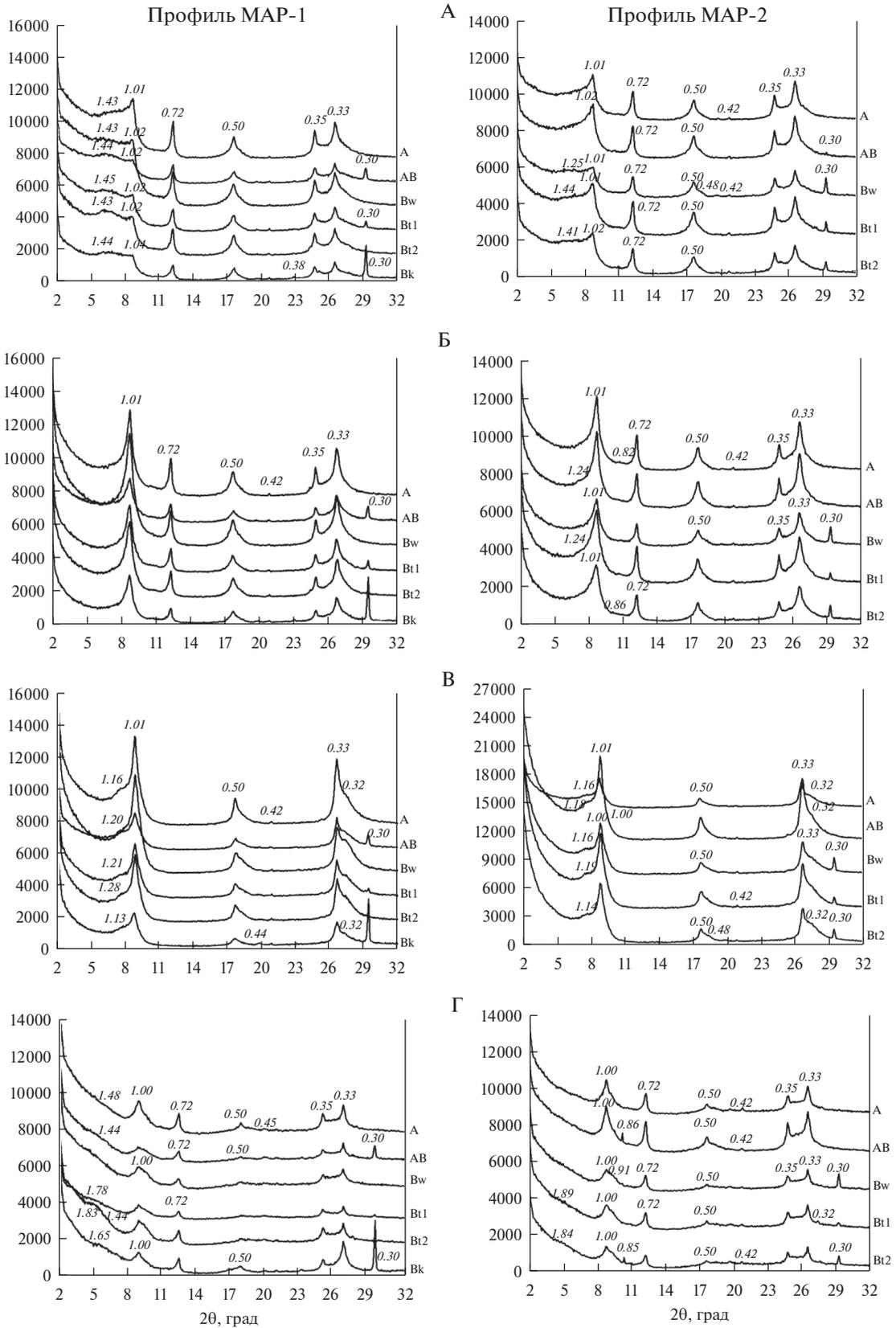


Рис. 2. Рентгendifфрактограммы насыщенных Са образцов илистой фракции: А – воздушно-сухой, Б – прокаленный до 350°C, В – прокаленный до 550°C, Г – насыщенный глицерином.

форма тканей. Присутствуют гифы грибов. Горизонт Bw профиля MAP-1 характеризуется компактным строением, в красновато-бурой основной массе железисто-глинистого состава наблюдаются волокнистые формы строения микромаcсы. В отраженном свете наблюдаются красные микрoзоны, присутствуют диффузные железистые пятна. Межагрегатные поры крупные, неправильной формы, внутри агрегатов имеются крупные ризогенные и зоогенные поры. Частицы мелкопесчаного размера кварцевого и полевошпатового состава включены в почвенные агрегаты, зерна минералов плохо окатаны, угловатой формы (рис. S1, b). Еще более компактная железисто-гумусовая основная масса обнаружена в горизонтах Bt обеих исследованных профилей, она разбита множеством тонких трещин, делящих почвенную массу на угловатые агрегаты (рис. S1, c). В плазме горизонта Bt разреза MAP-1 встречаются включения кальцита с признаками перекристаллизации на поверхности (рис. S1, c); в горизонте Bk содержатся более крупные фрагменты дезинтегрированной карбонатной породы (микрит) без признаков растворения (рис. S1, d). Также в горизонте Bk наблюдаются вторичные карбонаты по крупным порам (рис. S1, e). Поверх вторичных карбонатов в порах залегают глинистые кутаны иллювирирования. В горизонте Bt профиля MAP-2 наблюдаются отчетливые железистые стяжения размером около 0.5 мм, указывающие на периодически гидроморфные условия в данном горизонте (рис. S1, f, g); ниже, в горизонте Bg профиля MAP-2 отмечается осветление за счет оглеения относительно рыхлых зон, прилегающих к порам и трещинам, в то время как угловатые компактные педы сохраняют интерференционную красновато-бурю окраску, характерную для частично ориентированной железенной глины (рис. S1, e). Также в горизонте Bt ориентация автохтонной глины вдоль трещины указывает на то, что в данном горизонте имеются слабо выраженные стресс-кутаны, формирование которых может быть связано с набуханием смектитовых глин в минеральной массе (рис. S1, g, h).

ОБСУЖДЕНИЕ

Почвообразовательные процессы. По своим морфохроматическим характеристикам красноцветные глинистые профили напоминают сильно выветренные тропические почвы. В ряде публикаций [38] средиземноморские *terra rossa* действительно ассоциируются с красноцветными почвами тропиков и классифицируются как *Nitisols*, почвы, типичные для влажных и перемменно-влажных тропиков на основных и карбонатных породах. Однако большинство подобных красноцветных почв Средиземноморья, как и исследованные нами объекты, существенно отличаются

от тропических почв, сформированных на ферралитных корах выветривания. Отличие очевидно и по данным валового состава, и по составу слоистых силикатов в илистой фракции почв. В целом профили слабо дифференцированы по химическому составу мелкозема, в котором высокое содержание щелочных и щелочноземельных металлов наблюдается даже в поверхностных почти бескарбонатных горизонтах. Высокое содержание кальция в нижних горизонтах профиля MAP-1 связано с присутствием остаточных карбонатов. Состав глинистых минералов разнообразен: присутствуют как каолинит, индицирующий продвинутую стадию выветривания, так и минералы группы иллита, смектита и смешанослойные минералы, характерные для начальной или промежуточной стадии трансформации минералов. Вероятно, источник этих минералов различен. При формировании исходной карбонатной породы терригенные или вулканогенные слоистые силикаты попадали в морские осадки в результате эолового привноса. В дальнейшем при растворении известняка могла происходить одновременная трансформация силикатов. Наконец, в бескарбонатном профиле также происходило и происходит выветривание минералов. Скорее всего, хорошо окристаллизованные каолинит и иллит унаследованы от литогенной стадии. С почвообразованием, возможно, связано формирование иллит-смектита и хлорит-смектита. Однако для преобразования иллитовых слоев в смектитовые нужна кислая среда, наличие анионов-комплексобразователей и промывной режим для удаления продуктов реакции, что мало согласуется с условиями, существующими при растворении карбонатов. Несколькими более вероятно преобразование хлорита в хлорит-смектит за счет растворения добавочного октаэдрического слоя в щелочных условиях; при этом нельзя исключить, что и эти минералы имели литогенное происхождение. Выветривание силикатов, синхронное с растворением карбонатов, вряд ли возможно отделить от более поздних почвообразовательных процессов: и в том, и в другом случае выветривание происходило в мягких условиях при реакции среды, близкой к нейтральной. Макаров [20] также указывает для почв мыса Мартьян, что значительная часть глинистых минералов в почве унаследована от почвообразующей породы. Красные тона мелкозема могут иметь разные объяснения; далеко не всегда присутствие гематита в почве связано с интенсивным выветриванием [4]. Во-первых, красноцветные продукты выветривания могли попасть в осадочные карбонатные породы с терригенным материалом при их образовании в мезозое и палеогене [8]. Во-вторых, гематит мог образоваться при выветривании пирита, содержавшегося в известняках, синхронно с растворением карбонатной породы [9, 18]. В-третьих, красный цвет мелкозема в

terra rossa связан с выветриванием силикатных минералов в условиях сухого жаркого климата в присутствии карбонатов кальция, что способствует формированию гематита [36, 40]. Литогенное происхождение гематита нельзя исключать. Также тонкодисперсный пирит может рассматриваться как источник гематита: сходная морфология продуктов выветривания сульфидов описывалась во внебереговых автоморфных кислых сульфатных почвах [19]. Происхождение оксидов железа за счет выветривания железосодержащих силикатов сомнительно, поскольку общая степень выветренности силикатной части почвы низка, как за счет буферного действия карбонатов, нейтрализующих кислотный удар, так и за счет исходной малой агрессивности растворов.

Миграция вещества по профилю красноцветных почв слабо выражена. Хотя в профиле MAP-1 имеется разница в содержании ила между горизонтами A и Bt, достаточная для выделения горизонта *argic* [33], отсутствие на микроуровне ясно выраженных глинистых кутан указывает на слабое передвижение ила в профиле [6]; выделенные при полевом описании кутаны могут быть продуктами деформации поверхности агрегатов в слабо набухающих глинах, то есть стресс-кутанами. Мы предполагаем, что текстурная дифференциация формируется скорее за счет оглинивания срединных горизонтов, чем в результате иллювирирования, хотя Макаров [20] ранее обнаружил миграцию водно-диспергируемого ила в сходном профиле. Этот автор показал, что в некоторых почвах заповедник Мыса Мартьян максимум содержания ила в середине почвенного профиля связан с тем, что ил хуже диспергируется в верхних горизонтах, чем в срединных, за счет присутствия гумуса, а в нижних — за счет наличия карбонатов кальция. В целом передвижение глины по профилю маловероятно при близкой к нейтральной реакции по всему профилю почвы. Перемещение карбонатов в профиле также выражено слабо: на макроуровне оно вовсе не заметно на фоне вкраплений остаточного литогенного кальция, а в шлифах заметно по отдельным порам в нижних почвенных горизонтах (рис. S1, e). Примечательно, что по кальцитовой кутане формируется слабо выраженная глинистая пленка, что указывает на тот факт, что выщелачивание карбонатов, как и во многих других случаях, “запускает” процесс иллювирирования глины [7].

В почвах имеются признаки локальных и слабо развитых процессов. В нижних горизонтах профиля MAP-2 имеются признаки оглеения, которые заметны морфологически на макро- и микроуровнях, но не отражаются на химическом составе горизонтов. В горизонтах Bw и Bt обоих профилей отмечаются слабо выраженные стресскутаны: их зачаточное развитие связано с тем, что

смектит не является доминирующим минералом в составе илистой фракции.

Процессы, связанные с гумусонакоплением, выражены как на макро-, так и на микроуровнях. Морфология гумусовых горизонтов типична для средиземноморского климата. Содержание органического углерода высокое, около 4%, однако мощность собственно гумусово-аккумулятивного горизонта составляет 5–10 см. С глубиной содержания органического вещества снижается, на макроуровне уже с глубины 20–25 см темно-серая окраска сменяется красноватой. На микроуровне горизонт характеризуется сочетанием гумусово-глинистой плазмы и органических остатков разной степени разложения, что типично для почв областей с длительным засушливым периодом [6, 36].

Классификация почв и ее связь с процессами почвообразования. Почвы *terra rossa* в международной классификации попадают в три реферативные группы: Nitisols, Luvisols и Cambisols. В нашем случае почвы не могут быть классифицированы как Nitisols, поскольку ни один горизонт не содержит более 4% железа, извлекаемого дитионит-цитрат-бикарбонатной вытяжкой по Мера-Джексону [33]. Почвы могут быть отнесены к РПГ Luvisols, поскольку содержание ила возрастает более чем на 8% в горизонте B по сравнению с A, что считается достаточным для глинистых почв. Отметим, что в WRB наличие кутан иллювирирования необязательно для выделения горизонта *argic*, если нет явных признаков литологической неоднородности [33]. В отечественной традиции, начиная с 1970-х годов, *terra rossa* Южного берега Крыма включаются в тип коричневых почв с выделением подтипа “красноцветных” [16, 18, 20]. Как писал в свое время Вильде [43], использование хроматических характеристик в названиях почв приводит подчас к курьезам и противоречиям, яркий пример которых наблюдается и в данном случае: названия типа и подтипа указывают на разный цвет почвы. Следует отметить, что отнесение *terra rossa* к коричневым почвам имеет в основе зональную концепцию, по которой именно коричневые почвы формируются в средиземноморском субтропическом климате. За счет специфики почвообразующей породы, красноцветного глинистого элювия известняков, *terra rossa* существенно отличается от “центрального образа” коричневых почв и по морфохроматическим характеристикам, и по меньшей мощности гумусово-аккумулятивного горизонта, и по менее выраженной структуре срединных горизонтов, и по более глубокому выщелачиванию карбонатов. Также оглинивание срединных горизонтов, как отмечалось выше, является мнимым [20], даже если отвлечься от не вполне ясного понимания механизмов этого процесса. По сути, профили красноцветных почв мыса Мартьян, если не говорить о накоплении гумуса, которое находится в

динамическом равновесии по отношению к окружающей среде [41], сформированы за счет растворения карбонатов и рубефикации. Выветривание силикатов, текстурная дифференциация профиля и миграция вторичных карбонатов по профилю существенно отстают от указанных двух процессов. Подобное отставание объясняется отчасти низким потенциалом почвообразования в относительно сухих условиях, но в большей степени связано с низкой сенсорностью тяжелоглинистых почвообразующих пород [26]. Очевидно, специфика почвообразующих пород не позволяет рассматривать *terra rossa* как “очень старые коричневые почвы”, поскольку сам набор процессов исходно различается в почвах с разной сенсорностью. Включение этих почв в теоретический эволюционный ряд наряду с коричневыми почвами представляется мало обоснованным. Очевидно, что даже на ранних этапах формирования красноцветного элювия он отличался тяжелым гранулометрическим составом, высоким содержанием гематита и выщелоченностью от карбонатов. С гранулометрическим составом и плотностью была связана заторможенность структурного метаморфизма и миграции карбонатов, то есть поступательная эволюция профиля приводила преимущественно к углублению глинистой толщи. Хотя в современной почвенной классификации прямого аналога этих почв нет, все же ближе всего к ним стоят коричневые почвы. Парадоксальным образом, другим близким по свойствам к *terra rossa* типом почв оказываются слаборазвитые почвы — пелоземы гумусовые, которые характеризуются еще меньшим развитием гумусового горизонта и процессов преобразования минеральной массы.

Палеопочва или ветусоль? Некоторые исследователи красноцветных почв мыса Мартьян делали попытки разделить признаки почвообразовательных процессов на современные и унаследованные. Так, Макаров считал древними процессы гумусонакопления, накопления фитоцитов, опаловых и кальциевых биолитов, окарбоначивания, карбонатной цементации, лессиважа, внутрипочвенного выветривания и ожелезнения [15, 20]. К современным процессам указанный автор относил биогенное оструктурирование, физическое оструктурирование и ожелезнение метаморфического горизонта, карбонатную цементацию и внутрипочвенное выветривание. Обращает на себя внимание почти полное дублирование списка древних и современных почвообразовательных процессов. При этом есть сомнения в том, что биогенное оструктурирование и слабая слитизация не происходили в предшествующие эпохи: скорее, их признаки просто стерты свежими циклами тех же самых процессов.

Наши микроморфологические исследования не позволили однозначно разделить современные и унаследованные признаки почвообразователь-

ных процессов. Интерпретация данных химических анализов, например, профильного распределения слабоокристаллизованного железа, извлекаемого вытяжкой Тамма, не позволяет с уверенностью говорить о конкретных механизмах перехода оксидов и гидроксидов железа в дисперсную форму и о характерных временах этого процесса. На фоне стабильных значений содержания общего несиликатного железа трудно говорить об ожелезнении отдельных горизонтов. На наш взгляд, нет существенных оснований для разделения признаков древних и современных почвообразовательных процессов в профилях изученных почв. Аналогичным образом, Бронгер и Седов пришли к выводу о развитии почв *terra rossa* в Марокко в условиях стабильного климата и охарактеризовали их как ветусоли [28].

Предположение, что современные и древние процессы в почвах *terra rossa* Южного берега Крыма принципиально не отличались, подтверждается данными об относительной стабильности климатических условий Крыма, которые приобретали современные черты, начиная с плиоцена [3]. Климатические изменения, начиная с плиоцена [3] и в течение голоцена [29], были недостаточно значительными, чтобы изменить ландшафт средиземноморского типа этой территории. Предположения о климатических колебаниях в течение голоцена [15] основаны на гипотезе о том, что с увеличением глубины почвенный профиль отражает все более древние стадии развития, что требует дополнительного обоснования. Кроме того, даже в упомянутой работе [15] отмечаются незначительные колебания климатических условий, которые вряд ли могли полностью изменить ход почвообразования. Таким образом, *terra rossa* Южного берега Крыма не может рассматриваться как поверхностная палеопочва; термин ветусоль [30] представляется адекватным для данных поверхностных образований.

ВЫВОДЫ

1. Красноцветные глинистые почвы *terra rossa* заповедника “Мыс Мартьян” представляют собой остаточные продукты выветривания карбонатных пород и синхронного с ним почвообразования.
2. Основными почвообразовательными процессами в изученных профилях является растворение и выщелачивание карбонатов и рубефикация. Менее развиты процессы выветривания силикатов, текстурной дифференциации профиля, разбухания глин и миграции вторичных карбонатов. Также отмечается накопление гумуса и связанное с ним биогенное оструктурирование.
3. Слабое развитие большинства почвообразовательных процессов связано с тяжелым грануло-

метрическим составом почв и компактностью их сложения, что определяет низкую сенсорность почв. Глинистые минералы преимущественно унаследованы от силикатных примесей в карбонатных почвообразующих породах, их преобразование в почвенном профиле незначительно.

4. *Terra rossa* заповедника “Мыс Мартьян” не могут рассматриваться как продвинутый представитель хроноряда коричневых почв из-за специфики глинистых почвообразующих пород, в которых большинство почвообразовательных процессов заторможено.

5. Красноцветные глинистые почвы мыса Мартьян не могут рассматриваться как поверхностные палеопочвы, поскольку почвообразовательные процессы в них не различались на протяжении педогенеза в плейстоцене и голоцене. Эти почвы должны рассматриваться как ветусоли — почвы, развивающиеся в течение длительного времени в относительно стабильных биоклиматических условиях.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Полевые работы по гранту частично финансировались за счет средств гранта Российского научного фонда № 17-17-01293 “Многоуровневые региональные почвенно-географические модели как основа устойчивого управления почвенными ресурсами”. Микрофотосъемка элементов микростроения проводилась на базе Центра коллективного пользования “Лаборатория радиоуглеродного датирования и электронной микроскопии” Института географии РАН.

БЛАГОДАРНОСТЬ

Авторы выражают благодарность сотрудникам и студентам кафедры географии почв факультета почвоведения МГУ А.С. Сорокину, И.А. Ильичеву, А.С. Медведевой, магистранту кафедры геохимии ландшафта и географии почв географического факультета МГУ В.И. Гавриловой за помощь в проведении полевых работ, сотруднику кафедры химии почв факультета почвоведения МГУ И.И. Толпеште за помощь в интерпретации результатов минералогических исследований, а также сотруднику Лаборатории радиоуглеродного датирования и электронной микроскопии ИГ РАН Ю.В. Конопляниковой за помощь в проведении микрофотосъемки.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

ДОПОЛНИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Рис. S1. Микроморфологическое строение горизонтов почв: а — разрез MAP-1, горизонт А (0–7(10)) — органические остатки (фрагмент корня) с экскрементами; b — разрез MAP-1, горизонт Bw (20–35(40)), × — спутанно-волокнистое микростроение основной массы; с — разрез MAP-1, горизонт Bt2 (60(70)–90(95)) — угловато-блоковая микроструктура и фрагменты кальцита с признаками травления поверхности; d — разрез MAP-1, горизонт BCk (90(95)–160) — крупные блоки дезинтегрированного известняка, e — разрез MAP-1, горизонт BCk (90(95)–160), × — карбонатная кутана и покрывающая ее глинистая кутана; f — разрез MAP-2, горизонт BCg (70(80)–120), × — железистые стяжения; g — разрез MAP-2, горизонт Bt (40–70(80)) железистые стяжения; h — разрез MAP-2, горизонт Bt (40–70(80)), × — слабо выраженная глинистая стресс-кутана, локализованная вдоль трещины.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Антипов-Каратаев И.Н., Антонова М.А., Иллювиев В.П. Почвы Никитского сада. Л.: Печатня, 1929. 244 с.
2. Антюфеев В.В., Казмирова Р.Н., Евтушенко А.П. Агроклиматические, микроклиматические и почвенные условия в приморской полосе южного берега Крыма. Теоретические основы и практические рекомендации для рационального размещения при реконструкции насаждений // Сб. научных трудов ГНБС. Ялта, 2014. Т. 137. 88 с.
3. Борисов А.А. Климаты Крыма в различные геологические эпохи // Вестник Ленинградского гос. ун-та. 1955. № 4. С. 85–97.
4. Водяницкий Ю.Н., Лесовая С.Н., Сивцов А.В. Минералы железа в почвах на красноцветных породах // Почвоведение. 2001. № 7. С. 869–878.
5. Гаврилова В.И., Герасимова М.И., Гуров И.А., Костенко И.В., Плугатарь Ю.В. Почвы, почвенный покров и почвенно-геохимические особенности Никитского ботанического сада. М.: Географический факультет МГУ, 2018. 83 с.
6. Герасимова М.И. О микроморфологической диагностике элементарных почвенных процессов // Почвоведение. 1985. № 11. С. 105–113.
7. Герасимова М.И., Губин С.В., Шоба С.А. Микроморфология почв природных зон СССР. М.: ПНЦ РАН, 1992. 219 с.
8. Гладцин И.Н., Дзенс-Литовская Н.Н. Terra rossa (красная земля) Тарханкутского полуострова // Тр. геогр.-эконом. исслед. ин-та ЛГУ за 1938 г. по физ.-геогр. Отделению. Очерки физической географии Крыма. Л.-М.: ОНТИ-НКТП-СССР. 1938. Вып. 1. № 16. С. 5–63.
9. Глазовская М.А., Парфенова Е.И. Биогеохимические факторы образования terra rossa Южного Крыма // Почвоведение. 1974. № 11. С. 12–23.
10. Добровольский В.В. Красноцветные образования Крыма и их палеогеографическое значение // Вестник Моск. ун-та. 1968. № 1. С. 45–50.
11. Драган Н.А. Почвенные ресурсы Крыма. 2-е изд., доп. Симферополь: ДОЛЯ, 2004. 208 с.

12. Дюшофур Ф. Основы почвоведения. Эволюция почв (Опыт изучения динамики почвообразования) / Пер. с фр. М.И. Герасимовой. М.: Прогресс, 1970. 591 с.
13. Иванов В.Н. Почвы Крыма и повышение их плодородия. Симферополь: Крымиздат, 1958. 184 с.
14. Казмирова Р.Н. Почвы и парковые фитоценозы южного берега Крыма. Киев: Аграрна наука, 2005. 183 с.
15. Ковалева Н.О., Решетникова Р.А., Ковалев И.В. К вопросу об эволюции ландшафтов Крыма в голоцене (на примере почв Мыса Мартьян) // Человек и природа: Мат-лы XXVIII Междунар. междисциплинарной конф. “Проблемы глобализирующего мира” и III Междунар. междисциплинарной молодежной школы “Человек и природа перед вызовами глобализации”. М.: МАКС Пресс, 2018. С. 54–55.
16. Костенко И.В. Атлас почв Горного Крыма. Киев: Аграрна наука, 2014. 184 с.
17. Кочкин М.А. Почвы, леса и климат горного Крыма и пути их рационального использования. М.: Колос, 1967. 368 с.
18. Кочкин М.А., Казмирова Р.Н., Молчанов Е.Ф. Почвы заповедника “Мыс Мартьян” // Тр. Никитского ботанического сада. 1976. Т. 70. С. 26–44.
19. Красильников П.В., Сафонова В.М., Седов С.Н. Сульфатнокислосое выветривание в почвах Северной Карелии // Почвоведение. 1995. № 6. С. 740–746.
20. Макаров О.А. Минералого-микроморфологические особенности коричневоземообразования. Автореф. дис. ... канд. биол. н. М., 1995. 24 с.
21. Маслов И.И., Крайнюк Е.С., Саркина И.С., Костин С.Ю., Сергеенко А.Л. Основные направления и результаты научной и природоохранной деятельности отдела охраны природы НБС-ННЦ, природного заповедника “Мыс Мартьян” // Бюл. Никитского ботанического сада. 2010. Вып. 100. С. 29–39.
22. Плугатарь Ю.В., Багрикова Н.А., Белич Т.В., Костин С.Ю., Крайнюк Е.С., Маслов И.И., Садогурский С.Е., Садогурская С.А., Саркина И.С. Природный заповедник “Мыс Мартьян”. Симферополь: ИТ “Ариал”, 2018. 104 с.
23. Половицкий Я.И., Гусев П.Г. Почвы Крыма и повышение их плодородия. Симферополь: Таврия, 1987. 152 с.
24. Прасолов Л.И., Антипов-Каратаев И.Н. Почвы Крымского государственного лесного заповедника и прилегающих местностей // Тр. Почв. ин-та им. В.В. Докучаева. Л.: АН СССР, 1932. Т. VII. 280 с.
25. Соколова Т.А., Дронова Т.Я., Толпешта И.И. Глинистые минералы в почвах. Тула: Гриф и К., 2005. 336 с.
26. Таргульян В.О. Теория педогенеза и эволюции почв. М.: ГЕОС, 2019. 296 с.
27. Boero V., Schwertmann U. Iron oxide mineralogy of terra rossa and its genetic interpretation // Geoderma. 1989. V. 44. P. 319–327.
28. Bronger A., Sedov S. Vetusols and Paleosols: Natural versus man induced environmental change in the Atlantic coastal region of Morocco // Quaternary International. 2003. V. 106–107. P. 33–60.
29. Cordova C.E., Lehman P.H. Holocene environmental change in southwestern Crimea (Ukraine) in pollen and soil records // The Holocene. 2005. V. 15. № 2. P. 263–277.
30. Cremachi M. Paleosols and vetusols in the central Poland (Northern Italy) a study in Quaternary Geology and soil development. Milano: Unicopli, 1987. 306 p.
31. Durn G., Ottner F., Slovenec D. Mineralogical and geochemical indicators of the polygenetic nature of terra rossa in Istria, Croatia // Geoderma. 1999. V. 91. № 1–2. P. 125–150.
32. Feng J., Zhu L., Cui Z. Quartz features constrain the origin of terra rossa over dolomite on the Yunnan-Guizhou Plateau, China // J. Asian Earth Sci. 2009. V. 36. P. 156–167.
33. IUSS Working Group WRB 2015. World Reference Base for Soil Resources 2014, update 2015. International soil classification system for naming soils and creating legends for soil maps. World Soil Resources Reports. № 106. FAO, Rome. 192 p.
34. Jackson M.L., Clayton R.N., Violante A., Violante P. Eolian influence on terra rossa soils of Italy traced by oxygen isotopic ratio // 7th Int. Clay Conf., Pavia, Italy. 1982. P. 293–301.
35. Ji H., Wang S., Ouyang Z., Zhang S., Sun C., Liu X., Zhou D. Geochemistry of red residua underlying dolomites in karst terrains of Yunnan-Guizhou Plateau I. The formation of the Pingba profile // Chem. Geol. 2004. V. 203. P. 1–27.
36. Kubiena W. Micromorphological features of soil geography. Univ. Press, New Brunswick, New Jersey, 1970. 254 p.
37. Moresi M., Mongelli G. The relation between the terra rossa and the carbonate-free residue of the underlying limestones and dolostones in Apulia, Italy // Clay minerals. 1988. V. 23. № 4. P. 439–446.
38. Priori S., Costantini A.C.E., Capezzuoli E., Protano G., Hilgers A., Sauer D., Sandrelli F. Pedostratigraphy of Terra rossa and Quaternary geological evolution of a lacustrine limestone plateau in central Italy // J. Plant Nutr. Soil Sci. 2008. V. 171. P. 509–523.
39. Sedov S., Solleiro-Rebolledo E., Fedick S.L., Pi-Puig T., Vallejo-Gómez E., de Lourdes Flores-Delgado M. Micromorphology of a soil catena in Yucatán: pedogenesis and geomorphological processes in a tropical karst landscape // New trends in soil micromorphology. Springer, Berlin, Heidelberg, 2008. P. 19–37.
40. Singer A., Schwertmann U., Friedl J. Iron oxide mineralogy of Terre Rosse and Rendzinas in relation to their moisture and temperature regimes // European J. Soil Science. 1998. V. 49. № 3. P. 385–395.
41. Targulian V.O., Krasilnikov P.V. Soil system and pedogenic processes: Self-organization, time scales, and environmental significance // Catena. 2007. V. 71. P. 373–381.
42. Vingiani S., Di Iorio E., Colombo C., Terribile F. Integrated study of Red Mediterranean soils from Southern Italy // Catena. 2018. V. 168. P. 129–140.
43. Wilde S.A. Soil Science and semantics // J. Soil Science. 1953. V. 4. № 4. P. 1–4.
44. Yaalon D. Soils in the Mediterranean region: what makes them different? // Catena. 1997. V. 28. № 3–4. P. 157–169.

Indicators of Pedogenetic Processes in Red Clay Soils of the Cape Martyan Reserve, South Crimea

N. V. Agadzhanova¹, Yu. G. Izosimova¹, I. V. Kostenko², and P. V. Krasilnikov^{1, 3, *}

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

²*Nikita Botanical Garden – National Scientific centre RAS, Yalta, 98648 Republic of Crimea*

³*Forest Research Institute of the Karelian Research Centre of the Russian Academy of Sciences, Petrozavodsk, 185910 Republic of Karelia*

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

In the Cape Martyan Reserve, located on the southern Crimean coast, there are red clay soils over limestone, which are traditionally associated with Mediterranean *terra rossa*. Though such soils are well studied, there are several open questions related to the genesis of the red-colored soils of Cape Martyan. Many researchers considered them as surface paleosols, comprising both features formed in the previous epochs and those of current processes. In this paper, based on the analyses of physical and chemical properties of red soils, composition of their clay fraction and micromorphological features, we showed that almost all soil-forming processes, except for the millennial dissolution of calcareous rocks and rubefication of residual silicate clay, are poorly expressed, due to the low sensitivity to pedogenesis of the compact clay parent material. In the profiles, almost no signs suggest that past pedogenesis differed from the current one, and this is consistent with the data on the climate stability since the Pliocene in this area. The studied soils can be considered as Vetusols – ancient soils that develop under relatively constant bioclimatic conditions.

Keywords: terra rossa, Vetusol, surface paleosol, micromorphology, clay mineralogy

ГЕНЕЗИС
И ГЕОГРАФИЯ ПОЧВ

УДК 631.4

ЦИФРОВОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ СТРОЕНИЯ И СТЕПЕНИ
ЭРОДИРОВАННОСТИ ПОЧВЕННОГО ПОКРОВА
(ПРОХОРОВСКИЙ РАЙОН БЕЛГОРОДСКОЙ ОБЛАСТИ)

© 2021 г. А. П. Жидкин^{а, *}, М. А. Смирнова^{а, b}, А. Н. Геннадиев^b,
С. В. Лукин^с, Е. А. Заздравных^d, Н. И. Лозбенев^а

^аПочвенный институт им. В.В. Докучаева, Пыжжевский пер., 7, стр. 2, Москва, 119017 Россия

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

^сНИУ “БелГУ”, ул. Победы, 85, Белгород, 308015 Россия

^dФГБУ “ЦАС “Белгородский”, ул. Щорса, 8, Белгород, 308027 Россия

*e-mail: gidkin@mail.ru

Поступила в редакцию 19.04.2020 г.

После доработки 24.05.2020 г.

Принята к публикации 17.06.2020 г.

Предложен новый способ цифрового картографирования строения почвенного покрова с расчетом долевого участия почв различных таксонов и степени их эродированности в составе почвенных ассоциаций. Проведен сравнительный анализ карт почвенного покрова, полученных на основе применения различных способов построения (визуально-экспертного и цифрового) и с различным их содержанием (отображением доминантной категории или почвенных ассоциаций). В случае картографирования визуальным экспертным способом (с отображением доминантной категории) отмечается существенное занижение суммарной площади средне- и сильноэродированных почв по сравнению с цифровым способом. Эти различия обусловлены недоучетом площади небольших ареалов средне- и сильноэродированных почв в составе почвенных ассоциаций на склонах невысокой крутизны и в мелких ложбинах при визуальном экспертном способе картографирования. При генерализации содержания цифровых карт от почвенных ассоциаций до доминантных категорий почв отмечается значительное изменение информации о степени эродированности почвенного покрова. Сравнение визуального экспертного и цифрового способов картографирования почв различных таксонов свидетельствует о высокой степени соответствия пространственного положения и площадей почвенных ареалов с близким компонентным наполнением в обоих случаях. Наибольшие различия между почвенными картами, составленными указанными способами, приходится на почвы, испытывающие периодическое переувлажнение, то есть лугово-черноземные (Luvic Chernic Phaeozem (Oxuaquic)) и черноземно-луговые (Luvic Stagnic Chernic Phaeozem), в связи со слабым учетом микрорельефа при традиционном картографировании. В целом можно отметить, что построение цифровой карты сложнее с точки зрения необходимости применения специализированных компьютерных программ и математических моделей, но полученные цифровые базы данных содержат информацию более высокого уровня детальности по сравнению с традиционными почвенными картами.

Ключевые слова: WATEM/SEDEM, чернозем, агроландшафт, почвенная ассоциация, структура почвенного покрова

DOI: 10.31857/S0032180X21010159

ВВЕДЕНИЕ

Одним из ключевых направлений в области изучения географии почв является разработка методов создания и верификации пространственных моделей организации почвенного покрова, представляемых в виде почвенных карт. Крупномасштабное картографирование почвенного покрова в России на сегодняшний день проводится преимущественно на основе визуального экспертного способа с выделением ареалов преобладающих (доминантных) почв различных таксонов.

Качество и детальность карт, построенных на основе визуального экспертного способа крупномасштабного картографирования с выделением доминантных почв различных таксонов, в значительной степени определяются детальностью полевого изучения почвенного покрова и квалификацией почвовед-картографа.

Более детальное представление почвенного покрова на картах связано с отображением почвенных комбинаций. Данный подход базируется на учении о структуре почвенного покрова Фрид-

ланда [21]. Использование почвенных комбинаций в качестве объекта картографирования позволяет в большей мере отражать реальные особенности строения почвенного покрова. Как правило, картографирование почвенных комбинаций требует значительно более серьезного полевого опробования, чем картографирование доминантных почв [12]. Активизация отечественного крупномасштабного картографирования структур почвенного покрова пришелся на 70–80-е гг. XX в.; в основу этих работ были положены материалы детальных почвенных съемок с густой сетью полевого почвенного опробования. В современных условиях, к сожалению, работы по крупномасштабному картографированию почвенных комбинаций в России сильно редуцированы и реализуются только на локальных участках в рамках исследовательских работ отдельных научных групп [1–3, 19, 23, 24, 30]. В некоторых случаях почвенный покров картографируется в виде изображения на карте контуров не только с преобладающей, но и с сопутствующими почвами, а также с почвенными включениями. В США такие картографические выделы называются почвенными ассоциациями [26]. Ниже в настоящей работе будет использоваться термин почвенные ассоциации (ПА), под которым подразумевается совокупность почвенных разностей с учетом их долевого участия.

При картографировании почв агроландшафтов особое внимание уделяется степени эродированности почв. Данный показатель является одним из основных критериев для агроэкологической группировки земель [5]. На основе карт эродированности почв разрабатываются мероприятия по повышению их плодородия, определяются границы земель пригодных или не рекомендуемых для распашки. Традиционная методика визуально-экспертного картографирования эродированности почвенного покрова имеет ряд недостатков. Выделение границ ареалов почв разной степени эродированности проводится на основе допущения о прямой связи между крутизной склонов и степенью эродированности почв [13]. Вместе с тем, широко известно, что на эрозию почв помимо крутизны склонов оказывают влияние иные параметры рельефа, в частности длина, экспозиция, форма продольного и поперечного профилей склонов [7]. Допущение о прямой связи между крутизной склонов и степенью эродированности почв является вынужденной мерой, поскольку при визуально-экспертном способе картографирования затруднительно оценить все морфометрические параметры рельефа и их комплексное влияние на эрозионно-аккумулятивные процессы. В результате такой способ картографирования приводит к неточностям.

Составление карт эродированности почвенного покрова, так же как и почвенных карт, проводится преимущественно на основе учета доми-

нантной категории степени эродированности почв. В то же время детальные исследования на ключевых участках [18, 21] свидетельствуют о том, что ареалы эродированных почв на склонах невысокой крутизны имеют небольшую суммарную площадь и фрагментарно вкраплены в ареалы неэродированных почв. На распахиваемых склонах высокой крутизны доленое участие эродированных почв возрастает, отмечается их доминирование, которое, как правило, не приводит к сплошному (сто процентному) распространению сильноэродированных почв. В результате учета при картографировании доминантной категории степени эродированности почв происходит существенное занижение оценок площадей эродированных почв в верхних и средних частях склонов, где доминируют неэродированные почвы; в то время как завышаются площади сильноэродированных почв в нижних частях склонов. Описанные особенности существующего способа визуально-экспертного картографирования эродированности почв свидетельствуют о необходимости разработки новых подходов, способствующих уточнению картографической информации об эродированных почвах.

Современные достижения в области развития ГИС-технологий, моделирования почвенно-ландшафтных связей и эрозионных процессов дают возможность на новом технологическом уровне развивать подходы к крупномасштабному картографированию почвенного покрова. В частности, методы цифрового почвенного картографирования, основанные на поиске и математическом выражении связей между почвами и факторами почвообразования, позволяют проводить построение крупномасштабных почвенных карт, с повышенной точностью, при меньшей обеспеченности территории почвенными разрезами по сравнению с визуально-экспертным способом [27, 32]. Примером могут служить работы [30, 33], демонстрирующие принципиальную возможность составления цифровым методом карт доминантных почв и почвенных ассоциаций. В работе [6] впервые показаны подходы к цифровому картографированию ассоциаций почв разной степени эродированности на основе совместного использования данных полевых исследований почвенного покрова и математического эрозионного моделирования.

Важным техническим преимуществом цифровых почвенных карт по сравнению с традиционными является возможность хранения информации практически неограниченного объема и любого вида. При этом уровень детальности информации о почвенном покрове определяется не масштабом карты, как в случае бумажного носителя, а степенью детализации цифрового почвенного картографирования, определяемого точ-

ностью и подробностью исходных входных параметров [15].

Целью данного исследования являлась разработка подходов к цифровому почвенному картографированию на основе создания пространственной модели почвенного покрова с указанием долевого участия почв различных таксонов и степени эродированности для участков регулярной сетки высокого разрешения для пашни Прохоровского района Белгородской области. Также в задачи работы входило сопоставление результатов цифрового и визуально-экспертного способов почвенного картографирования.

ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Прохоровский район Белгородской области расположен в юго-восточной части Среднерусской возвышенности. Климат умеренно континентальный с жарким летом и сравнительно холодной зимой, коэффициент увлажнения равен 1. Средняя температура января составляет -6.8°C , июня 19.3°C , при среднегодовой в 6.6°C . Количество выпадающих осадков варьирует в широких пределах (от 350 до 700 мм) при среднегодовом значении в 558 мм [11].

Рельеф представлен слабоволнистой возвышенной равниной с абсолютными отметками от 165 до 267 м и общим уклоном к югу (рис. 1). При движении с севера на юг в пределах исследуемого участка происходит увеличение степени расчленения рельефа и увеличение крутизны склона. В западной части участка в рельефе широко представлены платообразные междуречья с пологими (менее 2° , редко 3° – 5°) склонами, расчлененные балочной сетью средней густоты. В восточной части участка распространены куполообразные водоразделы, хорошо разработанные речные долины, разветвленные и короткие цирковидные балки, многочисленные ложбины стока и карстово-меловые ландшафты. Преобладающим являются выровненные слабонаклонные водораздельные поверхности. В качестве почвообразующих пород выступают рыхлые отложения от легкосуглинистого до среднесуглинистого состава, преимущественно пылеватые. В юго-восточной и центральной частях ключевого участка в качестве почвообразующих пород могут выступать дочетвертичные засоленные глины. На крутых склонах близко к поверхности могут подходить толщи писчего мела. Возраст сельскохозяйственного освоения исследуемой территории, в среднем, не превышает 200 лет [25]. Структура севооборотов представлена зерновыми культурами (преобладают яровая ячмень и озимая пшеница), пропашными культурами (преобладают кукуруза и сахарная свекла) и многолетними травами [4].

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Работа основана на данных о морфологическом строении 639 профилей почв и детальной цифровой модели рельефа. Данные материалы, а также почвенно-эрозионная карта, составленная традиционным (визуально-экспертным) способом крупномасштабного почвенного картографирования, получены от ФГБУ «Центром агрохимической службы «Белгородский». Точки полевого опробования были изучены в рамках третьего тура полевого опробования (2016–2017 гг.) почвенного покрова пашни Прохоровского района.

Размер ячейки цифровой модели рельефа и всех иных используемых для построения и полученных карт – 20×20 м. Выбор размера ячейки обусловлен рекомендуемыми параметрами для используемой в данной работе эрозионной модели WaTEM/SEDEM v. 2004 [38, 39]. Обработка предоставленных данных проводилась в программах SAGA GIS, Grass GIS, Statistica.

Создание карты ПА проводилось на основе использования двух независимых цифровых моделей, одна из которых была направлена на картографирование ПА родов почв, вторая – ПА разной степени эродированности. Результирующая цифровая карта ПА составлена путем наложения контуров с карт долевого участия родов почв и почв разной степени эродированности в каждом элементе регулярной сетки (пикселе). Если площадь контура была менее 0.1% от всего исследуемого участка, данная ПА объединялась с близкой по компонентному составу ПА.

Построение карты почвенных ассоциаций на основе модели почвенно-ландшафтных связей. Составление почвенных карт включает 2 этапа: 1 – поиск факторно-индикационных характеристик (предикторов), наиболее информативных при выявлении пространственной неоднородности почвенного покрова; 2 – интерполяцию точечных данных, полученных в ходе полевых исследований, на всю исследуемую территорию. В случае цифрового почвенного картографирования оба эти этапа решаются формализованными методами. В данном исследовании был использован метод линейного дискриминантного анализа с пошаговым отбором предикторов – развитие этого метода и демонстрация результатов его применения для картографирования структуры почвенного покрова представлены в работах [19, 29, 31]. Этот метод, с одной стороны, позволяет выявить линейные комбинации факторов, наилучшим образом разделяющих почвы разных таксонов в пространстве факторов почвообразования, с другой стороны, предсказывает вероятность встречи почвы того или иного таксона при данных сочетаниях факторов почвообразования в каждой точке пространства исследуемого участка. В качестве факторно-индикационных характеристик (коли-

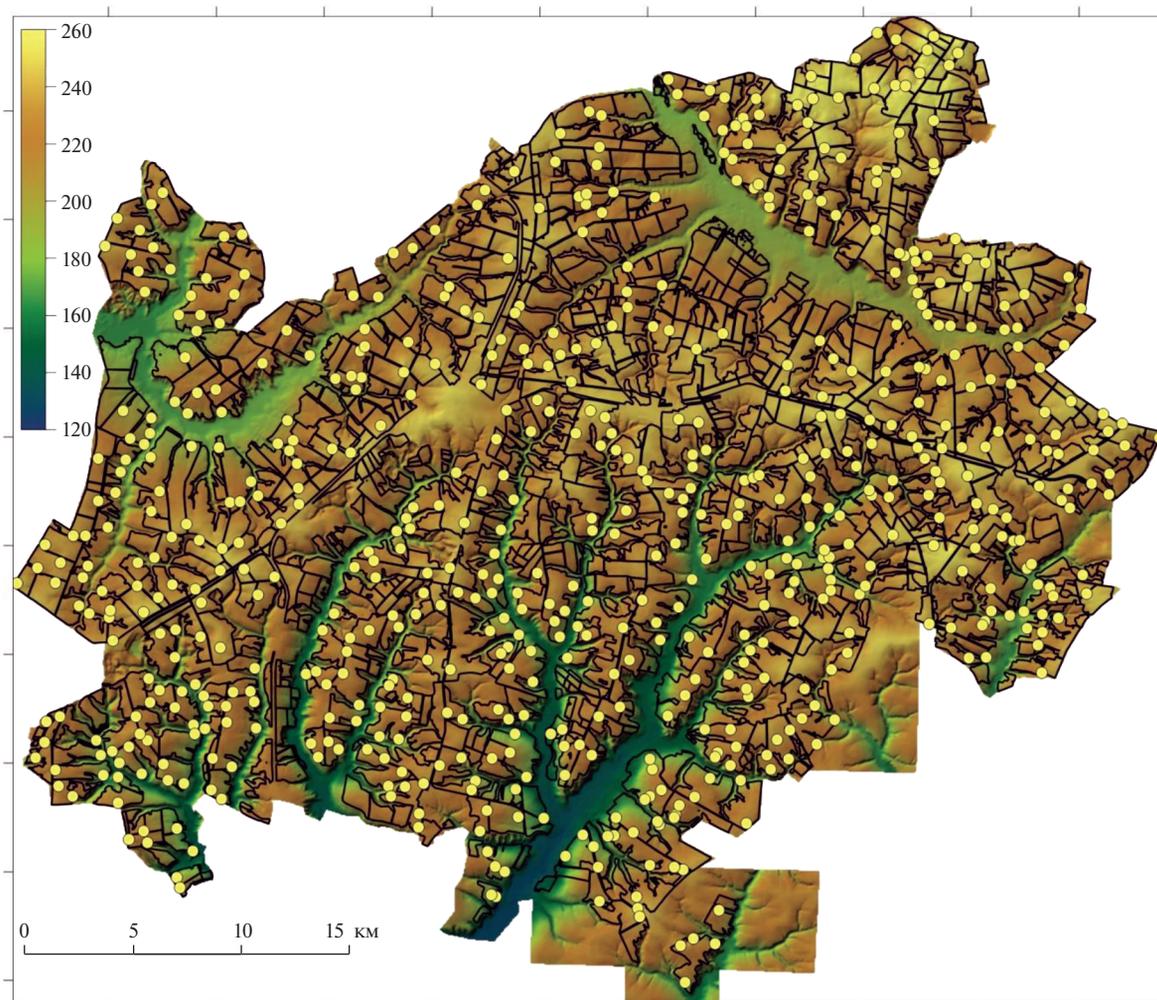


Рис. 1. Рельеф района исследования с положением точек почвенного опробования.

ческих параметров факторов почвообразования) были использованы морфометрические характеристики рельефа и особенности климата, рассчитанные для каждой ячейки регулярной сетки всей пашни Прохоровского района. Морфометрические параметры рельефа (крутизна склонов, глубина замкнутых депрессий, поперечная, плановая и общая кривизны, общая и модифицированная площадь водосбора, топографический индекс влажности, индекс длины и крутизны склона (LS-фактор), превышение над базисом эрозии, индекс неровности поверхности (TRI), относительное превышение в окрестности (TRI 250, 500, 1000 и далее до 4000 м с шагом в 500 м) были рассчитаны в программе SAGA GIS с использованием модуля пространственного анализа. Климатические параметры включали: величину суммарной потенциальной годовой солнечной радиации, поступающей на поверхность пикселя и значения суммарного перераспределенного слоя осадков, рассчитанная по модели SIMWE.

Методом линейного дискриминантного анализа были выявлены следующие ведущие факторы пространственной дифференциации почв: значение перераспределенного слоя осадков, превышение над базисом эрозии, крутизна склонов, превышение в окрестности 4000 м. Значения перераспределенного слоя осадков, полученные в модели SIMWE, позволили установить пространственное положение переувлажненных (лугово-черноземных (Чл, Luvic Stagnic Chernic Phaeozem), и черноземно-луговых (Лч, Luvic Stagnic Chernic Phaeozem)) почв; комбинация значений превышения в окрестности 4000 м и над базисом эрозии определили положение черноземов типичных (Чт, Haplic Chernozems) и выщелоченных (Чв, Luvic Chernozems и Luvic Chernic Phaeozems) на определенных высотах приводораздельных склонов и междуречий; крутизна склонов позволила картографировать локализацию черноземов типичных карбонатных, то есть черноземов с повышенным уровнем вскипания карбонатов в гумусовом го-

ризонте (Чтк, Haplic Chernozems и Calcic Chernozems) на покатых склонах. В результате были оценены вероятности встречи каждой почвы определенного таксономического значения регулярной сети на территории пашни Прохоровского района. Эти вероятности были проинтерпретированы как доля пикселя, занимаемая предсказанной почвой [19].

Было установлено, что пространственное положение некоторых почв в большей степени зависит от особенностей состава почвообразующих пород и истории землепользования, чем от параметров рельефа и климата, используемых в качестве предикторов в построенной модели почвенно-ландшафтных связей. В частности, черноземы остаточного-карбонатные (Чок, Haplic Chernozems и Calcic Phaeozem) формируются при близком залегании к поверхности плотных карбонатных пород; черноземы солонцеватые (Чсн, Protosodic Chernozems и Sodic Chernozems) – дочетвертичных засоленных глин; черноземы оподзоленные (Чоп, Luvic Greyzem Chernic Phaeozem) и темно-серые почвы (Л, Luvic Greyzem Chernic Phaeozem) приурочены к участкам старо возранных лесных массивов, сведенных в недавнем времени. Согласно традиционной карте, все указанные почвы занимают лишь около 3% исследуемой территории. В виду низкой предсказательной способности модели для этих почв и отсутствия картографических материалов по распространению близко залегающих к поверхности плотных карбонатных пород и засоленных отложений, а также данных об истории землепользования, которые могли бы быть использованы для улучшения модели, было принято решение использовать информацию о распространении этих почв с традиционной почвенной карты. На участках, на которых распространены данные почвы были выделены новые ПА. Чок, Чсн, Чоп, Л были добавлены в состав ПА в качестве доминантных. Таким образом, на карте почвенных ассоциаций появились четыре новые группы: черноземы выщелоченные солонцеватые и черноземы типичные солонцеватые (ЧвснЧтсн); черноземы типичные солонцеватые и черноземы выщелоченные солонцеватые (ЧтснЧвсн); черноземы остаточного-карбонатные и черноземы типичные карбонатные (ЧокЧтк); темно-серые почвы, черноземы оподзоленные, черноземы выщелоченные (ЛЧопЧв).

Расчет площади почв в пикселе проводился путем умножения доли почвы от площади пикселя на площадь пикселя (400 м^2), а затем суммированием площади почвы во всех пикселях. Созданная база данных в виде таблицы информации о долевом участии почв различных таксонов в каждом пикселе может быть использована в практических или научных целях без искажения уровня детализации. Однако визуальное отображение данной информации в виде карты невозможно

без ее генерализации и, как следствие, обобщения и потери части информации.

С целью визуализации в виде карты полученной цифровой базы данных (рис. 2) были использованы правила отнесения пикселя к соответствующей почвенной ассоциации в соответствии с методическими указаниями построения карт для лесостепной зоны [17] (табл. 1). Критерии выделения почвенных ассоциаций основаны на долевом участии почв в каждом пикселе, поскольку в цифровой почвенной картографии элементы регулярной сетки (пиксели) служат посредниками между точечными данными и факторными основами [19]. Отметим, что содержание отдельно взятых пикселей или небольших групп пикселей не дает представление о строении почвенного покрова и составе почвенных ассоциаций. Лишь вся совокупность пикселей (в данном исследовании анализируется 1.8 млн пикселей) позволяет судить о составе, пространственном положении и конфигурации почвенных ассоциаций. Единичные пиксели на карте были удалены методом фильтрации.

Построение карты ассоциаций почв разной степени эродированности. Цифровое моделирование ассоциаций почв разной степени эродированности проведено на основе сопоставления темпов эрозии почв, рассчитанных для элементов регулярной сетки с помощью эрозионной модели, и степени эродированности почв, диагностированной при полевом обследовании [6]. Для расчета темпов эрозии почв была использована модель WaTEM/SEDEM v. 2004 г. [38, 39]. Эрозионный потенциал дождевых осадков (R_{30}) взят с растровой карты “Global Rainfall Erosivity” [35]. Для Прохоровского района значения индекса эрозионного потенциала дождевых осадков варьируют от 270 до 320 мДж мм/(га час). Показатель противозерозионной устойчивости почв, определяемый гранулометрическим составом почв и содержанием гумуса, характеризуется низким разбросом значений в пределах района. Почти повсеместно распространены черноземы тяжелосуглинистые с относительно невысоким варьированием содержания гумуса. В связи с этим было взято среднее значение коэффициента противозерозионной устойчивости почв, рассчитанное по формуле [37], которое для территории исследования составило – 35 кг га час/(га мДж мм). Почвозащитная роль возделываемых культур за ротации севооборота относительно эродированности чистого пара задана значением – 0.4 для всего периода земледельческого освоения согласно литературным данным [8, 20].

Отметим, что представляется возможным увеличение детализации некоторых входных параметров эрозионной модели для решения научных и практических задач. В частности, допустимо уточнение коэффициентов противозерозионной устойчивости почв и почвозащитной роли возде-

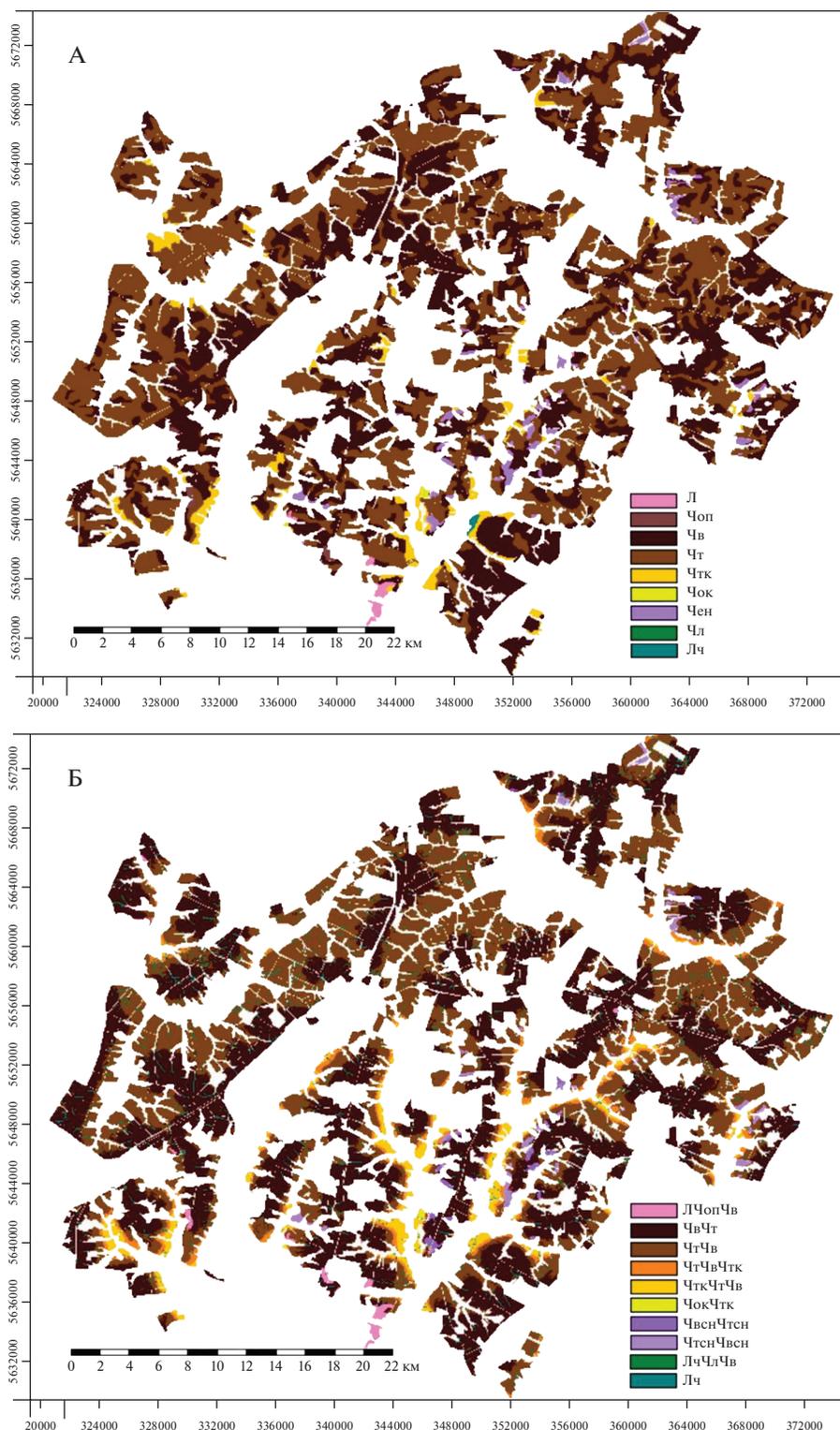


Рис. 2. Почвенные карты пахотных территорий: А – традиционная с отображением доминантных категорий почв; Б – цифровая с отображением ПА.

лываемых культур в масштабе отдельных агрохозяйств, а также с учетом истории изменения севооборотов за период распашки; учет динамики эрозионного потенциала дождевых осадков в свя-

зи с климатическими изменениями; принятие во внимание конфигурации полевой инфраструктуры, лесомелиоративных полос и др. В данной работе уровень детализации входных параметров

Таблица 1. Критерии выделения почвенных ассоциаций на основе долевого участия почв различных таксонов в пикселе [17]

Почвенная ассоциация	Критерии на основе долевого участия почв различных таксонов, %			
	ЧТ + ЧВ	ЧТК	Лч	дополнительные условия
ЧТЧВ	≥75	—	—	ЧТ > ЧВ
ЧВЧТ	≥75	—	—	ЧВ > ЧТ
ЧТКЧТЧВ	—	>50	—	ЧТ > ЧВ
ЧТЧВЧТК	50–75	—	—	ЧТ > ЧВ и ЧТК > Лч
ЧВЧТЧТК	50–75	—	—	ЧВ > ЧТ и ЧТК > Лч
ЛчЧТЧВ	—	—	50–75	ЧТ > ЧВ
ЛчЧВЧТ	—	—	50–75	ЧВ > ЧТ
ЛчЧЛЧВ	—	—	50–75	ЧЛ > ЧВ
Лч	—	—	>75	ЧВ > ЧТ
ЧТЧВЛч	50–75	—	—	ЧТ > ЧВ и Лч > ЧТК
ЧВЧТЛч	50–75	—	—	ЧВ > ЧТ и Лч > ЧТК

цифрового моделирования был выбран в соответствии с уровнем детализации входных параметров, использованном при традиционном картографировании, с целью корректного сравнения результатов, полученных разными способами.

В работе использован высокий уровень детализации входных параметров. Как правило, моделирование эрозии почв на больших по площади территориях (при крупномасштабных исследованиях и меньшего масштаба) проводится на основе цифровых моделей рельефа, полученных с использованием данных дистанционного зондирования, например [10, 34, 36]. Однако применение данных дистанционного зондирования пока не позволяет оценивать эрозионно-аккумулятивные процессы на самом высоком уровне и значительно уступает использованию цифровых моделей рельефа, полученных в результате оцифровки крупномасштабных топографических карт [14, 28].

При полевом обследовании почвенного покрова степень эродированности почв определялась по классификации [16]. Были выделены неэродированные (почвы водораздельных участков), слабоэродированные (мощность гумусового горизонта на <20 см меньше, чем на водоразделе), среднеэродированные (мощность гумусового горизонта на 20–40 см меньше, чем на водоразделе), сильноэродированные (мощность горизонта более чем на 40 см меньше, чем на водоразделе). Для последующего анализа неэродированные и слабоэродированные почвы были объединены в одну категорию почв с мощностью гумусового горизонта на 20 см меньше, чем на водоразделе с целью применения единого методического подхода выделения почв — по мощности гумусового горизонта.

Проведена статистическая оценка соответствия расчетных по модели темпов эрозии и степени эродированности почв, установленной в точках опробования (рис. 3). Результаты свидетельствуют о том, что 75%-е доверительные интервалы разных категорий почв по степени эродированности не пересекаются. Неэродированные и слабоэродированные почвы характеризуются расчетными темпами эрозии в диапазоне 0–6 т/га в год; среднеэродированные — 7–15 т/га в год; сильноэродированные — 19–24 т/га в год. 95%-ные доверительные интервалы выбранных категорий эродированности почв пересекаются, что обуславливает вероятность долевого участия почв не-, слабо- и среднеэродированных почв при расчетных темпах эрозии 2–18 т/га в год; средне- и сильноэродированных почв при расчетных темпах эрозии 13–25 т/га в год. Согласно методике [6], были установлены эмпирические функции принадлежности выбранных категорий почв разной степени эродированности и расчетных темпов эрозии, имеющие следующий вид:

$$\mu_{\text{Э0+Э1}} = \exp(-0.05x), \quad (1)$$

$$\mu_{\text{Э2}} = -0.2186 + 0.6532 \lg 10(x), \quad (2)$$

$$\mu_{\text{Э3}} = -0.0066 + 0.0018x, \quad (3)$$

где $\mu_{\text{Э0+Э1}}$ — вероятность долевого участия неэродированных и слабоэродированных почв; $\mu_{\text{Э2}}$ — вероятность долевого участия среднеэродированных почв; $\mu_{\text{Э3}}$ — вероятность долевого участия сильноэродированных почв; x — расчетные темпы эрозии почв.

На основе выявленных эмпирических функций и расчетных темпов эрозии для каждого элемента регулярной сетки были рассчитаны значе-

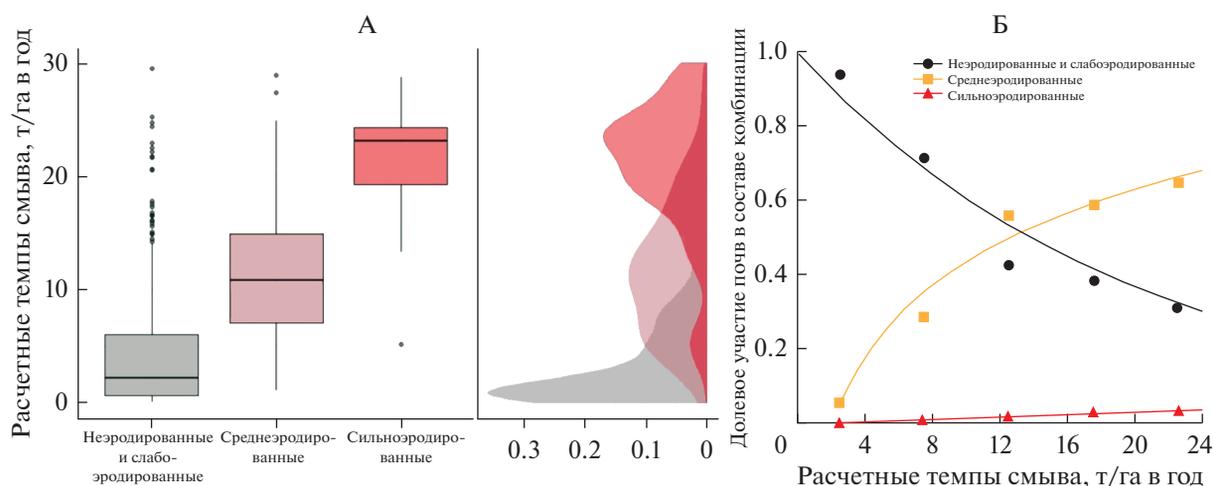


Рис. 3. Сопоставление расчетных темпов эрозии почв со степенью эродированности почв, диагностированной при полевых исследованиях, в точках опробования в виде боксплотов (А), плотности распределения описанных значений (Б), эмпирически рассчитанных функций принадлежности.

ния вероятностного долевого участия категорий почв разной степени эродированности. Полученная таким образом база данных об эродированности почв, так же как база данных о долевым участии почв различных таксонов, может быть использована в различных целях без искажения уровня детализации при помощи ГИС.

С целью визуализации полученной информации об эродированности почв и отображения ее в виде карты (рис. 4) были выделены ПА эродированности почв в соответствии с существующими нормативами [12].

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Среди опробованных 639 почвенных разрезов диагностированы следующие почвы: черноземы типичные (320 точек), выщелоченные (234 точки), типичные карбонатные (32 точки), солонцеватые (16 точек), оподзоленные (3 точки), остаточнокарбонатные (1 точка), темно-серые лесные (6 точек), черноземно-луговые (10 точек) и лугово-черноземные (10 точек). По степени эродированности: 235 разрезов почв приходятся на неэродированные (Э0), 230 – на слабоэродированные (Э1), 157 – на среднеэродированные (Э2) и 4 – на сильноэродированные (Э3).

На основе применения методов цифровой почвенной картографии была создана модель, описывающая долевым участие почв различных таксонов и степени их эродированности в каждом пикселе 20×20 м всей пашни Прохоровского района, в виде таблицы из 1.8 млн строк.

Сравнение традиционной и цифровой почвенных карт показывают, что в обоих случаях преобладающими почвами являются черноземы выщелоченные и типичные, ареалы которых занимают

суммарно более 90% территории. При этом площадь ареалов черноземов выщелоченных на традиционной почвенной карте и в составе ПА на цифровой карте очень близки и составляют 29.0 и 30.3 тыс. га соответственно (табл. 2). Площадь ареалов черноземов типичных на традиционной почвенной карте и в составе ПА на цифровой карте также близки и составляют 36.7 и 30.9 тыс. га.

В южной части Прохоровского района на водораздельной поверхности встречаются ареалы с преобладанием черноземов оподзоленных и темно-серых лесных почв (рис. 2). В пределах склонов появляются ареалы с участием черноземов типичных карбонатных, остаточнокарбонатных и солонцеватых. Пространственная приуроченность черноземов типичных карбонатных на традиционной и цифровой картах практически совпадает; однако общая площадь, занятая этими почвами на традиционной и цифровой картах различаются более чем в 2 раза – 1.9 и 4.3 тыс. га.

Наибольшие различия в размерах ареалов и их пространственной приуроченности приходятся на почвы, испытывающие периодическое переувлажнение, то есть лугово-черноземных и черноземно-луговых почв. Согласно данным традиционного картографирования, площади лугово-черноземных почв составляют лишь 47 га, а согласно цифровому картографированию – 1.3 тыс. га. Почвенные комплексы с лугово-черноземными и черноземно-луговыми почвами на цифровой карте приурочены к мелким ложбинам. На традиционной почвенной карте мелкие ложбины почти не выделены в почвенном отношении, в их пределах показаны те же почвы, что и на окружающем пространстве – черноземы типичные, выщелоченные и типичные карбонатные и др. Единственный массив переувлажненных почв на

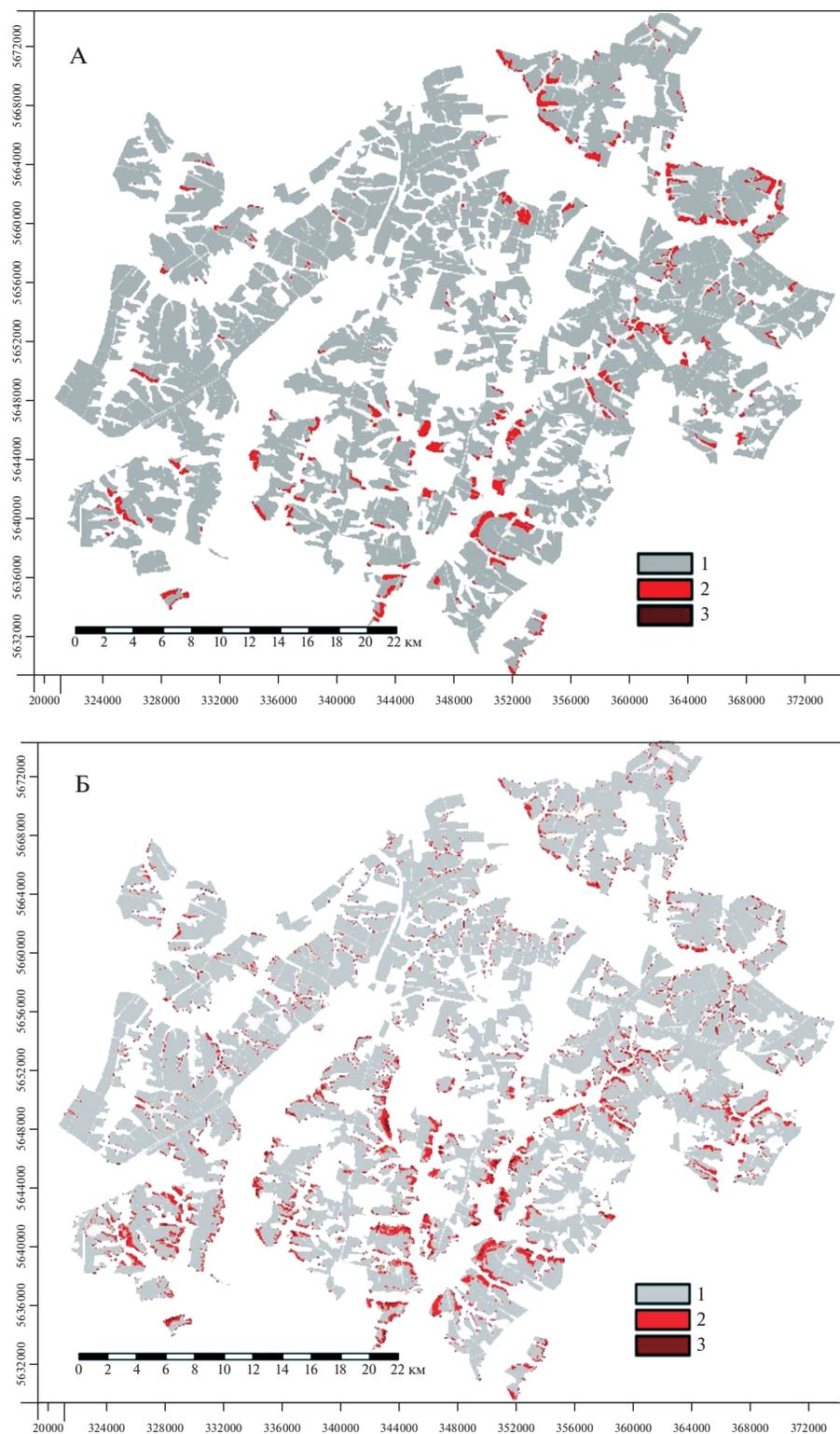


Рис. 4. Карты эродированности почвенного покрова пахотных территорий: А – традиционная с отображением доминантных категорий: 1 – не- и слабоэродированные, 2 – среднеэродированные, 3 – сильноэродированные; Б – цифровая с отображением ПА: 1 – не- и слабоэродированные с долевым участием >75%; 2 – средне- и сильноэродированные >50%, среднеэродированные > сильноэродированные; 3 – средне- и сильноэродированные >50%, сильноэродированные > среднеэродированные.

Таблица 2. Площади преобладающих почв пашни Прохоровского района (га), по данным визуально-экспертного и цифрового способов картографирования

Почвы различных таксонов	Степень эродированности почв	Визуально-экспертный способ (по доминантной категории)	Цифровой способ (по долевого участию почв в пикселе)
Чт	Неэродированные и слабоэродированные	35454	25872
	Среднеэродированные	1325	4915
	Сильноэродированные	0	128
Чв	Неэродированные и слабоэродированные	28369	25819
	Среднеэродированные	641	4422
	Сильноэродированные	0	111
Чтк	Неэродированные и слабоэродированные	1377	2695
	Среднеэродированные	545	1543
	Сильноэродированные	0	61
Лч	Неэродированные и слабоэродированные	47	1305
	Среднеэродированные	0	449
	Сильноэродированные	0	13

традиционной карте показан в нижней части склона северо-западной экспозиции в юго-восточной части Прохоровского района. На цифровой карте этот участок показан почвенными ассоциациями с преобладанием лугово-черноземных почв (в пределах ложбин) и черноземов типичных карбонатных на межложбинных гребнях. Занижение площадей ареалов лугово-черноземных и черноземно-луговых почв при визуально-экспертном способе картографирования отмечается в литературе [9].

Карты эродированности почвенного покрова, построенные визуально-экспертным и цифровым способами, в значительной степени сходны по пространственному положению ареалов почв разной степени эродированности (рис. 4), что ожидаемо, поскольку локализация ареалов эродированных почв обусловлена в первую очередь рельефом территории, который учитывается в обоих случаях. Ареалы распространения эродированных почв на цифровой карте имеют более дробный (кружевной) характер, но большее распространение по сравнению с традиционной картой.

Площади почв разной степени эродированности, диагностируемые разными способами картографирования, существенно отличаются (табл. 2). Согласно визуально-экспертному способу картографирования неэродированные и слабоэродированные почвы практически абсолютно доминируют и занимают 95.4–96.3% пашни Прохоровского района. В свою очередь цифровое картографирование свидетельствует о том, что доля неэродированных и слабоэродированных почв существенно ниже – 82.7%. Расхождения в площадях средне- и сильноэродированных почв, картографируемых разными способами суще-

ственное – около 9 тыс. га (или 13% территории пашни Прохоровского района).

Полученные разными способами картографирования расхождения в площадях эродированных почв имеют важное значение для характеристики структуры почвенного покрова данной территории. Наиболее близкие показатели выявлены для Чтк, поскольку они приурочены преимущественно к нижним частям склонов и в некоторой степени их формирование может быть обусловлено эрозионными процессами. Согласно обоим способам картографирования, доля средне- и сильноэродированных почв составила около трети от общей площади ареалов данных почв (28.4–32.8% по визуально-экспертному и 37.3% по цифровому способу). Доля средне- и сильноэродированных почв от общей площади ареалов Чт и Чв согласно визуально-экспертному способу составила 2.2–4.1%, а согласно цифровому способу в этот показатель в 4–7 раз больше и равен 14.9–16.3%. Наибольшие расхождения отмечаются для Лч почв: доля средне- и сильноэродированных почв от общей площади ареалов этих почв согласно визуально-экспертному способу составила лишь 0.4%, а согласно цифровому – 26.1%.

Проведен визуальный сравнительный анализ пространственной локализации участков, на которых выявлено наибольшее расхождение в степени эродированности почв, картографированных визуально-экспертным и цифровым способами. Такие участки равномерно разбросаны по территории всего района и не создают крупных ареалов; как правило, их размеры составляют менее 1 га. В некоторых случаях площадь таких участков может составлять первые га. Почти повсеместно отмечается занижение степени эроди-

Таблица 3. Площади почв разной степени эродированности пашни Прохоровского района (в тыс. га), по данным визуально-экспертного и цифрового способов картографирования

Степень эродированности почв	Визуально-экспертный способ, доминантная категория	Цифровой способ	
		доминантная категория	долевое участие почв в пикселе
Неэродированные и слабоэродированные	65.2	62.1	55.7
Среднеэродированные	2.5	4.3	11.3
Сильноэродированные	0.0	0.9	0.3

рованности почв при картографировании визуаль-но-экспертным способом по сравнению с цифро-вым. В то же время около 1.3 тыс. га занимают участки, где отмечается обратная ситуация – на традиционной карте показаны почвы высокой степени эродированности (категории 2 и 3 на рис. 4, А), а на цифровой карте – ПА с преобладанием не- и слабоэродированных почв (категория 1 на рис. 4, Б). Такие участки сосредоточены, преимущественно, в С и З частях района. Площади ареалов, как правило, составляют первые га, в некоторых случаях, достигают нескольких десятков га.

Отметим, что представленный выше анализ опирался на сравнение почвенно-эрозионных карт, полученных визуаль-но-экспертным способом с выделением доминантных почв и цифровым способом с выделением ПА. Однако цифровая модель почвенного покрова позволяет оперировать не только ПА, но также и доминантными категориями почв. В этом случае каждому пикселю соответствует одна доминантная почва и категория эродированности. Такой подход, в частности используется для проверки точности цифровой модели почвенного покрова, для сравнения пространственного положения конкретных почв различных таксонов и других задач.

При переходе от ПА к доминантным почвам различных таксонов были выявлены небольшие различия в площади и локализации ареалов почв. Площади преобладающих почв (черноземов типичных и выщелоченных) в результате генерализации изменились менее чем на 3%, площади лугово-черноземных почв изменились на 13%. Существенные изменения претерпели черноземы типичные карбонатные, площади которых в результате генерализации уменьшились на 40%. Однако при этом площади черноземов типичных карбонатных, полученные цифровым способом (по доминантной категории) равны 1.8 тыс. га и практически полностью соответствуют площади, полученной визуаль-но-экспертным способом (по доминантной категории) – 1.9 тыс. га. Таким образом, в результате такой генерализации, несмотря на существенные изменения площади черноземов типичных карбонатных, общее содержание цифровой почвенной карты не претерпело значи-

тельных изменений, а отчасти стало больше соответствовать традиционной почвенной карте.

В свою очередь при переходе от ПА к доминантным категориям эродированности почв отмечается существенное снижение площади средне- и сильноэродированных почв. Наиболее значительные изменения отмечаются для площади среднеэродированных почв: в составе ПА они составили 11.3 тыс. га, а в результате выделения доминантной категории – почти в 4 раза меньше, лишь 4.3 тыс. га (табл. 3). Столь сильные различия обусловлены особенностями организации эрозионных элементарных почвенных ареалов, формирование которых контролируется мезо-, микро- и нанорельефом. Эродированные почвы, как правило, встречаются в комбинации с неэродированными и слабоэродированными почвами. В условиях моделирования по регулярной сети с размерами 20 × 20 м в составе ПА одновременно могут встречаться почвы разной степени эродированности. При картографировании доминантной категории информация о долевом участии почв разной степени эродированности в составе ПА генерализируется, что приводит к занижению площади эродированных почв в результате неполного учета сопутствующих средне- и сильноэродированных почв.

Выявлена зависимость между площадью зон несоответствия степени эродированности почв, диагностированных разными способами картографирования, и крутизной склонов. На склонах невысокой крутизны площади зон несоответствия очень малы (лишь 2% от всей площади зон несоответствия при уклонах 0°–1°), а при увеличении крутизны склонов резко возрастают (21% при уклонах 1°–2°, 49% при уклонах 2°–3° и т. д.), достигая максимума на склонах наибольшей крутизны (до 89% при уклонах >5°). При этом важно отметить, что, как правило, на склонах высокой крутизны несоответствие отмечается в сторону более высокой степени эродированности, картографируемой цифровым способом.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основе цифровых методов почвенной картографии для пашни Прохоровского района создана пространственная модель, на приемлемом уровне отражающая представления о пространственной организации почвенного покрова лесостепи Среднерусской возвышенности. На полученной карте по направлению от водораздельных пространств к нижним частям склонов происходит закономерная смена почвенных ассоциаций ЧвЧт на ЧтЧв, затем на ЧтЧвЧтк и ЧткЧтЧв, сопровождаемая увеличением доли эродированных почв, что, в целом, подтверждается литературными данными [18, 21] и картой, составленной на основе визуально-экспертного способа.

Сравнение карт, построенных визуально-экспертным и цифровым способами, не выявило принципиальных различий в суммарных площадях и пространственном расположении почв различных таксонов, но показало существенные различия в площадях почв разной степени эродированности. При картографировании почв различных таксонов разными способами наибольшие различия были обнаружены на участках, испытывающих периодическое переувлажнение, то есть с лугово-черноземными и черноземно-луговыми почвами, что обусловлено слабым учетом мелких ложбин при визуально-экспертном способе картографирования. Тем не менее, близость результатов картографирования почв различных таксонов разными методами проявилась, несмотря на относительно низкую обеспеченность исследуемой территории почвенными разрезами (в среднем 1 разрез на 110 га). Цифровая карта содержит больше информации о почвенном покрове, поскольку характеризует компонентный состав и долевое участие почв в каждом пикселе, в отличие от традиционной почвенной карты, отображающей только доминантную категорию почв.

Различия в степени эродированности почвенного покрова, показанного на картах, обусловлены как способом картографирования (визуально-экспертным и цифровым), так и содержанием картографической информации (с отображением доминантной категории или ПА). В случае картографирования визуально-экспертным способом отмечается существенное (в 3–4 раза) занижение площадей средне- и сильноэродированных почв за счет слабого учета иных кроме уклонов факторов развития эрозионно-аккумулятивных процессов. С увеличением крутизны склонов расхождения между оценками эродированности почв, полученные визуально-экспертным и цифровым способами картографирования возрастают. При этом, как правило, на склонах большей крутизны несоответствие отмечается в сторону более высокой степени эродированности, картографируемой цифровым способом.

При генерализации содержания карт от ПА к доминантным категориям эродированности почв происходит существенное уменьшение суммарной площади средне- и сильноэродированных почв, преимущественно в связи с недоучетом площадей ареалов сопутствующих средне- и сильноэродированных почв в составе ПА. Отметим, что картографирование эродированности почвенного покрова, как правило, традиционно направлено на разработку противоэрозионных мероприятий. С этой точки зрения не требуется учет мелких ареалов эродированных почв, локально вкрапленных в ареалы слабоэродированных почв. Однако данная информация, полученная для участков регулярной сетки высокого разрешения (в десятки метров), может иметь важное информативное значение для различных научных и прикладных задач. Например, для целей сельского хозяйства, в частности для точного земледелия, детализации агроэкологической группировки земель и др.

В целом можно отметить, что цифровые базы данных обладают большей информативностью по сравнению с традиционными картами. Возможность хранения и обработки информации в ГИС в исходном виде по каждому отдельно-взятому элементу регулярной сетки (пикселю) позволяет более детально анализировать информацию об организации почвенного покрова и степени его эродированности. Визуализация информации в графическом виде (в виде карт) приводит к ее генерализации и, как следствие, к искажению площадей и пространственной приуроченности ареалов почв, в особенности в отношении степени эродированности почвенного покрова.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 18-35-20011) и в рамках темы госзадания № 0591-2020-0029.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Балсанова Л.Д., Гынинова А.Б. Структуры почвенного покрова северного макросклона хребта Цаган-Дабан в Забайкалье // Почвоведение. 2008. № 12. С. 1423–1428.
2. Горячкин С.В. Почвенный покров Севера (структура, генезис, экология, эволюция). М.: ГЕОС, 2010. 414 с.
3. Иванов В.Д., Божко С.Н. Почвенный покров и свойства почв балочных водосборов центрально-

- черноземного региона // Почвоведение. 2000. № 6. С. 671–682.
4. *Заздравных Е.А.* Пространственно-временные особенности трансформации пахотных почв лесостепи на юге Среднерусской возвышенности. Дис. ... канд. геогр. н. Белгород: НИУ БелГУ, 2017. 200 с.
 5. *Кирюшин В.И.* Экологические основы проектирования сельскохозяйственных ландшафтов: учебник. СПб.: ООО “Квадро”, 2018. 568 с.
 6. *Козлов Д.Н., Жидкин А.П., Лозбнев Н.И.* Цифровое картографирование эрозионных структур почвенного покрова на основе имитационной модели смыва (северная лесостепь Среднерусской возвышенности) // Бюл. Почв. ин-та им. В.В. Докучаева. 2019. № 100. С. 5–29.
 7. *Кузнецов М.С., Глазунов Г.П.* Эрозия и охрана почв. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1996. 335 с.
 8. *Ларионов Г.А.* Эрозия и дефляция почв: основные закономерности и количественные оценки. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1993. 200 с.
 9. *Левченко Е.А.* Диагностика и агроэкологическая оценка структур почвенного покрова Вороно-Цнинского междуречья Тамбовской области. Автореф. дис. ... канд. с.-х. н. М., 2020. 24 с.
 10. *Литвин Л.Ф., Кирюхина З.П., Краснов С.Ф., Добровольская Н.Г.* География динамики земледельческой эрозии почв на европейской территории России // Почвоведение. 2017. № 11. С. 1390–1400.
 11. *Лукин С.В.* Агроэкологическое состояние и продуктивность почв Белгородской области. Белгород: Константа, 2016. 344 с.
 12. Общесоюзная инструкция по почвенным обследованиям и составлению крупномасштабных почвенных карт землепользований. М.: Колос, 1973. 48 с.
 13. Почвенное картирование: учебно-методическое пособие / Под. ред. Апарина Б.Ф., Касаткиной Г.А. СПб.: Изд-во С.-Пб. ун-та, 2012. 128 с.
 14. Пространственно-временные закономерности развития современных процессов природно-антропогенной эрозии на Русской равнине / Под. ред. Голосова В.Н. и Ермолаева О.П. Казань: Изд-во АН РТ, 2019. 372 с.
 15. *Савин И.Ю.* Проблема масштаба в современной почвенной картографии // Бюл. Почв. ин-та им. В.В. Докучаева. 2019. № 97. С. 5–20.
 16. *Соловichenко В.Д., Тютюнов С.И., Уваров Г.И.* Методика проведения почвенно-эрозионного обследования склоновых земель Белгородской области. Белгород: Отчий край, 2014. 44 с.
 17. *Сорокина Н.П.* Методология составления крупномасштабных агроэкологически ориентированных почвенных карт. М.: Почв. ин-т им. В.В. Докучаева, 2006. 159 с.
 18. *Сорокина Н.П.* Элементарные почвенные структуры на полях Курской опытной станции // Крупномасштабная картография почв и ее значение в сельском хозяйстве черноземной зоны. М.: Почв. ин-т им. В.В. Докучаева, 1976. С. 155–173.
 19. *Сорокина Н.П., Козлов Д.Н.* Опыт цифрового картографирования структуры почвенного покрова // Почвоведение. 2009. № 2. С. 198–210.
 20. *Сурмач Г.П.* Рельефообразование, формирование лесостепи, современная эрозия и противоэрозионные мероприятия. Волгоград, 1992. 172 с.
 21. *Фишман М.И.* Черноземные комплексы и их связь с рельефом на Среднерусской возвышенности // Почвоведение. 1977. № 5. С. 17–30.
 22. *Фридланд В.М.* Структура почвенного покрова. М.: Мысль, 1972. 424 с.
 23. *Хитров Н.Б., Лойко С.В.* Структура почвенного покрова плоских водораздельных пространств Каменной степи // Почвоведение. 2010. № 12. С. 1411–1423.
 24. *Цыбикдоржиев Ц.Ц., Ходоева С.О., Гончиков Б.-М.Н.* Структура и оценка почвенного покрова Прибайкалья Бурятии (на примере Кабанского района) // Почвоведение. 2012. № 4. С. 398–407.
 25. *Чендев Ю.Г.* Эволюция лесостепных почв Среднерусской возвышенности в голоцене. М.: ГЕОС, 2008. 212 с.
 26. *Bockheim J.G., Gennadiyev A.N.* General state soil maps in the USA // Geoderma. 2015. V. 253–254. P. 78–89. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2015.04.013>
 27. *Cambule A.H., Rossiter D.G., Stoorvogel J.J.* A methodology for digital soil mapping in poorly-accessible areas // Geoderma. 2013. V. 192(1). P. 341–353. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2012.08.020>
 28. *De Vente J., Poesen J., Govers G., Boix-Fayos C.* The implications of data selection for regional erosion and sediment yield modeling // Earth Surf. Process. and Landforms. 2009. V. 34. P. 1994–2007. <https://doi.org/10.1002/esp.1884>
 29. Digital soil mapping with limited data / Eds.: Hartemink A., McBratney A., Mendosa-Sanyos L.M. Springer. 2008. 445 p.
 30. *Khitrov N., Smirnova M., Lozbenev N., Levchenko E., Gribov V., Kozlov D., Rukhovich D., Kalinina N., Koroleva P.* Soil cover patterns in the forest-steppe and steppe zones of the East-European plain // Soil Science Annual. 2019. V. 70(3). P. 198–210. <https://doi.org/10.2478/ssa-2019-0018>
 31. *Lozbenev N., Smirnova M., Bocharnikov M., Kozlov D.* Digital Mapping of Habitat for Plant Communities Based on Soil Functions: A Case Study in the Virgin Forest-Steppe of Russia // Soil Systems. 2019. № 3. V. 19. <https://doi.org/10.3390/soilsystems3010019>
 32. *McBratney A.B., Santos M.L.M., Minasny B.* On digital soil mapping // Geoderma. 2003. V. 117. P. 3–52. [https://doi.org/10.1016/S0016-7061\(03\)00223-4](https://doi.org/10.1016/S0016-7061(03)00223-4)
 33. *Pahlavan-Rad M.R., Khormali F., Toomanian N., Brungard C.W., Kiani F., Komaki C.B., Bogaert P.* Legacy soil maps as a covariate in digital soil mapping: A case study from Northern Iran // Geoderma. 2016. V. 279. P. 141–148. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2016.05.014>
 34. *Panagos P., Borrelli P., Meusburger K.* A New European Slope Length and Steepness Factor (LS-Factor) for Modelling Soil Erosion by Water // Geosciences. 2015. V. 5(2). P. 117–126. <https://doi.org/10.3390/geosciences5020117>

35. Panagos P., Borrelli P., Meusburger K. et al. Global rainfall erosivity assessment based on high-temporal resolution rainfall records // *Sci Rep*. 2017. V. 7(1). P. 4175. <https://doi.org/10.1038/s41598-017-04282-8>
36. Pena S., Abreu M., Magalhães M., Cortez N. Water erosion aspects of land degradation neutrality to landscape planning tools at national scale // *Geoderma*. 2020. V. 363. P. 1–15. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2019.114093>
37. Renard K., Foster G., Weesies G., McCool D., Yoder D. Predicting soil erosion by water: a guide to conservation planning with the Revised Universal Soil Loss Equation (RUSLE). USDA Agriculture Handbook. 1997. 384 p.
38. Van Oost K., Govers G., Desmet P. Evaluating the effects of changes in landscape structure on soil erosion by water and tillage // *Landscape Ecology*. 2000. V. 15. P. 577–589. <https://doi.org/10.1023/A:1008198215674>
39. Van Rompay A., Verstraeten G., Van Oost K., Govers G., Poesen J. Modelling mean annual sediment yield using a distributed approach // *Earth Surface Processes and Landforms*. 2001. V. 26(11). P. 1221–1236. <https://doi.org/10.1002/esp.275>

Digital Modeling of Soil Cover and Soil Erosion (Prokhorov Raion of Belgorod Oblast)

A. P. Zhidkin^{1,*}, M. A. Smirnova^{1,2}, A. N. Gennadiev², S. V. Lukin³,
E. A. Zazdravnykh⁴, and N. I. Lozbenev¹

¹Dokuchaev Soil Science Institute, Moscow, 119017 Russia

²Lomonosov Moscow State University, Moscow, 119999 Russia

³Belgorod State University, Belgorod, 308015 Russia

⁴FSBI CAS “Belgorodsky”, Belgorod, 308027 Russia

*e-mail: gidkin@mail.ru

A new method is proposed for digital mapping of the soil cover pattern, taking into account the proportion of soils of various taxa and the degree of soil degradation due to erosion in soil combinations. A comparative analysis of conventional and digital soil maps as well as of maps, differing in mapping objects (dominant soil category or soil combinations) has been performed. In conventional soil map (dominant soil category mapped), there is a significant underestimation of the total area of medium- and strongly eroded soils as compared to the digital map. These differences are explained by the underestimation of the area of small patches of medium- and strongly eroded soils (as ingredients of soil combinations on slopes of low gradient and in shallow hollows) in a conventional mapping method. The estimated degree of erosion-induced soil degradation changes significantly in the course of generalization of digital maps from soil combinations to dominant soil categories. Comparison of the conventional and digital soil mapping methods indicates a high degree of correspondence of the spatial position and total areas of soils in both cases. The greatest differences in soil maps compiled by these methods are found for periodically waterlogged soils – meadow-chernozemic (Luvic Chernic Phaeozem (Oxyaquic)) and chernozemic-meadow (Luvic Stagnic Chernic Phaeozem); they derive of the insufficient account for microrelief in traditional mapping. In general, the digital mapping is more complicated in terms of the need to use specialized computer programs and mathematical models; however, the digital databases contain more detailed information as compared to conventional soil maps.

Keywords: WATEM/SEDEM, Chernozem, agrolandscape, soil combination, soil cover pattern

ГЕНЕЗИС И ГЕОГРАФИЯ ПОЧВ

УДК 631.4

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ КРИОГЕННЫХ И АЛЬФЕГУМУСОВЫХ ПОЧВ ГОРНОЙ ТАЙГИ СЕВЕРНОЙ МОНГОЛИИ

© 2021 г. Ю. Н. Краснощеков*

*Институт леса им. В.Н. Сукачева СО РАН – Обособленное подразделение ФИЦ КНЦ СО РАН,
Академгородок, 50/28, Красноярск, 660036 Россия*

**e-mail: kyn47@mail.ru*

Поступила в редакцию 05.02.2020 г.

После доработки 21.03.2020 г.

Принята к публикации 24.04.2020 г.

Рассмотрены геохимические особенности криогенных (Folic Protic Leptic Cryosols, Histic Protic Leptic Cryosols) и альфегумусовых (Folic Leptic Entic Podzols, Histic Leptic Entic Podzols) почв, широко распространенных в почвенном покрове таежных лесов в горных сооружениях Хэнтэя, Прихубсугуля и Хангая. Приведены данные по микроэлементному составу почвообразующих пород. Коэффициенты рассеяния большинства изучаемых микроэлементов в почвообразующих породах больше единицы, что свидетельствует о преобладании процессов их выноса. Установлены различия в концентрации микроэлементов в зависимости от гранулометрического состава почвообразующих пород. Обсуждены данные по морфологическому строению почв, их физико-химическим и химическим свойствам, а также по содержанию микроэлементов и их внутрипрофильному распределению. Показано, что изученные почвы отличаются не только абсолютными значениями содержания микроэлементов, участвующих в биологическом круговороте, но также интенсивностью их вовлечения в биогенную миграцию. Интенсивная биогенная миграция элементов обуславливает их аккумуляцию в органогенных и грубогумусовых горизонтах почв и аккумулятивное перераспределение по почвенным профилям в рассматриваемых высотно-поясных комплексах типов леса. В отличие от криоземов, органогенные и грубогумусовые горизонты в подбурях характеризуются меньшим накоплением микроэлементов. Отмечено, что в срединном горизонте ВНФ подбуров концентрация Рb, Сг, Мо и В выше единицы. Альфегумусовые горизонты рассматриваемых почв могут являться хемосорбционным барьером для некоторых элементов, относящихся как к группе биофилов, так и к группе железа.

Ключевые слова: высотно-поясные комплексы типов леса, физико-химические свойства почв, коэффициенты концентрации, коэффициенты рассеяния микроэлементов

DOI: 10.31857/S0032180X21010068

ВВЕДЕНИЕ

В Северной Монголии криогенные и альфегумусовые почвы образуют основной фон почвенного покрова в подгольцово-таежном (в кедрово-лиственничных и лиственничных лесах и редколесьях), а также в таежном (лиственничном и кедровом) высотно-поясных комплексах (ВПК) типов леса. Эти высотно-поясные комплексы типов леса располагаются в пределах сплошного и прерывистого распространения многолетнемерзлых горных пород.

Как и в других горных странах, наличие четко выраженной вертикальной поясности лесной растительности и закономерности ее распределения, в горах Северной Монголии обусловлены резкой дифференциацией режима тепла и влаги в условиях континентального суббореального климата, определяющих состав эдификаторов, по-

тенциальную производительность древостоев и оказывающих значительное влияние на процессы выветривания и почвообразования.

Имеющиеся сведения о содержании микроэлементов в широко распространенных горных породах Северной Монголии [2, 8] еще не дают представления о современном геохимическом состоянии основных типов почв региона. Аналитические материалы, полученные в ходе решения различных задач, в том числе при изучении загрязнения почв в промышленных городах Монголии [3, 15] отличаются спецификой методических подходов и охватывают в основном степные и аллювиальные почвы.

Ковда [17] отмечал своеобразие баланса почвообразования в горах. Характерная его особенность заключается в формировании отрицательного баланса вещества. В наибольшей степени это прояв-

ляется в высокогорных поясах, для которых характерно большое разнообразие форм рельефа, его расчлененность и значительные перепады высот.

Почвенно-геохимические исследования в горных сооружениях позволяют установить особенности поведения химических элементов и выявить провинциальные особенности почвенного покрова в границах выделенных растительных поясов [7, 9, 11, 13, 20, 31, 33, 35].

В литературе по почвам Монголии отмечается значительное распространение в почвенном покрове лесных ландшафтов криогенных (мерзлотно-таежных) и отсутствие альфегумусовых почв [12, 27]. Впервые альфегумусовые почвы были выделены Мартыновым с соавт. [23] в Прихубсугулье. В последние годы, особенно при составлении почвенных карт, авторы выделяют ареалы альфегумусовых почв в Прихубсугулье и в Хэнтэйском нагорье [1, 20, 29, 37].

Многолетние лесотипологические, почвенно-географические и стационарные исследования, проводимые лесным отрядом Российско-Монгольской комплексной биологической экспедиции РАН и АН Монголии, позволили изучить некоторые геохимические особенности почв в подгольцово-таежных, горно-таежных лиственничных и кедровых лесах в Хэнтэйском и Хангайском нагорьях и в Прихубсугулье.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Большое разнообразие ороклиматических и литолого-геоморфологических условий региона определяет многообразие вертикально-поясных смен растительности и почв. Конкретизацией поясных подразделений ландшафтно-климатических систем среднего ранга в пределах горно-таежного пояса является ВПК типов леса, объединяющий типы леса в систему экогенетических рядов и отражающий специфические зонально-провинциальные и высотные особенности климата и почв [24]. В пределах Монголии выделены следующие лесорастительные пояса и соответствующие им ВПК — подгольцово-таежных лиственничных и кедровых лесов и редколесий, горно-таежных лиственничных и кедровых лесов, псевдотаежных лиственничных лесов, подтаежных и подтаежно-лесостепных лиственничных и сосновых лесов [18, 32, 34].

На склонах разной крутизны и экспозиции, в коренных и производных древостоях заложено около 200 почвенных разрезов, в том числе в ВПК подгольцово-таежных, горно-таежных лиственничных и кедровых лесов — около 30. Лабораторно-аналитическая часть работы выполнена общепринятыми методами [4, 5]. Валовое содержание микроэлементов определено спектральным методом. Рассчитаны коэффициенты концентра-

ции (КК), рассеяния (КР) и радиальной дифференциации ($K_{рд}$) микроэлементов [25]. Названия почв даны по “Классификации и диагностике почв России” [16] и международной классификации WRB [36]. Для статистической обработки данных использовали компьютерные программы Excel 2013 и Statistica 12.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Геохимические особенности почвообразующих пород в лесном поясе гор Северной Монголии. Исследованиями в ряде горных сооружений Евразии показано, что наличие высотных ландшафтных поясов обусловлено и геохимическими факторами, определяющими поведение элементов в различных окислительно-восстановительных, щелочно-кислотных и других обстановках [10, 22, 25, 38–41].

Источником поступления микроэлементов в почвы, как известно, служат горные породы, на продуктах выветривания которых формируется почвенный покров. Их вещественный состав в горных условиях зависит от соотношения местного и принесенного материала. В одном случае это мало мощные рыхлые остаточные (элювиальные) и перетолженные (элювиально-делювиальные и делювиальные) коры выветривания, сформированные на плотных кристаллических породах, преимущественно кислых магматических (граниты) или карбонатных (известняки, доломиты), в другом — плотные кристаллические породы перекрыты мощным щебенисто-супесчаным или щебенисто-песчано-суглинистым плащом, не связанным генетически с подстилающими коренными горными породами. Это обстоятельство отмечено в работах Польшова [26], Фридланда [30]. Верхний горизонт перечисленных кор выветривания является тем субстратом, на котором развиваются современные почвы.

Следует отметить, что в Северной Монголии нередко обломки горных пород покрыты корочками углекислого кальция. Эти окарибонатенные горные породы Польшов [26] называл “обызвесткованным” ортоэлювием. Для образования таких форм карбонатов кальция, как считал Б.Б. Польшов, не обходим кальций, освобождающийся при выветривании горной породы и углекислый газ, циркулирующий в среде продуктов выветривания. Кроме этого, происхождение некоторой части карбонатов кальция объясняется минерализацией органического вещества. Наличие карбонатных корочек на обломках плотных кристаллических пород разного минералогического и петрографического состава — результат осаждения карбоната кальция в условиях нейтральной реакции почвенного раствора.

Гранулометрический состав почвообразующих пород различен. В зависимости от степени выветре-

лости содержание щебня колеблется от 15 до 80%. В отложениях приводораздельных и верхних частей склонов преобладают фракции песка и крупной пыли. Отложения средних и нижних частей склонов отличаются повышенным содержанием физической глины, содержание которой достигает 32–50%. Такое утяжеление гранулометрического состава связано с тем, что в процессе переотложения обломков коренных пород происходит их разрушение и измельчение. Подобная дифференциация тонких фракций мелкозема может быть обусловлена их вымыванием поверхностным стоком, в том числе надмерзлотным весенним, с верхних частей склонов.

По химическим свойствам почвообразующие породы гор Северной Монголии значительно отличаются друг от друга. Реакция среды колеблется от кислой до щелочной. Содержание обменных катионов варьирует от 3.5 – в отложениях остаточной коры выветривания гранитов, до 28.0–32.0 смоль(экв)/кг – в отложениях коры выветривания известняков и доломитов. Различен и валовой химический состав – содержание кремнезема, R_2O_3 и щелочных металлов [20].

Парагенетическая ассоциация микроэлементов в исследуемых почвообразующих породах представлена Pb, Cu, Zn, Co, V, Cr, Ni, Mn, Mo, Ba, Sr, Zr и В. Ее состав отражает региональные геолого-геохимические особенности территории, связанные с широким развитием здесь кислых магматических интрузий, а также карбонатных осадочных пород.

Получены данные по микроэлементному составу рыхлых остаточных и переотложенных кор выветривания, сформированных на вершинах и склонах гор по ВПК типов леса (табл. 1). Так, для остаточных и переотложенных кор выветривания магматических пород в подгольцово-таежном, горно-таежном лиственничном и кедровом, псевдотаежном лиственничном ВПК типов леса характерно повышенное содержание Cr и В, для аналогичных отложений подтаежного и подтаежно-лесостепного ВПК – Cr, В, V и Mo, для остаточных и переотложенных кор выветривания карбонатных пород псевдотаежного ВПК – В, а для подтаежного и подтаежно-лесостепного ВПК – В, V, Pb, Zn, Sr и Cu.

Особенности микроэлементного состава рыхлых покровных отложений различных лесорастительных поясов прослеживаются по величине коэффициента рассеяния химических элементов (рис. 1).

Наиболее высокие коэффициенты рассеяния (отношение кларка элемента в литосфере к его содержанию в данной породе) характерны для Mn, Co, Ni и Sr. Однако следует отметить, что, судя по коэффициентам рассеяния, наблюдается тенденция к сужению их значений от подгольцово-таежного (Mn – 3.80; Co – 3.67; Ni – 4.39; Sr –

3.20) к расположенным ниже подтаежному и подтаежно-лесостепному ВПК (Mn – 2.26; Co – 1.26; Ni – 1.04; Sr – 1.59). Такая же тенденция отмечена и для кор выветривания карбонатных пород для Mn, Co и Ni: от псевдотаежного (Mn – 3.37; Co – 2.64; Ni – 3.51) к подтаежному и подтаежно-лесостепному ВПК (Mn – 2.22; Co – 1.42; Ni – 2.43).

Отчетливо прослеживается изменение величины соотношения характерных “геохимических пар” [6] отложений в различных лесорастительных поясах. Так, величина отношения Sr : Zr для остаточных и переотложенных кор выветривания магматических пород увеличивается от 0.82 в подгольцово-таежном, до 1.65 – в подтаежном и подтаежно-лесостепном ВПК. Для остаточных и переотложенных кор выветривания карбонатных пород величина отношения Sr : Zr в псевдотаежном лиственничном ВПК равна 1.23, а в подтаежном и подтаежно-лесостепном – 3.56.

Величина отношения Sr : Ba для остаточных и переотложенных кор выветривания магматических пород во всех ВПК типов леса меньше единицы, что характерно для гумидных и субгумидных условий. В карбонатных отложениях наблюдается увеличение содержания Sr, который изоморфно замещает кальций в кристаллической структуре минералов. Причем в отложениях подтаежного и подтаежно-лесостепного ВПК отношение Sr : Ba равно единице. Это, по-видимому, связано с тем, что основное количество почвенных разрезов приурочено к отложениям доломитовых пород, характеризующихся повышенным содержанием стронция, осажденного в процессе галогенного осадконакопления [6].

Существенны различия в концентрации микроэлементов между почвообразующими породами легкого и тяжелого гранулометрического состава (рис. 2).

По сравнению со средним содержанием в литосфере остаточные и переотложенные коры выветривания магматических пород тяжелого гранулометрического состава обогащены В, Cr, V, Mo, Zn, Cu и Pb, в то же время в них меньше Co, Ni, Ba, Sr, Zr и Mn.

Для большинства микроэлементов в почвообразующих породах остаточных и переотложенных кор выветривания магматических пород легкого гранулометрического состава характерно сильное рассеяние по сравнению с кларком литосферы. Только коэффициент рассеяния В и Cr указывает на преобладание процессов их накопления. Отмечены значительные различия в концентрации микроэлементов в остаточных и переотложенных корах выветривания карбонатных пород в зависимости от их гранулометрического состава. В целом для большинства микроэлементов карбонатных почвообразующих пород характерно сильное рассеяние. Однако для В и Zn – в

Таблица 1. Изменчивость содержания микроэлементов в почвообразующих породах разных ВПК типов леса

Почвообразующая порода – остаточные и переоглощенные коры выветривания	Pb	Cu	Zn	Co	V	Cr	Ni	Mn	Mo	Ba	Sr	Zr	B
Подольцово-гаежный лиственный, реже кедровый ВПК типов леса													
Магматических пород (n = 8)	5–20	30–50	30–100	1–8	30–200	60–400	6–30	100–500	1–1.5	200–500	100–150	60–400	8–30
<i>lim</i>	12.5 ± 1.9	37.5 ± 2.5	71.2 ± 8.3	4.9 ± 0.91	73.7 ± 19.9	137.5 ± 39.5	13.2 ± 2.6	262.5 ± 49.8	1.06 ± 0.06	337.5 ± 37.5	106.2 ± 6.2	130.0 ± 38.9	18.5 ± 3.0
<i>Kv</i>	42.4	18.9	33.1	53.1	76.7	81.2	55.3	53.6	16.0	31.4	16.7	84.7	47.0
Горно-гаежный лиственный и кедровый ВПК типов леса													
Магматических пород (n = 6)	5–20	30–50	60–100	1–20	30–200	60–400	6–30	100–500	1–1.5	200–500	80–100	60–100	8–30
<i>lim</i>	12.5 ± 2.5	38.3 ± 3.1	76.7 ± 8.0	7.1 ± 2.7	78.3 ± 26.5	145.0 ± 52.7	13.5 ± 3.5	283.3 ± 60.0	1.08 ± 0.08	316.7 ± 40.1	93.3 ± 4.2	90.0 ± 6.8	18.0 ± 4.2
<i>Kv</i>	48.8	19.6	25.5	64.4	82.9	89.1	62.9	51.9	18.5	31.0	11.0	18.6	56.1
Псевдогаежный лиственный ВПК типов леса													
Магматических пород (n = 8)	10–20	30–40	52–100	2–15	60–100	50–200	10–20	200–500	0.9–1.5	250–300	85–100	57.5–150	20–30
<i>lim</i>	15.6 ± 1.7	36.2 ± 1.7	77.1 ± 8.9	6.8 ± 2.1	78.3 ± 5.8	116.6 ± 22.0	14.1 ± 1.4	314.5 ± 44.0	1.08 ± 0.08	283.3 ± 10.5	96.7 ± 2.4	89.9 ± 15.3	22.4 ± 1.6
<i>Kv</i>	27.5	12.1	28.4	76.5	18.2	46.3	24.1	34.3	18.5	9.1	6.2	41.7	16.9
Карбонатных пород (n = 6)	10–15	30–40	60–80	2–10	60–100	20–200	10–20	287–300	1–1.1	300–400	100–150	80–100	20–30
<i>lim</i>	12.1 ± 1.3	37.5 ± 2.5	73.7 ± 4.7	6.8 ± 1.7	81.2 ± 8.3	83.1 ± 31.3	16.5 ± 2.3	296.7 ± 3.2	1.02 ± 0.02	368.7 ± 23.7	115.5 ± 11.8	93.7 ± 4.7	23.7 ± 2.4
<i>Kv</i>	21.5	13.3	12.7	50.0	20.3	75.3	28.5	2.2	4.9	12.8	20.5	10.1	19.8
Подгаежный и подгаежно-лесостепной лиственный и сосновый ВПК типов леса													
Магматических пород (n = 7)	13–20	40–60	80–100	10–20	80–100	150–300	20–100	200–800	1–1.5	200–400	100–300	80–150	10–30
<i>lim</i>	15.4 ± 0.8	45.7 ± 2.9	95.7 ± 3.0	14.3 ± 1.7	94.3 ± 3.7	185.7 ± 21.0	55.7 ± 13.6	442.8 ± 78.2	1.14 ± 0.09	300.0 ± 37.8	214.2 ± 32.2	130.0 ± 12.9	15.0 ± 2.9
<i>Kv</i>	13.6	17.1	8.1	31.5	10.3	29.9	64.4	46.7	17.5	33.3	39.8	26.2	50.7
Карбонатных пород (n = 6)	15–30	40–80	100–112	10–15	100–150	90–100	15–30	400–600	1–1.12	300–500	300–500	100–150	15–30
<i>lim</i>	23.6 ± 2.9	52.4 ± 7.3	102.4 ± 2.4	12.6 ± 1.1	137.4 ± 9.6	98.0 ± 2.0	23.8 ± 2.9	450.0 ± 38.7	1.02 ± 0.02	400.0 ± 44.7	400.0 ± 31.6	112.4 ± 9.7	21.2 ± 2.4
<i>Kv</i>	27.5	31.1	5.3	19.8	15.7	4.5	26.9	19.2	4.9	25.0	17.7	19.2	25.5

Примечание. *lim* – пределы изменчивости; *M* – среднее арифметическое, мг/кг; ±*m* – ошибка среднего; *Kv* – коэффициент вариации, %; *n* – число данных в выборке.

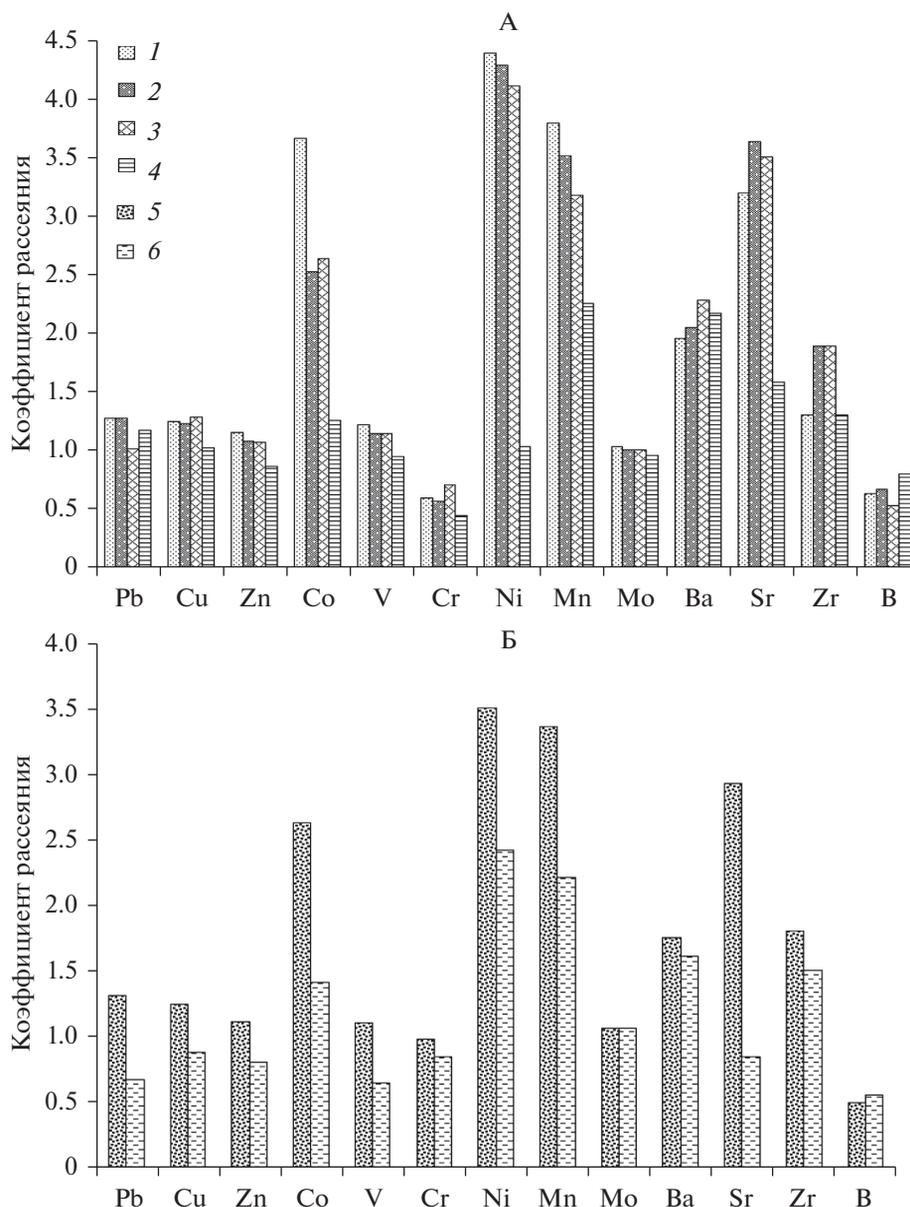


Рис. 1. Коэффициенты рассеяния микроэлементов в почвообразующих породах: А – остаточные и переотложенные коры выветривания магматических пород – классы ВПК: 1 – подгольцово-таежный лиственничный, реже кедровый; 2 – горно-таежный кедровый и лиственничный; 3 – псевдотаежный лиственничный; 4 – подтаежный и подтаежно-лесостепной сосновый и лиственничный; Б – остаточные и переотложенные коры выветривания карбонатных пород: 5 – псевдотаежный лиственничный; 6 – подтаежный и подтаежно-лесостепной сосновый и лиственничный.

породах тяжелого гранулометрического состава, В – в породах легкого гранулометрического состава отмечается более высокая концентрация по сравнению со средним содержанием в литосфере.

Наиболее часто встречаемые коэффициенты вариации концентрации микроэлементов в рассматриваемых почвообразующих породах равны 11–30% (табл. 1). Резко отличаются от этих показателей коэффициенты вариации для Co, Mn и Sr в остаточных и переотложенных корях выветривания магматических пород (45–80%), что можно объяснить неоднородностью гранулометриче-

ского состава и присутствием большого количества обломочного материала в мелкоземе, содержащем эти элементы.

Криогенные почвы (Folic Protic Leptic Cryosols, Histic Protic Leptic Cryosols) в горных сооружениях Северной Монголии образуют основной фон в структуре почвенного покрова подгольцово-таежного и горно-таежного лиственничного ВПК типов леса.

Природные условия формирования криогенных почв очень суровы и характеризуются отрицательной среднегодовой температурой воздуха

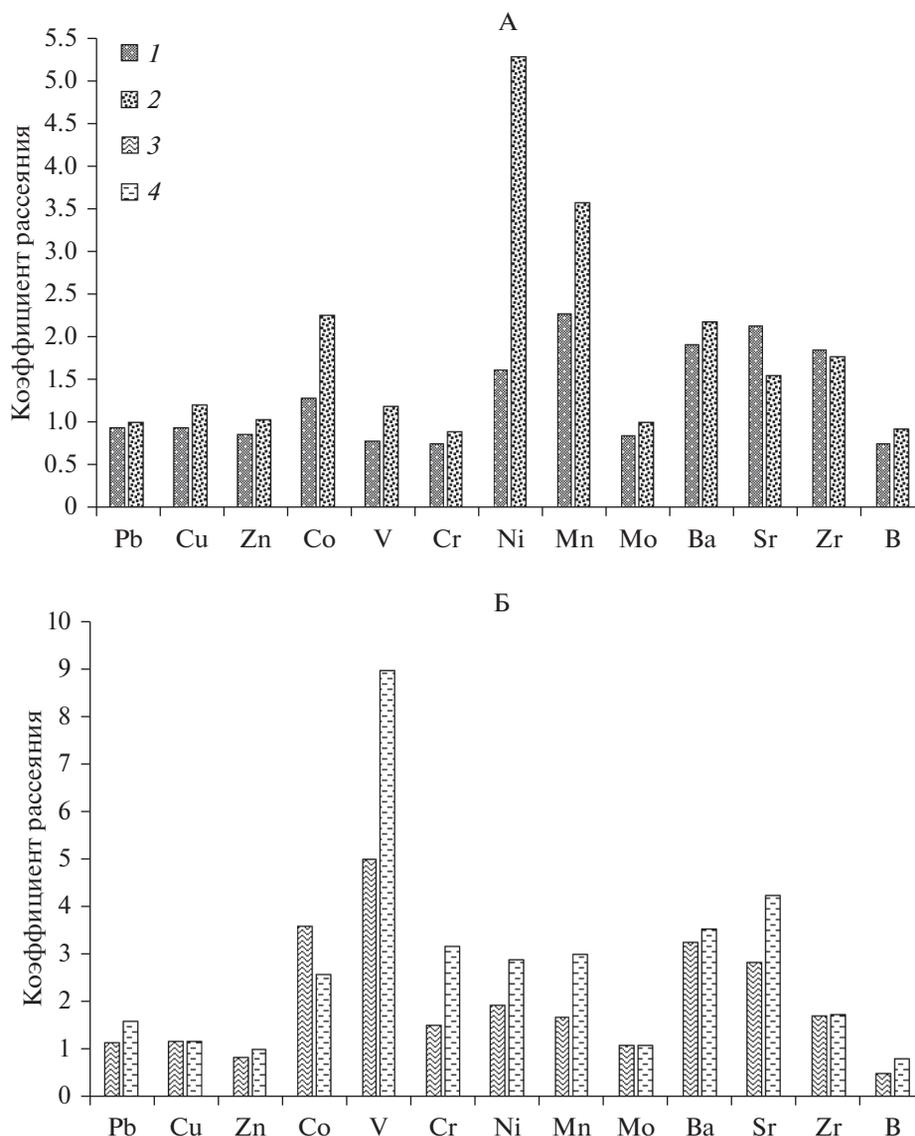


Рис. 2. Коэффициенты рассеяния микроэлементов в остаточных и переотложенных корках выветривания магматических (А) и карбонатных (Б) пород тяжелого (1, 3) и легкого (2, 4) гранулометрического состава.

($-1.9...-7.8^{\circ}\text{C}$), коротким безморозным периодом (69–84 сут), невысокой суммой биологически активных температур воздуха выше $+10^{\circ}\text{C}$ (900–1300 $^{\circ}\text{C}$), малоснежной зимой (мощность снежного покрова 5–30 см), засушливыми весной и началом лета, резко выраженным максимумом выпадения осадков в летний период (75–85% от годовой суммы) при средней многолетней их норме 400–550 мм. Все это в совокупности с широким распространением многолетней мерзлоты, которая ежегодно смыкается с сезоннопромерзающей толщей, определяет специфику проявления элементарных почвообразовательных процессов, температурного и водного режимов, физических и водно-физических показателей почв.

Криогенные почвы развиваются под разными типами леса. Так, в подгольцовых лесах и редко-

лесьях в Прихубсугулье, Хэнтэе и Центральном Хангае под низкобонитетными ерниковыми, вейниково-зеленомошными, кобрезиевыми, лишайниковыми и лишайниково-моховыми кедровыми и лиственничными типами леса (абс. отм. 1900–2600 м) в почвенном покрове доминируют криоземы грубогумусированные (O-Oao-CR-C). Под кустарничково-аулакомниевыми, кустарничково-моховыми типами леса формируются криоземы грубогумусовые (O-AO-CR-C) и перегнойно-торфяные (O-Th-CR-C). В пониженных элементах микрорельефа и западинах распространены торфяно-криоземы криогомогенные (O-T-CRогг-C) и криоземы грубогумусовые глееватые (O-AO-CRg-Cg). Сезонное оттаивание мерзлоты в почвах в зависимости от проективного покрытия живого напоч-

венного покрова и геоморфологических условий варьирует от 30 до 50 см [19].

В таежном лиственничном, реже в кедровом ВПК (абс. отм. 1500–2000 м) под багульниково-зеленомошными, кустарничково-моховыми типами леса формируются криоземы грубогумусированные, в пониженных элементах микрорельефа и западинах – криоземы грубогумусовые и криоземы грубогумусовые глееватые. Сезонное оттаивание мерзлоты в почвах, в зависимости от полноты насаждений, проективного покрытия живого напочвенного покрова и геоморфологических условий варьирует от 30 до 90 см. В нижней части лиственничного таежного пояса под травяной тайгой (абс. отм. 1200–1600 м) – лиственничниками бруснично-разнотравно-зеленомошными, разнотравно-вейниковыми, бруснично-разнотравными, основной фон в почвенном покрове образуют криоземы перегнойные, имеющие профиль типа О-Н-СR-С и криоземы грубогумусовые перегнойные – О-АОн-СR-С. Мощность сезонно-талого слоя изменяется от 70 до 150 см [19].

Таким образом, несмотря на развитие в разных типах леса, почвы имеют сходный генетический тип профиля: наличие относительно мощных органогенных горизонтов разной степени минерализации органических остатков, малую мощность и щебнистость минеральных горизонтов, наличие ясно выраженной криогенной слоеватой структуры, присутствие в почвенном профиле льдистой мерзлоты. Специфическими признаками рассматриваемых почв являются криотурбации и тиксотропность надмерзлотных горизонтов.

По гранулометрическому составу почвы относятся к хрящевато-легко- и тяжелосуглинистым разновидностям (табл. 2). В составе мелкозема преобладают фракции крупной пыли и мелкого песка.

Почвы характеризуются высоким содержанием органического вещества в органогенных и грубогумусовых горизонтах, величина потери при прокаливании составляет 55–93%. Верхние органо-минеральные и минеральные горизонты почв содержат 2.5–5.7% органического углерода. Наблюдается аккумулятивное его перераспределение по почвенному профилю и относительно невысокое содержание в нижних надмерзлотных горизонтах.

Характерна кислая реакция по всему профилю. Наибольшей кислотностью отличаются органогенные горизонты. Содержание обменных катионов достигает относительно высоких значений в органогенных и гумусово-аккумулятивных горизонтах. Среди обменных катионов преобладает кальций, затем следует магний или водород. Наибольшие величины гидролитической кислотности характерны для органогенных и гумусово-аккумулятивных горизонтов. Эти же горизонты

отличаются и ненасыщенностью почвенного поглощающего комплекса основаниями.

Валовой химический состав не выявил четкой дифференциации по профилю R_2O_3 . Наблюдается либо относительно равномерное распределение, либо некоторое увеличение их содержания в верхней части почвенного профиля.

Содержание и поведение микроэлементов в почве контролируются многими факторами: это гранулометрический и минералогический составы твердой фазы, направление и глубина процесса почвообразования, окислительно-восстановительные условия и др. [6, 9, 13, 14, 21]. Определенное влияние на поведение микроэлементов в почвенном профиле оказывает и криогенез.

Для криоземов (грубогумусированных и грубогумусовых перегнойных) характерна большая вариабельность и неоднородность микроэлементного состава в почвенном профиле (табл. 3). Так, в органогенных горизонтах высокие коэффициенты вариации (более 40%) характерны для Co, Mn, Zn, Mo, Pb и В, в грубогумусных горизонтах – для Ва и Рb. Это связано с разной степенью минерализации и гумификации органического вещества. В минеральных надмерзлотных горизонтах высокие коэффициенты вариации характерны для Cr, V, Co, Ni и Mn, что объясняется также и наличием здесь включений обломков горных пород разной степени выветрелости и разного минералогического и петрографического состава.

Приведенные в табл. 4 коэффициенты радиальной дифференциации показывают, что для почвенных профилей криоземов характерно аккумулятивное распределение большинства микроэлементов. Верхние органогенные и грубогумусовые горизонты обогащены целым рядом микроэлементов. Высокие коэффициенты радиальной дифференциации ($K_{рд} = 15.45–7.50$) характерны для верхних органогенных горизонтов почв для Mn, В, Sr, Ва, то есть элементов интенсивного биологического поглощения, извлеченных корнями растений из почвообразующих пород и нижних минеральных почвенных горизонтов, и их концентрацией в подстилке вместе с опадом, хвоей и листьями. Меньше ($K_{рд} = 1.55–2.39$) в органогенных горизонтах аккумулируются Pb, Cu, Zn, Ni, Zr и Mo. Органогенные горизонты криоземов обеднены ($K_{рд} = 0.30–0.79$) Co, V и Cr. Относительно низкое содержание Co, V, Cr связано, по-видимому, с тем, что в кислых условиях среды горизонтов О и АО они очень подвижны, интенсивно выносятся и осаждаются в условиях либо нижних надмерзлотных минеральных горизонтах, либо выносятся по мерзлотному экрану в нижние части склонов.

Внутрипрофильная дифференциация элементов зависит прежде всего от генезиса почвы, строения генетического профиля, собственно свойств

Таблица 2. Некоторые химические и физико-химические свойства криогенных почв

Горизонт	Глубина, см	Содержание фракций, %; размер частиц, мм		рН водн.	С _{орг} , %	Обменные катионы			Hr	V, %	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	$\frac{\text{SiO}_2}{\text{Fe}_2\text{O}_3}$	$\frac{\text{SiO}_2}{\text{R}_2\text{O}_3}$	
		<0.001	<0.01			Ca ²⁺	Mg ²⁺	H ⁺										
		смоль(экв)/кг																
Разрез 6-83. Криозем грубогумусовый хрящевато-легкосуглинистый.																		
Лиственничник рододендроновый бруснично-моховой, 1650 м над ур. моря (Восточный Хэнгэй)																		
O	0-3	-	-	5.5	84.0*	30.0	17.0	14.8	34.9	57	-	-	-	-	-	-	-	-
AO	3-11	-	-	5.3	55.6*	25.3	16.6	16.4	36.2	54	-	-	-	-	-	-	-	-
CR	20-30	18	28	5.4	2.5	15.7	4.4	0.8	7.6	73	67.06	11.38	5.90	6.21	6.21	10.09	30.27	7.57
CR	40-50	11	13	6.0	0.8	3.2	0.9	0.6	4.7	47	67.29	12.10	5.36	5.11	5.11	9.49	33.93	7.42
C	80-90	9	11	6.2	0.2	2.2	0.6	0.5	3.3	46	69.94	11.22	4.60	4.28	4.28	10.54	40.00	8.34
Разрез 905. Криозем грубогумусовый перегнойный хрящевато-среднесуглинистый.																		
Лиственничник травяно-зеленомошный, 1350 м над ур. моря (Джидинский хр.)																		
O	0-2	-	-	5.9	87.2*	26.0	10.9	3.9	24.2	60	-	-	-	-	-	-	-	-
AOh	2-17	13	35	5.0	4.9	12.2	5.7	4.4	14.8	55	62.40	17.87	4.75	5.80	5.80	5.94	34.67	5.07
CR	20-30	11	33	5.7	0.9	5.8	2.3	1.4	5.6	59	64.48	17.31	5.89	3.39	3.39	6.33	28.91	5.19
CR	30-40	9	23	5.7	0.3	5.3	2.1	0.6	3.4	70	66.38	17.21	4.68	3.07	3.07	6.61	38.27	5.63
C	65-75	4	12	5.9	0.2	4.2	2.1	0.6	2.1	75	68.20	17.80	3.70	2.44	2.44	6.55	49.56	5.78
Разрез 903. Криозем перегнойный хрящевато-тяжелосуглинистый.																		
Лиственничник бруснично-травяно-зеленомошный, 1340 м над ур. моря (хр. Бутэлийн-Нуру, Восточное Прихубсугулье)																		
O	0-3	-	-	5.3	93.5*	31.9	9.5	4.7	28.9	59	-	-	-	-	-	-	-	-
H	3-17	-	-	4.9	39.6*	21.2	11.6	10.7	27.0	54	-	-	-	-	-	-	-	-
CR	20-30	17	41	5.2	3.2	9.0	3.1	5.7	14.0	46	61.44	19.22	8.24	3.07	3.07	5.44	19.69	4.27
C	40-50	18	34	5.4	0.5	8.1	3.0	1.6	5.5	67	66.24	17.09	7.14	2.92	2.92	6.61	25.09	5.23
Разрез 773. Торфяно-криозем криогомогенный хрящевато-легкосуглинистый.																		
Лиственничник с кедром кустарничково-моховой, 2050 м над ур. моря (хр. Тарбагатай, Центральный Хангай)																		
O	0-5	-	-	5.6	85.0*	31.5	17.0	2.9	42.9	53	-	-	-	-	-	-	-	-
T	5-15	-	-	4.8	75.0*	18.5	4.0	3.6	57.3	28	-	-	-	-	-	-	-	-
CRocг	19-29	11	30	5.2	5.7	14.0	6.0	2.4	13.9	59	69.54	15.73	6.30	1.58	1.09	7.52	29.72	6.00
CR	30-40	15	27	6.0	1.2	10.5	4.5	0.3	5.1	75	68.74	15.69	6.25	1.60	1.36	7.47	29.48	5.95
C	60-70	27	40	6.6	1.0	6.5	3.5	0.1	1.9	84	68.37	16.43	6.08	1.09	0.93	7.07	29.97	5.72
Разрез 205. Криозем грубогумусовый глееватый хрящевато-тяжелосуглинистый.																		
Лиственничник овсяничево-аулакомниевый, 2240 м над ур. моря (хр. Тарбагатай, Центральный Хангай)																		
O	0-5	-	-	5.4	78.8*	29.0	8.6	3.2	28.1	57	-	-	-	-	-	-	-	-
AO	6-20	-	-	5.8	66.7*	42.6	10.5	4.4	25.6	67	-	-	-	-	-	-	-	-
CRg	25-36	22	46	5.3	1.3	14.0	2.0	2.7	12.7	56	-	-	-	-	-	-	-	-
Cg	36-55	23	39	5.2	0.9	10.1	1.7	1.3	4.7	71	-	-	-	-	-	-	-	-

* Потеря при прокаливании, %.

Примечание. Здесь и далее: прочерк — не определяли, Hr — гидролитическая кислотность; V — степень насыщенности основаниями.

Таблица 3. Изменчивость содержания микроэлементов в лесных почвах

Горизонт	Статистический параметр	Pb	Cu	Zn	Co	V	Cr	Ni	Mn	Mo	Ba	Sr	Zr	B
Криоземы (n = 6)														
O	lim	30–60	60–80	80–300	2–15	80–100	50–60	20–40	3000–10000	1–3	1800–2200	800–1000	100–200	220–600
	M ± m	40.0 ± 10.0	73.3 ± 6.7	176.7 ± 64.9	9.0 ± 3.7	86.7 ± 6.7	56.6 ± 3.3	30.0 ± 5.8	5666.7 ± 2185.8	1.8 ± 0.6	2000.0 ± 115.5	933.3 ± 66.7	150.0 ± 28.9	413.3 ± 109.7
	Kv	43.2	15.7	63.6	72.2	13.2	10.3	33.3	66.8	66.8	55.5	12.4	33.3	46.0
	AOa(AO; AOh)	10–30	40–60	80–150	8–10	80–100	30–200	18–21	500–1000	1.5–2	400–1000	100–1000	150–300	20–80
CR	M ± m	20.0 ± 5.8	46.7 ± 6.6	103.3 ± 23.3	9.3 ± 0.7	86.7 ± 6.7	96.7 ± 16.6	19.3 ± 0.9	833.3 ± 166.7	1.8 ± 0.2	633.3 ± 185.6	466.7 ± 72.8	216.7 ± 44.0	46.7 ± 6.7
	Kv	50.0	24.6	39.1	11.8	13.2	23.4	7.8	34.6	16.7	50.7	37.0	35.2	34.7
	lim	10–20	40–50	80–150	8–20	80–200	50–300	200–500	200–500	1–1.5	300–400	80–100	100–130	20–30
C	M ± m	15.0 ± 2.9	43.3 ± 3.3	110.0 ± 20.8	12.7 ± 3.7	120.0 ± 40.0	116.7 ± 20.4	400.0 ± 100	400.0 ± 100.0	1.16 ± 0.2	333.3 ± 33.3	86.7 ± 6.7	110.0 ± 10.0	26.6 ± 3.3
	Kv	33.3	13.4	32.8	50.4	57.7	64.8	43.3	43.3	25.8	17.3	13.3	15.7	21.8
	lim	10–20	40–50	80–100	6–20	60–200	60–300	10–30	200–500	1–1.5	200–300	80–100	90–100	20–30
	M ± m	16.7 ± 3.3	43.3 ± 3.3	93.3 ± 6.7	11.3 ± 4.3	120.0 ± 41.6	186.7 ± 22.6	18.3 ± 6.0	366.7 ± 88.2	1.16 ± 0.2	266.7 ± 33.3	93.3 ± 6.7	93.3 ± 3.3	26.6 ± 3.3
	Kv	34.7	13.4	12.3	67.2	60.1	453.9	56.8	41.6	25.8	21.6	12.3	6.2	21.8
Подбурь (n = 4)														
O	lim	10–30	40–80	80–200	6–10	60–80	50–300	10–20	300–1500	2–10	300–1500	200–1000	100–300	20–30
	M ± m	18.3 ± 6.0	53.3 ± 13.2	126.7 ± 37.1	8.0 ± 1.1	73.3 ± 6.7	150.0 ± 76.4	16.7 ± 3.3	933.3 ± 348.0	5.7 ± 2.3	700.0 ± 248.0	500.0 ± 151.7	200.0 ± 47.7	26.7 ± 3.3
	Kv	56.8	43.3	50.7	25.0	15.7	88.2	33.5	64.6	64.6	70.1	67.2	47.2	21.7
Oaо(Н)	lim	10–15	30–40	80–90	3–10	60–80	100–400	15–30	300–2000	1–1.5	300–1000	100–300	100–300	20–30
	M ± m	13.3 ± 1.7	36.7 ± 3.3	85.0 ± 2.9	7.0 ± 2.1	66.7 ± 6.7	233.4 ± 88.2	21.7 ± 4.4	966.7 ± 263.9	1.16 ± 0.2	600.0 ± 208.2	183.3 ± 60.1	166.7 ± 66.7	23.3 ± 3.3
	Kv	21.8	15.8	5.9	51.4	17.2	65.4	35.0	62.8	25.9	60.1	56.8	69.3	24.9
ВНF	lim	15–20	40–50	60–80	3–8	60–80	100–150	10–15	300–400	1–1.5	300–1000	80–100	60–100	10–20
	M ± m	16.7 ± 1.7	43.3 ± 3.3	73.3 ± 6.6	5.0 ± 1.5	66.7 ± 6.7	133.3 ± 16.7	11.7 ± 1.7	333.3 ± 33.3	1.16 ± 0.2	533.3 ± 233.3	88.3 ± 6.0	86.7 ± 13.3	16.7 ± 3.3
	Kv	17.4	13.4	15.7	52.0	17.2	21.7	24.8	17.3	25.9	75.7	11.8	26.6	34.7
C	lim	5–10	30–40	40–60	1–5	30–50	60–150	6–10	100–300	1–1.3	300–500	80–100	60–100	8–10
	M ± m	8.3 ± 1.7	33.3 ± 3.3	53.3 ± 6.6	3.0 ± 1.1	36.7 ± 6.7	103.3 ± 26.0	8.7 ± 1.3	200.0 ± 57.7	1.1 ± 0.1	366.7 ± 66.7	93.3 ± 6.7	80.0 ± 11.5	9.3 ± 0.7
	Kv	34.9	17.4	21.6	66.7	31.3	43.5	26.4	45.0	15.5	31.5	12.3	25.0	12.4

Примечание. *lim* — пределы изменчивости; *M* — среднее арифметическое, мг/кг; ±*m* — ошибка среднего; *Kv* — коэффициент вариации; *n* — число данных в выборке.

Таблица 4. Коэффициенты радиальной дифференциации $K_{рд}$ (над чертой) и концентрации КК (под чертой) микроэлементов в лесных почвах

Горизонт	Pb	Cu	Zn	Co	V	Cr	Ni	Mn	Mo	Ba	Sr	Zr	B
Криоземы													
O	<u>2.39</u>	<u>1.69</u>	<u>1.89</u>	<u>0.79</u>	<u>0.72</u>	<u>0.30</u>	<u>1.64</u>	<u>15.45</u>	<u>1.55</u>	<u>7.50</u>	<u>10.00</u>	<u>1.61</u>	<u>15.53</u>
	<u>2.50</u>	<u>1.55</u>	<u>2.12</u>	<u>0.50</u>	<u>0.96</u>	<u>0.68</u>	<u>0.51</u>	<u>5.66</u>	<u>1.63</u>	<u>3.07</u>	<u>2.74</u>	<u>0.88</u>	<u>34.44</u>
Oao(AO: AOh)	<u>1.19</u>	<u>1.07</u>	<u>1.11</u>	<u>0.82</u>	<u>0.72</u>	<u>0.52</u>	<u>1.05</u>	<u>2.27</u>	<u>1.55</u>	<u>2.37</u>	<u>5.00</u>	<u>2.32</u>	<u>1.76</u>
	<u>1.25</u>	<u>0.99</u>	<u>1.24</u>	<u>0.52</u>	<u>0.96</u>	<u>1.16</u>	<u>0.33</u>	<u>0.84</u>	<u>1.63</u>	<u>0.97</u>	<u>1.37</u>	<u>1.27</u>	<u>3.89</u>
CR	<u>0.89</u>	<u>1.00</u>	<u>1.17</u>	<u>1.12</u>	<u>1.00</u>	<u>0.62</u>	<u>21.85</u>	<u>1.09</u>	<u>1.00</u>	<u>1.25</u>	<u>0.93</u>	<u>1.18</u>	<u>1.00</u>
	<u>0.93</u>	<u>0.92</u>	<u>1.32</u>	<u>0.70</u>	<u>1.33</u>	<u>1.40</u>	<u>6.89</u>	<u>0.40</u>	<u>1.05</u>	<u>0.51</u>	<u>0.25</u>	<u>0.64</u>	<u>2.21</u>
C	<u>1.00</u>	<u>1.00</u>	<u>1.00</u>	<u>1.00</u>	<u>1.00</u>	<u>1.00</u>	<u>1.00</u>						
	<u>1.04</u>	<u>0.92</u>	<u>1.12</u>	<u>0.63</u>	<u>1.33</u>	<u>2.24</u>	<u>0.31</u>	<u>0.37</u>	<u>1.05</u>	<u>0.41</u>	<u>0.27</u>	<u>0.55</u>	<u>2.21</u>
Подбуры													
O	<u>2.20</u>	<u>1.60</u>	<u>2.38</u>	<u>2.67</u>	<u>1.99</u>	<u>1.45</u>	<u>1.91</u>	<u>4.67</u>	<u>5.18</u>	<u>1.90</u>	<u>5.35</u>	<u>2.50</u>	<u>2.87</u>
	<u>1.14</u>	<u>1.13</u>	<u>1.52</u>	<u>0.44</u>	<u>0.81</u>	<u>1.81</u>	<u>0.29</u>	<u>0.93</u>	<u>5.18</u>	<u>1.08</u>	<u>1.47</u>	<u>1.18</u>	<u>2.22</u>
Oao(H)	<u>1.60</u>	<u>1.10</u>	<u>1.60</u>	<u>2.33</u>	<u>1.82</u>	<u>2.25</u>	<u>2.49</u>	<u>4.84</u>	<u>1.05</u>	<u>1.63</u>	<u>1.95</u>	<u>2.08</u>	<u>2.50</u>
	<u>0.83</u>	<u>0.78</u>	<u>1.02</u>	<u>0.39</u>	<u>0.74</u>	<u>2.81</u>	<u>0.37</u>	<u>0.97</u>	<u>1.05</u>	<u>0.92</u>	<u>0.54</u>	<u>0.98</u>	<u>1.94</u>
ВНФ	<u>2.01</u>	<u>1.30</u>	<u>1.37</u>	<u>1.67</u>	<u>1.82</u>	<u>1.29</u>	<u>1.34</u>	<u>1.67</u>	<u>1.05</u>	<u>1.45</u>	<u>0.94</u>	<u>1.08</u>	<u>1.79</u>
	<u>1.04</u>	<u>0.92</u>	<u>0.88</u>	<u>0.28</u>	<u>0.74</u>	<u>1.61</u>	<u>0.20</u>	<u>0.33</u>	<u>1.05</u>	<u>0.82</u>	<u>0.26</u>	<u>0.51</u>	<u>1.39</u>
C	<u>1.00</u>	<u>1.00</u>	<u>1.00</u>	<u>1.00</u>	<u>1.00</u>	<u>1.00</u>	<u>1.00</u>						
	<u>0.52</u>	<u>0.71</u>	<u>0.64</u>	<u>0.17</u>	<u>0.41</u>	<u>1.24</u>	<u>0.15</u>	<u>0.20</u>	<u>1.00</u>	<u>0.56</u>	<u>0.27</u>	<u>0.47</u>	<u>0.77</u>

почв, наличия и характера следующих радиальных геохимических барьеров – органо-сорбционного, сорбционного, мерзлотного (криогенного) и карбонатного. Однако в горных условиях (наличие склонов разной крутизны, маломощность чехла рыхлых почвообразующих пород, их неоднородность, преобладание отрицательного баланса накопления элементов) эти геохимические барьеры, за исключением органо-сорбционного, не всегда четко выражены.

Приведенные коэффициенты концентрации микроэлементов (КК) по генетическим горизонтам криоземов свидетельствуют, что для ряда элементов характерно преобладание процессов накопления (табл. 4). Поверхностные органогенные и грубогумусовые горизонты значительно обогащены биофильными элементами и обеднены в основном элементами группы железа.

Следует отметить накопление ряда элементов (B, Ni, Cr, V, Zn) в криотурбированном горизонте CR, что, по-видимому, связано с адсорбцией их илистыми частицами, а также коллоидами органического вещества и относительным накоплением на мерзлотном экране.

В целом криоземы характеризуются повышенным содержанием ряда микроэлементов в почвенном профиле, что связано как с биогенной аккумуляцией, так и региональными особенностями почвообразующих пород. Неоднородность химического состава почв, унаследованная от горных пород, осложняется и наличием многолетней мерзлоты, которая оказывает определенное влияние на миграционную способность

элементов, которая в рассматриваемых почвах выражена слабо.

Среди *альфегумусовых почв* в почвенном покрове рассматриваемых ВПК типов леса первенство принадлежит подбурам (Folic Leptic Entic Podzols, Histic Leptic Entic Podzols). Наиболее широко они распространены в районах с гумидным типом вертикальной почвенной поясности (в Центральном и Западном Хэнтэе, Северном и Восточном Прихубсугулье) под зеленомошными группами типов леса: кедровниками чернично-зеленомошными, багульниково-зеленомошными, чернично-зеленомошно-долгомошными; лиственничниками бруснично-зеленомошными, рододендрово-бруснично-зеленомошными.

В зависимости от сочетания факторов почвообразования выделяются подбуры грубогумусированные – O-Oao-ВНФ-С, подбуры грубогумусовые – O-AO-ВНФ-С, подбуры перегнойные – O-H-ВНФ-С и подбуры иллювиально-железистые – O-Oh(Oao)-BF-С.

Под лиственничниками и кедровниками кустарничково-моховыми и зеленомошно-долгомошными формируются подбуры грубогумусовые иллювиально-железистые и иллювиально-гумусовые – O-AO-BF(ВН)-С, а также подбуры грубогумусовые оторфованные, с профилем O-AOT-ВНФ-С. Мощность грубогумусового оторфованного горизонта AOT обычно 15–25 см [20].

Подбуры по гранулометрическому составу легко-, среднесуглинистые (табл. 5). В почвах всегда присутствует скелетная фракция, содержание которой в нижних горизонтах достигает 70%.

Таблица 5. Некоторые химические и физико-химические свойства альфегумусовых почв

Горизонт	Глубина, см	Содержание фракций, %; размер частиц, мм		pH водн.	C _{орг} , %	Обменные катионы			Hr	V, %	% от прокаленной навески									
		<0.001				<0.01		Ca ²⁺			Mg ²⁺	H ⁺	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	SiO ₂ /Al ₂ O ₃	SiO ₂ /Fe ₂ O ₃	SiO ₂ /R ₂ O ₃
Разрез 665. Подбур грубогумусованный хрящевато-легкосуглинистый																				
Кедровник рододендроновый бруснично-багульниково-зеленомошный, 1520 м над ур. моря (хр. Бутэлийн-Нуру, Восточное Прихубсугулье)																				
O	0-2	-	-	5.2	86.5*	18.8	9.8	8.9	18.9	60	-	-	-	-	-	-	-	-		
Oao	2-7	-	-	4.8	64.2*	17.1	5.6	15.3	22.6	50	63.22	19.87	3.65	3.77	2.99	5.52	45.65	4.92		
VNF	10-20	17	26	4.3	2.8	6.8	2.7	8.2	10.0	49	63.79	20.40	5.28	1.89	1.56	5.30	32.12	4.54		
C	30-40	10	18	4.6	0.5	2.1	0.9	0.2	2.2	58	64.70	19.45	4.90	1.80	1.22	5.68	34.84	4.89		
Разрез 706. Подбур перетной хрящевато-легкосуглинистый																				
Лиственничник бруснично-разнотравно-зеленомошный, 1550 м над ур. моря (хр. Бутэлийн-Нуру, Восточное Прихубсугулье)																				
O	0-2	-	-	5.0	88.3*	22.9	9.9	5.6	21.1	61	-	-	-	-	-	-	-	-		
H	2-8	15	22	4.7	7.1	17.4	3.8	5.9	18.4	53	66.90	16.43	3.66	3.90	2.23	6.92	46.45	6.02		
VNF	10-20	15	25	4.9	1.8	6.6	2.6	3.7	8.9	51	67.59	16.50	6.12	2.32	1.54	6.95	29.63	5.63		
VNFC	30-40	8	19	5.5	0.8	4.2	2.0	1.8	3.6	63	69.83	13.68	5.70	1.89	1.06	8.68	32.33	6.85		
C	40-60	3	11	5.6	0.1	2.1	1.1	0.4	1.7	65	72.24	13.27	3.43	1.62	1.72	9.26	57.33	7.97		
Разрез 653. Подбур грубогумусовый оторфованный хрящевато-среднесуглинистый																				
Кедровник багульниково-бруснично-моховой, 1400 м над ур. моря (Центральный Хэнтэй)																				
O	0-4	-	-	4.0	85.6*	19.9	8.3	17.7	24.6	53	-	-	-	-	-	-	-	-		
AOT	4-17	-	-	4.0	79.4*	10.5	4.8	21.3	25.2	38	-	-	-	-	-	-	-	-		
VNF	17-23	15	33	4.3	2.3	6.4	2.6	6.3	8.3	52	64.88	19.04	6.31	2.06	1.88	5.68	27.69	4.72		
VNFC	23-35	14	26	4.2	0.9	2.0	0.6	1.2	2.2	54	66.55	18.22	6.04	2.14	1.96	6.23	29.18	5.13		
C	40-50	8	17	4.5	0.3	1.9	0.4	1.0	1.9	55	68.79	16.18	4.88	2.26	1.60	7.25	36.97	6.06		
Разрез 640. Подбур грубогумусовый хрящевато-легкосуглинистый																				
Кедровник чернично-зеленомошный, 1380 м над ур. моря (Западный Хэнтэй)																				
O	0-2	-	-	4.6	81.0*	23.9	10.2	12.6	18.2	65	-	-	-	-	-	-	-	-		
AO	2-15	-	-	4.3	76.8*	17.5	6.8	24.9	28.8	46	-	-	-	-	-	-	-	-		
VNF	17-27	10	23	5.2	1.7	2.7	1.1	3.3	7.5	34	70.49	16.47	5.62	2.68	1.69	7.31	39.00	6.15		
C	45-55	9	20	5.5	0.2	1.4	0.7	0.6	0.8	72	71.34	15.55	4.98	1.92	1.68	7.93	39.67	6.61		

В составе мелкозема преобладают фракции песка и крупной пыли, их содержание в верхних почвенных горизонтах изменяется от 49 до 75%. В составе мелкозема рассматриваемых почв преобладают фракции размером больше 0.01 мм. Фракции, образование которых связано, главным образом, с химическим выветриванием породы (размером <0.01 и <0.001 мм), содержатся в небольшом объеме и их количество уменьшается с глубиной. Это свидетельствует о большой интенсивности физического выветривания по сравнению с химическим, и общей замедленностью глинообразования [28].

Подбуры грубогумусированные имеют кислую и сильнокислую реакцию в органогенных и грубогумусированных горизонтах, с глубиной кислотность почв либо остается на том же уровне, либо уменьшается до слабокислой.

Распределение обменных Ca^{2+} и Mg^{2+} в профиле указывает на заметное накопление их в верхних горизонтах. Среди обменных катионов преобладает кальций, затем следует магний либо водород. Наибольшие величины гидролитической кислотности характерны для органогенных, в том числе, грубогумусированных горизонтов. Эти же горизонты отличаются и ненасыщенностью почвенного поглощающего комплекса основаниями.

Подбуры перегнойные отличаются кислой реакцией перегнойных горизонтов, нижние минеральные горизонты имеют слабокислую реакцию среды. Почвенный поглощающий комплекс насыщен кальцием, магнием и водородом. Степень насыщенности основаниями гумусово-аккумулятивных горизонтов почв изменяется в пределах 42–61%.

Почвы характеризуются высоким содержанием органического вещества в грубогумусированных и перегнойных горизонтах. В минеральных горизонтах почв количество $\text{C}_{\text{орг}}$ также достаточно высокое (в гор. ВНФ– 1.7–2.8%), что связано с иллювиацией органических кислот в виде растворов из верхних органогенных и грубогумусовых горизонтов.

Подбуры грубогумусовые оторфованные отличаются от выше рассмотренных типов сильнокислой реакцией среды по всему профилю, относительно меньшим содержанием органического углерода в иллювиальных горизонтах, высоким содержанием обменного водорода в почвенном поглощающем комплексе.

В профиле подбуров (грубогумусированных и перегнойных) для большинства микроэлементов характерна высокая вариабильность (табл. 3). Так, в органогенных и грубогумусированных горизонтах высокими коэффициентами вариации ($K_v = 50.7\text{--}88.2\%$) отличаются Cr, Ba, Mo, Sr, Mn, Pb и Zn, а в альфегумусовом горизонте – В, Ва, Со. В почвообразующей породе высокий коэф-

фициент вариации (выше 40%) характерен для Со, Mn и Cr.

Данные табл. 4 свидетельствуют о том, что наиболее устойчивое отклонение содержания микроэлементов от их содержания в почвообразующей породе свойственно всем генетическим горизонтам почвы. Судя по коэффициентам радиальной дифференциации, в органогенном горизонте подбуров резко возрастает концентрация Sr, Mo, Mn ($K_{\text{рд}} = 4.67\text{--}5.35$). Коэффициент радиальной дифференциации для большинства элементов изменяется от 2.20 до 2.87. Относительно в меньшем количестве ($K_{\text{рд}} = 1.45\text{--}1.99$) накапливается V, Ni, Ba, Cu и Cr.

В грубогумусированных (Оао) горизонтах также наблюдается заметная аккумуляция микроэлементов по сравнению с почвообразующей породой, причем здесь наиболее значительно аккумулируется марганец ($K_{\text{рд}} = 4.84$). Альфегумусовый горизонт (ВНФ) по сравнению с грубогумусированным характеризуется заметным накоплением меди ($K_{\text{рд}} = 1.30$) и свинца ($K_{\text{рд}} = 2.01$).

Для подбуров, в отличие от криоземов, отмечена меньшая концентрация большинства микроэлементов в органогенных горизонтах (табл. 4). Так, рассчитанные коэффициенты концентрации свидетельствуют, что здесь резко возрастает концентрация Mo ($\text{КК} = 5.18$) и В ($\text{КК} = 2.22$). Заметно увеличивается Cr ($\text{КК} = 1.81$), Zn ($\text{КК} = 1.52$) и Sr ($\text{КК} = 1.47$), в незначительном количестве – Pb, Cu, Ba. Концентрация Со, V, Mn и Ni понижена. В грубогумусированных горизонтах подбуров концентрируется Cr ($\text{КК} = 2.81$) и В ($\text{КК} = 1.94$), в малом количестве – Zn и Mo. Содержание остальных элементов невысокое. Коэффициенты концентрации изменяются от 0.92–0.98 для Zr, Mn и Ba до 0.37–0.39 для Со и Ni, что свидетельствует о слабом и сильном их рассеянии. В альфегумусовом горизонте ВНФ коэффициенты концентрации Pb, Cr, Mo и В больше единицы, что говорит об их накоплении.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Полученные данные свидетельствуют о том, что общее содержание микроэлементов в изученных почвообразующих породах основных ВПК типов леса достаточно сильно различается. Большое влияние на химический состав оказывают генетически несвязанные с ними включения щебня и обломки горных пород. Коэффициенты рассеяния большинства изучаемых микроэлементов в почвообразующих породах относительно литосферы составляют больше единицы, что говорит о преобладании в них процессов выноса. Неоднородность почвообразующих пород и ландшафтно-геохимические условия миграции в системе высотных поясов обуславливают значительную

вариабельность концентрации большинства микроэлементов в почвах таежных лесов Северной Монголии.

В пределах рассматриваемых ВПК почвы отличаются не только абсолютным содержанием микроэлементов, участвующих в биологическом круговороте, но также интенсивностью их вовлечения в биогенную миграцию. Миграция химических элементов в высотно-поясных комплексах типов леса особенно отчетливо обнаруживается в виде закономерного перераспределения элементов по генетическим горизонтам почв. Полученные данные свидетельствуют о накоплении большинства микроэлементов в поверхностных органогенных горизонтах почв. Так, в подгольцово-таежном, горно-таежном лиственничном и кедровом ВПК типов леса в органогенных горизонтах криоземов, судя по коэффициентам радиальной дифференциации, интенсивно накапливаются ($n \times 10$) Mn, В и Sr. В меньшем количестве (n) – Ва, Pb, Zn, Cu и Ni. Элементы, содержащиеся в значительно меньшем количестве ($n \times 0.1$) – Со, V и Сг.

В отличие от криоземов, органогенные горизонты подбуров характеризуются меньшим накоплением микроэлементов. Здесь отсутствуют элементы с содержанием больше $n \times 10$. В целом, для подбуров характерно аккумулятивное распределение микроэлементов в почвенном профиле. Формирование выраженного органо-сорбционного барьера характерно и для рассматриваемых почв, однако, в отличие от криоземов, он выражен слабее. Обеднение этих горизонтов рядом элементов связано, по-видимому, с тем, что в условиях кислой реакции среды и промывного типа водного режима они легко выносятся в виде органо-минеральных комплексов либо в срединный альфегумусовый горизонт, либо совсем за пределы почвенного профиля. Альфегумусовые горизонты рассматриваемых почв могут являться хемосорбционным геохимическим барьером для некоторых элементов, относящихся как к группе биофилов, так и к группе железа.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Белозерцева И.А., Доржготов Д., Батхшиг О., Убугунов Л.Л., Бадмаев Н.Б., Убугунова В.И., Гынинова А.Б., Балсанова Л.Д., Убугунов В.Л., Гончиков Б.Н., Цыбикдоржиев Ц.Д.Ц., Сороковой А.А. Карта "Почвы". М-б 1 : 5000000 // Экологический атлас бассейна озера Байкал. Иркутск–Улан-Батор–Улан-Удэ, 2015. С. 39.
2. Берзина А.П., Гимон В.О., Николаева И.В., Полеских С.В., Травина А.В. Базиты полихронного магматического центра с Си-Мо-порфировым месторождением Эрдэнэтуин-Обо (Северная Монголия): петрохимия, геохронология, геодинамическая позиция, связь с рудообразованием // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 10. С. 1077–1094.
3. Бямбасурэн Ц., Шабанова Е.В., Корольков А.Т., Васильева И.Е., Очирбат Г., Хуухэнхуу Б. Распределение микроэлементов в почвах г. Улан-Батора // Известия Иркутского государственного университета. Сер. Науки о Земле. 2018. Т. 26. С. 31–45. <https://doi.org/10.26516/2073-3402.2018.26.31>
4. Вадюнина А.Ф., Корчагина З.А. Методы исследования физических свойств почв. М.: Агропромиздат, 1986. 416 с.
5. Воробьева Л.А. Химический анализ почв. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1998. 272 с.
6. Виноградов А.П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных пород земной коры // Геохимия. 1962. № 7. С. 555–571.
7. Владыченский А.С., Богомолов Е.Г., Абысова О.Н. Строение почвенного покрова высокогорий в горных системах суббореального и бореального поясов // Почвоведение. 2004. № 12. С. 1519–1526.
8. Гордиенко И.В., Медведев А.Я., Горнова М.А., Томуртоого О., Гонегер Т.А. Геохимические, геохронологические и геодинамические особенности магматизма Харагольского террейна Западного Хэнтэя (Северная Монголия) // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 3. С. 365–379.
9. Добровольский В.В. Геохимия микроэлементов. Глобальное рассеивание. М.: Мысль, 1983. 272 с.
10. Добровольский В.В. Геохимия почв и ландшафтов. Избр. тр. М.: Научный мир, 2009. Т. 2. 752 с.
11. Добровольский В.В., Ржаксинская М.В. Ландшафтно-геохимическая зональность северного склона Большого Кавказа // Геохимия ландшафта. М.: Наука, 1967. С. 125–140.
12. Доржготов Д. Почвы Монголии. Автореф. дис. ... докт. биол. н. М., 1992. 51 с.
13. Иванов Г.М. Микроэлементы-биофилы в ландшафтах Забайкалья. Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 2007. 238 с.
14. Кабата–Пендиас А., Пендиас Х. Микроэлементы в почвах и растениях. М.: Мир, 1989. 436 с.
15. Касимов Н.С., Кошелева Н.Е., Сорокина О.И., Бажга С.Н., Гунин П.Д., Энх-Амгалан С. Эколого-геохимическое состояние почв г. Улан-Батор (Монголия) // Почвоведение. 2011. № 7. С. 771–784.
16. Классификация и диагностика почв России. Смоленск: Ойкумена, 2004. 342 с.
17. Ковда В.А. Биогеохимия почвенного покрова. М.: Наука, 1985. 263 с.
18. Коротков И.А. Типы леса Монгольской Народной Республики // Леса МНР. М.: Наука, 1978. С. 47–121.
19. Краснощекоев Ю.Н. Горные мерзлотно-таежные неглеевые почвы Северной Монголии и их гидротермический режим // Почвоведение. 1997. № 8. С. 958–963.
20. Краснощекоев Ю.Н. Почвенный покров и почвы горных лесов Северной Монголии. Новосибирск: Наука, 2013. 196 с.
21. Кузьмин В.А. Геохимия почв юга Восточной Сибири. Иркутск: Изд-во Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, 2005. 137 с.
22. Мальгин М.А. Биогеохимия микроэлементов в Горном Алтае. Новосибирск: Наука, 1978. 272 с.
23. Мартынов В.П., Батжаргал Б., Мартынова А.С. Карта почвенного покрова. М-б 1 : 100000. Атлас оз. Хубсугул. М.: ГУГК, 1989. С. 42–43.

24. Назимова Д.И., Коротков И.А., Чередникова Ю.С. Основные высотно-поясные подразделения лесного покрова в горах Южной Сибири и их диагностические признаки // В чтения памяти В.Н. Сукачева. М.: Наука, 1987. С. 30–64.
25. Перельман А.И., Касимов Н.С. Геохимия ландшафта. М.: Астрей-2000, 1999. 768 с.
26. Полюнов Б.Б. Избр. тр. М.: Изд-во АН СССР, 1956. 751 с.
27. Почвенный покров и почвы Монголии / Отв. ред. Герасимов И.П., Ногина Н.А. М.: Наука, 1984. 190 с.
28. Таргульян В.О. Почвообразование и выветривание в холодных гумидных областях. М.: Наука, 1971. 268 с.
29. Убугунов Л.Л., Гынинова А.Б., Белозерцева И.А., Доржготов Д., Убугунова В.И., Сороковой А.А., Убугунов В.Л., Бадмаев Н.Б., Гончиков Б.Н. Географические закономерности распределения почв на водосборной территории оз. Байкал (к карте “Почвы бассейна оз. Байкал”) // Природа Внутренней Азии. Nature of Inner Asia. 2018. № 2(7). С. 7–26.
30. Фридланд В.М. Влияние степени выветрелости почвообразующих пород на процессы формирования почв в различных биоклиматических зонах // Почвоведение. 1970. № 12. С. 5–15.
31. Эколого-географический атлас-монография “Селенга–Байкал” / Отв. ред. Касимов Н.С. М.: Географический факультет МГУ, 2019. 288 с.
32. Экосистемы Монголии: распространение и современное состояние / Отв. ред. Гунин П.Д., Востокова Е.А. М.: Наука, 1995. 223 с.
33. Bowen H.J.M. Environmental chemistry of the elements. N.Y., 1989. 333 p.
34. Ecosystems of Mongolia Atlas / Eds.: Gunin P.D., Saandar M. Ulaanbaatar. Admon, 2019. 264 p.
35. Heinrichs H., Mayer R. Distribution and cycling of major and trace elements in two Central European forest ecosystems // J. Env. Qual. 1977. V. 6. P. 402–407.
36. IUSS Working Group WRB. World Reference Base for Soil Resources 2014. International soil classification system for naming soils and creating legends for soil maps. World Soil Resources Reports №106. FAO, Rome. 2014. 181 p.
37. Krasnoshchekov Yu.N. Soil Cover of Mountain Forests in the East Khubsugul Region of Mongolia // Eurasian Soil Science. 2008. V. 41. № 7. P. 694–703. <https://doi.org/10.1134/S106422930807003X>
38. Nowack B., Obrecht J.-M., Schlupe M., Schulin R., Hansmann W., Koppel V. Elevated lead and zinc contents in remote alpine soils of the Swiss National Park // J. Environ. Qual. 2001. V. 30. P. 919–926.
39. Cao X.D., Chen Y., Wang X.R., Deng X.H. Effects of redox potential and pH value on the release of rare elements from soil // Chemosphere. 2001. V. 44. P. 655–661.
40. Tyler G. Rare earth elements in soil and plant systems – A review // Plant and Soil. 2004. V. 267. P. 191–206.
41. Wong J.W.C, Li K.L., Zhou L.X., Selvam A. The sorption of Cd and Zn by different soils in the presence of dissolved organic matter from sludge // Geoderma. 2007. V. 137. P. 310–317.

Geochemical Features of Cryogenic and Al-Fe-Humus Soils of Mountain Taiga in Northern Mongolia

Yu. N. Krasnoshchekov*

*Sukachev Institute of Forest SB RAS—Separate subdivision of FRC KSC SB RAS,
Akademgorodok, 50/28, Krasnoyarsk, 660036 Russia*

**e-mail: kyn47@mail.ru*

Geochemical features of cryogenic soils (Folic ProticLeptic Cryosols, Histic Protic Leptic Cryosols) and Al-Fe-Humus (Folic Leptic Entic Podzols, Histic Leptic Entic Podzols) have been considered. These soils are widespread in the soil cover of taiga forests forming the upper boundary of forest belt in Khentei, Prikhubsugulie and Khangai mountainous massives. Data on the microelement composition of parent rocks are given as well. The dispersion coefficients of the most studied microelements in parent rocks relative to the lithosphere exceed 1.0, which indicates the predominance of removal processes in them. Difference in the concentrations of microelements is related to the particle-size composition of parent rocks. Data on soil morphology, soil physicochemical and chemical properties, in particular, on the concentrations of microelements and their radial distribution in soils are discussed. It was shown that the studied soils differ both by the absolute amounts of microelements involved in the biological cycle, and by the intensity of their involving in biogenic migration. The intensive biogenic migration of elements results in their accumulation in organic and raw-humus soil horizons and in the accumulative profile patterns in soils of the altitudinal-belt complexes of forest types. In contrast to cryozems, the organic and raw-humus horizons of podzols are characterized by a lesser accumulation of microelements. It was noted that in the middle-profile Al-Fe-Humus (spodic) horizon of podzols, the concentration of Pb, Cr, Mo and B is higher than 1.0. Al-Fe-Humus horizons of studied soils can serve as a sorption geochemical barrier for some elements belonging to the groups of biophiles and of iron.

Keywords: altitudinal complexes of forest types, physical and chemical soil properties, trace elements, concentration coefficients, dispersion coefficients

УДК 631.433.3+581.5+57.033

ВЛИЯНИЕ ТЕМПЕРАТУРЫ И МИНЕРАЛЬНЫХ ДОБАВОК АЗОТА И ФОСФОРА НА ПРОЦЕССЫ РАЗЛОЖЕНИЯ И СОСТАВ ПОЧВЕННО-КОРОВЫХ СУБСТРАТОВ¹

© 2021 г. В. О. Лопес де Гереню^{а, *}, И. Н. Курганова^а, Н. А. Галибина^б,
Е. А. Капица^с, Е. В. Шорохова^{б, с}

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

^бИнститут леса Карельского научного центра РАН,
ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, Республика Карелия, 185910 Россия

^сСанкт-Петербургский государственный лесотехнический университет имени С.М. Кирова,
Институтский пер., Санкт-Петербург, 5194021 Россия

*e-mail: vlopes@mail.ru

Поступила в редакцию 27.04.2020 г.

После доработки 25.05.2020 г.

Принята к публикации 27.05.2020 г.

В таежных лесах неотъемлемым компонентом подстилки является кора хвойных пород (КХП). На примере почвенно-коровых субстратов (ПКС), приготовленных на основе КХП, в рамках 12-месячного лабораторного эксперимента при трех контрастных температурах (2, 12 и 22°C) и достаточном увлажнении была выполнена количественная оценка влияния температурного фактора и минеральных добавок азота (N) и фосфора (P) на скорость (*DecR*), константу (*k*) разложения КХП, общие потери C-CO₂ и проанализированы изменения ее химического состава. Температурный коэффициент Q_{10} для средней величины *DecR* за время всего эксперимента варьировал от 1.1 до 2.5 в зависимости от температурного интервала и состава ПКС. Наиболее значительно влияние температуры на динамику разложения проявлялось в течение первого и второго месяцев эксперимента, объясняя 47% вариабельности величины *DecR*. На более поздних стадиях эксперимента ключевым фактором, влияющим на процесс разложения КХП и объясняющим 18–63% дисперсии *DecR*, являлся состав ПКС, определяемый внесением минеральных форм N и P. Максимальные потери C-CO₂ за время всего эксперимента (158–187 г C/(кг коры) или 34–41% от исходного содержания C) наблюдались при 22°C. Наиболее существенное уменьшение спирторастворимых соединений (56–64%) при всех температурах имело место в варианте с внесением минерального N, в то время как убыль целлюлозы была наиболее значительной (64–69%) в варианте с совместным внесением N и P, и практически не зависела от температуры проведения эксперимента. Потери лигнина были незначительными и составили лишь 3–12% их исходного количества. Внесение минеральных добавок N и P являлось ключевым фактором стимуляции процесса разложения КХП, существенно сокращая время ее разложения и улучшая качество получаемых субстратов.

Ключевые слова: минерализация органических субстратов, инкубационный эксперимент, температурный коэффициент Q_{10} , выделение CO₂, константа разложения

DOI: 10.31857/S0032180X21010081

ВВЕДЕНИЕ

Неотъемлемым компонентом лесной подстилки в таежных экосистемах является древесная кора (ДК). Так, в среднетаежных ельниках доля коры может достигать 6.7% от общей массы подстилки [6]. Крупные древесные остатки состоят на 10 и более процентов из коры, а ее объем в составе порубочных остатков на свежих вырубках может достигать 21 м³/га, что по массе составляет

36 кг/га [5]. Скорость разложения ДК, как и большинства природных органических субстратов, зависит как от абиотических, так и от биотических факторов [21, 42, 60]. В определенном диапазоне температур (*T*), при отсутствии ограничения по содержанию влаги, скорость разложения растительных материалов, включая ДК, с повышением *T* увеличивается [31, 41, 59, 63]. Зависимость скорости разложения древесных остатков от содержания влаги более сложная, поскольку и высокая, и низкая влажность могут ограничивать активность организмов-деструкторов, обитающих в коре и древесине [66].

¹ Дополнительная информация для этой статьи доступна по doi 10.31857/S0032180X21010081 для авторизованных пользователей.

Качество субстрата, и, прежде всего, его биохимический состав, оказывает влияние не только на биостойкость растительного материала, но и на состав микробного сообщества [25, 34, 38]. Хотя, концентрация основных биофильных элементов в коре и древесине изменяется в значительных пределах, широкие соотношения концентраций углерода к азоту (C/N) и углерода к фосфору (C/P) характерны для древесины и коры всех видов деревьев [56]. На примере разложения подстилки в бореальных и умеренных лесах было показано, что добавление минеральных форм N и P оказывает стимулирующее действие на процесс ее разложения [32, 39]. В рамках лабораторного эксперимента по оценке сопряженного влияния температуры и добавок N и P на динамику разложения коры осины было выявлено, что увеличение температуры инкубирования оказывало более слабое влияние на скорость деструкции коры осины по сравнению с внесением минеральных форм N и P [41].

С середины XIX в. произошло резкое увеличение атмосферных выпадений N и P, что сказалось не только на процессе депонирования углерода в лесных экосистемах [61], но и повлияло на скорость разложения растительных материалов, определяя тем самым актуальность количественных оценок эмиссионных потерь C из древесных остатков в целом и из ДК в частности. Из-за сложности разделения влияния биотических и абиотических факторов в полевых условиях, наиболее предпочтительными для изучения взаимного влияния нескольких факторов на процесс распада растительных материалов являются лабораторные инкубационные эксперименты, которые проводятся в хорошо контролируемых условиях [9, 41, 52]. В рамках настоящей работы изучали сопряженное влияние температуры и минеральных добавок N и P на интенсивность биогенного разложения почвенно-коровых субстратов на основе коры хвойных пород. Задачи исследования включали: 1) описание динамики скорости разложения КХП в широком диапазоне температур ($T = 2, 12$ и 22°C) в течение 12-месячного инкубационного эксперимента; 2) оценку влияния минеральных добавок N и P на динамику выделения и общие потери C- CO_2 во время инкубирования КХП при разных температурах; 3) количественное определение констант разложения КХП и температурной чувствительности средней скорости разложения, используя коэффициент Q_{10} ; 4) оценку изменения химического состава КХП за 12 мес. инкубирования при разных температурах.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Подготовка субстратов и схема эксперимента. Смесь КПХ (ель ~70% и сосна ~30%) представляла собой свежие порубочные остатки деревьев, спиленных в текущем году и полученных при

околке стволов на лесобрабатывающем предприятии в Ленинградской области. Кору в состоянии естественной влажности (47–53%) измельчали с помощью секатора на небольшие кусочки (менее 2×2 см). Чтобы имитировать естественное положение коры на поверхности почвы, готовили почвенно-коровые субстраты. С этой целью в каждый флакон емкостью 500 мл помещали измельченную кору (20 г) и тщательно смешивали ее с материалом гумусового горизонта серой лесной почвой (Haplic Luvisols, $C_{\text{орг}} = 13.4 \pm 0.9$ г C/кг почвы, $N_{\text{общ}} = 1.01 \pm 0.10$ г N/кг почвы, $pH_{\text{KCl}} = 5.90 \pm 0.01$) в соотношении ~2 : 1 по сухой массе (или 10 : 1 по объему). Затем во флаконы с 30 г ПКС добавляли 5 мл дистиллированной воды (вариант контроль) или раствора азотных и фосфорных удобрений. Минеральные добавки в виде мочевины $(\text{NH}_2)_2\text{CO}$ и двойного суперфосфата $(\text{Ca}(\text{H}_2\text{PO}_4)_2 \cdot \text{H}_2\text{O})$ вносили из расчета 1% от массы сухой коры для каждого элемента (азота и фосфора). Влажность субстратов соответствовала ~80% их водоудерживающей способности. Были приготовлены следующие варианты почвенно-коровых субстратов: 1 – кора + почва, ПКС (контроль); 2 – кора + почва + N, ПКС-N; 3 – кора + почва + N + P, ПКС-NP. Подготовленные флаконы с субстратами устанавливали в термостаты и инкубировали в течение 12 месяцев при трех контрастных температурах: 2, 12 и 22°C . В течение эксперимента влажность субстратов поддерживали на начальном уровне, увлажняя не реже 2–3 раз в месяц. Повторность опыта – трехкратная.

Определение скорости разложения КХП. Скорость разложения коры (decomposition rate, *DecR*) в составе ПКС оценивали по интенсивности выделения CO_2 . Измерения производили 2–5 раз в неделю в течение первых двух месяцев инкубирования и 1–2 раза в неделю в течение следующих десяти месяцев. В процессе инкубирования флаконы закрывали полиэтиленовыми пленками, проницаемыми для воздуха, но предотвращающими испарение влаги. Приблизительно за 3–5 ч до каждого измерения *DecR* флаконы проветривали 20–25 мин под вытяжкой в токе воздуха, затем герметично закрывали плотными резиновыми пробками и возвращали в термостат. Концентрацию CO_2 во флаконах измеряли с помощью инфракрасного газоанализатора LiCor 820 (США). Величина *DecR* чистой почвы была очень низкой и при всех температурах не превышала 0.7–1.4% от значений *DecR* почвенно-коровых субстратов. Принимая во внимание этот незначительный вклад почвы в общий поток CO_2 из ПКС, мы оценивали величину *DecR* в пересчете на сухой вес коры. Расчет *DecR* (мг C/кг коры/ч) проводили по формуле [40, 41]:

$$DecR = dC \times 12V/\text{флак} \times 1000/m \times 22.4t \times 100, \quad (1)$$

где dC – показания прибора с учетом нулевого значения, об. %; $V_{\text{флак}}$ – объем флакона, мл; t – время инкубации, час; m – масса сухого субстрата, г.

Общую величину потерь углерода в форме CO_2 за 12 мес. эксперимента (total loss, TotL-C , мг С/г коры) рассчитывали, используя кумулятивные кривые DecR .

Химические и биохимические анализы. В конце эксперимента образцы коры тщательно промывали дистиллированной водой и сушили при комнатной температуре. Концентрацию углерода (С), азота (N) и водорода (H) в образцах измельченной коры (5 повторностей) определяли с помощью автоматического анализатора CNHS (Leco Corp., США). Содержание фосфора определяли спектрофотометрически (ОКБ Спектр СФ-2000, Россия) с молибдатом аммония после сухого озонирования в муфеле [33, 58]. Величину рН измеряли в водной вытяжке (соотношение кора : вода = 1 : 25) потенциометрическим рН-датчиком (Hanna, Германия). Содержание спирторастворимых веществ (**Eth-Ext**), включающих алифатические и ароматические углеводы, терпены, карбоновые кислоты, смолу, жирные кислоты, эфирные масла, жиры и фитостерины, а также целлюлозы (**Cel**) и лигнина (**Lig**) определяли в образцах коры до и после 12-месячного инкубирования. Содержание **Lig** и **Cel** оценивали гравиметрическим методом Классона и Кюршнера [23, 27], который был адаптирован в Аналитической лаборатории Института леса Карельского научного центра РАН [10]. Лигнин определяли в остатках экстракта после удаления битуминозных веществ и обработки 72%-ной серной кислотой; целлюлозу экстрагировали смесью концентрированной азотной кислоты и этанола (объемное соотношение = 1 : 4). Биохимические анализы и измерения рН проводили без аналитических повторностей.

Основываясь на сравнении биохимического состава образцов коры хвойных пород до и после 12-месячного инкубирования, мы оценили доли остаточных количеств основных групп органических соединений (**Eth-Ext**, **Cel** и **Lig**) от их начального содержания в коре хвойных пород. Изменения концентраций **Eth-Ext**, **Lig** и **Cel** в образцах коры в течение 12-месячного эксперимента оценивали с учетом убыли С в образцах коры за тот же период.

Обработка данных и статистический анализ. Константу разложения коры (k , 1/год) оценивали по однокомпонентной экспоненциальной модели [37, 46]:

$$\text{TotL-C} = C_0 \times (1 - e^{(-kt)}), \quad (2)$$

где TotL-C – кумулятивные потери С- CO_2 в результате микробного разложения коры (г С/кг коры), C_0 – исходное содержание С в КХП (г С/кг коры), k – константа разложения, 1/год; t – время

инкубации (лет). Период полуразложения, необходимый для потери 50% углерода в исходной коре, оценивали по величине $T_{0.5} = 0.693/k$, а время, соответствующее разложению 95% органического вещества, оценивали как $T_{0.95} = 3/k$ [3, 13, 34].

Температурную чувствительность скорости разложения коры (DecR) определяли по коэффициенту Q_{10} [24]:

$$Q_{10} = (\text{DecR2}/\text{DecR1})^{10/(T_2 - T_1)}, \quad (3)$$

где DecR2 и DecR1 – скорости разложения коры при температурах T_2 и T_1 соответственно.

Оценку влияния температуры на значения DecR , TotL-C и k проводили при помощи однофакторного дисперсионного анализа (ANOVA). Двухфакторный дисперсионный анализ использовали для сравнения различий средней величины DecR для трех вариантов, различающихся по составу ПКС, и трех различных температур. Коэффициенты корреляции Спирмена использовали для определения связи между значениями DecR в разные фазы эксперимента и TotL-C , k и химическими свойствами КХП в конце эксперимента. Статистический анализ данных проводили с использованием STATISTICA 6, при уровне значимости $\alpha = 0.05$.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Химический состав коры хвойных пород и его изменение за время проведения эксперимента. Исходные образцы КХП характеризовались кислой реакцией среды (рН = 4.7), широкими соотношениями С/N и С/P, равными 114 и 556, соответственно, при величине С/H = 7.8 (табл. 1). В составе КХП преобладали **Lig** и **Cel**, содержание которых в 7.6 раза превышало содержание спирторастворимых веществ.

Смешивание КХП с почвой для приготовления ПКС привело к нейтрализации водной суспензии, и после 12-месячной инкубации на варианте ПКС без добавок значение рН при 22°C составило 6.9 ед. (рис. 1, А). При внесении минерального N нейтрализация водной суспензии из ПКС при всех температурах была выражена более отчетливо, чем при совместном внесении N и P: увеличение рН по сравнению с исходной корой составило 2.1–2.7 и 0.5–1.8 ед. рН соответственно. Столь существенное подщелачивание мы связываем с интенсификацией процессов разложения КХП при внесении минерального N и преимущественной потерей легкогидролизуемых органических соединений, обеспечивавших низкие значения рН (рис. 2, А), что подтверждает отрицательная корреляция между значениями рН и содержанием **Eth-Ext** в КХП в конце эксперимента ($r = -0.77$, $P = 0.02$; табл. S1).

Закономерным результатом минерализации органических соединений за время 12-месячного

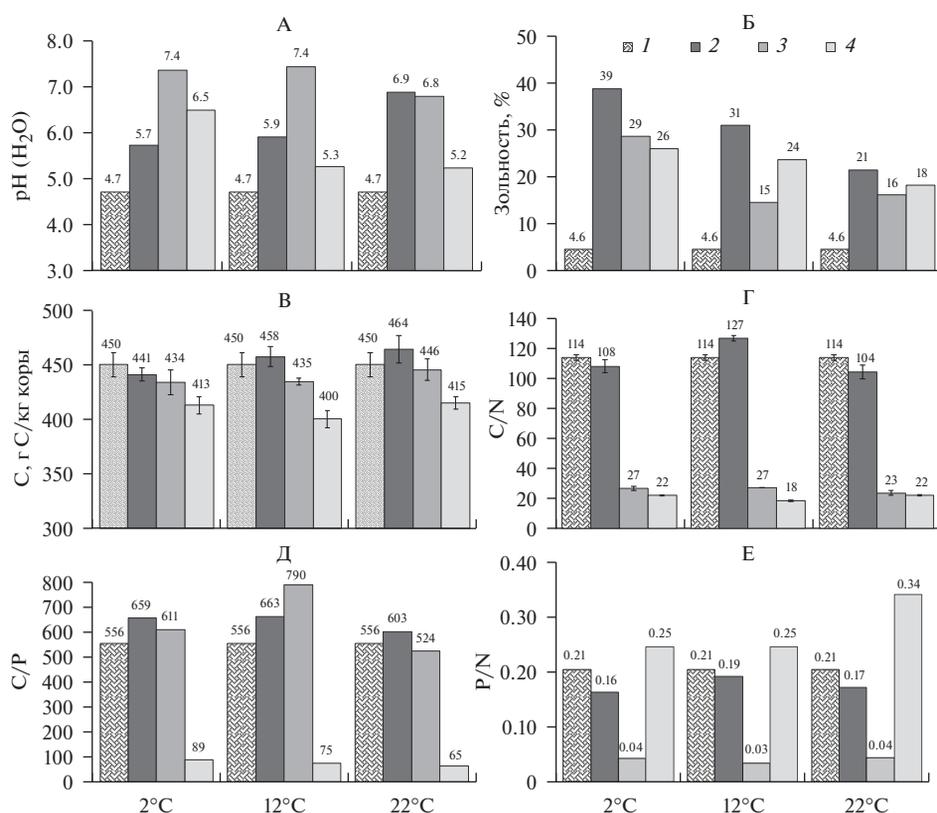


Рис. 1. Влияние температуры и минеральных добавок на величину pH (А), зольность (Б), содержание С (В), отношения С/Н (Г), С/Р (Д) и Р/Н (Е) в коре хвойных пород после 12 мес. инкубирования почвенно-коровых субстратов. Условные обозначения здесь и далее на рисунках (кроме рис. 3): 1 – исходная кора (контроль), 2 – ПКС, 3 – ПКС-N, 4 – ПКС-NP; ПКС – кора + почва; ПКС-N – кора + почва + N; ПКС-NP – кора + почва + N + P.

Таблица 1. Исходные химические характеристики коры хвойных пород

Характеристика	Среднее ± SE
С, г/кг коры	450 ± 11
Н, г/кг коры	4.0 ± 0.1
Н, г/кг коры	58 ± 0.3
Р, г/кг коры	0.81
С/Н	114 ± 2
С/Н	7.8 ± 0.2
С/Р	556 ± 14
Р/Н	0.20
pH (H ₂ O)	4.7 ± 0.1
Зольность, %	4.6
Спирторастворимые соединения (Eth-Ext), %	7.8
Целлюлоза (Cel), %	32.3
Лигнин (Lig), %	27.4
Eth-Ext/(Cel + Lig)	1 : 7.6
Lig/N	69

инкубирования являлось значительное увеличение зольности (рис. 2, Б) и уменьшение содержания С по сравнению с исходной КХП (рис. 2, В). Внесение минеральных добавок ожидается привело к существенному росту содержания N в вариантах ПКС-N и ПКС-NP (рис. S1) и уменьшению в этих вариантах отношения C/N, которое в зависимости от температуры в конце проведения эксперимента изменялось от 18 до 27 (рис. 2, Г). Содержание P увеличилось, а отношение C/P ожидается уменьшилось только на варианте с внесением фосфора (рис. 1, S1). Отношение P/N было самым низким (0.03–0.04) на варианте ПКС-N, увеличиваясь в 6–8 раз на варианте с внесением фосфора (рис. 1, Е). Содержание Н в КХП всех вариантов опыта за 12 мес. инкубирования практически не изменилось по сравнению с содержанием Н в исходной коре (рис. S1). Отношение C/N варьировало в пределах 7.3–8.0 и также слабо зависело от варианта опыта и температуры инкубирования (рис. S1).

Расчет парных коэффициентов корреляции показал наличие отрицательных взаимосвязей между содержанием С и Р ($r = -0.84$, $P < 0.01$), а также между содержанием Н, Р и отношением

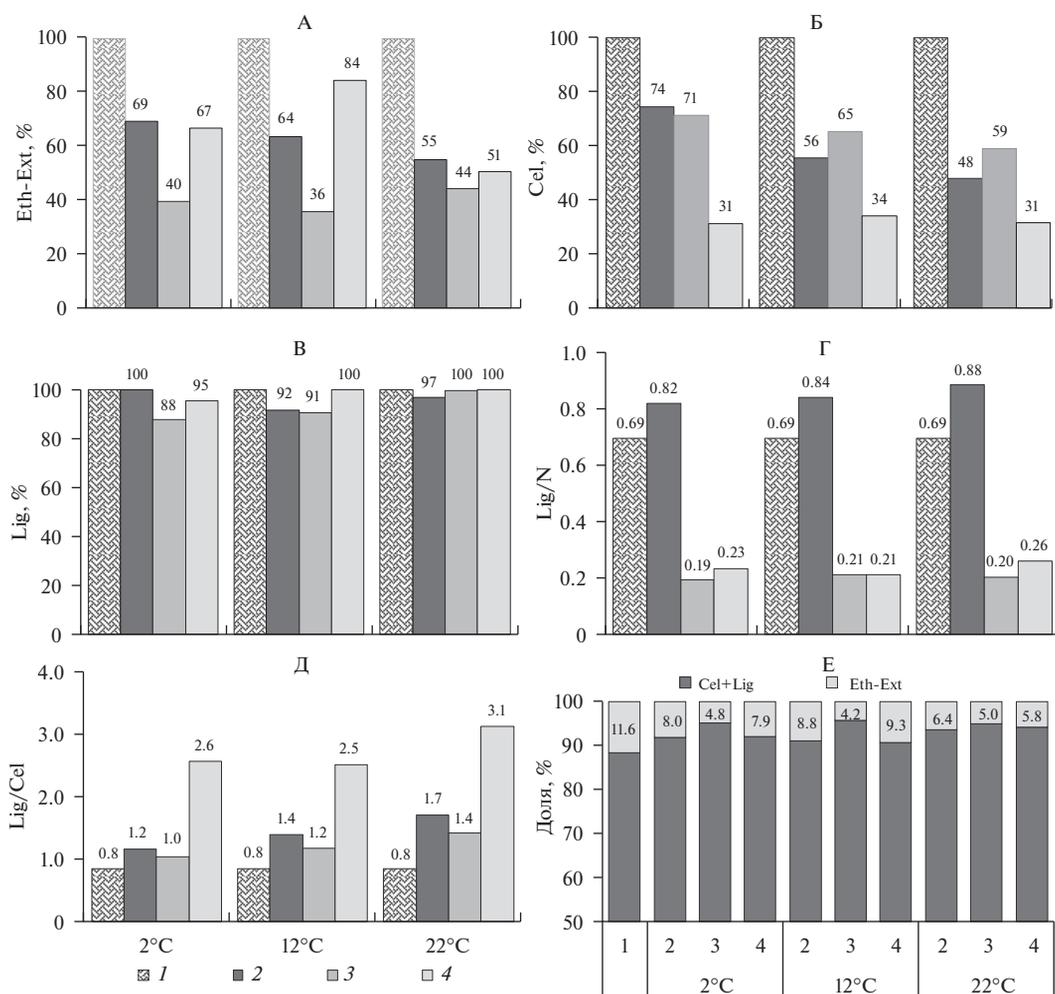


Рис. 2. Влияние температуры и добавок минеральных форм N и P на остаток спирторастворимых веществ (А), целлюлозы (Б), лигнина (В), соотношений Lig/N (Г), Lig/Cel (Д) и доли спирторастворимых соединений (Е) в коре хвойных пород после 12 мес. инкубирования почвенно-коровых субстратов.

P/N ($r = -0.82...-0.92$, $P \leq 0.01$) в КХП в конце эксперимента (табл. S1).

За время 12-месячной инкубации произошло снижение содержания Eth-Ext и Cel на 16–64 и 26–69% от их исходного количества, соответственно (рис. 2, А, Б). Наиболее существенные потери Eth-Ext (56–64%) при всех температурах имели место в варианте с внесением минерального N, в то время как убыль Cel была наиболее значительной (64–69%) в варианте с совместным внесением N и P и практически не зависела от температуры проведения эксперимента. Потери Lig были незначительными и составили лишь 3–12% их исходного количества (рис. 2, В).

В то же время отношение Lig/N в КХП (рис. 2, Г) в конце эксперимента в варианте без минеральных добавок незначительно возросло (в 1.2–1.3 раза) по сравнению с исходной корой, а в вариантах с внесением N закономерно уменьшились (в 2.7–3.6 раза). Добавление фосфора на фоне азота су-

щественно ускорило деструкцию целлюлозы, и отношение Lig/Cel в варианте ПКС-NP было в 1.8–2.6 больше по сравнению с другими вариантами опыта (рис. 2, Д). Доля более устойчивых к минерализации органических соединений (Cel + Lig) по отношению к содержанию спирторастворимых веществ (Eth-Ext) за время эксперимента увеличилась при совместном внесении N и P (рис. 3, Е).

Выявлены достоверные ($P < 0.01$) корреляционные связи между содержанием в КХП в конце эксперимента Cel и P ($r = -0.81$), N ($r = 0.88$) и отношениями C/P ($r = 0.81$) и P/N ($r = -0.91$). Поскольку содержание Cel в КХП негативно коррелировало с содержанием Lig ($r = -0.78$, $P = 0.01$), то аналогичные описанным выше взаимосвязи для Cel только с обратными знаками были обнаружены между содержанием Lig, P, N и отношением C/P (табл. S1). Таким образом, изменения химического состава КХП и соотношения различных групп биохимических соединений в ре-

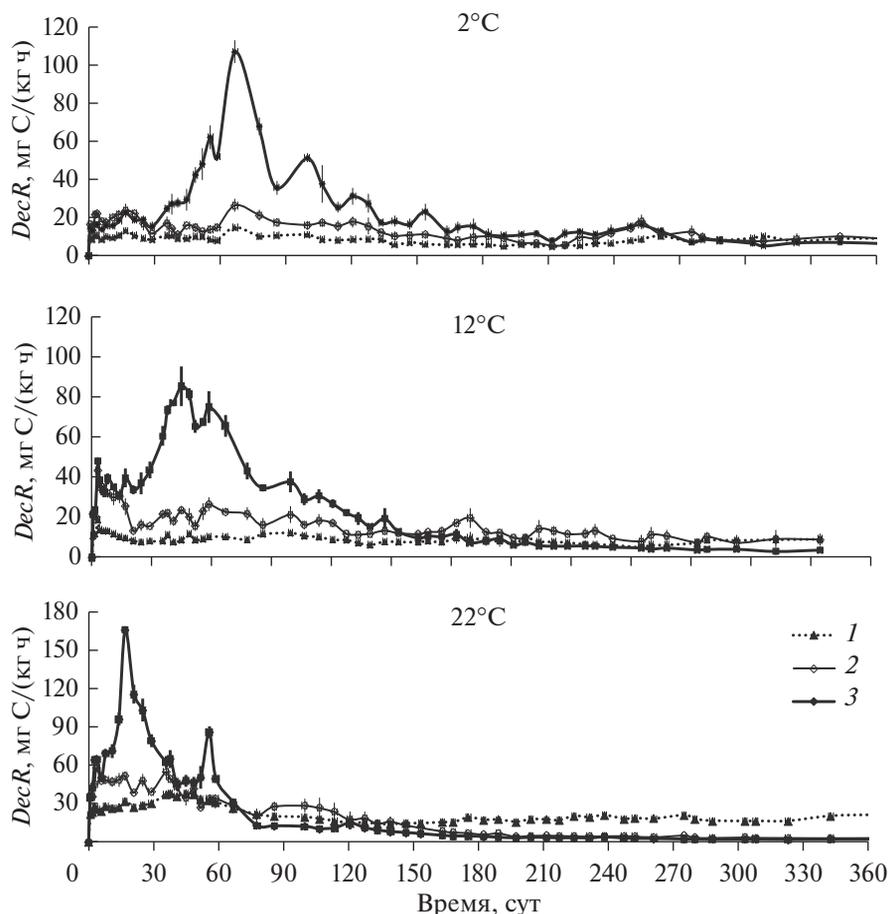


Рис. 3. Динамика скорости выделения С-СО₂ из почвенно-коровых субстратов различного состава в течение 12 мес. инкубирования при температурах 2, 12 и 22°C: 1 – ПКС, 2 – ПКС-N, 3 – ПКС-NP.

зультате 12-месячного инкубирования были взаимосвязаны и в существенно большей степени определялись внесением минеральных добавок, чем температурой проведения эксперимента.

Динамика *DecR* в течение 12 мес. инкубирования. При поддержании постоянной и достаточной влажности динамика скорости выделения С-СО₂ из ПКС (*DecR*) в течение 12 мес. эксперимента зависела как от варианта опыта (внесение минеральных добавок), так и от температуры инкубации (рис. 3). При 22°C обогащение ПКС минеральным N привело к наиболее заметному увеличению значений *DecR* в течение первых 5–6 нед. инкубирования по сравнению с ПКС без добавок. При 12 и 2°C усиление выделения С-СО₂ на варианте ПКС-N было более растянуто во времени и продолжалось около пяти и семи месяцев, соответственно.

Одновременное внесение минеральных форм N и P инициировало ощутимый всплеск выделения С-СО₂, продолжительность и интенсивность которого зависели от температуры проведения эксперимента. Наиболее выраженный и самый

короткий (около двух месяцев) отклик *DecR* на добавление N и P наблюдали при 22°C. При 12 и 2°C усиленное выделение С-СО₂ продолжалось около 5–6 мес., но было менее интенсивным, чем при 22°C. Наиболее заметное увеличение *DecR* (до 116–167 мг С/(кг коры ч)) было зарегистрировано при 22°C в течение третьей недели опыта. При 12°C самые высокие значения *DecR* (78–85 мг С/(кг коры ч)) наблюдали в течение седьмой недели эксперимента, а при 2°C максимальная скорость выделения С-СО₂ (68–107 мг С/(кг коры ч)) была зарегистрирована в течение 11-ой недели опыта.

Через 5–7 мес. инкубирования различия в значениях *DecR*, вызванные добавками минеральных форм N и P, становились незначительными при всех температурах. Более того, при 22°C начиная с шестого месяца проведения эксперимента значения *DecR* в варианте ПКС превышали таковые в вариантах с добавлением минеральных форм N и P.

Таким образом, внесение добавок минеральных удобрений ускоряло деструкцию КХП в составе ПКС. Одновременное внесение минераль-

ных форм N и P индуцировало значительный всплеск *DecR* при всех температурах в первые месяцы проведения эксперимента. Однако при 2 и 12°C период усиленного выделения C-CO₂ начался позднее и был менее интенсивным по скорости, но более продолжительным по времени, чем при 22°C. Добавление только минерального N также вызывало усиление разложения КХП, но оно было менее выражено по сравнению с вариантом ПКС-NP при сохранении отмеченных выше закономерностей.

Влияние минеральных добавок и температуры на *DecR* на разных этапах эксперимента. Основываясь на временной динамике интенсивности выделения C-CO₂, 12-месячный период эксперимента разделили на четыре временных интервала (1–2, 3–4, 5–6 и 7–12 мес.) и рассчитали средние значения величины *DecR* для каждого из них и для всего 12-месячного периода инкубирования (рис. 4). При поддержании постоянной и достаточной влажности минеральные добавки значительно увеличивали *DecR* на всех этапах эксперимента при всех изученных температурах, за исключением варианта ПКС-NP при 22°C в течение 5–12 мес. инкубирования. Как правило, увеличение *DecR* за счет минеральных добавок было наиболее выраженным в варианте ПКС-NP (в 2.6–7.4 раза) в течение первых четырех месяцев (при 2 и 22°C) или шести месяцев (при 12°C) инкубирования. Наименее заметным это увеличение было на заключительном этапе эксперимента (7–12 мес.) при 2 и 12°C. При внесении только минерального N величина *DecR* в первые месяцы эксперимента увеличилась не более, чем в 2.2 раза по сравнению с вариантом без добавок.

Средняя величина *DecR* в течение 1–2 мес. инкубирования коррелировала с содержанием лигнина и фосфора ($r = 0.67-0.68$, $P < 0.05$; табл. S2). Для величины *DecR* в течение 3–4 и 1–12 мес. эксперимента значимая (при $P < 0.05$) положительная связь выявлена с содержанием Lig, N и P ($r = 0.68-0.91$), а отрицательная – с остаточным содержанием Cel, C, H ($r = -0.68...-0.92$) и соотношениями C/P и Cel/Lig ($r = -0.76...-0.90$; табл. S2).

При поддержании постоянной и достаточной влажности влияние температуры на *DecR* зависело как от стадии эксперимента, так и от состава ПКС (табл. 2). В варианте ПКС без добавок значения температурного коэффициента Q_{10} в интервале более высоких температур (12–22°C) на всех этапах эксперимента были выше аналогичных значений в интервале более низких температур (2–12°C): 1.6–3.7 против 0.9–1.6. В вариантах с внесением минеральных форм N и P отмеченная выше закономерность соблюдалась только для средней величины *DecR* в течение 1–2 мес. эксперимента. Эта закономерность была обратной для всех остальных временных интервалов.

При повышении температуры инкубирования с 2 до 12°C величины Q_{10} были самыми высокими в течение 5–6 и 7–12 мес. в вариантах ПКС-N и ПКС-NP и составляли 1.9 и 3.1–3.4 соответственно. При повышении температуры с 12 до 22°C значения Q_{10} на всех стадиях эксперимента были больше в варианте ПКС без добавок, чем на вариантах ПКС-N и ПКС-NP.

Проведение двухфакторного дисперсионного анализа показало, что в течение первых двух месяцев эксперимента общая дисперсия величины *DecR* в равной степени объяснялась влиянием “минеральных добавок” и “температуры”, вклад которых составлял 50 и 47% соответственно (табл. 3). В течение 3–4 и 7–12 мес. инкубирования фактор “минеральные добавки” отвечал за 63 и 37% общей дисперсии *DecR* соответственно, а в течение 5–6 мес. эксперимента его влияние было незначимым. Влияние фактора “температура” на величину *DecR* было слабым в течение 3–4 мес. инкубирования и становилось незначимым, начиная с пятого месяца эксперимента. Взаимодействие факторов, напротив, было наиболее существенным в течение 5–12 мес. эксперимента, объясняя 60–77% дисперсии *DecR*. За время всего эксперимента дисперсия средней величины *DecR* на 59% объяснялась влиянием минеральных добавок и на 37% – влиянием температуры.

Общие потери C-CO₂ из ПКС за 12 месяцев эксперимента. При поддержании постоянной и достаточной влажности суммарные потери C в форме CO₂ (*TotL-C*) из ПКС в течение 12 мес. эксперимента варьировали от 74–77 до 185–187 г C/(кг коры) в зависимости от температуры и состава смеси (табл. 4). Эти значения соответствовали минерализации 16–17 и 40–41% от исходного (до инкубации) содержания C в коре, составляющем 450 г C/кг коры.

Максимальные потери C-CO₂ наблюдали на варианте ПКС-NP при 2 и 12°C, а минимальные значения *TotL-C* регистрировали на варианте ПКС при тех же температурах. В зависимости от состава ПКС, величина *TotL-C* наиболее существенно варьировала при 2 и 12°C (от 74–77 до 185–187 г C/кг коры), и слабо изменялась при 22°C (139–158 г C/кг коры). Внесение минеральных добавок N и P увеличивало долю потерь C от их исходного содержания в 1.5–2.6 раза при 2 и 12°C и не оказывало значимого влияния при 22°C. Двухфакторный дисперсионный анализ показал, что фактор “минеральные добавки” отвечал за 57% дисперсии общих потерь C-CO₂ из ПКС, тогда как фактор “температура” объяснял только 18% дисперсии величины *TotL-C* (табл. 5).

Оценка констант и периодов разложения коры хвойных пород. Константы разложения КХП при поддержании постоянной и достаточной влажности субстратов при инкубировании постепенно

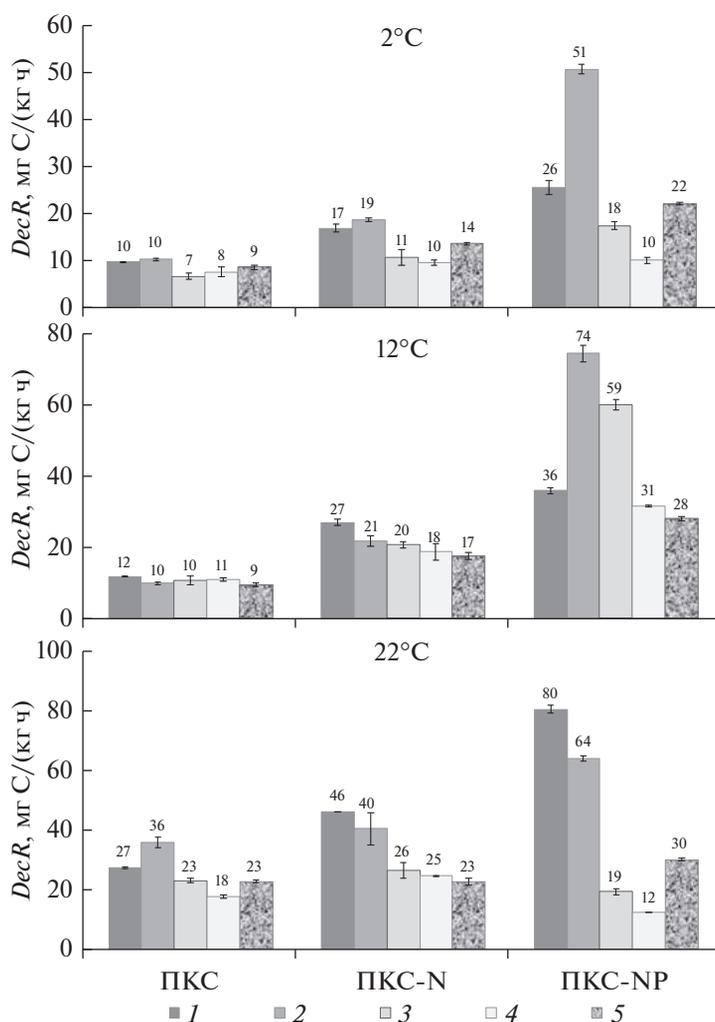


Рис. 4. Средняя скорость выделения $C-CO_2$ из почвенно-коровых субстратов различного состава при температурах 2, 12 и 22°C в течение различных стадий проведения инкубационного эксперимента: 1–2 мес. (1), 3–4 мес. (2), 5–6 мес. (3), 7–12 мес. (4), 1–12 мес. (5).

возрастали с увеличением температуры только на вариантах ПКС и ПКС-N и незначительно варьировали в варианте ПКС-NP (табл. 6). Факторы “минеральные добавки” и “температура” объясняли соответственно 78 и 15% дисперсии констант разложения исследуемых смесей (табл. 5).

Период полуразложения ПКС ($T_{0,5}$) также зависел от состава смеси и температуры проведения эксперимента, демонстрируя закономерности, идентичные тем, которые установлены для константы разложения. Самое короткое время полуразложения (~1 год) было характерно для вариан-

Таблица 2. Температурные коэффициенты Q_{10} для $DecR$ ПКС различного состава на разных стадиях проведения эксперимента и в различных температурных интервалах

Температурный интервал	Вариант опыта	Температурные коэффициенты Q_{10}				
		1-2 мес.	3-4 мес.	5-6 мес.	7-12 мес.	1-12 мес.
2–12°C	ПКС	1.2	0.9	1.6	1.4	1.1
	ПКС-N	1.6	1.1	1.9	1.9	1.3
	ПКС-NP	1.4	1.5	3.4	3.1	1.3
12–22°C	ПКС	2.4	3.7	2.2	1.6	2.5
	ПКС-N	1.7	1.9	1.3	1.3	1.3
	ПКС-NP	2.3	0.9	0.3	0.4	1.1

Примечание. Здесь и далее: ПКС – кора + почва; ПКС-N – кора + почва + N; ПКС-NP – кора + почва + N + P.

Таблица 3. Влияние минеральных добавок и температуры на величину *DecR* на различных стадиях эксперимента (результаты двухфакторного дисперсионного анализа)

Фактор	1–2 месяца			3–4 месяца			5–6 месяца			7–12 месяца			1–12 месяца		
	<i>F</i>	<i>p</i>	η^2 , %	<i>F</i>	<i>p</i>	η^2 , %	<i>F</i>	<i>p</i>	η^2 , %	<i>F</i>	<i>p</i>	η^2 , %	<i>F</i>	<i>p</i>	η^2 , %
Температура (<i>T</i>)	1021	<0.0001	46.7	7	0.01	5.6	0.03	0.97	0.2	0.7	0.52	1.2	207	<0.0001	37.4
Минеральные добавки (МД)	1093	<0.0001	49.9	74	<0.0001	63.1	3.2	0.07	17.5	22	<0.0001	37.3	325	<0.0001	58.8
<i>T</i> × МД	73	<0.0001	3.4	35	<0.0001	30.4	13.9	<0.0001	76.8	35	<0.0001	59.8	20	<0.0001	3.7
Ошибка			0.0			0.9			5.5			1.7			0.2

Примечание. Здесь и далее: η^2 – доля дисперсии (%), обусловленная каждым фактором и их взаимодействием.

Таблица 4. Общие потери С-СО₂ (*TotL-C*) из почвенно-коровых субстратов разного состава при различных температурах за 12 мес. инкубационного эксперимента и их доля от исходного содержания С до начала эксперимента (среднее (стандартная ошибка, SE))

Вариант	<i>TotL-C</i> , г С/кг коры			<i>TotL-C</i> , % от начального содержания С в коре		
	2°C	12°C	22°C	2°C	12°C	22°C
ПКС	74 (5)	77 (4)	152 (31)	16 (1)	17 (1)	33 (7)
ПКС-N	110 (4)	128 (11)	139 (16)	24 (1)	28 (2)	30 (4)
ПКС-NP	187 (4)	185 (6)	158 (2)	41 (1)	40 (1)	34 (0)

Таблица 5. Влияние минеральных добавок и температуры на величину *TotL-C* и константы разложения (результаты двухфакторного дисперсионного анализа)

Фактор	<i>TotL-C</i>			<i>k</i>		
	<i>F</i>	<i>p</i>	η^2 , %	<i>F</i>	<i>p</i>	η^2 , %
Температура (<i>T</i>)	25.4	<0.0001	17.8	51.5	<0.0001	15.2
Минеральные добавки (МД)	80.7	<0.0001	56.5	265.2	<0.0001	78.2
<i>T</i> × МД	35.6	<0.0001	25.0	21.6	<0.0001	6.4
Ошибка			0.7			0.3

Таблица 6. Константы разложения (*k*), период полуразложения *T*_{0.5} и полное время разложения *T*_{0.95} КХП в составе почвенно-коровых субстратов различного состава при различных температурах за 12 мес. инкубационного эксперимента (среднее (SE))

Вариант	<i>k</i> , 1/год			<i>T</i> _{0.5} , лет			<i>T</i> _{0.95} , лет		
	2°C	12°C	22°C	2°C	12°C	22°C	2°C	12°C	22°C
ПКС	0.17 (0.01)	0.19 (0.01)	0.50 (0.02)	3.98 (0.13)	3.73 (0.23)	1.40 (0.04)	17.2 (0.5)	16.2 (1.0)	6.0 (0.2)
ПКС-N	0.30 (0.01)	0.37 (0.01)	0.52 (0.05)	2.33 (0.05)	1.88 (0.07)	1.36 (0.14)	10.1 (0.2)	8.1 (0.3)	5.9 (0.6)
ПКС-NP	0.68 (0.02)	0.75 (0.03)	0.67 (0.01)	1.04 (0.02)	0.93 (0.03)	1.03 (0.02)	4.5 (0.1)	4.0 (0.1)	4.5 (0.1)

та ПКС-NP, и оно не зависело от температуры (табл. 6). Наиболее длительное время полуразложения (~4 года) демонстрировали ПКС без добавок при температурах 2 и 12°C. Согласно нашим оценкам, для полного разложения КХП в составе почвенно-коровых субстратов требуется от 4 до

17 лет в зависимости от их состава и температуры инкубирования.

Таким образом, при поддержании постоянной и достаточной влажности внесение минеральных добавок оказало существенный эффект на общие потери С-СО₂, константы и время разложения

ПКС только при температурах 2 и 12°C. При 22°C перечисленные показатели не зависели от состава ПКС. В целом температурный фактор объяснял 15–18% дисперсии величины k и $TotL-C$, в то время как фактор “минеральные добавки” объяснял 57–78% варируемости этих величин.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Влияние минеральных добавок на процессы разложения КХП. Подобно большинству растительных материалов [2, 56], в составе исследуемой смеси коры хвойных пород, преобладающим элементом является С при существенно более низком содержании других биофильных элементов, что значительно ограничивает интенсивность биогенного разложения растительных остатков в условиях несбалансированных (для деструкторов) пропорций питательных веществ [1, 8, 11]. Концентрации N и P в древесине и коре являются недостаточными для создания и поддержания активности микробной биомассы организмов-деструкторов [15, 16, 49]. В процессе биогенного разложения КХП в составе почвенно-коровых субстратов, куда добавляли минеральный N, происходило существенное обогащение смесей азотом и уменьшалось отношение C/N (рис. 1, S1). В 12-месячных лабораторных экспериментах по компостированию коры осины, сосны, ели и лиственницы было показано, что доступность N является ключевым фактором для стимуляции процесса распада коры [13]. В наших более ранних экспериментах с ПКС на основе коры осины было выявлено, что внесение добавок N и P в виде минеральных удобрений сдвигало соотношение C/N и C/P в сторону более благоприятных условий для сообщества микроорганизмов и существенно увеличивало скорость разложения коры осины [41].

В настоящем исследовании добавление минеральных форм N и P значительно увеличивало значения *DecR* при всех изученных температурах, но преимущественно в первые 4–6 мес. эксперимента (рис. 5). Аналогично для ПКС на основе коры осины, одновременное внесение азотно-фосфорных удобрений в почвенно-коровые смеси на основе КХП приводило к большему эффекту, чем внесение только минерального азота. Сходные результаты – очевидное увеличение *DecR* за счет добавления минеральных азотно-фосфорных удобрений к композициям на основе древесной коры – были продемонстрированы в однолетних лабораторных экспериментах для коры осины, сосны, ели и лиственницы [12, 13]. Было показано, что после пяти месяцев компостирования сосновой коры с добавками минеральных азотно-фосфорных удобрений количество биомассы грибов увеличилось в пять раз по сравнению с чистой сосновой корой [13]. Предполагается, что распад коры

и древесных тканей непосредственно связан с активностью ферментов, разрушающих целлюлозу и лигнин, путем распределения ресурсов и, как правило, ограничен доступностью N и/или P [54, 55]. При низкой доступности свободных N и P микроорганизмы затрачивают больше энергии на синтез эктоэнзимов, чтобы получить необходимое количество N и P из органических материалов [54, 55]. Было обнаружено, что скорость разложения древесных материалов покрытосеменных пород положительно коррелирует с такими характеристиками древесины, как концентрации P и N [62]. В нашем эксперименте средняя скорость разложения ПКС за 12 мес. инкубирования и общие потери С за это время также положительно коррелировали с концентрацией N и P и были отрицательно связаны с отношениями C/N, C/P и концентрацией N в КХП по окончании опыта.

Из-за различий между влиянием минеральных добавок N и P на микробное сообщество, процессы минерализации и иммобилизации питательных веществ идут при внесении этих элементов разными путями, причем усвоение P инициирует более ощутимые потоки веществ, чем усвоение N [48, 57]. Взаимодействия между N и P для биохимических и микробных процессов сложны, особенно для N, который содержится в нуклеиновых кислотах, полисахаридах, белках и гуминовых веществах [54]. Кроме того, некоторые зарубежные исследователи [28, 54] отмечают, что повышенная доступность P при внесении фосфорных удобрений также может уменьшать ингибирующее влияние минерального N во время разложения древесной коры. Ранее, на примере коры осины мы показали, что влияние совместного применения N и P привело к более глубоким биохимическим изменениям состава ПКС после 12-месячного инкубирования, чем добавление одного азота [41]. В настоящем эксперименте при всех температурах наблюдали более выраженное уменьшение содержания C, N, Cel и отношения Cel/Lig в КХП при одновременном внесении N и P по сравнению с внесением одного азота (рис. 1, 2, S1). Остаточные количества Eth-Ext и Lig подчинялись обратной закономерности при всех температурах: их содержание в КХП в конце эксперимента при совместном добавлении N и P было больше, чем при внесении только N, то есть совместное внесение N и P ингибировало разложение лигнина и спирторастворимых веществ. Таким образом, добавляя к исходным ПКС минеральные формы N и P, мы получили разные типы условий, которые характеризуются разными соотношением основных биофильных элементов – C/N, C/P, P/N (рис. 1). В одних субстратах (ПКС-N) были созданы более благоприятные условия для разрушения лигнина и особенно экстрактивных веществ (среди которых, вероятно, есть те, которые придают древесине устойчивость к биодеградации,

то есть в принципе плохо разлагаются), а в других (ПКС-NP) – деградация лигнина практически не происходила, а экстрактивных веществ – замедлялась, но при этом активно утилизировалась целлюлоза. При температуре 22°C утилизация лигнина происходила менее активно, чем при 2 и 12°C, о чем свидетельствуют более высокие отношения Lig/N и Lig/Cel (рис. 2). По-видимому, по этой причине общие потери С в варианте ПКС-NP были самыми низкими при 22°C.

На примере растений было показано, что для нормального развития микоризы, обеспечивающей растения аммонийным азотом, необходимо определенное соотношение P/N в почве [20]. Если и азот, и фосфор лимитированы, то микориза гриба первоначально преобразует недоступные формы фосфора, извлекая энергию, которая в дальнейшем будет использована бактериями для фиксации азота [19]. Напротив, избыток фосфора не способствует улучшению потребления азота за счет азотфиксирующих бактерий. Так, например, при увеличении содержания фосфора в почве больше, чем ~140 мг/кг микориза становится неэффективна, что ухудшает потребление азота [14, 18].

В нашем эксперименте было выявлено также, что добавки минеральных форм N и P значительно (в 1.5–2.6 раза) увеличивали общие потери C-CO₂ и константы разложения только при температурах 2 и 12°C (табл. 4). Добавление минеральных форм N и P при 22°C на эти показатели не влияло. Но, несмотря на это, периоды полуразложения ($T_{0.5}$) и полного разложения ($T_{0.95}$) КХП в составе ПКС были самыми короткими при совместном применении N и P, составляя около 1 года и 4–4.5 лет соответственно и не зависели от температуры. Время, необходимое для полного разложения КХП в зоне бореальных лесов в естественных условиях, будет наиболее близким к величине $T_{0.95}$ для варианта ПКС при температуре 2°C и, согласно нашим оценкам, может составлять 17 лет. Обнаружены тесные положительные корреляционные связи между величиной $T_{0.95}$ и отношением C/N ($r = 0.75$; $P = 0.04$), подтверждая высказанное выше утверждение, что доступность N является ключевым фактором для стимуляции процесса разложения КХП. Аналогичные взаимосвязи были обнаружены в 12-месячных лабораторных экспериментах по компостированию композиций с корой осины, сосны, ели и лиственницы [13]. В естественных условиях, когда кора прикреплена к стволу, в процессе разложения происходит накопление азота [47, 50, 53], а в коре в составе порубочных остатков такого накопления не происходит [5].

Дисперсионный анализ показал, что качество субстрата было ключевым фактором, регулирующим процесс разложения КХП на всех этапах проведения эксперимента. Минеральные добав-

ки N и P влияли на соотношения C/N и Lig/Cel во время длительной инкубации КХП и вызывали значительное увеличение величин $DecR$, k и общих потерь углерода, тем самым уменьшая время ее разложения. Из-за сдвига в соотношениях C/N и C/P в сторону более благоприятных условий для сообщества микроорганизмов, влияние совместного внесения N и P в ПКС на основе КХП было заметнее, чем эффект от добавления только N.

Влияние температуры на процессы разложения ПКС. В условиях достаточного увлажнения температура является ключевым абиотическим фактором, контролирующим процесс разложения органических веществ почвы [37, 40], растительного опада [42, 43] и древесных остатков, включая древесную кору [37, 41, 45]. Повышение температуры окружающей среды приводило к значительному увеличению скорости разложения древесных остатков, если не было ограничения по содержанию влаги [29, 35, 44, 64, 65]. В нашем лабораторном эксперименте увеличение температуры в интервале 2–22°C значимо влияло на увеличение значений $DecR$ только за первые два месяца инкубирования, объясняя менее половины (47%) дисперсии величины $DecR$ (табл. 3). На более поздних стадиях эксперимента (5–12-й месяцы) влияние температуры было незначимым, а основным фактором, определяющим скорость разложения КХП, был состав ПКС. Возможное объяснение полученных результатов состоит в том, что в течение первого периода инкубации в КХП присутствовали легкоразлагаемые субстраты, разложение которых происходило с достаточно высокой скоростью и без внесения N и P. Позднее, когда в составе КХП преобладающими компонентами являются целлюлоза и лигнин, ключевым фактором, определяющим скорость разложения КХП, становится качество субстрата, то есть доступность N и P для организмов-деструкторов. Было выявлено, что увеличение температуры инкубирования с 12 до 22°C вызывало заметный рост скорости разложения ПКС без применения добавок, а температурная чувствительность $DecR$ на всех этапах проведения эксперимента была существенно выше, чем соответствующие значения Q_{10} для скорости разложения КХП в смесях с минеральными добавками (табл. 2).

В последнее время было выявлено, что температура влияет на биогенное разложение растительных остатков за счет сочетания прямых и косвенных эффектов [51]. Прямой эффект приводит к изменениям скоростей ферментативно-катализируемых микробных процессов, тогда как косвенный эффект проявляется в изменении структуры микробных сообществ [17, 22]. Кроме того, активность разложения значительно варьирует среди грибов, означая, что состав грибного сообщества играет важную роль в регулировании скоростей разложения древесных остатков [26, 30, 51].

Поэтому процесс биохимической трансформации КХП в составе почвенно-коровых смесей очень сложный и отражает взаимосвязанный эффект биотических и абиотических факторов, а также прямые и косвенные температурные эффекты.

Проведенные исследования имеют не только теоретический, но и практический аспект. Так, переработка древесины связана с получением большого количества отходов. В первую очередь, это отходы окорки древесины, образующиеся при ее подготовке к производству целлюлозы, древесной массы и других полуфабрикатов, скапливающиеся в отвалах [4]. Проблема утилизации таких отходов весьма актуальна и может происходить либо путем их сжигания, либо путем их использования в качестве основного компонента для производства органических компостов, в которые добавляют минеральные удобрения, чтобы получить сбалансированный по основным элементам питания субстрат [13].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Состав почвенно-коровых субстратов и температура проведения эксперимента оказали существенное влияние на динамику разложения, суммарные потери $C-CO_2$ за 12 мес. эксперимента и константу разложения коры хвойных пород. Температура существенно влияла на скорость разложения КХП только в течение первых двух месяцев инкубирования, когда общее количество питательных веществ в ней было достаточно высоким и ограничивало процесс разложения КХП в незначительной степени. На более поздних стадиях разложения ведущим фактором становится состав ПКС, поскольку концентрация биогенных элементов N и P уже в более значительной степени может лимитировать разложение более устойчивых компонентов коры – целлюлозы и лигнина. Мы показали, что совместное влияние температуры и минеральных добавок на процессы разложения КХП зависело от стадии проведения эксперимента и было максимальным в первые 5–6 мес. инкубирования. Применение минеральных добавок для ускорения процессов компостирования почвенно-коровых субстратов на основе КХП и получения композиций, более сбалансированных по основным питательным элементам, представляется перспективным в целях утилизации отходов лесозаготовительной и деревообрабатывающей промышленности.

БЛАГОДАРНОСТЬ

Авторы благодарны специалистам из аналитической лаборатории Института леса Карельского научного центра РАН за качественное выполнение химических и биохимических анализов.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена в рамках Государственного задания ФИЦ ПНЦБИ РАН (рег. № АААА-А18-118013190177-9) и Государственного задания ФИЦ КарНЦ РАН при финансовой поддержке РФФИ (проект № 19-04-01282а).

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

ДОПОЛНИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Рис. S1. Влияние температуры и минеральных добавок на содержание N (А), Н (Б), Р (В) и отношение С/Р (Г) в коре хвойных пород после 12 мес. инкубирования почвенно-коровых субстратов: исходная кора (контроль, 1), ПКС (2), ПКС-N (3), ПКС-NP (4).

Таблица S1. Коэффициенты корреляции Спирмена между концентрациями С, Р, N, Н, Р, Cel, Lig, Eth-Ext, их отношениями, значениями рН(H_2O) и зольностью коры в конце проведения эксперимента.

Таблица S2. Коэффициенты корреляции Спирмена между общими потерями $C-CO_2$ за время всего эксперимента (*TotL-C*), средними величинами *DecR* на разных стадиях эксперимента и концентрациями С, Р, N, Н, Р, Cel, Lig, Eth-Ext, их отношениями, значениями рН(H_2O) и зольностью коры в конце проведения эксперимента.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Ведрова Э.Ф.* Разложение органического вещества лесных подстилок // Почвоведение. 1997. № 2. С. 216–223.
2. *Гелес И.С.* Древесная биомасса и основы экологически приемлемых технологий ее химико-механической переработки. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2001. 382 с.
3. *Гришина Л.А., Копцик Г.Н., Макаров М.И.* Трансформация органического вещества почв. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1990. 88 с.
4. *Девятловская А.Н., Журавлева Л.Н., Девятловский Н.В.* Утилизация древесной коры девевоперерабатывающих предприятий // Актуальные проблемы лесного комплекса. 2010. № 27. С. 51–54.
5. *Капица Е.А., Шорохова Е.В., Ромашкин И.В., Галибина Н.А., Никерова К.М., Казарцев И.А.* Разложение коры в составе порубочных остатков после сплошных рубок в среднетаежных лесах // Лесоведение. 2019. № 1. С. 38–48. <https://doi.org/10.1134/S0024114819010066>
6. *Кузнецов М.А.* Влияние условий разложения и состава опада на характеристики и запас подстилки в средне-таежном чернично-сфагновом ельнике // Лесоведение. 2010. № 6. С. 54–60.
7. *Курганова И.Н., Лопес де Гереню В.О., Аблеева В.А., Быховец С.С.* Климат южного Подмосковья: современные тренды и оценка экстремальности // Фун-

- даментальная и прикладная климатология. 2017. № 4. С. 62–78.
<https://doi.org/10.21513/2410-8758-2017-4-66-82>
8. Ларионова А.А., Квиткина А.К., Быховец С.С., Лопес де Гереню В.О., Колягин Ю.Г., Каганов В.В. Влияние азота на минерализацию и гумификацию лесных опавов в модельном эксперименте // Лесоведение. 2017. № 2. С. 128–139.
 9. Никонова Л.Г., Курганова И.Н., Лопес де Гереню В.О., Жмурин В.А., Головацкая Е.А. Влияние абиотических факторов на разложение опада растений-торфообразователей в инкубационном эксперименте // Вестн. Том. гос. ун-та. Биология. 2019. № 46. С. 148–170.
<https://doi.org/10.17223/19988591/46/8>
 10. Оболенская А.В., Ельницкая З.П., Леонович А.А. Лабораторные работы по химии древесины и целлюлозы. М.: Экология, 1991. 320 с.
 11. Семенов В.М., Ходжаева А.К. Агроэкологические функции растительных остатков в почве // Агрохимия. 2006. № 7. С. 63–81.
 12. Ульянова О.А., Нечаева (Бабур) А.С., Хижняк С.В. Трансформация сосновой коры и композиций на ее основе // Вестник КрасГАУ. 2009. № 11. С. 126–130.
 13. Ульянова О.А., Чупрова В.В. Минерализация коры различных видов деревьев и удобрительных композиций на ее основе // Агрохимия. 2015. № 2. С. 33–45.
<https://doi.org/10.14258/jcprm.2018043847>
 14. Abbott L.K., Robson A.D. Growth of subterranean clover in relation to the formation of endomycorrhizas by introduced and indigenous fungi in a field soil // New Phytologist. 1978. V. 81. P. 575–585.
<https://doi.org/10.1111/j.1469-8137.1978.tb01631.x>
 15. Alexander M.L. Introduction to soil microbiology. N.Y.: John Wiley and Sons, 1977. 472 p.
 16. Allison F.E. Decomposition wood and bark sawdusts in soil, nitrogen requirements, and effect on plants // Technical Bulletin № 1332. Agricultural Research Service. United States Department of Agriculture. 1965. 58 p.
 17. Allison S.D., Wallenstein M.D., Bradford M.A. Soil-carbon response to warming dependent on microbial physiology // Nature Geoscience. 2010. V. 3. P. 336–340.
<https://doi.org/10.1038/NCEO846>
 18. Amijee F., Tinker P.B., Stribley D.P. The development of endomycorrhizal root systems. VII. A detailed study of effects of soil phosphorus on colonization // New Phytologist. 1989. V. 111. P. 435–446.
 19. Artursson V., Finlay R.D., Jansson J.K. Interactions between arbuscular mycorrhizal fungi and bacteria and their potential for stimulating plant growth // Environmental Microbiology. 2006. V. 8. P. 1–10.
<https://doi.org/10.1111/j.1462-2920.2005.00942.x>
 20. Baum C., Makeschin F. Effects of nitrogen and phosphorus fertilization on mycorrhizal formation of two poplar clones (*Populus trichocarpa* and *P. tremula* × *tremuloides*) // J. Plant Nutrition and Soil Science. 2000. V. 163. P. 491–497.
[https://doi.org/10.1002/1522-2624\(200010\)163:5<491:AID-JPLN491>3.0.CO;2-3](https://doi.org/10.1002/1522-2624(200010)163:5<491:AID-JPLN491>3.0.CO;2-3)
 21. Benbi D.K., Khosa M.K. Effects of Temperature, Moisture, and Chemical Composition of Organic Substrates on C Mineralization in Soils // Communications in Soil Science and Plant Analysis. 2014. V. 45(21). P. 2734–2753.
<https://doi.org/10.1080/00103624.2014.950423>
 22. Bradford M.A. Thermal adaptation of decomposer communities in warming soils // Front. Microbiol. 2013. V. 4. Article 333.
<https://doi.org/10.3389/fmicb.2013.00333>
 23. Browning B.L. Methods of Wood Chemistry. New York, London: Intersci. Publ. 1967. V. 2. 498 p.
<https://doi.org/10.1002/pol.1968.160061112>
 24. Chen H., Harmon M.E., Griffiths R.P., Hicks W. Effects of temperature and moisture on carbon respired from decomposing woody roots // For. Ecol. Manag. 2000. V. 138. P. 51–64.
 25. Cornwell W.K., Cornelissen J.H.C., Allison S.D., Bauhus J., Eggleton P., Preston C.M., Scarff F., Weedon J.T., Wirth C., Zanne A.E. Plant traits and wood fates across the globe: rotted, burned, or consumed? // Global Change Biol. 2009. V. 15. P. 2431–2449.
<https://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2009.01916.x>
 26. Crowther T.W., Boddy L., Jones T.H. Outcomes of fungal interactions are determined by soil invertebrate grazers // Ecol. Lett. 2011. V. 14. P. 1134–1142.
<https://doi.org/10.1111/j.1461-0248.2011.01682.x>
 27. Dence C.W. The determination of lignin // Methods of Lignin Chemistry. Berlin: Springer-Verlag, 1992. P. 33–61.
https://doi.org/10.1007/978-3-642-74065-7_3
 28. Fog K. The effect of added nitrogen on the rate of decomposition of organic matter // Biol. Rev. 1988. V. 63. P. 433–462.
 29. Forrester J.A., Mladenoff D.J., Gower S.T., Stoffel J.L. Interactions of temperature and moisture with respiration from coarse woody debris in experimental forest canopy gaps // Forest Ecol. Manag. 2012. V. 265. P. 124–132.
<https://doi.org/10.1016/j.foreco.2011.10.038>
 30. Gessner M.O., Swan C.M., Dang C.K., McKie B.G., Bardgett R.D., Wall D.H., Hättenschwiler S. Diversity meets decomposition // Trends Ecol. Evol. 2010. V. 25. P. 372–380.
<https://doi.org/10.1016/j.tree.2010.01.010>
 31. Harmon M.E., Franklin J.F., Swanson F.J., Sollins P., Gregory S.V., Lattin N.G., Sedell J.R., Lienkaemper G.W., Cromack K., Jr., Cummins K.W. Ecology of coarse woody debris in temperate ecosystems // Advan. Ecol. Res. 1986. V. 15. P. 133–302.
 32. Hobbie S.E., Vitousek P.M. Nutrient limitation of decomposition in Hawaiian forests // Ecology. 2000. V. 81. P. 1867–1877.
[https://doi.org/10.1890/0012-9658\(2000\)081\[1867:NLO-DIH\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1890/0012-9658(2000)081[1867:NLO-DIH]2.0.CO;2)
 33. Houba V.J.G., Lexmond Th.M., Novozamsky I., van der Lee J.J. State of the art and future developments in soil analysis for bioavailability assessment // Science of the Total Environment. 1996. V. 178. P. 21–28.
[https://doi.org/10.1016/0048-9697\(95\)04793-X](https://doi.org/10.1016/0048-9697(95)04793-X)
 34. Hu Z., Xu C., McDowell N.G., Johnson D.J., Wang M., Luo Y., Zhou X., Huang Z. Linking microbial community composition to C loss rates during wood decomposition // Soil Biol. Bioch. 2017. V. 104. P. 108–116.
<https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2016.10.017>

35. Jomura M., Kominami Y., Tamai K., Miyama T., Goto Y., Dannoura M., Kanazawa Y. The carbon budget of coarse woody debris in a temperate broad-leaved secondary forest in Japan // *Tellus B*. 2007. V. 59. P. 211–222.
<https://doi.org/10.1111/j.1600-0889.2006.00234.x>
36. Kahl T., Arnstadt T., Baber K., Bässler C., Bauhus J., Borken W., Buscot F., Floren A., Heibl C., Hessenmöller D., Hofrichter M., Hoppe B., Kellner H., Krüger D., Linsenmair K.E., Matzner E., Otto P., Purahong W., Seilwinder C., Schulze E.-D., Wende B., Weisser W.W., Gossner M.M. Wood decay rates of 13 temperate tree species in relation to wood properties, enzyme activities and organismic diversities // *Forest Ecol. Manag.* 2017. V. 391. P. 86–95.
<https://doi.org/10.1016/j.foreco.2017.02.012>
37. Kätterer T., Reichstein M., Andren O., Lomander A. Temperature dependence of organic matter decomposition: a critical review using literature data analyzed with different model // *Biol. Fertil. Soils*. 1998. V. 27. P. 258–262.
38. Kazartsev I., Shorohova E., Kapitsa E., Kushnevskaya E. Decaying *Picea abies* log bark hosts diverse fungal communities // *Fungal Ecology*. 2018. V. 33. P. 1–12.
<https://doi.org/10.1016/j.funeco.2017.12.005>
39. Knorr M., Frey S.D., Curtis P.S. Nitrogen additions and litter decomposition: A meta-analysis // *Ecology*. 2005. V. 86. P. 3252–3257.
<https://doi.org/10.1890/05-0150>
40. Kurganova I.N., Lopes de Gerenyu V.O., Gallardo Lancha J.F., Oehm C.T. Evaluation of the Rates of Soil Organic Matter Mineralization in Forest Ecosystems of Temperate Continental, Mediterranean, and Tropical Monsoon Climates // *Euras. Soil Sci.* 2012. V. 45(1). P. 68–79.
<https://doi.org/10.1134/S1064229312010085>
41. Kurganova I., Lopes de Gerenyu V., Natalia Galibina N., Kapitsa E., Shorohova E. Coupled effect of temperature and mineral additions facilitates decay of aspen bark // *Geoderma*. 2018. V. 316 P. 27–37.
<https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2017.12.014>
42. Larionova A.A., Maltseva A.N., Lopes de Gerenyu V.O., Kvitkina A.K., Bykhovets S.S., Zolotareva B.N., Kudeyarov V.N. Effect of temperature and moisture on the mineralization and humification of leaf litter in a model incubation experiment // *Eurasian Soil Science*. 2017. № 4. P. 422–431.
<https://doi.org/10.1134/S1064229317020089>
43. Nikonova L.G., Golovatskaya E.A., Kur'ina I.V., Kurganova I.N. Decomposition Rate of Peat-Forming Plants in Oligotrophic Bogs of the Southern Taiga Subzone of Western Siberia: Assessment of the Effect of Water Table Level and Peat Deposit Temperature // *Eurasian Soil Science*. 2019. V. 52. № 9. P. 1101–1111.
<https://doi.org/10.1134/S1064229319090060>
44. Ohtsuka T., Shizu Y., Hirota M., Yashiro Y., Shugang J., Iimura Y., Koizumi H. Role of coarse woody debris in the carbon cycle of Takayama forest, central Japan // *Ecol Res*. 2014. V. 29. P. 91–101.
<https://doi.org/10.1007/s11284-013-1102-5>
45. Olajuyigbe S., Tobin B., Nieuwenhuis M. Temperature and moisture effects on respiration rate of decomposing logs in a Sitka spruce plantation in Ireland // *Forestry*. 2012. V. 85(4). P. 485–496.
<https://doi.org/10.1093/forestry/cps045>
46. Olson J. Energy storage and the balance of producers and decomposers in ecological systems // *Ecology*. 1963. V. 44(2). P. 322–331.
<https://doi.org/10.2307/1932179>
47. Palviainen M., Laiho R., Mäkinen H., Finér L. Do decomposing Scots pine, Norway spruce, and silver birch stems retain nitrogen? // *Can. J. For. Res.* 2008. V. 38(12). P. 3047–3055.
<https://doi.org/10.1139/X08-147>
48. Plante A.F. Soil biogeochemical cycling of inorganic nutrients and metals // *Soil microbiology, ecology and biochemistry*. Elsevier, New York, New York, USA. 2005. P. 389–432.
49. Qualls R.G., Richardson C.J. Phosphorus Enrichment Affects Litter Decomposition, Immobilization, and Soil Microbial Phosphorus in Wetland Mesocosms // *Soil Sci. Soc. Am. J.* 2000. V. 64. P. 799–808.
<https://doi.org/10.2136/sssaj2000.642799x>
50. Romashkin I., Shorohova E., Kapitsa E., Galibina N., Nikerova K. Carbon and nitrogen dynamics along the log bark decomposition continuum in a mesic old-growth boreal forest // *European J. Forest Research*. 2018. V. 137(5). P. 643–657.
<https://doi.org/10.1007/s10342-018-1131-2>
51. Rubenstein M.A., Crowther T.W., Maynard D.S., Schilling J.S., Bradford M.A. Decoupling direct and indirect effects of temperature on decomposition // *Soil Biol. Bioch.* 2017. V. 112. P. 110–116.
<https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2017.05.005>
52. Semenov V.M., Pautova N.B., Lebedeva T.N., Khromychkina D.P., Semenova N.A., Lopes de Gerenyu V.O. Plant Residues Decomposition and Formation of Active Organic Matter in the Soil of the Incubation Experiments // *Eurasian Soil Science*. 2019. V. 52(10). P. 1183–1194.
<https://doi.org/10.1134/S1064229319100119>
53. Shorohova E., Kapitsa E., Kazartsev I., Romashkin I., Polevoi A., Kushnevskaya A. Tree species traits are the predominant control on the decomposition rate of tree log bark in a mesic old-growth boreal forest // *For. Ecol. Manag.* 2016. V. 377. P. 36–45.
<https://doi.org/10.1016/j.foreco.2016.06.036>
54. Sinsabaugh R.L., Antibus R.K., Linkins A.E., McLaugherty C.A., Rayburn L., Repert D., Weiland T. Wood decomposition: nitrogen and phosphorus dynamics in relation to extracellular enzyme activity // *Ecology* 1993. V. 74. P. 1586–1593.
<https://doi.org/10.2307/1940086>
55. Sinsabaugh R.L., Antibus R.K., Linkins A.E., Rayburn L., Repert D., Weiland T. Wood decomposition over a first-order watershed: mass loss as a function of exoenzyme activity // *Soil Biol. Bioch.* 1992. V. 24. P. 743–749.
[https://doi.org/10.1016/0038-0717\(92\)90248-V](https://doi.org/10.1016/0038-0717(92)90248-V)
56. Skonieczna J., Małek S., Polowy K., Węgiel A. Elements Content of Scots pine (*Pinus sylvestris* L.) stands of different densities // *Drewno Prace Naukowe Doniesienia Komunikaty*. 2014. V. 57(192). P. 77–87.
<https://doi.org/10.12841/wood.1644-3985.S13.05>
57. Stefano M., Trofymow J.A., Jackson R.B., Porporato A. Stoichiometric controls on carbon, nitrogen, and phos-

- phorus dynamics in decomposing litter // *Ecol. Monogr.* 2010. V. 80(1). P. 89–106.
<https://www.jstor.org/stable/27806875>
58. *Tan K.H.* Soil Sampling, preparation and analysis (2nd edition). Florida, USA. 2005. 623 p.
<https://trove.nla.gov.au/work/9640029>
59. *Taylor B.R., Parkinson D.* Aspen and pine leaf litter decomposition in laboratory microcosms. II. Interactions of temperature and moisture level // *Can. J. Bot.* 1988. V. 66. P. 1966–1973.
<https://doi.org/10.1139/b88-269>
60. *Thongjoo C., Miyagawa S., Kawakubo N.* Effects of Soil Moisture and Temperature on Decomposition Rates of Some Waste Materials from Agriculture and Agro-industry // *Plant Production Science.* 2005. V. 8(4). P. 475–481.
<https://doi.org/10.1626/ppls.8.475>
61. *Wang R., Goll D., Balkanski Y., Hauglustaine D., Boucher O., Ciais P., Janssens I., Penuelas J., Guenet B., Sardans J., Bopp L., Vuichard N., Zhou F., Li B., Piao S., Peng S., Huang Y., Tao S.* Global forest carbon uptake due to nitrogen and phosphorus deposition from 1850 to 2100 // *Glob Chang Biol.* 2017. V. 23(11). P. 4854–4872.
<https://doi.org/10.1111/gcb.13766>
62. *Weedon J.T., Cornwell W.K., Cornelissen J.H.C., Zanne A.E., Wirth C., Coomes D.A.* Global meta-analysis of wood decomposition rates: a role for trait variation among tree species? // *Ecol. Lett.* 2009. V. 12. P. 45–56.
<https://doi.org/10.1111/j.1461-0248.2008.01259.x>
63. *Winckler J.P., Cherry R.S., Schlesinger W.H.* The Q_{10} relationship of microbial respiration in a temperate forest soil // *Soil Biol. Biochem.* 1996. V. 28(8). P. 1067–1072.
[https://doi.org/10.1016/0038-0717\(96\)00076-4](https://doi.org/10.1016/0038-0717(96)00076-4)
64. *Wu J., Zhang X., Wang H., Sun J., Guan D.* Respiration of downed logs in an old-growth temperate forest in north-eastern China // *Scand. J. Forest Res.* 2010. V. 25. P. 500–506.
<https://doi.org/10.1080/02827581.2010.524166>
65. *Yoon T.K., Han S., Lee D., Han S.H., Noh N.J., Son Y.* Effects of sample size and temperature on coarse woody debris respiration from *Quercus variabilis* logs // *J. For. Res.* 2014. V. 19(2). P. 249–259.
<https://doi.org/10.1007/s10310-013-0412-3>
66. *Zhou L., Dai L., Gu H., Zhong L.* Review on the decomposition and influence factors of coarse woody debris in forest ecosystem // *J. For. Res.* 2007. V. 18(1). P. 48–54.
<https://doi.org/10.1007/s11676-007-0009-9>

The Influence of Temperature and Mineral Nitrogen and Phosphorus on the Decay Processes and the Composition of Soil-Bark Substrates

V. O. Lopes de Gerenyu¹, I. N. Kurganova^{1,*}, N. A. Galibina², E. A. Kapitsa³, and E. V. Shorohova^{2,3}

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

²*Forest Research Institute of the Karelian Research Centre of the Russian Academy of Sciences, Petrozavodsk, Republic of Karelia, 185910 Russia*

³*Saint Petersburg State Forestry University named S.M. Kirov, St. Petersburg, 194021 Russia*

*e-mail: ikurg@mail.ru

The bark of coniferous trees (BCT) is an essential component of boreal forest litter. Within the 12-month-long laboratory experiment with the soil-bark substrates (SBS), we estimated the influence of temperature and mineral additives of nitrogen (N) and phosphorus (P) at sufficient moisture on the decay rate (*DecR*) and decay constant (*k*) of BCT, the total loss of C–CO₂, and the changes in chemical composition of BCT at three contrasting temperatures (2, 12 and 22°C). The temperature coefficient Q_{10} for the average *DecR* during the entire experiment varied from 1.1 to 2.5, depending on the temperature range and composition of the SBS. The most significant impact of temperature on the decomposition dynamics was observed during the 1-st and the 2-d months of the experiment, explaining 47% of variability in the *DecR* values. At the later stages of the experiment, the composition of SBS determined by the addition of mineral forms N and P was a key factor, affecting the decay of BCT; it explained 18–63% of the *DecR* dispersion. The maximum losses of C–CO₂ (158–187 g C/(kg of bark) or 34–41% of the initial C content) were observed at 22°C. The most significant losses of ethanol-extractable compounds (56–64%) at all temperatures were observed in the variant with the mineral N addition, whereas the decrease of cellulose was most significant (64–69%) in the variant with combined application of N and P, and almost did not depend on temperature. Lignin losses were insignificant and comprised only 3–12% of their initial amount. The addition of mineral N and P was a key factor to stimulate the decomposition of BCT, significantly reducing its decomposition time and improving the quality of the resulting substrates.

Keywords: mineralization of organic substrates, incubation experiment, temperature coefficient Q_{10} , CO₂ emission, decay constant

УДК 631.416.9

МОНИТОРИНГ СОДЕРЖАНИЯ МАРГАНЦА, ЦИНКА И МЕДИ В ПОЧВАХ И РАСТЕНИЯХ ЦЕНТРАЛЬНО-ЧЕРНОЗЕМНОГО РАЙОНА РОССИИ© 2021 г. С. В. Лукин^а, *, Д. В. Жуйков^б^аЦентр агрохимической службы “Белгородский”, ул. Щорса, 8, Белгород, 308027 Россия^бБелгородский государственный национальный исследовательский университет,
ул. Победы, 85, Белгород, 308015 Россия

*e-mail: serg.lukin2010@yandex.ru

Поступила в редакцию 03.04.2020 г.

После доработки 21.04.2020 г.

Принята к публикации 27.05.2020 г.

В работе использованы материалы государственного агроэкологического мониторинга почв Белгородской области, полученные в 2015–2018 гг. В ходе исследований установлено, что основным источником поступления микроэлементов в агроценозы являются органические удобрения. С ними поступало 79.2% марганца, 87.3% цинка и 84.2% меди от общего количества элементов, внесенных с удобрениями и мелиорантами. В горизонте $A_{\text{пах}}$ чернозема обыкновенного (Haplic Chernozems) степной зоны содержание марганца было в 1.15, цинка – в 1.18, меди – в 1.14 раза больше, чем в черноземе типичном (Haplic Chernozems) лесостепной зоны. Для изучаемых микроэлементов характерно биофильное накопление в пахотном слое. Среднее валовое содержание марганца, цинка, меди в горизонте $A_{\text{пах}}$ было больше, чем в горизонте C_{Ca} , соответственно для чернозема типичного в 1.49, 1.17, 1.22 раза, а для чернозема обыкновенного – в 1.42, 1.22, 1.16 раза. По результатам сплошного мониторинга установлено, что низкая обеспеченность подвижными формами марганца была характерна для 38.6, цинка – 98.7, меди – 98.2% обследованных пахотных почв. Наиболее высокое содержание марганца установлено в зерне (1053 мг/кг) и соломе (841 мг/кг) белого люпина, цинка – в зерне этой же культуры (43.5 мг/кг), а меди – в зерне сои (10.5 мг/кг). Наиболее низкая аккумуляция марганца (9.22 мг/кг) и цинка (26.45 мг/кг) была характерна для зерна гороха, а меди – для зерна озимой пшеницы (3.60 мг/кг). В зерне озимой пшеницы, сои и белого люпина концентрация микроэлементов была больше, чем в соломе, а для растений гороха установлена обратная зависимость.

Ключевые слова: чернозем, коэффициент биологического поглощения, валовое содержание, удобрения, мелиоранты, содержание подвижных форм

DOI: 10.31857/S0032180X21010093

ВВЕДЕНИЕ

В современной земледелии дефицит подвижных форм важнейших микроэлементов в пахотных почвах многих российских регионов рассматривается как одна из причин, приводящая к снижению урожайности и ухудшению качества продукции многих сельскохозяйственных культур [17, 18, 25].

В растениях микроэлементы выполняют разнообразные биохимические функции, большинство из которых связано с активированием различных ферментов. Марганец активирует ферменты, участвующие в процессе фосфорилирования и синтезе РНК. При его недостатке в растениях нарушается синтез органических веществ и уменьшается содержание хлорофилла, что приводит к развитию хлороза. Цинк активирует более 300 ферментов, которые влияют на метаболизм углеводов, фосфатов, протеинов, образование гормонов роста и ДНК. При недостатке этого элемента происходит

формирование уменьшенных листьев асимметричной формы, растения остаются низкорослыми, наблюдается межжилковый хлороз. Большой недостаток цинка задерживает образование хлорофилла и сахарозы. Медь участвует в окислительно-восстановительных процессах, фотосинтезе, углеводном и белковом обменах. Благодаря этому элементу культурные растения лучше сопротивляются грибковым и бактериальным заболеваниям, улучшается стойкость к полеганию, повышается засухо- и морозостойчивость. Недостаток меди приводит к нарушениям в развитии корневой системы и замедляет рост растений [3, 30, 31, 34].

Поскольку изучаемые нами микроэлементы имеют атомную массу более 40 а. е., то к ним часто применяют термин “тяжелые металлы” и при высоком содержании в почве они могут стать токсичными для растений, накапливаться в продукции в концентрациях, опасных для теплокров-

Таблица 1. Среднее содержание органического вещества и рН_{H₂O} в профиле почв

Показатель	Генетический горизонт					
	A _{пах}	A	AB	B _{Ca}	BC _{Ca}	C _{Ca}
Чернозем типичный						
Средняя мощность горизонта, см	0–25	26–36	37–90	91–111	112–134	>135
Органическое вещество, %	5.6	5.0	3.6	2.1	1.3	1.0
рН _{H₂O}	6.7	6.9	7.5	8.0	8.1	8.1
Чернозем обыкновенный						
Средняя мощность горизонта, см	0–25	26–43	44–72	73–90	91–124	>125
Органическое вещество, %	5.2	4.8	4.1	2.9	1.9	1.6
рН _{H₂O}	7.8	7.9	7.9	8.1	8.3	8.3

ных. По степени токсичности цинк относится к первому классу, медь – ко второму, марганец – к третьему классу опасности.

Для нормирования валового содержания цинка и меди чаще всего используются ориентировочно допустимые концентрации (ОДК), которые для суглинистых и глинистых почв с рН > 5.5 соответственно составляют 220 и 132 мг/кг [5]. Для всех почв, вне зависимости от их гранулометрического состава и кислотности, предельно-допустимая концентрация (ПДК) валового марганца установлена на уровне 1500 мг/кг. Отечественными нормативами установлены ПДК для подвижных форм (извлекаемых ААБ с рН 4.8) марганца, цинка, меди, составляющие соответственно 140, 23, 3 мг/кг [4]. Действующим законодательством установлены максимально допустимые уровни (МДУ) содержания цинка (50 мг/кг) и меди (30 мг/кг) в кормах для сельскохозяйственных животных (в зерне, грубых и сочных кормах) [2]. Содержание марганца в продукции растительного происхождения, используемой в кормовых целях, не нормируется. В пищевой продукции содержание марганца, цинка и меди не регламентируется [22].

В зависимости от почвенно-климатических и геохимических особенностей региона, валовое содержание и концентрация подвижных форм микроэлементов сильно варьирует. Поэтому в соответствии с программой агроэкологического мониторинга, агрохимической службой России предусмотрено периодическое сплошное обследование почв сельскохозяйственного назначения на содержание подвижных форм марганца, цинка и меди. Кроме того, в рамках проведения локального мониторинга исследуется валовое содержание этих микроэлементов в почвах и сельскохозяйственной продукции. На основе анализа данной информации разрабатываются научно-обоснованные рекомендации по применению микроудобрений в современных агротехнологиях [9].

Цель исследований заключалась в изучении закономерностей распределения микроэлементов (Mn, Zn, Cu) в почвах и их накопления в растениях на территории юго-западной части ЦЧР.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Исследования проводились на территории Белгородской области, входящей в состав Центрально-Черноземного региона. Почвенный покров пашни представлен в лесостепной зоне в основном черноземами типичными (Haplic Chernozems) (44.8%) и выщелоченными (Luvic Chernozems) (25.7%), а в степной зоне – черноземами обыкновенными (Haplic Chernozems) (13.0% от общей площади пашни). Доля эродированной пашни в области составляет 47.9% [23, 24]. В среднем за 2015–2018 гг. общая посевная площадь составила 1428.5 тыс. га [21].

В работе использованы материалы сплошного агрохимического обследования пахотных почв. При проведении обследования одна объединенная почвенная проба, состоящая из 20–40 точечных проб, отбиралась из пахотного (0–25 см) слоя почвы с площади 20 га.

В рамках изучения географических закономерностей распределения элементов проводилось исследование 22 разрезов чернозема типичного тяжелосуглинистого, расположенного в Среднерусской лесостепной провинции, и 22 разрезов чернозема обыкновенного легкоглинистого, находящегося в Среднерусской провинции степных черноземов. Средняя мощность горизонтов почвенного профиля, содержание органического вещества почвы и значения рН_{H₂O} представлены в табл. 1.

Лабораторные исследования проводились в аккредитованной испытательной лаборатории ФГБУ “Центр агрохимической службы “Белгородский” по общепринятым методикам [13]. Валовое содержание элементов (экстрагент 5 М HNO₃)

и концентрацию их подвижных форм в почве, извлекаемых ацетатно-аммонийным буферным (ААБ) раствором с рН 4.8, определяли методом атомно-эмиссионной спектрометрии. Растительные образцы отбирались в лесостепной зоне Белгородской области. Количество анализируемых проб растениеводческой продукции было следующим: озимая пшеница, соя, горох, клевер, эспарцет, люцерна, луговое разнотравье – по 22 образца каждого вида растений, люпин белый – 20 образцов.

При статистической обработке полученных результатов испытаний проводились вычисления значений средних (\bar{x}), максимальных и минимальных (\lim) концентраций элементов, расчеты доверительных интервалов для средних значений ($\bar{x} \pm t_{05} s \bar{x}$) и коэффициентов вариации ($V, \%$).

Для выявления избирательности поглощения химических элементов растениями применялся коэффициент биологического поглощения (КБП), представляющий собой частное от деления количества элементов в золе растений на его валовое содержание в почве.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Источники поступления микроэлементов в почву. Главным природным источником микроэлементов в почвах служат почвообразующие породы [14]. Антропогенными источниками поступления микроэлементов в агроценозы являются выбросы предприятий цветной металлургии и теплоэлектростанций, сточные воды, удобрения и мелиоранты. В прошлом веке в почвах многолетних насаждений важным источником меди являлся медный купорос, который широко использовался в качестве фунгицида. Вблизи заводов по производству ферросплавов и рудников валовое содержание марганца достигает 4600, цинка – 1690, меди – 300 мг/кг [32, 33, 35].

В регионах с интенсивным развитием животноводства, к которым относится Белгородская область, одним из основных источников поступления микроэлементов в агроценозы являются органические удобрения. Как правило, в органических удобрениях концентрация и соотношение различных макро- и микроэлементов сильно изменяется в зависимости от биологических особенностей, рациона кормления и технологии содержания животных. Большое влияние на данные параметры оказывают технологические особенности удаления и хранения органических удобрений.

Чтобы внести в почву дозу азота 100 кг/га, требуется компоста соломопоятного, навоза крупного рогатого скота (КРС), стоков навозных соответственно 3.3, 13.2, 47.6 т/га, и с этим количеством органического вещества будет внесено соответственно: марганца – 525, 634, 189, цинка – 990, 264, 2537, меди – 597, 75, 437 г/га. Таким об-

разом, при внесении одинаковой по азоту дозы органических удобрений в агроценозы будет поступать наибольшее количество марганца с навозом КРС, меди – с компостом соломопоятным, цинка – с навозными стоками (табл. 2). Наиболее распространенные минеральные удобрения содержат крайне мало микроэлементов. По нашим данным, среднее содержание в аммиачной селитре марганца, цинка, меди составляет соответственно 1.3, 0.68, 0.37 мг/кг, а в азофоске (16 : 16 : 16) – 72.4, 11.8, 13.0 мг/кг.

В течение 2015–2018 гг. в Белгородской области в среднем вносилось 8.1 т/га органических удобрений (в пересчете на навоз КРС), 0.5 т/га известковых мелиорантов (в основном дефеката) и 112.3 кг д. в./га ($N_{75.1}P_{20.6}K_{16.6}$) минеральных удобрений. С органическими удобрениями в почву в среднем вносилось: марганца – 389, цинка – 162, меди – 45.8 г/га. С дефекатом поступало: марганца – 92.5, цинка – 21.9, меди – 6.85 г/га. С минеральными удобрениями в среднем на гектар посевной площади поступало около 9.5 г марганца, 1.63 г цинка, 1.74 г меди. С учетом доз применения удобрений и мелиорантов, а также содержания в них микроэлементов, общее поступление на гектар посевной площади марганца составляет 491, цинка – 185.5, меди – 54.4 г. С органическими удобрениями от общего поступления марганца, цинка, меди вносилось соответственно 79.2, 87.3, 84.2%, с дефекатом – 18.8, 11.8, 12.6%, с минеральными удобрениями – 2.0, 0.9, 3.2%.

Содержание микроэлементов в почвах. Кларки валового содержания микроэлементов в почвах по разным данным сильно варьируют [32]. Так, среднее содержание марганца, цинка и меди по Kabata-Pendias [30] оценивается в 488, 70, 38.9 мг/кг, по Виноградову [1] – 850, 50, 20 мг/кг, по Bowen [29] – 1000, 90, 30 мг/кг. По результатам исследований черноземов Центрального Черноземья наибольшим содержанием Mn, Zn, Cu в пахотном слое характеризуется обыкновенный чернозем – 733, 24, 71 мг/кг. Концентрация Mn, Zn, Cu, возрастает в ряду: черноземы выщелоченные < черноземы типичные < черноземы обыкновенные, что связано с уменьшением процессов выщелачивания и усиления биогенной аккумуляции микроэлементов в степных черноземах [6].

В слое 10–20 см целинного чернозема типичного участка “Ямская степь” заповедника “Белогорье” фоновое валовое содержание марганца составляет 362, цинка – 44.7, меди – 14.3 мг/кг, а на глубине 150–160 см (горизонт C_{Ca}) соответственно 204, 38.7, 11.5 мг/кг. В слое 15–25 см целинного чернозема обыкновенного природного парка “Ровеньский” валовое содержание марганца, цинка, меди соответственно составляет 442, 51.2, 18.6 мг/кг, а в слое 110–120 см (горизонт C_{Ca}) – 339, 49.4, 16.5 мг/кг [23].

Таблица 2. Вариационно-статистические характеристики содержания микроэлементов в органических удобрениях и дефекате, мг/кг удобрения (дефеката)

Элемент	<i>n</i>	$\bar{x} \pm t_{0,5}\bar{x}$	lim	<i>V</i> , %
Компост соломопометный (56% сухого вещества)				
Mn	25	159 ± 21.0	66–257	32.6
Zn	25	300 ± 42.1	139–451	34.7
Cu	25	181 ± 22.7	50.8–259	31.0
Навоз КРС (25% сухого вещества)				
Mn	32	48.0 ± 5.32	17.4–88.4	30.8
Zn	32	20.0 ± 2.44	11.5–37.4	33.8
Cu	32	5.65 ± 0.73	3.66–11.6	36.0
Стоки навозные (2.22% сухого вещества)				
Mn	26	3.97 ± 0.59	1.13–7.08	36.7
Zn	26	53.3 ± 7.77	22.7–88.9	36.1
Cu	26	9.18 ± 1.40	4.20–16.9	37.7
Дефекат (87% сухого вещества)				
Mn	20	185 ± 26.9	97.4–268	29.3
Zn	20	43.8 ± 7.54	16.6–62.7	34.6
Cu	20	13.7 ± 2.04	7.53–20.7	30.0

В слое 10–20 см чернозема типичного участка “Ямская степь” уровень содержания подвижных форм марганца (10.9 мг/кг) и меди (0.24 мг/кг) оценивается как средний, а цинка (0.79 мг/кг) – как низкий. В слое 15–25 см чернозема обыкновенного природного парка “Ровеньский” содержание подвижных форм марганца составляет 6.1, цинка – 0.8 мг/кг, что соответствует низкому уровню обеспеченности. Содержание подвижных форм меди (0.2 мг/кг) находится на среднем уровне [23].

По валовому содержанию в черноземах типичных и обыкновенных элементы образуют следующий убывающий ряд: Mn > Zn > Cu. В горизонте A_{пах} чернозема обыкновенного содержание марганца в 1.15, цинка – в 1.18, меди – в 1.14 раза больше, чем в черноземе типичном. Это объясняется более тяжелым гранулометрическим составом чернозема обыкновенного (содержание физической глины 72.5%) по сравнению с черноземом типичным (56.8%).

Среднее валовое содержание марганца, цинка, меди в горизонте A_{пах} чернозема типичного больше, чем в горизонте C_{Ca} соответственно в 1.49, 1.17, 1.22 раза. Аналогичная закономерность характерна для чернозема обыкновенного, где валовое содержание марганца, цинка, меди в горизонте A_{пах} превышает концентрацию этих элементов в горизонте C_{Ca} соответственно в 1.42, 1.22, 1.16 раза (табл. 3).

Для концентрации подвижных форм изучаемых элементов в почвах была характерна более высокая пространственная вариабельность по сравнению с валовым содержанием. Концентрация подвижных форм марганца, цинка, меди в го-

ризонте A_{пах} составляет соответственно: в черноземе типичном – 4.84, 1.07, 0.65% от валового количества, а в черноземе обыкновенном – 1.03, 0.84, 0.63%.

В черноземе типичном наименьшее содержание подвижных форм марганца (9.2 мг/кг), отмечалось в горизонте АВ, цинка (0.26–0.29 мг/кг) в горизонтах А и АВ, а содержание меди было минимальным (0.08–1.0 мг/кг) в горизонтах – A_{пах}, А, АВ. Содержание подвижных форм марганца, меди в горизонтах ВС_{Ca} и C_{Ca} было достоверно больше, чем в горизонте A_{пах}. Содержание подвижных форм цинка в горизонтах A_{пах}, ВС_{Ca} и C_{Ca} достоверно не отличалось.

В горизонте A_{пах} чернозема обыкновенного содержание подвижных форм марганца составляло в среднем 4.1 мг/кг, что существенно меньше, чем в черноземе типичном (16.7 мг/кг). В этом же горизонте в черноземах обыкновенном и типичном содержание подвижных форм цинка, меди достоверно не отличалось. Содержание подвижных форм марганца, цинка и меди в горизонте C_{Ca} было достоверно больше, чем в горизонте A_{пах}.

В черноземах выщелоченных, которые характеризуются слабокислой реакцией среды, содержание подвижных форм микроэлементов в горизонте A_{пах}, как правило больше, чем в горизонте АВ (щелочной барьер) [26]. Однако в сильнощелочной среде (горизонты ВС_{Ca} и C_{Ca}) подвижность элементов, обладающих амфотерными свойствами, может увеличиваться [11, 19].

По итогам десятого цикла (2015–2018 гг.) сплошного агрохимического мониторинга установлено, что к группе с низкой обеспеченностью подвижными формами марганца относится 38.6,

Таблица 3. Вариационно-статистические показатели содержания микроэлементов в пахотных почвах, мг/кг

Гори- зонт	Чернозем типичный						Чернозем обыкновенный							
	валовое содержание			содержание подвижных форм			средняя мощность горизонтов, см	валовое содержание			содержание подвижных форм			
	$\bar{x} \pm t_{05}\bar{s}\bar{x}$	lim	V, %	$\bar{x} \pm t_{05}\bar{s}\bar{x}$	lim	V, %		$\bar{x} \pm t_{05}\bar{s}\bar{x}$	lim	V, %	$\bar{x} \pm t_{05}\bar{s}\bar{x}$	lim	V, %	
	Марганец													
A _{пах}	0–25	345 ± 14.6	245–396	9.6	16.7 ± 3.4	6.2–35.2	46.2	0–25	397 ± 17.9	311–463	10.2	4.1 ± 0.7	1.5–7.2	37.9
A	26–36	329 ± 15.9	254–393	10.9	12.5 ± 2.2	5.4–23.8	39.6	26–43	390 ± 16.9	315–445	9.8	3.7 ± 0.6	1.2–6.2	36.2
AB	47–90	308 ± 17.0	241–383	12.4	9.2 ± 1.3	3.9–17.3	30.7	44–72	363 ± 21.8	246–434	13.5	4.3 ± 0.9	1.5–9.6	45.9
B _{Ca}	91–111	256 ± 19.4	154–321	17.1	12.1 ± 2.0	4.9–20.9	36.5	73–90	327 ± 19.6	238–420	13.5	7.0 ± 1.5	2.6–15.0	47.4
BC _{Ca}	112–134	234 ± 18.8	175–328	18.1	16.4 ± 2.5	6.7–33.6	34.2	91–124	287 ± 16.2	225–387	12.7	9.8 ± 1.4	1.8–15.3	31.9
C _{Ca}	> 135	232 ± 21.7	123–317	21.1	17.7 ± 2.8	8.2–34.4	36.0	> 125	279 ± 10.3	233–327	8.3	11.0 ± 1.0	4.5–14.8	21.0
	Цинк													
A _{пах}	0–25	36.5 ± 2.91	23.2–52.5	18.0	0.39 ± 0.05	0.24–0.68	29.3	0–25	42.9 ± 2.20	33.6–50.5	11.5	0.36 ± 0.04	0.23–0.60	25.0
A	26–46	35.1 ± 2.42	23.5–44.0	15.6	0.29 ± 0.04	0.15–0.48	28.7	26–43	42.1 ± 2.18	31.0–50.0	11.7	0.34 ± 0.03	0.20–0.49	18.1
AB	47–90	33.6 ± 2.27	24.5–44.1	15.3	0.26 ± 0.03	0.16–0.40	28.3	44–72	40.9 ± 2.36	25.8–48.3	13.0	0.35 ± 0.03	0.22–0.51	20.3
B _{Ca}	91–111	32.1 ± 3.01	20.3–42.7	21.1	0.33 ± 0.03	0.19–0.49	23.6	73–90	38.7 ± 2.32	28.6–46.6	13.5	0.38 ± 0.03	0.25–0.56	19.2
BC _{Ca}	112–134	31.2 ± 2.34	21.2–41.7	16.9	0.40 ± 0.03	0.30–0.61	17.1	91–124	36.2 ± 2.47	26.4–46.6	15.4	0.44 ± 0.04	0.31–0.65	21.8
C _{Ca}	> 135	31.2 ± 2.91	16.8–43.0	21.1	0.43 ± 0.04	0.33–0.65	18.9	> 125	35.3 ± 2.55	24.9–44.2	16.3	0.47 ± 0.05	0.32–0.87	21.9
	Медь													
A _{пах}	0–25	13.9 ± 0.86	10.4–18.1	13.9	0.09 ± 0.01	0.05–0.16	31.9	0–25	15.8 ± 0.53	12.6–17.5	7.61	0.10 ± 0.01	0.06–0.16	24.3
A	26–46	13.2 ± 0.76	10.4–17.4	12.9	0.08 ± 0.01	0.01–0.13	40.2	26–43	15.5 ± 0.63	12.5–17.0	9.12	0.09 ± 0.01	0.06–0.13	22.5
AB	47–90	12.1 ± 0.65	10.2–15.6	12.2	0.10 ± 0.02	0.01–0.18	46.8	44–72	14.8 ± 0.90	8.40–17.1	13.7	0.09 ± 0.01	0.06–0.14	20.8
B _{Ca}	91–111	11.2 ± 0.81	7.3–13.9	16.4	0.21 ± 0.06	0.05–0.45	67.4	73–90	14.3 ± 0.71	11.4–17.0	11.2	0.12 ± 0.01	0.06–0.18	25.4
BC _{Ca}	112–134	11.2 ± 0.79	8.7–15.0	15.9	0.31 ± 0.07	0.09–0.66	54.8	91–124	13.6 ± 0.76	10.8–17.1	12.6	0.15 ± 0.02	0.07–0.23	25.9
C _{Ca}	> 135	11.4 ± 0.79	7.0–14.8	15.7	0.35 ± 0.05	0.18–0.56	34.4	> 125	13.6 ± 0.77	10.8–17.2	12.7	0.20 ± 0.03	0.09–0.32	31.3

цинка – 98.7, меди – 98.2% обследованных почв пашни. На таких почвах эффективно внесение микроудобрений. Средневзвешенное содержание в почвах области подвижных форм марганца составляет 11.7, цинка – 0.5, меди – 0.11 мг/кг (табл. 4). Превышений ОДК и ПДК подвижных форм изучаемых микроэлементов на территории области за время наблюдений не фиксировалось. В девятом цикле обследования (2010–2014 гг.) средневзвешенное содержание подвижных форм марганца было ниже (10.3 мг/кг), цинка – немного выше (0.52 мг/кг), меди – стабильно (0.11 мг/кг).

По административным районам Белгородской области между средневзвешенным значением гидролитической кислотности почв и содержанием подвижных форм цинка установлена сильная корреляционная связь ($r = 0.72$), а между содержанием подвижной меди ($r = 0.33$) и марганца ($r = 0.34$) наблюдалась корреляционная связь средней силы. Также установлена связь средней силы ($r = 0.54$) между содержанием органического вещества и концентрацией подвижных форм кобальта. В то же время отсутствовала корреляция между содержанием органического вещества и концентрацией подвижных форм цинка и марганца.

В пахотных почвах многих регионов России наблюдается дефицит подвижных форм микроэлементов. Например, доля почв, слабо обеспеченных подвижными формами марганца, цинка и меди, в Тамбовской области составляет соответственно 95.4, 97.9 и 100%, в Воронежской – 61.0, 99.7, 96.5% [10, 28].

Содержание микроэлементов в растениях. Уровень содержания микроэлементов в растениях во многом определяется особенностями химического состава среды, в которой формировался конкретный вид.

Обычно в растениях марганец содержится в количестве 20–300 мг/кг сухого вещества [7, 20]. На заповедном участке “Ямская степь” среднее содержание марганца в степном разнотравье составляло 41.2 мг/кг. В наших исследованиях установлено, что очень высокой способностью накапливать этот элемент обладает белый люпин. В зерне этой культуры среднее содержание марганца составляло 1053 мг/кг, а в соломе – 841 мг/кг. Для сравнения: в зерне озимой пшеницы, сои и гороха содержание этого элемента было соответственно в 31.6, 43.7 и 114.2 раза меньше и составляло 33.3, 24.3 и 9.22 мг/кг. Вероятнее всего, в ареале происхождения белого люпина (страны Средиземноморья) почвы характеризовались очень высоким содержанием доступных для растения форм марганца, что способствовало его накоплению в растениях и закреплению этого признака в результате эволюционного отбора. Растения озимой пшеницы, белого люпина и сои содержали этот элемент в основной продукции в количе-

ствах больших, чем в побочной, соответственно в 1.41, 1.25, 1.94 раза. В соломе гороха содержание элемента было в 1.95 раза больше, чем в зерне. Среднее содержание марганца в сене люцерны (28.5 мг/кг), эспарцета (30.7 мг/кг) и клевера (31.2 мг/кг) было сопоставимо (табл. 5).

Содержание цинка в растениях по литературным данным составляет 20–60 мг/кг, а токсичные концентрации, при которых наблюдается снижение урожайности, составляют 300–500 мг/кг [8, 26]. В заповедном степном разнотравье содержание элемента в среднем составляло 21.7 мг/кг. Наиболее высоким содержанием цинка характеризовалось зерно белого люпина (43.5 мг/кг) и сои (35.6 мг/кг). Содержание элемента в зерне озимой пшеницы (28.6 мг/кг) и гороха (26.45 мг/кг) достоверно не отличалось. В основной продукции озимой пшеницы, белого люпина, сои и гороха содержание цинка было соответственно в 2.75, 4.84, 5.58 и 7.92 раза больше, чем в побочной, что указывает на значительную роль данного микроэлемента в формировании репродуктивных органов растений. Содержание цинка в сене эспарцета в среднем составляло 17.8, клевера – 16.5, люцерны – 14.0 мг/кг.

Содержание меди в растениях, как правило, находится в интервале 1.0–30.0 мг/кг [16]. Этот элемент в растениях не реутилизируется [27]. В степном разнотравье содержание меди в среднем составляет 4.24 мг/кг. Наиболее высокая концентрация меди была установлена в зерне сои (10.5 мг/кг) и белого люпина (5.94 мг/кг). Существенно меньше было содержание элемента в зерне озимой пшеницы (3.60 мг/кг) и гороха (3.85 мг/кг). В зерне озимой пшеницы, белого люпина, сои и гороха содержание меди было соответственно в 1.82, 3.06, 2.97, 1.51 раза больше, чем в соломе. Среди бобовых многолетних трав наиболее высокое содержание меди было установлено в люцерне (5.61 мг/кг), а наиболее низкое – в клевере (3.22 мг/кг). Превышения МДУ содержания цинка и меди, установленных для кормовой продукции, в ходе исследований выявлено не было.

Для характеристики избирательности поглощения микроэлементов из почвы растениями используется коэффициент биологического поглощения. Все изучаемые микроэлементы, как правило, имели величину КБП выше 1 (табл. 6). В соответствии с классификацией А.И. Перельмана, эти микроэлементы относятся к группе сильного и энергичного накопления, для них характерна биофильная аккумуляция в пахотном слое почв [15, 16]. Поскольку черноземы формировались под степной растительностью, величина коэффициента биологического поглощения микроэлементов степным разнотравьем во многом определяет закономерности их распределения по глубине почвенного профиля. По величине КБП степного

Таблица 4. Распределение почв пашни по содержанию подвижных форм микроэлементов в 2015–2018 гг.

Наименование районов	Органическое вещество, %	Гидролитическая кислотность, смоль/кг почвы	Цинк		Медь		Марганец	
			средне-вещное содержание, мг/кг почвы	доля почв с низкой обеспеченностью <2 мг/кг, %	средне-вещное содержание, мг/кг почвы	доля почв с низкой обеспеченностью <0.2 мг/кг, %	средне-вещное содержание, мг/кг почвы	доля почв с низкой обеспеченностью <10 мг/кг, %
Районы, входящие в лесостепную зону								
Ивнянский	5.55	4.43	0.53	99.2	0.12	98.2	15.4	10.5
Яковлевский	5.05	4.16	0.70	95.4	0.10	96.1	13.1	26.7
Борисовский	4.30	4.02	0.72	99.0	0.09	100	15.1	12.7
Ракитянский	5.39	3.83	0.74	95.1	0.10	96.9	13.1	22.0
Прохоровский	5.84	3.69	0.61	95.9	0.10	97.9	13.5	21.9
Грайворонский	3.98	3.58	0.42	100	0.12	96.6	9.5	59.3
Губкинский	5.96	3.55	0.46	99.9	0.13	98.2	11.1	37.5
Краснояружский	4.47	3.29	0.81	95.7	0.15	86.5	6.7	93.6
Белгородский	4.89	3.26	0.51	99.7	0.11	98.7	14.2	15.4
Шебекинский	4.98	3.24	0.55	100	0.10	99.8	10.4	51.1
Корочанский	5.43	3.13	0.50	99.7	0.10	98.1	12.3	28.5
Чернянский	4.73	2.99	0.51	99.4	0.11	99.1	9.4	63.0
Старооскольский	5.25	2.93	0.56	96.5	0.11	95.1	9.6	57.7
Новооскольский	5.10	2.88	0.48	98.2	0.10	99.8	12.1	27.8
Красненский	5.21	2.12	0.36	100	0.10	98.7	12.7	22.3
Районы, частично входящие в степную зону								
Волоконовский	5.10	2.75	0.46	97.9	0.10	99.7	11.1	40.8
Красновардлейский	4.47	2.42	0.45	98.5	0.11	98.9	10.8	43.0
Валуйский	4.94	1.74	0.35	99.9	0.09	99.3	13.4	18.8
Алексеевский	4.99	1.58	0.43	99.5	0.11	98.2	15.0	21.7
Районы, входящие в степную зону								
Вейделевский	5.70	1.54	0.34	99.9	0.09	98.8	9.7	57.9
Ровеньский	4.82	0.79	0.34	100	0.10	99.7	7.4	85.1
Область	5.21	2.85	0.50	98.7	0.11	98.2	11.7	38.6

Таблица 5. Вариационно-статистические показатели содержания микроэлементов в растениеводческой продукции, мг/кг абсолютно сухого вещества

Сельскохозяйственная культура		Марганец			Цинк			Медь		
		$\bar{x} \pm t_{0.5} s \bar{x}$	<i>lim</i>	<i>V</i> , %	$\bar{x} \pm t_{0.5} s \bar{x}$	<i>lim</i>	<i>V</i> , %	$\bar{x} \pm t_{0.5} s \bar{x}$	<i>lim</i>	<i>V</i> , %
Озимая пшеница	зерно	33.3 ± 2.79	23.0–48.1	18.9	28.6 ± 1.55	26.4–34.0	11.6	3.60 ± 0.33	2.17–5.18	20.9
	солома	23.7 ± 1.99	15.3–30.9	19.0	10.4 ± 0.69	8.55–13.7	14.1	1.98 ± 0.20	1.30–2.70	22.9
Люпин белый	зерно	1053 ± 50.9	857–1221	10.3	43.5 ± 1.91	36.5–51.1	9.4	5.94 ± 0.58	3.79–7.76	20.7
	солома	841 ± 91.2	594–1207	23.2	8.98 ± 1.20	6.10–16.21	28.5	1.94 ± 0.13	1.39–2.58	14.6
Соя	зерно	24.1 ± 1.15	16.9–27.9	10.8	35.6 ± 3.54	25.3–47.3	22.5	10.5 ± 1.58	5.12–16.7	33.8
	солома	12.4 ± 1.10	7.50–17.6	20.0	6.38 ± 0.59	4.49–8.54	20.7	3.53 ± 0.48	1.73–5.24	31.0
Горох	зерно	9.22 ± 0.47	7.33–10.9	11.6	26.45 ± 1.47	17.34–30.9	12.6	3.85 ± 0.33	1.88–4.79	19.6
	солома	18.0 ± 1.67	7.76–22.5	21.0	3.34 ± 0.57	1.30–5.51	38.5	2.55 ± 0.31	1.09–4.00	27.5
Клевер	сено	31.2 ± 1.69	24.5–37.6	12.3	16.5 ± 0.81	13.0–19.2	11.0	3.22 ± 0.22	2.49–4.29	15.3
Эспарцет	сено	30.7 ± 0.97	27.4–34.9	7.1	17.8 ± 1.0	12.7–20.7	12.7	4.12 ± 0.54	2.21–5.85	29.7
Люцерна	сено	28.5 ± 1.48	22.9–37.5	11.8	14.0 ± 1.82	6.88–19.8	29.3	5.61 ± 0.53	3.56–7.47	21.3
Степное разнотравье	сено	41.2 ± 2.97	31.6–53.9	16.3	21.7 ± 1.23	16.3–26.3	12.8	4.24 ± 0.34	3.30–5.98	18.0

Таблица 6. Содержание микроэлементов в золе растений и коэффициенты биологического поглощения ((мг/кг золы)/(мг/кг почвы))

Сельскохозяйственная культура		Содержание золы, % от абсолютно сухого вещества	Марганец		Цинк		Медь	
			мг/кг золы	КБП	мг/кг золы	КБП	мг/кг золы	КБП
Озимая пшеница	зерно	2.2	1514	4.39	1300	35.62	163.6	11.77
	солома	6.9	343.5	1.00	150.7	4.13	28.7	2.06
Люпин белый	зерно	4.2	25071	72.67	1036	28.38	141.4	10.17
	солома	6.2	13565	39.32	144.8	3.97	31.3	2.25
Соя	зерно	5.2	463.5	1.34	684.6	18.76	201.9	14.53
	солома	5.6	221.4	0.64	113.9	3.12	63.0	4.53
Горох	зерно	3.1	297.4	0.86	853.2	23.38	124.2	8.94
	солома	8.0	225.0	0.65	41.8	1.15	31.9	2.29
Клевер	сено	8.5	367.1	1.06	194.1	5.32	37.9	2.73
Эспарцет	сено	5.6	548.2	1.59	317.9	8.71	73.6	5.29
Люцерна	сено	8.8	323.9	0.94	159.1	4.36	63.8	4.59
Степное разнотравье	сено	6.4	643.8	1.78	339.1	7.59	66.3	4.64

разнотравья элементы образуют ряд: Zn (7.59) > Cu (4.46) > Mn (1.78).

Среди сельскохозяйственных растений наиболее высокое значение КБП марганца было характерно для белого люпина (зерно – 72.67 и солома – 39.32), а наиболее низкое – для гороха (зерно – 0.86 и солома – 0.65). Относительно невысокие значения КБП этого элемента зафиксированы у эспарцета (1.59), клевера (1.06) и люцерны (0.94).

Цинк в наибольшей степени поглощался озимой пшеницей, величина КБП для зерна составляла 35.62, а для соломы – 4.13. Самое низкое значение КБП этого элемента отмечалось у соломы гороха – 1.15. Многолетние бобовые травы по ве-

личине КБП образуют ряд: эспарцет (8.71) > клевер (5.32) > люцерна (4.36).

Самое высокое значение КБП меди было установлено для растений сои (зерно – 14.53 и солома – 4.53), а наиболее низкое – для гороха (зерно – 8.94, солома – 2.29). Среди бобовых трав наибольшее значение данного параметра было характерно для эспарцета (5.29), а наименьшее – для клевера (2.73).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Установлено, что в 2015–2018 гг. основным источником поступления микроэлементов в агроценозы Белгородской области были органические

удобрения. С ними поступало 79.2% марганца, 87.3% цинка и 84.2% меди от общего количества элементов, внесенных с удобрениями и мелиорантами.

В горизонте $A_{\text{пах}}$ чернозема обыкновенного содержание марганца было в 1.15, цинка – в 1.18, меди – в 1.14 раза больше, чем в черноземе типичном. Для изучаемых микроэлементов характерно биофильное накопление в пахотном слое. Среднее валовое содержание марганца, цинка, меди в горизонте $A_{\text{пах}}$ было больше, чем в горизонте $C_{\text{Са}}$, соответственно для чернозема типичного в 1.49, 1.17, 1.22 раза, а для чернозема обыкновенного – в 1.42, 1.22, 1.16 раза. По результатам сплошного мониторинга установлено, что низкая обеспеченность подвижными формами марганца характерна для 38.6, цинка – 98.7, меди – 98.2% обследованных пахотных почв. Между средневзвешенным значением гидролитической кислотности почв и содержанием подвижного цинка установлена сильная корреляционная связь ($r = 0.72$), а между содержанием подвижных форм меди ($r = 0.33$) и марганца ($r = 0.34$) наблюдалась корреляционная связь средней силы.

Наиболее высокое содержание марганца установлено в зерне (1053 мг/кг) и соломе (841 мг/кг) белого люпина, цинка – в зерне этой же культуры (43.5 мг/кг), а меди – в зерне сои (10.5 мг/кг). Наиболее низкая аккумуляция марганца (9.22 мг/кг) и цинка (26.45 мг/кг) была характерна для зерна гороха, а меди – для зерна озимой пшеницы (3.60 мг/кг). В зерне озимой пшеницы, сои и белого люпина концентрация микроэлементов была больше, чем в соломе, а для растений гороха установлена обратная зависимость. По величине КБП степным разнотравьем элементы образуют ряд: $Zn (7.59) > Cu (4.46) > Mn (1.78)$.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Виноградов А.П.* Геохимия редких и рассеянных химических элементов в почвах. М.: Изд-во АН СССР, 1957. 259 с.
2. ВМДУ-87 “Временный максимально допустимый уровень содержания некоторых химических элементов и госсипола в кормах для сельскохозяйственных животных и кормовых добавках”, 1987.
3. *Водяницкий Ю.Н.* Формы цинка в загрязненных почвах (обзор литературы) // Почвоведение. 2010. № 3. С. 293–302.
4. Гигиенические нормативы ГН 2.1.7.2041-06 “Предельно допустимые концентрации (ПДК) химических веществ в почве”, утв. постановлением Главного государственного санитарного врача РФ 23.01.2006 г.
5. Гигиенические нормативы ГН 2.1.7.2511-09 “Ориентировочно допустимые концентрации (ОДК) химических веществ в почве”, утв. постановлением Главного государственного санитарного врача РФ 18.05.2009 г.
6. *Горбунова Н.С., Протасова Н.А.* Формы соединенный марганца, меди и цинка в черноземах Центрально-Черноземного региона // Вестник Воронежского государственного университета. Сер. Химия. Биология. Фармация. 2008. № 2. С. 77–85.
7. *Дуглас П.О.* Воздействие загрязнения микроэлементами на растения // Загрязнение воздуха и жизнь растений. Л.: Гидрометеиздат, 1988. С. 327–356.
8. *Игонов И.И., Каргин И.Ф.* Динамика содержания тяжелых металлов в процессе длительного использования пашни // Агрохимический вестник. 2012. № 4. С. 35–37.
9. *Кирюшин В.И.* Управление плодородием почв и продуктивностью агроценозов в адаптивно-ландшафтных системах земледелия // Почвоведение. 2019. № 9. С. 1130–1139.
10. *Корчагин В.И.* Эколого-агрохимическая оценка плодородия почв Воронежской области. Автореф. дис. ... канд. с.-х. наук. Воронеж, 2017. 28 с.
11. *Мажайский Ю.А.* Особенности распределения тяжелых металлов в профилях почв Рязанской области // Агрохимия. 2003. № 8. С. 74–79.
12. *Медведев И.Ф., Деревягин С.С.* Тяжелые металлы в экосистемах. Саратов: Ракурс, 2017. 178 с.
13. Методические указания по определению тяжелых металлов в почвах сельхозугодий и продукции растениеводства. М.: Типография Московской с.-х. академии им. К.А. Тимирязева, 1992. 61 с.
14. *Опекунова М.Г., Опекунов А.Ю., Кукушкин С.Ю., Ганул А.Г.* Фоновое содержание химических элементов в почвах и донных осадках севера Западной Сибири // Почвоведение 2019. № 4. С. 422–439.
15. *Орлов Д.С., Садовникова Л.К., Лозановская И.Н.* Экология и охрана почв биосферы при химическом загрязнении. М.: Высшая школа, 2002. 334 с.
16. *Перельман А.И.* Геохимия ландшафта. М.: Высшая школа, 1975. 342 с.
17. *Поддубный А.С.* Динамика агрохимического состояния пахотных почв в лесостепи Белгородской области // Достижения науки и техники АПК. 2018. Т. 32. № 6. С. 15–17.
18. *Попов В.В.* Состояние плодородия пахотных земель в юго-восточных районах Ростовской области // Достижения науки и техники АПК. 2018. Т. 32. № 3. С. 7–11.
19. *Протасова Н.А., Щербаков А.П.* Микроэлементы (Cr, V, Ni, Mn, Zn, Cu, Co, Ti, Zr, Ga, Be, Sr, Ba, B, I, Mo) в черноземах и серых лесных почвах Центрального Черноземья. Воронеж: Изд-во Воронежского гос. ун-та, 2003. 368 с.
20. *Пузанов А.В., Мешкинова С.С.* Микроэлементы в растениях долины Средней Агатуни // Вестник Алтайского государственного аграрного университета. 2009. № 12(62). С. 47–54.

21. Регионы России. Социально-экономические показатели. 2018. Статистический сборник. [Электронный ресурс]. – Режим доступа: https://www.gks.ru/free_doc/doc_2018/region/reg-pok18.pdf
22. Санитарно-эпидемиологические правила и нормативы СанПиН 2.3.2.1078-01 “Гигиенические требования безопасности и пищевой ценности пищевых продуктов”, утв. Главным государственным санитарным врачом РФ 06.11.2001 г.
23. Соловченко В.Д., Лукин С.В., Лисецкий Ф.Н., Голусов П.В. Красная книга почв Белгородской области. Белгород: Изд-во БелГУ, 2007. 139 с.
24. Соловченко В.Д., Тютюнов С.И. Почвенный покров Белгородской области и его рациональное использование. Белгород: Отчий край, 2013. 372 с.
25. Сухова О.А., Болдырев В.В., Акулов А.В. Мониторинг содержания микроэлементов в почвах Волгоградской области // Достижения науки и техники АПК. 2019. Т. 33. № 4. С. 20–21.
26. Хижняк Р.М. Экологическая оценка содержания микроэлементов (Zn, Cu, Co, Mo, Cr, Ni) в агроэкосистемах лесостепной зоны юго-западной части ЦЧО. Автореф. дис. ... канд. биол. наук. М., 2016. 24 с.
27. Шейджен А.Х. Биогеохимия. Майкоп: ГУРИПП “Адыгя”, 2003. 1028 с.
28. Юмашев Н.П., Трунов И.А. Почвы Тамбовской области. Мичуринск: Изд-во Мичуринского гос. аграрного ун-та, 2006. 216 с.
29. Bowen H.J.M. Environmental chemistry of the elements. London: Academic Press, 1979. 333 p.
30. Kabata-Pendias A. Trace Elements in Soils and Plants, 4th ed. Boca Raton: Taylor and Francis Group, 2011. 534 p.
31. McKenzie R.M., Varentsov I.M., Grasselly G. The manganese oxides in soils, in: Geology and Geochemistry of Manganese. Budapest: Akademiai Kiado, 1980. 259 p.
32. Pavilonis B.T., Liou P.J., Guazzetti S., Bostick B.C., Donna F., Peli M., Georgopoulos P.G., Lucchini R.G. Manganese concentrations in soil and settled dust in an area with historic ferroalloy production // J. Exposure Science & Environmental Epidemiology. 2014. V. 25(4). P. 443–450. <https://doi.org/10.1038/jes.2014.70>
33. Timofeev I., Kosheleva N., Kasimov N. Contamination of soils by potentially toxic elements in the impact zone of tungsten molybdenum ore mine in the Baikal region: A survey and risk assessment // Science of the Total Environment. 2018. V. 642. P. 63–76. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.06.042>
34. Van der Voet E., Salminen R., Eckelman M., Mudd G., Norgate T., Hischer R. Environmental risks and challenges of anthropogenic metals flows and cycles. A report of the working group on the global metal flows to the International Resource Panel (UNEP), 2013. 231 p.
35. Xiao R., Ali A., Wang P., Li R., Tian X., Zhang Z. Comparison of the feasibility of different washing solutions for combined soil washing and phytoremediation for the detoxification of cadmium (Cd) and zinc (Zn) in contaminated soil // Chemosphere. 2019. 230: P. 510–518. <https://doi.org/10.1016/j.chemosphere.2019.05.121>

Monitoring the Content of Manganese, Zinc and Copper in Soils and Plants of the Central Chernozemic Region of Russia

S. V. Lukin¹, * and D. V. Zhuykov²

¹Centre of the Agrochemical Service Belgorodskiy, Shchorsa St., 8, Belgorod, 308027 Russia

²Belgorod State National Research University, Pobeda St., 85, Belgorod, 308015 Russia

*e-mail: serg.lukin2010@yandex.ru

The data of the State agroecological monitoring of soils in Belgorod oblast for the period 2015–2018 are discussed in the paper. It was found that the main source of microelements in agroecosystems is organic fertilizers: 79.2% of manganese, 87.3% of zinc, and 84.2% of copper of the total amount of elements introduced with fertilizers and ameliorants were supplied with organic fertilizers. In the A_{plow} horizon of Calcic Chernozems the content of manganese was 1.15, that of zinc – 1.18, and copper by 1.14 times higher than in Haplic Chernozems. The studied microelements are characterized by biogenic accumulation in the arable layer. The total average concentrations of manganese, zinc, and copper in the A_{plow} horizon were higher than those in C_{ca} horizon for Haplic Chernozems by 1.49, 1.17, and 1.22 times, and for Calcic Chernozems – 1.42, 1.22, and 1.16 times, respectively. The results of continuous monitoring have shown that a low supply of mobile forms of manganese was recorded in 38.6, zinc – 98.7, copper – 98.2% of the examined arable soils. The highest manganese content was found in grain (1053 mg/kg) and straw (841 mg/kg) of white lupine, zinc in grain of the same crop (43.5 mg/kg), and copper in soybean grain (10.5 mg/kg). The lowest accumulation of manganese (9.22 mg/kg) and zinc (26.45 mg/kg) was typical for pea grains, and copper for winter wheat grains (3.60 mg/kg). In the grain of winter wheat, soybean and white lupine the concentration of trace elements was higher than in straw, while for pea plants an inverse relationship was found.

Keywords: chernozem, biological absorption coefficient, total content, fertilizers, ameliorants, the content of mobile forms

УДК 631.453

СЕЗОННАЯ ДИНАМИКА ЭМИССИИ CO₂ ИЗ ПОЧВ ГОРОДА КУРСКА

© 2021 г. Н. П. Неведров^{а, *}, Д. А. Саржанов^б, Е. П. Проценко^а, И. И. Васенев^б

^аКурский государственный университет, ул. Радищева, 33, Курск, 305000 Россия

^бРГАУ МСХА им. К.А. Тимирязева, ул. Тимирязевская, 49, Москва, 127550 Россия

*e-mail: 9202635354@mail.ru

Поступила в редакцию 14.11.2019 г.

После доработки 26.02.2020 г.

Принята к публикации 24.04.2020 г.

Оценена пространственно-временная изменчивость почвенной эмиссии CO₂ различных по структуре землепользования, уровню загрязнения и генезису почв города Курска. Изучена сезонная динамика эмиссии диоксида углерода из фоновых (облесенных участков рекреационных зон) и испытывающих значительную антропогенную нагрузку городских почв. Установлено, что динамика почвенной эмиссии CO₂ обусловлена влиянием ряда факторов: временем года, типом почвы, содержанием органического вещества в почве, антропогенной преобразованностью почвенного профиля, гидротермическими условиями, загрязнением почв тяжелыми металлами. Почвенные гидротермические условия в большей степени определяли интенсивность и особенности сезонной динамики почвенных потоков CO₂, что подтвердилось максимальной скоростью эмиссии в летний период. В антропогенно-преобразованных почвах отмечена разнонаправленная трансформация почвенных потоков CO₂. Интенсивность эмиссии CO₂ заметно отличалась в разных по генезису почвах города Курска. Загрязнение почв тяжелыми металлами оказало неоднозначное влияние на процессы почвенного дыхания: интенсивность эмиссии CO₂ из урбанозема собственно (Urbic Technosol) по сравнению с фоновым аналогом черноземом выщелоченным (Luvic Chernozem (Loamic, Pachic)) возросла на 16.4%, для урбосерой типичной (Technic Greyzemic Phaeozems (Loamic)) почвы данный показатель наоборот уменьшается на 47% по сравнению с ее фоновым аналогом – серой типичной почвой (Greyzemic Phaeozem (Loamic)). В загрязненных тяжелыми металлами подзолах песчаных иллювиально-железистых (Carbic Podzols (Arenic)) усредненная эмиссия CO₂ в целом аналогична эмиссии из фоновой незагрязненной тяжелыми металлами почвы.

Ключевые слова: парниковые газы, тяжелые металлы, городские почвы, почвенное дыхание, Naplic Chernozems Loamic Pachic, Greyzemic Phaeozems Loamic, Carbic Podzols Arenic, Technic Greyzemic Phaeozems Loamic, Technosols

DOI: 10.31857/S0032180X21010111

ВВЕДЕНИЕ

Почвы городских территорий являются базовым компонентом урбоэкосистем, выполняющих важнейшие экологические функции. На фоне повышения уровня антропогенного воздействия экосистемные услуги (функции) почв городов в значительной степени ограничены (нарушены) [4, 9, 11].

Почвы являются не только своеобразным депо для органического углерода, но и источником его эмиссии в атмосферу [14, 18, 27]. В результате многоплановой хозяйственной деятельности человека происходит механическое нарушение почвенного профиля, формирование почвоподобных конструкций, химическое загрязнение почв, уплотнение, изреживание растительного покрова. Эти изменения почвенно-растительного покрова приводят к смещению баланса углерода в сторону эмиссии в атмосферу [16, 24, 25].

Одним из часто встречающихся видов химического загрязнения почв городов является загрязнение тяжелыми металлами (ТМ) [8, 10, 11, 15]. Высокие концентрации ТМ запускают процессы реорганизации трофической структуры, изменения численности и видового состава почвенной биоты [1, 20, 22, 23], вследствие чего могут возникать значительные изменения объема и интенсивности эмиссии CO₂. При загрязнении почв ТМ, в одних случаях поток CO₂ возрастает, в других значительно уменьшается [3, 6, 16, 17, 19]. Это связано с уровнем загрязнения почв ТМ и различными реакциями почвенной биоты на эти загрязнения [3, 6].

При оценке оптимального состояния почв городских территорий очень существенной проблемой является вопрос рационального и обоснованного выбора эталона. Городские почвы испытывают значительную антропогенную нагрузку.

При оптимизации функций почв и реализации мероприятий по уменьшению негативного воздействия на них в условиях города необходимо понимание факта невозможности возвращения почв к их нативному состоянию. Поэтому оценка экологического состояния почв по эталонным значениям (почв заповедных зон, почв участков вне городской среды) показателей свойств для этих целей не совсем корректна. Необходимо выбирать эталонную (условно фоновую) территорию внутри города. Такая оценка может позволить качественно и количественно оценивать экологическую устойчивость почв городов и рационально регулировать антропогенное воздействие на них.

Целью работы являлась оценка пространственно-временной изменчивости эмиссии CO₂ в условиях загрязнения ТМ различных по структуре землепользования и генезису почв Курска.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Курск находится в западной части Центрально-Черноземного региона и является одним из старейших городов Центральной России. Город расположен на Среднерусской возвышенности в пределах лесостепной зоны. В черте города протекают реки Сейм, Тускарь, Кур.

Территория города исходно представлена четырьмя типами нативных почв, исторически сформированных в ходе голоцена — серыми и темно-серыми лесными и черноземами выщелоченными на лёссовидных суглинках, подзолами песчаными, сформированными на древнеаллювиальных и флювиогляциальных песчаных отложениях в надпойменных террасах реки Сейм и аллювиальными почвами пойм рек на древнеаллювиальных отложениях [8]. Степень урбанизации в Курске достаточно высока, население города насчитывает 449,6 тыс. — 40,6% от численности населения Курской области [7]. В ходе многолетнего хозяйственного использования земель Курска пестрота почвенного покрова значительно возросла, появился целый ряд антропогенно-преобразованных городских почв, среди которых преобладают запечатанные почвы, урбаноземы, урбочерноземы, урбосерые, агрочерноземы, техноземы, реплантоземы, хемоземы [8, 13].

Город расположен в зоне неустойчивого увлажнения земель. В течение лета запасы почвенной влаги постепенно убывают, периодически доходя до минимума — уровня влаги увядания растений. Среднегодовая температура в Курске составляет +5,7°C, средние температуры января — -8,6°C, июля — +19,3°C. Среднегодовое количество осадков — около 530–630 мм в год [5].

Озелененные части территории города представлены природными, природно-антропогенными

и антропогенными типами растительных сообществ: широколиственными лесами, материковыми и пойменными лугами, лесопарками, газонами, пустырями [12].

Исследование проводилось на шести участках представительных экосистем г. Курска — фоновых и загрязненных. В качестве фоновых (условно фоновых) территорий в условиях городской агломерации были выбраны участки с ненарушенными почвами, не загрязненными ТМ: серой типичной среднесуглинистой на среднем лёссовидном суглинке (Greyzemic Phaeozems Loamic), чернозема выщелоченного миграционно-мицелярного среднесуглинистого на тяжелом карбонатном лёссовидном суглинке (Haplic Chernozems Loamic Pachic), подзола песчаного иллювиально-железистого на древнеаллювиальных и флювиогляциальных песчаных отложениях (Cambic Podzols Arenic). Данные фоновые почвы явились исходными для исследуемых почв с антропогенно-преобразованным профилем и загрязненных ТМ: урбосерой типичной почвы (Technic Greyzemic Phaeozems Loamic), урбанозема собственно (Technosols) и подзола песчаного иллювиально-железистого (табл. 1). Диагностику и классификацию осуществляли на основе современных представлений о классификации городских почв [13, 26].

Для изучения морфологических и физико-химических свойств почв на каждом из изученных участков закладывалось по одному почвенному разрезу и по 2 скважины агрохимическим буром для репрезентативности выборки. Отбор проб проводился из каждого генетического горизонта (ГОСТ 28168–89). Определение физических и химических свойств почв осуществлялось по стандартным методикам (по 3 пробы для каждого генетического горизонта): рН_{KCl} (ГОСТ 26483-85), содержание органического вещества (ГОСТ 26213-91 по Тюрину), гранулометрический состав — по методу Н.А. Качинского, содержание подвижных форм ТМ (Pb, Cd) — методом атомно-абсорбционной спектроскопии, пробоподготовка — согласно РД 52.18.289-90, применялась вытяжка ацетатно-аммонийного буфера рН — 4,8.

На всех шести участках почвенного экологического мониторинга (табл. 1) было установлено стационарное оборудование для измерения почвенных потоков парниковых газов камерным методом. На каждом участке напочвенные основания (диаметром 20 см) в пятикратной повторности врезались в почву на глубину 5 см. С помощью зажимов на них закреплялась экспозиционная камера, чтобы препятствовать диффузии газов из внешней среды. Прямое измерение потоков CO₂ осуществлялось *in situ* с помощью мобильного высокоточного инфракрасного газоанализатора Li-820. На врезанные в почву осно-

Таблица 1. Характеристика объектов исследования

Тип почвы	Объект	Функциональная зона, особенности землепользования, локализация	Растительность	Координаты
Серая типичная среднесуглинистая	Фон 1	Селитебная зона, земли поселений, луг косимый, Агробиостанция КГУ	<i>Lolium perenne</i> L., <i>Taraxacum officinale</i> Webb. s.l., <i>Medicago falcata</i> L., <i>Plantago major</i> L. s.l., <i>Trifolium pratense</i> L.	51°79' с. ш. 36°20' в. д.
Урбосерая типичная среднесуглинистая	Техногенез 1	Граница промышленной и селитебной зон с постройками сельского типа, луг сенокосный/пастбищный, котельная северо-западного микрорайона	<i>Trifolium repens</i> L., <i>Medicago falcata</i> L., <i>Lolium perenne</i> L., <i>Artemisia absinthium</i> L., <i>Achillea millefolium</i> L., <i>Poa pratensis</i> L.	51°76' с. ш. 36°13' в. д.
Чернозем выщелоченный миграционно-мицелярный, среднесуглинистый	Фон 2	Земли для садоводства и огородничества, луг на дачном участке, СНТ Лавсан	<i>Prunus cerasus</i> L., <i>Acer negundo</i> L., <i>Taraxacum officinale</i> Webb. s.l., <i>Leucanthemum vulgare</i> , <i>Lolium perenne</i> L.	51°63' с. ш. 36°07' в. д.
Урбанозем собственно среднесуглинистый	Техногенез 2	Промышленная зона, пустырь вблизи промышленной площадки, ТЭЦ-1	<i>Robinia pseudoacacia</i> L., <i>Acer negundo</i> L., <i>Taraxacum officinale</i> Webb. s.l., <i>Leucanthemum vulgare</i> , <i>Lolium perenne</i> L.	51°66' с. ш. 36°11' в. д.
Подзол песчаный иллювиально-железистый	Фон 3	Рекреационная зона, земли под лесными насаждениями, урочище Горелый лес	<i>Pinus sylvestris</i> L., <i>Moehringia trinervia</i> (L.) Clairv, <i>Mycelis muralis</i> (L.), <i>Chelidonium majus</i> L., <i>Impatiens parviflora</i> DC, <i>Bryophyta</i>	51°72' с. ш. 36°25' в. д.
Подзол песчаный иллювиально-железистый	Техногенез 3	Рекреационная зона, земли под лесными насаждениями, Гуторевый бор	<i>Pinus sylvestris</i> L., <i>Chelidonium majus</i> L., <i>Mycelis muralis</i> (L.), <i>Bryophyta</i>	51°66' с. ш. 36°07' в. д.

вания герметично закреплялась экспозиционная камера (диаметром 20 см, высотой 15 см), соединенная с газоанализатором входящим и исходящим воздухопроводными шлангами. Воздух из камеры нагнетался в газовый анализатор с помощью встроенного насоса, за счет чего на приборе регистрировали прирост концентрации CO_2 в камере с частотой 1 Гц. Газоанализатор оснащен нетбуком с установленным программным обеспечением для Li-820. Измерения осуществлялись ежемесячно. Измерения проводились один раз в сутки с 9.00 до 13.00 ч, определение эмиссии диоксида углерода из почв именно в этот промежуток времени оптимально отражает среднесуточные значения этого показателя [16, 17].

Одновременно с измерением эмиссии CO_2 в каждой точке определяли температуру (термометром Checktemp, Hanna, Германия; усреднение проведено для слоя 0–10 см, измерение в 5 см от основания) и влажность почвы (датчик SM300, Eijkelkamp, Нидерланды; интегрирован по глубине 0–7 см, измерение в 5 см от камеры) внутри и

снаружи основания в трех повторениях, температура воздуха снаружи и внутри камеры.

Условия проведения опыта характеризовались чередованием длительных засушливых периодов и периодов интенсивного выпадения осадков (рис. 1).

Данные по потокам обработаны статистически и представлены в виде среднего значения \pm доверительный интервал за каждый день отбора с каждого участка. Существенность различий средних арифметических оценивалась по пересечению/не пересечению доверительных интервалов средних арифметических. Статистическая обработка осуществлена с помощью программного обеспечения STATISTICA 6.0, графический дизайн – с использованием средств Microsoft Excel 2007. Корреляционный (корреляция Пирсона) и регрессионный анализ проводился по 35-ти измерениям (5 измерений 1 раз в месяц) исследуемых параметров для каждого ключевого участка.

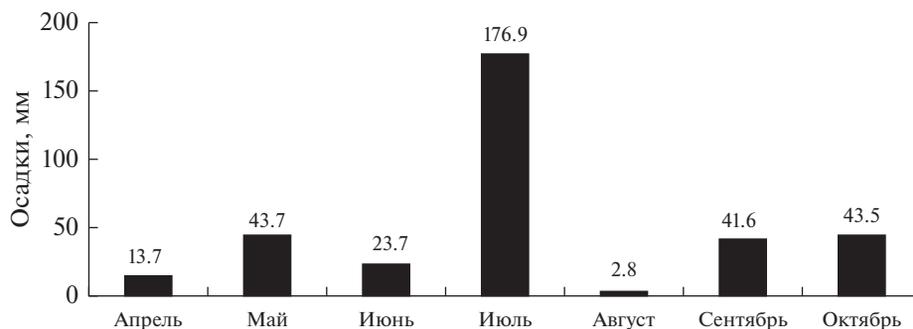


Рис. 1. Сезонная динамика количества осадков, выпавших в г. Курске в период проведения исследований.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Физико-химические свойства почв. Параллельно анализируемые фоновые и антропогенно-измененные почвы ключевых участков г. Курска (Фон 1 – Техногенез 1, Фон 2 – Техногенез 2, Фон 3 – Техногенез 3) имели сходство по характеру распределения органического вещества в почвенном профиле и кислотно-основным условиям. Однако наблюдались отличия в количественном содержании органического вещества и плавности его убывания вниз по профилю (табл. 2).

Максимальное количество органического вещества отмечалось в урбаноземе (Техногенез 2), в гумусово-аккумулятивном горизонте его содержание достигало 4.9%. Минимальное содержание органического вещества было характерно для подзола песчаного – 0.5% (Фон 3). Мощность профиля варьировала от 75 см в подзоле песчаном

Таблица 2. Строение профилей и базовые показатели экологического состояния изучаемых почв

Объект, почва	Индексы диагностических горизонтов (нижняя граница, см)	Органическое вещество, %	pH (KCl)	Содержание подвижных форм тяжелых металлов в гумусово-аккумулятивных горизонтах, мг/кг*	
				Pb	Cd
Фон 1, серая типичная	AУ (18)	3.3 ± 1.22	5.3 ± 0.1	1.81 ± 0.7	0.13 ± 0.04
	AEL (28)	1.2 ± 0.54	5.0 ± 0.3		
	BEL (68)	1.1 ± 0.11	5.4 ± 0.4		
	Bt (114)	0.6 ± 0.35	5.5 ± 0.2		
Техногенез 1, урбосерая типичная	AУ _{urb} (15)	2.9 ± 0.68	5.1 ± 0.1	7.41 ± 0.5	0.09 ± 0.01
	AEL (24)	0.7 ± 0.18	4.8 ± 0.2		
	BEL (66)	0.8 ± 0.42	5.2 ± 0.1		
	Bt (98)	0.3 ± 0.27	5.3 ± 0.3		
Фон 2, чернозем выщелоченный	AU (47)	4.9 ± 1.2	6.8 ± 0.2	2.46 ± 0.6	0.18 ± 0.04
	AB (69)	1.7 ± 0.38	6.9 ± 0.2		
	BCAmc (102)	1.1 ± 0.63	6.9 ± 0.1		
	BCca (130)	1.0 ± 0.56	7.0 ± 0.1		
Техногенез 2, урбанозем собственно	U1 (10)	2.6 ± 1.49	7.2 ± 0.6	23.44 ± 1.4	0.74 ± 0.03
	U2 (62)	2.7 ± 0.98	7.3 ± 0.8		
	[B] (100)	1.8 ± 0.76	7.8 ± 0.5		
Фон 3, подзол песчаный	O (3)	0.50 ± 0.44	5.2 ± 0.2	2.64 ± 0.4	0.01 ± 0.01
	E (14)	0.38 ± 0.31	4.7 ± 0.2		
	BF (78)	0.15 ± 0.15	5.2 ± 0.1		
Техногенез 3, подзол песчаный	O (4)	2.1 ± 1.09	4.0 ± 0.1	43.2 ± 3.8	0.82 ± 0.22
	E (15)	0.37 ± 0.21	4.2 ± 0.1		
	BF (75)	0.21 ± 0.25	4.5 ± 0.2		

* Значение ПДК Pb – 6 мг/кг [ГН 2.1.7.2041-06], среднее (фоновое для Курска) содержание подвижных форм Cd в почвах рекреационных и санитарно-защитных зон – 0.2 мг/кг [8].

до 130 см в черноземе выщелоченном. Значительное уменьшение содержания органического вещества, наблюдаемое по всему профилю урбосерой почвы, можно объяснить сенокосным и пастбищным режимами, которые приводили к многолетнему отчуждению образующейся фитомассы.

Подзол песчаный (Фон 3), серая типичная (Фон 1) и урбосерая типичная (Техногенез 1) почвы относились к группе слабокислых почв ($5.1 < \text{pH} < 5.3$). Подзол песчаный на участке Техногенез 3 имел сильноокислую реакцию среды ($\text{pH} 4.0$). Чернозем типичный и урбанозем собственно относились к нейтральным и близким к нейтральным почвам ($6.8 < \text{pH} < 7.2$). Наблюдалась значительная пространственная неоднородность значений pH солевой вытяжки: для участков Техногенез 3, Техногенез 2 и Фон 2 отмечалось отчетливое снижение кислотности вниз по почвенному профилю, а на участках Фон 3, Техногенез 1 и Фон 1 отмечено повышение кислотности в элювиальных и гумусово-элювиальных горизонтах (E, AEL). Как правило, техногенная нагрузка приводила к появлению более значительного пространственного разнообразия pH_{KCl} внутри профиля антропогенно-преобразованных почв (0.5–0.6 единицы pH). Фоновые почвы отличаются меньшими внутривыфильными колебаниями значений pH_{KCl} солевой вытяжки (0.2–0.3 единицы pH) (табл. 2).

Во всех трех типах антропогенно-преобразованных почв зафиксированы превышения ПДК подвижными формами свинца – от 1.23 до 7.2 раза. Для почв участков Техногенез 2 и Техногенез 3 также характерно превышение в 3.7 и 4.1 раза среднего (фонового) содержания подвижных форм кадмия, экспериментально установленного для почв рекреационных и санитарно-защитных зон Курска [8].

Сезонная динамика почвенных потоков CO_2 из фоновых и антропогенно-преобразованных почв Курска. Фоновые почвы Курска характеризуются отчетливой сезонной динамикой и пространственной неоднородностью эмиссии CO_2 . По результатам проведенного исследования стоит отметить, что максимальный поток CO_2 , в ходе всего периода мониторинга, фиксировался из серой типичной почвы (Фон 1), минимальная скорость эмиссии диоксида углерода отмечалась для подзола песчаного (Фон 3), что объясняется более легким гранулометрическим составом, меньшим содержанием органического вещества и влаги в почве, а также минимальными значениями температуры почвы. Перечисленные параметры в совокупности со спецификой органического опада (хвой сосны) существенно влияют на микробиологическую активность почв.

Показатель эмиссии CO_2 чернозема выщелоченного, несмотря на более высокое содержание

и запас органического вещества, все же уступал аналогичному показателю серой типичной почвы. Это может объясняться как различной активностью почвенной микробиоты, так и скоростью химических процессов деструкции негумифицированного органического вещества.

Скорость эмиссии CO_2 из фоновых почв города Курска была значительно больше в летние месяцы, чем в осенние и весенние. Повышение эмиссии CO_2 в летний период происходит за счет прироста биомассы корневых систем растений и мобилизации почвенной биоты, которая активно осуществляющей процессы деструкции органического вещества и минерализации гумуса. Минимальная скорость выделяемого почвой CO_2 в атмосферу выявлялась осенью практически на всех участках, за исключением серой типичной почвы – Фон 1, что обусловлено оптимальным сочетанием режимов тепла и влаги серой почвы в сентябре по сравнению с остальными исследуемыми типами почв (рис. 2). Уменьшение количества выпавших осадков приводило к уменьшению содержания влаги в почве в июне 2018 г. Потоки CO_2 серой типичной почвы (Фон 1) и чернозема выщелоченного (Фон 2) в июне значительно меньше майских.

Потоки диоксида углерода из антропогенно-преобразованных почв города Курска характеризовались разнонаправленным изменением их скорости (рис. 2). На протяжении всего периода исследования отмечалось, что значения эмиссии CO_2 из урбосерой типичной почвы (Техногенез 1) достоверно меньше таковых из серой типичной почвы (Фон 1). Кривые скорости эмиссии CO_2 из этих типов почв имеют практически сопоставимый сезонный ход. Исключением являлся сентябрь, когда серая типичная почва (Фон 1) характеризовалась увеличением на 23.1% скорости эмиссии CO_2 в атмосферу, относительно значительной скорости эмиссии в августе, в то время как для загрязненной урбосерой почвы было характерным уменьшение скорости эмиссии CO_2 на 36.0% относительно августовского показателя. Пики эмиссии CO_2 для урбосерой приходились на май и август, для серой типичной – на май и сентябрь. Максимальный поток – 33.7 г $\text{CO}_2/\text{м}^2$ в сутки фиксировался на участке Фон 1 (серая типичная почва). Минимальный поток – 6.4 г $\text{CO}_2/\text{м}^2$ в сутки отмечался на участке Техногенез 1 в октябре (урбосерая почва). Урбанозем на участке Техногенез 2 и чернозем на участке Фон 2 имели схожую временную динамику почвенной эмиссии CO_2 (рис. 3). Конфигурации временных кривых хода эмиссии синхронны. Однако для загрязненного урбанозема эмиссия CO_2 достоверно больше, чем для чернозема выщелоченного (на 37.5% в июле и на 33.9% в октябре). Пики скоро-

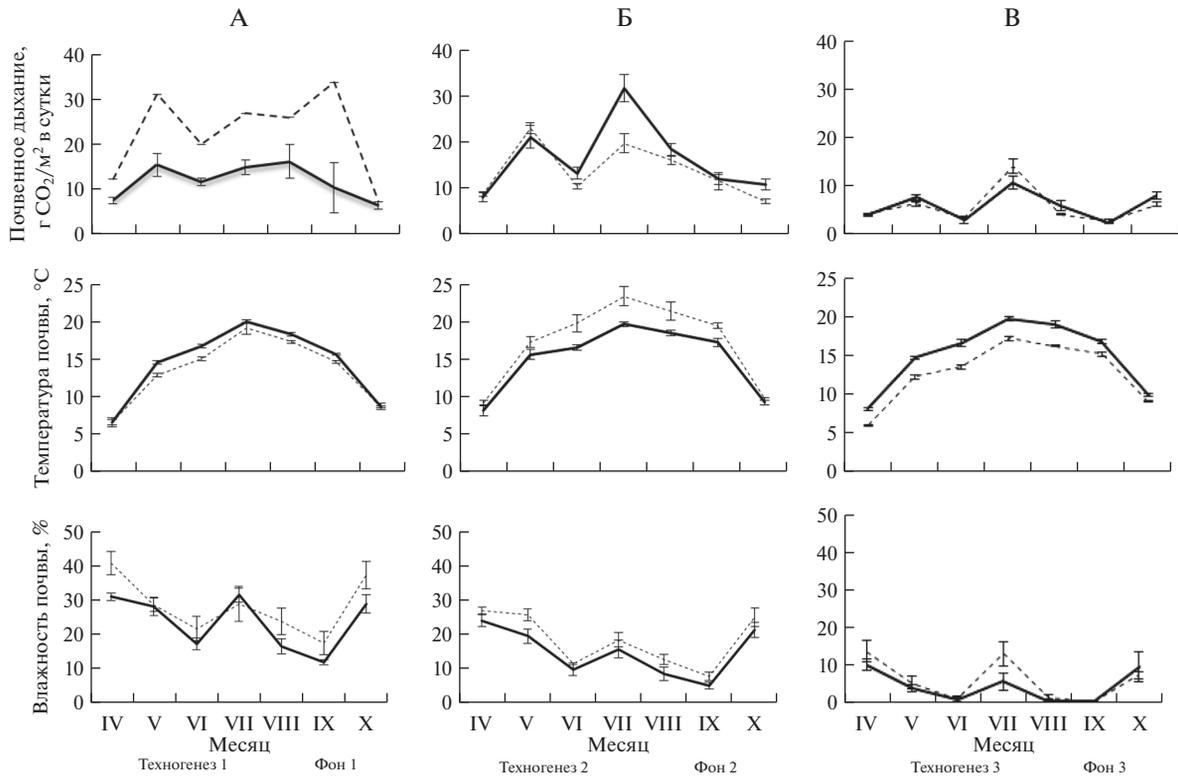


Рис. 2. Сезонная динамика дыхания, температуры и влажности фоновых (сплошная линия) и антропогенно-преобразованных (пунктир) серых и урбосерых типичных среднесуглинистых почв (А, фон 1), черноземов выщелоченных среднесуглинистых и урбаноземов (Б, фон 2), подзолов песчаных иллювиально-железистых (В, фон 3).

сти эмиссии CO₂ для почв участков ТЭЦ и Лавсан приходились на май и июль. Максимальное значение скорости выделения диоксида углерода из почвы выявлено для урбанозема и составляла 31.6 г CO₂/м² в сутки. Минимальный поток CO₂, составивший 7.2 г CO₂/м² в сутки, фиксировался у чернозема. Временная динамика эмиссии CO₂ из загрязненных ТМ и фоновых подзолов песчаных на участках Фон 3 и Техногенез 3 также характеризовались синхронностью хода хронологических кривых. Скорости выделяемого в атмосферу CO₂ почвами этих участков имели достоверные различия в мае, июле, августе и октябре. Так в июле эмиссия CO₂ на 24.8% была больше для незагрязненного ТМ подзола песчаного (Фон 3). В мае, августе и октябре наблюдалась противоположная ситуация – скорость выделяемого CO₂ была на 16.8, 30.4 и 23.4% больше из загрязненного ТМ подзола песчаного (Техногенез 3). Максимальный поток для обоих участков зафиксирован в июле. Для загрязненного ТМ подзола песчаного иллювиально-железистого он составил 10.6 г CO₂/м² в сутки, для незагрязненного – 14.2 г CO₂/м² в сутки. Минимальная скорость эмиссии диоксида углерода в атмосферу почвами ключевых участков Фон 3 и Техногенез 3 также совпали по времени и приходились на сентябрь. На участке Фон 3 подзол

песчаный выделял в атмосферу 2.8 г CO₂/м² в сутки, а на участке Техногенез 3 – 2.4 г CO₂/м² в сутки.

Корреляционно-регрессионный анализ. Для фоновой серой почвы отмечалась обратная корреляционная связь показателя эмиссии диоксида углерода с влажностью почвы. Для фонового подзола песчаного, а также загрязненного ТМ подзола песчаного установлена прямая корреляция эмиссии CO₂ с влажностью почвы. Для чернозема, урбанозема и урбосерой почвы корреляция показателя эмиссии CO₂ с влажностью почвы либо крайне низкого уровня, либо вообще не обнаруживалась (табл. 3).

Положительная зависимость эмиссии CO₂ от температуры почвы для рассматриваемых суглинистых почв (серая, чернозем, урбосерая, урбанозем) отчетливо выражена, коэффициент корреляции имеет средний уровень и колеблется в диапазоне 0.58–0.73 (*p* ≤ 0.05). Корреляции между эмиссией CO₂ и температурой почвы для песчаных почв (подзолы) не обнаружено.

Отмечено разнообразие регрессионных моделей, описывающих взаимоотношения почвенного дыхания с влажностью и температурой почвы. Взаимоотношения подчинялись как линейным, так и нелинейным (экспоненциальным, полиномиальным, степенным) видам регрессии.

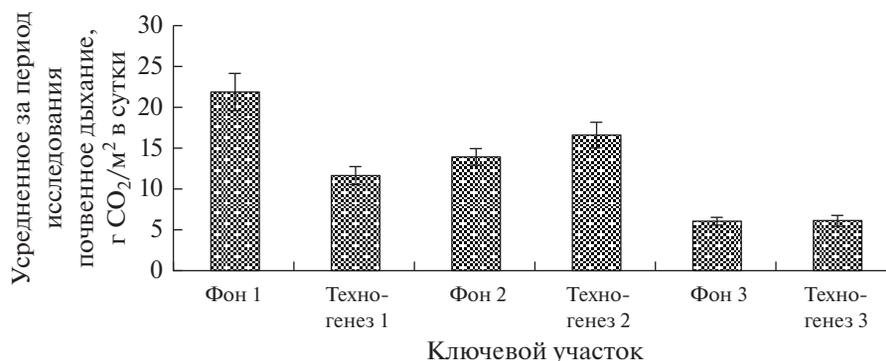


Рис. 3. Эмиссия CO₂ из фоновых и антропогенно-преобразованных почв (загрязненных ТМ), усредненная за период исследования.

Усредненная сезонная эмиссия CO₂ из фоновых и антропогенно-преобразованных почв Курска. Сравнивая усредненное количество выделяемого из изученных почв CO₂ на участках, выбранных в качестве фоновых в рамках их генетической разнородности, установили, что эмиссия убывала в следующем ряду почв: серая типичная почва > чернозем выщелоченный > подзол песчаный (рис. 3). Более высокая скорость почвенной эмиссии CO₂ из серой почвы (21.7 г CO₂/м² в сутки), чем от чернозема (16.5 г CO₂/м² в сутки) может объясняться совокупностью гидротермических условий (сочетание тепла и влаги в почве), которые определяли направленность почвообразовательных процессов на депонирование углерода в черноземе и на активное разложение органического опада и минерализацию гумуса в серой почве.

В целом, усредненная эмиссия CO₂ в суглинистых почвах значительно превышала таковую песчаных почв. Так, фоновые подзолы песчаные выделяли в атмосферу на 72.3% меньше диоксида углерода, чем фоновые серые и на 56.5% меньше, чем фоновые черноземы. По-видимому, это свя-

зано с низким содержанием органического вещества в подзолах песчаных, крайне низкой влагоемкостью почв легкого гранулометрического состава, разреженностью растительного покрова и относительно невысокой активностью почвенной микробиоты.

Для различных по генезису антропогенно-преобразованных и загрязненных ТМ почв г. Курска скорость потоков CO₂ характеризовалась высокой пространственной неоднородностью и убывала в ряду: урбанозем > урбосерая > подзол песчаный. Эмиссия CO₂ в урбаноземе достоверно больше таковой урбосерой почвы, что, вероятно, связано с разницей в активности почвенной микробиоты, запасах органического вещества, уровне загрязнения ТМ и различиями в экологической устойчивости этих почв к загрязнению ТМ.

Минимальный уровень эмиссии CO₂ был характерным для загрязненного ТМ подзола на участке Техногенез 3. Этот показатель на 45.4% меньше, чем в урбосерой почве и на 63.6% меньше, чем в урбаноземе.

Таблица 3. Корреляционная и регрессионная связь между скоростью эмиссии CO₂ и гидротермическими условиями почв г. Курска ($n = 35$)

Почва*	Влажность почвы, %			Температура почвы, °C		
	r	уравнение регрессии	R^2	r	уравнение регрессии	R^2
Фоновые почвы						
СТ	-0.6	$y = -0.049x^2 + 2.182x + 2.466$	0.46	0.66	$y = 5.2077e^{0.0942x}$	0.52
ЧВ	0.0	—	—	0.58	$y = 1.3489x^{0.7987}$	0.43
ПП	0.6	$y = 0.0714x^{0.2042}$	0.46	0.32	$y = 0.1236x^2 - 2.5824x - 17.026$	0.26
Антропогенно-преобразованные почвы						
УСТ	-0.2	$y = -0.1094x + 14.198$	0.04	0.73	$y = -0.0601x^2 + 2.2989x - 3.062$	0.6
УС	-0.1	$y = -0.1201x^2 + 3.3921x - 1.8662$	0.29	0.65	$y = 4.4195e^{0.079x}$	0.51
ПП	0.5	$y = 4.4706x^{0.2404}$	0.5	0.11	$y = 0.0886x + 4.7087$	0.01

* СТ – серая типичная почва, ЧВ – чернозем выщелоченный, ПП – подзол песчаный, УСТ – урбосерая типичная почва, УС – урбанозем собственно.

Отмечалось неоднозначное влияние загрязнения почв Курска ТМ на эмиссию CO₂. В целом можно сказать, что вариации значений скорости эмиссии CO₂ также могут зависеть от базовых свойств почвы, характера и уровня загрязнения ТМ. Ранее установлено, что вклад гетеротрофного компонента в поток CO₂ фоновых серых почв, составляет 60–70%, а при усилении антропогенной трансформации серых почв данное значение заметно уменьшалось [16]. На участке Техногенез 1 усредненная за вегетационный сезон 2018 г. (с апреля по ноябрь) эмиссия CO₂ из урбосерой типичной почвы составляла 11.5 г CO₂/м² в сутки, что на 47.0% меньше, чем на участке Фон 1. Такой показатель эмиссии из урбосерой типичной почвы объясняется более резким уменьшением содержания органического вещества по профилю и меньшим его запасом в метровой толще почвы по сравнению с серой типичной почвой. Возможно, это также связано с угнетением развития микробного сообщества, вызванного загрязнением урбосерой типичной почвы свинцом (1.28 ПДК).

Для суглинистых почв на участках Техногенез 2 и Фон 2 наблюдалась противоположная картина. Усредненная за вегетационный сезон почвенная эмиссия CO₂ из загрязненного свинцом и кадмием урбанозема была выше (на 16.4%), чем от чернозема (Фон 2). Такие значения эмиссии CO₂ в загрязненном ТМ урбаноземе, по-видимому, являются результатом длительных техногенных преобразований почвенных свойств: физическое нарушение целостности горизонтов, подсыпка новых грунтов, уплотнение, постоянный рост содержания Pb и Cd. Подобные явления отмечались в аналогичных работах, проведенных на территориях г. Курска [16], а также США и Китая [21, 24, 25]. Присутствие высоких концентраций подвижных форм ТМ в почве приводит к ускоренному массовому обмену почвенных микроорганизмов, которые в условиях чрезмерного техногенного пресса начинают реализацию программы выработки адаптаций к меняющимся условиям среды [13]. Отметим, что доминирующий вклад в изменение эмиссии CO₂ в загрязненной почве приходился именно на дыхание почвенных микроорганизмов [17, 18], которые отличаются повышенной чувствительностью к техногенному воздействию. Вклад корневого дыхания в изменение общего потока эмиссии CO₂ невелик, так как растительный покров на исследуемых участках имел схожий набор видов и биологическую продуктивность.

Усредненные значения эмиссии CO₂ из загрязненного ТМ и фонового подзолов песчаных не имели существенных различий. Отсутствие влияния ТМ (загрязнение свинцом 7.2 ПДК) объясняется тем, что Pb сосредотачивался только в органогенном горизонте, представленном грубой

неразложившейся и полуразложившейся органикой. В подзолистом и иллювиально-железистом горизонтах превышений ПДК свинца не обнаруживалось. По-видимому, сценарий миграции загрязняющего элемента имел следующий характер: техногенный Pb концентрировался в органогенном горизонте (O), постепенно переходил в почвенный раствор и достаточно быстро вымывался за пределы почвенного профиля. Процессы деструкции в горизонте O подзола песчаного в большинстве своем осуществляют микроскопические грибы. Их доля в микробном сообществе органогенного горизонта подзола может составлять 89–94% [2]. Известно, что загрязнение некоторых типов почв тяжелыми металлами может приводить как к угнетению некоторых видов грибной микрофлоры, так и к стимулированию развития резистентных к ТМ видов микромицетов [1, 20, 23]. Проявлением последнего являлись периодически возникающие повышения скорости эмиссии CO₂ из подзола песчаного на участке Техногенез 3, относительно фонового участка (Фон 3), например в мае и октябре при равнозначных условиях почвенного климата.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Для всех исследуемых типов почв максимальная эмиссия CO₂ наблюдалась в летний период и была в большей степени обусловлена оптимальными гидротермическими условиями. Минимумы эмиссии приходились на весну и осень. Фоновые почвы г. Курска (чернозем выщелоченный, серая типичная почва, подзол песчаный иллювиально-железистый) и их антропогенно-преобразованные и загрязненные ТМ модификации (урбанозем собственно, урбосерая типичная почва, подзол песчаный иллювиально-железистый) имеют синхронные временные кривые сезонного хода эмиссии CO₂, что подтверждает репрезентативность выбранных для исследования ключевых участков. Максимальное значение усредненной за сезон эмиссии CO₂ зафиксировано для серой типичной почвы участка Фон 1 – 21.7 г CO₂/м² в сутки, минимальное – для подзолов песчаных Фон 3 и Техногенез 3 – 6.0 г CO₂/м² в сутки. Загрязнение почв г. Курска тяжелыми металлами неоднозначно сказывается на процессах почвенного дыхания. Так, усредненная за вегетационный сезон скорость эмиссии CO₂ из урбанозема по сравнению с фоновым аналогом – черноземом – возрастает на 16.4%. Для урбосерой почвы этот показатель, наоборот, уменьшается на 47% по сравнению с ее фоновым аналогом – серой почвой. В загрязненных подзолах песчаных усредненная эмиссия CO₂ в целом не отличается от фонового не загрязненного ТМ аналога.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, Гранта Президента Российской Федерации для государственной поддержки молодых российских ученых – кандидатов наук МК-4086.2018.5.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Багаева Т.В., Ионова Н.Э., Надеева Г.В. Микробиологическая ремедиация природных систем от тяжелых металлов. Казань: Казанский университет, 2013. 56 с.
2. Богородская А.В. Микробная биомасса, ее активность и структура в песчаных подзолах южнотаежных сосняков // Хвойные бореальной зоны. 2012. Т. 30. № 3–4. С. 224–228.
3. Водяницкий Ю.Н. Загрязнение почв тяжелыми металлами и металлоидами и их экологическая опасность (аналитический обзор) // Почвоведение. 2013. № 7. С. 872–881. <https://doi.org/10.7868/S0032180X13050171>
4. Герасимова М.И., Строганова М.Н., Можарова Н.В., Прокофьева Т.В. Антропогенные почвы (генезис, география, рекультивация). М.: Ойкумена, 2003. 266 с.
5. Доклад о состоянии и охране окружающей среды на территории Курской области в 2018 году. Департамент экологической безопасности и природопользования Курской области. Курск. 2019. 214 с. [Электронный ресурс. Режим доступа: https://www.ecolog46.ru/wp-content/uploads/2019/10/DOKLAD_2019-1.pdf 25.02.2020]
6. Копчик Г.Н., Кадулин М.С., Захарова А.И. Влияние техногенного загрязнения на эмиссию диоксида углерода почвами в Кольской Субарктике // Журнал общей биологии. 2015. Т. 76. № 1. С. 48–62.
7. Курская область в цифрах. 2019: Краткий статистический сборник / Территориальный орган Федеральной службы государственной статистики по Курской области. Курск, 2019. 94 с. <https://kurskstat.gks.ru/storage/mediabank/%D0%9A%D1%83%D1%80%D1%81%D0%BA%D0%B0%D1%8F%20%D0%BE%D0%B1%D0%BB%D0%B0%D1%81%D1%82%D1%8C%20%D0%B2%20%D1%86%D0%B8%D1%84%D1%80%D0%B0%D1%85%202019.pdf> 25.02.2020
8. Неведров Н.П. Классификация почвенных повреждений городских экосистем Курска // Астраханский вестник экологического образования. 2018. № 2(44). С. 111–118.
9. Неведров Н.П., Дюканова Е.Н., Неведрова Н.Ю. Содержание тяжелых металлов в поверхностных горизонтах почв функциональных зон Курской городской агломерации // Научные ведомости Белгородского государственного университета. Сер. Естественные науки. 2016. № 11(232). Вып. 35. С. 139–145.
10. Неведров Н.П., Проценко Е.П., Глебова И.В. Соотношение содержания валовых и подвижных форм тяжелых металлов в почвах Курска // Почвоведение. 2018. № 1. С. 111–117. <https://doi.org/10.7868/S0032180X17010117>
11. Никифорова Е.М., Кошелева Н.Е. Динамика загрязнения городских почв свинцом (на примере Восточного округа Москвы) // Почвоведение. 2007. № 8. С. 984–997.
12. Полуянов А.В. Флора Курской области. Курск, 2005. 263 с.
13. Прокофьева Т.В., Герасимова М.И., Безуглова О.С., Бахматова К.А., Гольева А.А., Горбов С.Н., Жарикова Е.А., Матинян Н.Н., Наквасина Е.Н., Сивцева Н.Е. Введение почв и почвоподобных образований городских территорий в классификацию почв России // Почвоведение. 2014. № 10. С. 1155–1164. <https://doi.org/10.7868/S0032180X14100104>
14. Пулы и потоки углерода в наземных экосистемах России. М.: Наука, 2007. 315 с.
15. Регионы и города России: интегральная оценка экологического состояния / Под ред. Касимова Н.С. М.: ИП Филимонов М.В. 2014. 560 с.
16. Саржанов Д.А., Васенев В.И., Сотникова Ю.Л., Тембо А., Васенев И.И., Валентини Р. Краткосрочная динамика и пространственная неоднородность эмиссии CO₂ почвами естественных и городских экосистем Центрально-черноземного региона // Почвоведение. 2015. № 4. С. 469–478. <https://doi.org/10.7868/S0032180X15040097>
17. Саржанов Д.А., Васенев В.И., Валентини Р. Анализ пространственного разнообразия и временной динамики почвенных потоков парниковых газов (CO₂, CH₄, N₂O) в условиях представительных урбоэкосистем г. Курска // АгроЭкоИнфо. 2015. № 6. http://agroecoinfo.narod.ru/journal/STATYI/2015/6/st_37.doc
18. Смагин А.В. Газовая функция почв // Почвоведение. 2000. № 10. С. 1211–1223.
19. Bandaranayake W., Qian Y.L., Parton W.J., Ojima D.S., Follett R.F. Estimation of Soil Organic Carbon Changes in Turfgrass Systems Using the CENTURY Model // Agron. J. 2003. V. 95. P. 558–563.
20. Bruins M.R., Bruin M.R., Kapil S., Oehme F.W. Microbial resistance to metals in the environment // Eco-toxic. Environ. Safety. 2000. V. 45. P. 198.
21. Chapin F.S. III, Woodwell G.M., Randerson J.T. et al. Reconciling Carbon & cycle Concepts, Terminology, and Methods // Ecosystems. 2006. V. 9. P. 1041–1050.
22. Deviatova T., Alaeva L., Negrobova E., Kramareva T. The CO₂ emission in urbanic soils in the conditions of intensive technogenic pollution // Geophysical Research Abstracts. 2017. V. 19. P. 72–97.
23. Kaye J.P., McCulley R.L., Burkez I.C. Carbon fluxes, nitrogen cycling, and soil microbial communities in adjacent urban, native and agricultural ecosystems // Glob. Change Biol. 2005. V. 11. P. 575–587.
24. Pouyat R.V., Yesilonis I.D., Nowak D.J. Carbon storage by urban soils in the United States // J. Environ. Quality. 2006. V. 35. P. 566–575.
25. Rossiter D.G. Classification of urban and industrial soils in the world reference base for soil resources // J. Soils Sediments. 2007. V. 7. P. 96–100.
26. Swift S. Sequestration of carbon by soil // Soil Sci. 2011. V. 166. P. 858–871.

Seasonal Dynamics of CO₂ Emission in Soils of the City of Kursk

N. P. Nevedrov^{1, *}, D. A. Sarzhanov², E. P. Protsenko¹, and I. I. Vasenev²

¹*Kursk State University, Kursk, 305000 Russia*

²*Russian State Agrarian University-Timiryazev Agricultural Academy, Moscow, 127550 Russia*

**e-mail: 9202635354@mail.ru*

Variability of CO₂ emission in space and time in the soils of Kursk under different land use, pollution level and soil genesis has been assessed. The data on the seasonal dynamics of CO₂ emissions in reference (forested recreational areas) and urban soils that suffer from heavy pollution load are presented. Seasonal dynamics of soil CO₂ emission depends on a number of soil factors: season, soil type, organic matter content, anthropogenic modifications of soil profiles, hydrothermal conditions, and heavy metal pollution. Soil hydrothermal conditions to a greater extent determine the intensity and characteristics of the seasonal dynamics of soil CO₂ emission with a maximum in the summer period. In human-modified soils, multidirectional transformation of soil CO₂ emissions is noted. The intensity of CO₂ emission in soils of various genesis is quite different. Heavy metal pollution of the soil has an ambiguous effect on the soil emission processes: the CO₂ emission rate from Technosols increased by 16.4% compared to the reference soil – Luvic Chernozems (Loamic, Pachic), while for Technic Greyzemic Phaeozems (Loamic) this indicator decreases by 47% compared to its background analogue – Greyzemic Phaeozem (Loamic). In Carbic Podzols polluted by heavy metals, the averaged CO₂ emissions are generally similar to those from the background soils unpolluted by heavy metals.

Keywords: soil carbon dioxide emission, heavy metals, urban soil, soil respiration, Luvic Chernozem (Loamic, Pachic), Greyzemic Phaeozem (Loamic), Carbic Podzol (Arenic), Technic Greyzemic Phaeozem (Loamic), Urbic Technosol

УДК 631.46

ПРОКАРИОТНЫЙ КОМПОНЕНТ НЕФТЕЗАГРЯЗНЕННОЙ ТОРФЯНОЙ ОЛИГОТРОФНОЙ ПОЧВЫ ПРИ РАЗНОМ УРОВНЕ МИНЕРАЛЬНОГО ПИТАНИЯ

© 2021 г. Н. А. Манучарова^{а, *}, Н. А. Ксенофонтова^а, А. А. Белов^а, Н. Н. Каменский^а,
А. В. Арзамазова^а, Г. М. Зенова^а, Р. Р. Кинжаев^а, С. Я. Трофимов^а, А. Л. Степанов^а

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

*e-mail: manucharova@mail.ru

Поступила в редакцию 15.04.2020 г.

После доработки 16.05.2020 г.

Принята к публикации 12.07.2020 г.

Молекулярно-биологическими методами исследованы разнообразие и биомасса метаболически активных прокариотных клеток в олиготрофной торфяной почве, загрязненной нефтью при разных уровнях минерального питания. Установлено, что доля метаболически активных компонентов в образцах исследованного торфа составляет 0.1 часть (10%) от прокариотного сообщества. Внесение в загрязненную почву полного минерального удобрения ($N_{40}P_{50}K_{50}$) на фоне известкования (1/2 гидролитической кислотности) приводит к возрастанию более чем в 2 раза биомассы клеток прокариот, числа копий функциональных генов (*bss* и *nifH*) и значимому уменьшению содержания нефтепродуктов. Внесение полного минерального удобрения на фоне известкования в загрязненной нефтью почве сопровождается изменением филогенетической структуры и частичным восстановлением метаболически активного прокариотного комплекса.

Ключевые слова: нефть, метаболически активный почвенный прокариотный комплекс, функциональные гены, гибридизация клеток *in situ* (FISH), метагеномный анализ

DOI: 10.31857/S0032180X2101010X

ВВЕДЕНИЕ

Обширные территории Российской Федерации, на которых происходят разливы нефти, приурочены к зонам торфяных почв средней и северной тайги. Основными характеристиками таких почв являются: высокая кислотность, низкие величины окислительно-восстановительного потенциала, малое содержание основных элементов питания, низкая скорость минерализации органического вещества, что негативно влияет на их способность к самовосстановлению после антропогенных нарушений [8]. Нефтяное загрязнение способно значительно влиять на свойства этих почв. Так, при разливах нефти на болотах значение окислительно-восстановительного потенциала торфяных почв уменьшается [8]. Все это приводит к изменению структуры микробного сообщества, увеличению количества микроорганизмов с анаэробным дыханием, что сопряжено с разложением нефтепродуктов [8]. Установлено, что в средах без молекулярного кислорода или его лимитированием, микроорганизмы используют альтернативные акцепторы электронов для анаэробного дыхания [18]. Для выявления роли микроорганизмов в биодеградации поллютантов в окружающей среде

следует оценивать структуру и активность их сообщества *in situ* прямыми методами.

Целью настоящего исследования являлась оценка разнообразия и активности прокариотного сообщества загрязненной нефтью торфяной олиготрофной почвы в условиях разного минерального питания.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Объектом исследования явился верхний слой (0–20 см) торфяной олиготрофной почвы Fluvic Histosol, отобранной в периферийной части нефтесоразнесенной крупной мочажины Среднеобской низменности (территория Приобского нефтяного месторождения вблизи села Селиярово, Ханты-Мансийский р-н ХМАО; GPS координаты: 61°31'24.71" с. ш., 70°26'76.10" в. д.). Продолжительность нефтяного загрязнения почвы при отборе ее образцов составляла более трех лет. Контролем служили образцы верхнего горизонта (0–20 см) торфяной олиготрофной почвы (Fluvic Histosol) болотного грядово-мочажинного комплекса (ГМК), не загрязненной нефтью (фон).

Определение агрохимических свойств торфяной почвы выполнено следующими методами: рН_{KCl} (ГОСТ 26483); влажность (термостатно-весовой метод) (ГОСТ 11305-2013); гидролитическая кислотность (ГОСТ 26212); подвижные формы фосфора и обменного калия (ГОСТ 26207). Содержание нефтепродуктов в почве определяли методом ИК-спектроскопии (ПНД Ф 16.1:2.2.22-98).

рН_{KCl} составил 3.85; гидролитическая кислотность (Нг) 127.2 ммоль/100 г, подвижные соединения фосфора (P₂O₅) 12.2 ± 1.5 мг/кг и калия (K₂O) 14.6 ± 2.6 мг/кг, содержание нефтепродуктов (НП) 129400 ± 2225 мг/кг и их исходная влажность (И) – 326%.

В почвенные образцы вносили следующие минеральные соли: NH₄NO₃; Ca(H₂PO₄)₂; K₂SO₄, которые служили элементами питания (NPK). Дозы этих солей составляли (мг/100 г почвы) N₂₀P₃₀K₃₀ (средний уровень обеспеченности, далее 0.5 NPK) и N₄₀P₅₀K₅₀ (повышенный уровень, далее 1 NPK). Уровни обеспеченности элементами минерального питания создавались в соответствии с группировками по наличию и доступности минерального азота, подвижного фосфора и обменного калия, разработанными Белорусским НИИ почвоведения и агрохимии для торфяных почв [7]. Гидролитическую кислотность (Нг) нейтрализовали Ca(OH)₂ на 50% в вариантах половины гидролитической кислотности (0.5 Нг) и 100% в вариантах полной гидролитической кислотности (1 Нг). Исследуемые варианты эксперимента представлены в табл. 1.

В ряд вариантов опыта (6–8 и 12–14 см) была внесена культура бактерий рода *Pseudomonas*, способных к росту на среде Эванса с нефтью в качестве единственного источника углерода [10] и на среде Эшби без источников азота [5]. Суспензию стационарных клеток бактерий вносили в концентрации 10⁷ кл/мл.

Для проведения опыта использованы сосуды объемом 1.5 л. Почву инкубировали при комнатной температуре (20–22°C) в течение восьми недель с поддержанием первоначальной влажности (326%, весовой метод).

Численность прокариот определяли люминесцентно-микроскопическим методом с использованием различных флуорохромов: (акридиновый оранжевый, Су3). Общую численность прокариот в почве определяли с помощью красителя акридина оранжевого, который растворяли в воде в соотношении 1 : 10000. Почвенную суспензию (разведение 1 : 100) обрабатывали ультразвуком, а затем ее аликвоту (10 мкл) наносили на предметное стекло и фиксировали пламенем горелки. Подготовленные таким образом стекла окрашивали (3 мин), а затем помещали в воду (5 мин, 2 раза). Эксперимент проводили в трехкратной

Таблица 1. Варианты эксперимента

№	Вариант
1	Контроль (фон)
2	Контроль нефтезагрязненный (КН)
3	КН + 0.5 Нг (1/2 гидролитическая кислотность)
4	КН + 0.5 Нг + 0.5NPK (N ₂₀ P ₃₀ K ₃₀)
5	КН + 0.5 Нг + 1NPK (N ₄₀ P ₅₀ K ₅₀)
6	КН + 0.5 Нг + б. (бактериальная суспензия)
7	КН + 0.5 Нг + 0.5NPK + б.
8	КН + 0.5 Нг + 1NPK + б.
9	КН + 1Нг (полная гидролитическая кислотность)
10	КН + 1Нг + 0.5NPK
11	КН + 1Нг + 1NPK
12	КН + 1Нг + б.
13	КН + 1Нг + 0.5NPK + б.
14	КН + 1Нг + 1NPK + б.

повторности. Подсчет клеток бактерий проводили с использованием люминесцентного микроскопа ZEISS Microscope Axioskop 2 plus (Германия) со светофильтром Filterset 09 (λ = 450 – 490 нм). Количество микробных клеток в 1 г почвы вычисляли по формуле: $N = 4an \times 10^{10}/S$; где N – количество клеток в 1 г почвы, a – среднее число клеток в поле зрения, 4×10^8 – площадь фиксированного препарата (мкм²), n – показатель разведения [5]. Удельную массу микроорганизмов принимали равной 1 г/см³, а содержание воды в клетках – 80%. Сухая биомасса одноклеточных бактерий и актиномицетов вычисляли умножением их численности на средние значения массы клетки или участка мицелия. Масса бактериальной клетки принималась равной 2×10^{-14} г, актиномицетного мицелия длиной 1 м при диаметре 0.5 мкм – 3.9×10^{-8} г [3].

Метаболически активные прокариоты определяли методом *in situ*-гибридизации с рРНК-специфичными флуоресцентно-мечеными олигонуклеотидными зондами (FISH), меченным Су3 красителем. Были применены зонды, специфичные для доменов *Archaea* и *Bacteria*.

Экстракция тотальной ДНК из почвы выполнена из образцов массой 0.2 г с помощью набора Power Soil DNA Isolation Kit (MO BIO Laboratories, США) согласно протоколу производителя.

Оценку численности рибосомальных генов бактерий и архей осуществляли методом полимеразной цепной реакции (ПЦР) в реальном времени [14]. Реакцию проводили в амплификаторе DTLite4 ДНК-Технология. Реакционную смесь готовили из препарата Super Mix Eva Green (“Bio-Rad”). В качестве стандартов концентрации генов 16S рРНК для бактерий использовали растворы

клонированных фрагментов рибосомального оперона штамма K12 *Esherichia coli*, для архей – штамма FG-07 *Halobacterium salinarum*. Использовали следующие ДНК-специфичные праймеры:

arc915f 5'-AGGAATTGGCGGGGGAGCAC-3';

arc1059r5'-GCCATGCACCCWCCTCT-3';

Eub338f5'-ACTCCTACGGGAGGCAGCAG-3';

Eub518r5'-ATTACCGCGGCTGCTGG-3'.

Протокол реакции (температурный профиль) был следующим: 95°C – 3 мин → (95°C – 10 с → 50°C – 10 с → 72°C – 20 с + детекция флуоресценции) × 49 циклов [14]. Для каждого варианта эксперимента (образца) реакцию проводили в трех повторностях. Обработка результатов измерения выполнена с использованием пакета программы Real time_PCR.

Для выявления функциональных генов, указывающих на процессы анаэробной деградации углеводородов нефти использовали следующую систему праймеров:

BssADegF15'-CTGRTYTWYGAMGARAAG-AAG-3';

BssADegR1 5'-AGYACBGCVGTYGGBCCATT-3';

BssADegF2 5'-AATGGVCCRACBGCVGTRCT-3';

BssADegR2 5'-ACSMMGTTTAACTGSACRTG-3'.

Аmplификацию проводили по программе: денатурация ДНК (98°C, мин) и последующие 40 циклов реакции, в которые входит денатурация ДНК (98°C, 10 с), отжиг праймеров (58°C, 10 с) и элонгация (65°C, 1 мин) [20]. В результате работы фермента бензилсукцинатсинтазы (*bss* – ген), толуол используется бактериями через промежуточный продукт – бензилсукцинат, что является начальным этапом деградации циклических углеводородов в анаэробных условиях [20].

Для определения наличия гена, отвечающего за способность обеспечения системы азотом (*nifH*) использовали следующие праймеры и условия:

Forward5'-GGTTGTGACCCGAAAGCTGA-3';

Reverse 5'-GCGTACATGGCCATCATCTC-3'.

Аmplификация: 94°C – 1 мин, (94°C 30 с, 50°C 1 мин, 72°C 30 с) (40 циклов), 72°C 10 мин [15].

Высокопроизводительное секвенирование. С целью выявления биоразнообразия прокариотного комплекса исследуемых почв применяли метод высокопроизводительного секвенирования консервативного участка гена 16S рНК [22]. Для экстракции тотальной ДНК прокариот использовали набор Power Soil DNA Isolation Kit (MO BIO, США согласно инструкции производителя). Амплификацию фрагментов гена 16S рНК осуществляли с помощью праймеров, комплементарных последовательностям бактерий и архей:

PRK341F 5'-CCTACGGGRBGCASCAG-3';

PRK806R 5'-GGACTACYVGGGTATCTAAT-3'.

Полученные ПЦР-фрагменты очищали на колонках QIAquick согласно протоколу производителя. Каждый ПЦР-фрагмент растворяли в 50 мкл ТЕ-буфера. Нуклеотидные последовательности переменных фрагментов генов 16S рибосомальных РНК из образцов метагеномной ДНК определяли с помощью высокопроизводительного секвенирования [22]. Секвенирование проводили на секвенаторе Illumina Miseq, время прочтения 39 ч, количество pair-endreads (парных прочтений) – 8 млн. Затем с обоих концов ДНК формировали файл с прямыми и обратными прочтениями, которые представляли собой текстовое описание первичной структуры линейных макромолекул в виде последовательности мономеров. Обработку данных секвенирования проводили с использованием автоматизированного алгоритма Quantitative Insights Into Microbial Ecology (QIIME) [13]. При помощи инструментов программы осуществлялись:

– проверка качества секвенирования и создание библиотеки сиквенсов;

– формирование ОТЕ (OTU picking) denovo на основе 97%; удаление синглтонов (“singletons” – ОТЕ, содержащих только один сиквенс) и последовательностей, относящихся к растительным хлоропластам;

– определение филогенетического состава сообществ на разных таксономических уровнях при помощи базы данных разнообразия гена RDP classifier [21].

Статистическую обработку данных проводили с помощью программы STATISTICA 6.0.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Биомасса прокариот. Выявлено, что в загрязненной нефтью торфяной олиготрофной почве сухая биомасса прокариот достигала в среднем 65 мкг/г почвы (рис. 1, А), абиомасса метаболически активных клеток прокариот не превышала 6.5 мкг/г почвы (рис. 1, Б), что составило около 10%. В загрязненной нефтью почве наблюдали уменьшение биомассы прокариот и доли метаболически активных клеток по сравнению с контролем. Значения общей биомассы находились в диапазоне от 57 до 60 мкг/г почвы (рис. 1, А), а биомасса метаболически активных клеток в загрязненных образцах не превышала 3.5 мкг/г, что составляет только 5% от всех выявляемых прокариот (рис. 1, Б).

Внесение минеральных солей (источники питания NPK и известь) в загрязненную нефтью почву способствовало увеличению биомассы прокариот (табл. 2). Для вариантов с внесением повышенного минерального питания (N₄₀P₅₀K₅₀) и низкой (0.5 Нг) гидролитической кислотностью выявлена наибольшая биомасса прокариот, дости-

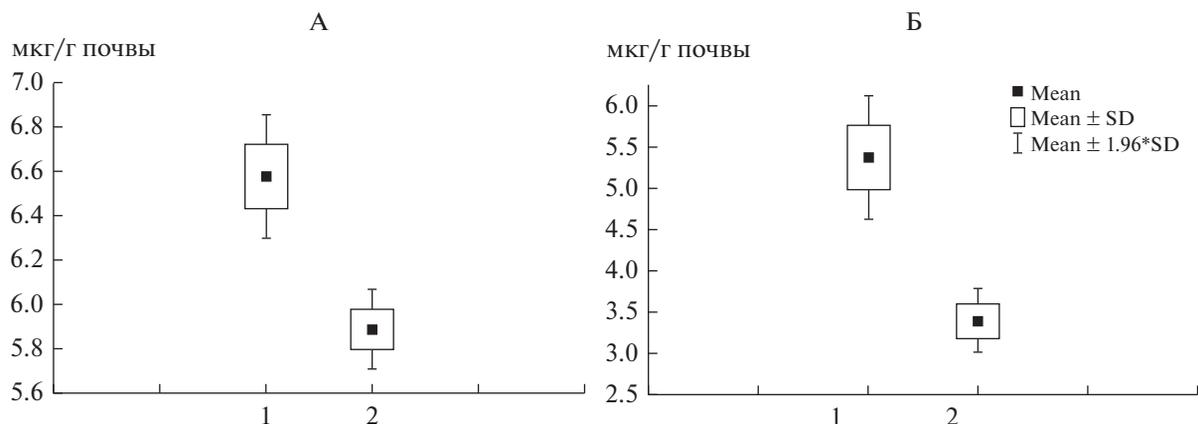


Рис. 1. Биомасса прокариот (А) и их метаболически активных клеток (Б) в торфяной олиготрофной почве: 1 – контроль (без нефти), 2 –загрязненной нефтью.

гающая 130 мкг/г почвы, что в 2 раза больше по сравнению с загрязненной почвой без внесения солей (нефтезагрязненный вариант, КН). Внесение в почву бактериальных культур, способных к деструкции углеводов нефти, на фоне минеральных солей не приводило к статистически значимому изменению прокариотной биомассы в исследуемых вариантах эксперимента.

Молекулярно-биологическими методами (ПЦР в реальном времени и FISH) получены схожие результаты. Численность архейных и бактериальных компонентов сообщества по числу копий гена 16S рРНК была максимальной в вариантах с повышенным уровнем минерального питания и нейтрализованной на половину гидролитической

кислотностью и достигала 1×10^{11} копий гена/мл для бактерий и 2×10^8 копий гена/мл – для архей (табл. 3). Биомасса метаболически активных клеток представителей доменов *Bacteria* и *Archaea* также увеличивалась в вариантах с повышенным уровнем минерального питания и 1/2 гидролитической кислотностью (0.5 Нг), более чем в 2 раза по сравнению с загрязненной почвой без применения ремедиации (нефтезагрязненная почва, КН) (рис. 2, А, Б).

Филогенетическая структура прокариотных сообществ исследуемых почв. Молекулярно-биологическими методами (FISH и высокопроизводительным секвенированием) в исследуемых образ-

Таблица 2. Убыль нефтепродуктов и суммарная биомасса прокариот в загрязненной нефтью торфяной олиготрофной почве в фоновом варианте и с внесением удобрений и извести в соответствии со схемой опыта

Вариант	Убыль НП, %	Количество клеток в 1 г	Биомасса прокариот, мкг/г почвы
КН	2.2	2.91E+09	58.2 ± 2.2*
КН + 0.5Нг	4.2	2.94E+09	58.7 ± 2.03
КН + 0.5Нг + 0.5NPK	6.3	4.28E+09	85.7 ± 2.8
КН + 0.5Нг + 1NPK	11.7	6.53E+09	130.5 ± 2.1
КН + 0.5Нг + б.	7.3	3.14E+09	62.8 ± 2.1
КН + 0.5Нг + 0.5NPK + б.	7.1	4.28E+09	85.6 ± 2.4
КН + 0.5Нг + 1NPK + б.	11	4.67E+09	93.4 ± 2.0
КН + 1Нг	2.8	3.34E+09	66.9 ± 2.9
КН + 1Нг + 0.5NPK	3.8	4.39E+09	87.8 ± 2.3
КН + 1Нг + 1NPK	4.5	3.08E+09	61.6 ± 2.6
КН + 1Нг + б.	7.2	2.75E+09	55.0 ± 2.5
КН + 1Нг + 0.5NPK + б.	7.8	3.12E+09	62.5 ± 2.1
КН + 1Нг + 1NPK + б.	3.1	3.61E+09	72.2 ± 2.3

* Биомасса прокариот приведена в формате: среднее значение ± доверительный интервал.

Таблица 3. Число копий гена 16S рРНК представителей домена *Bacteria* и *Archaea* в загрязненной нефтью торфяной олиготрофной почве в фоновом варианте и с внесением удобрений и извести в соответствии со схемой опыта*

Вариант	Число копий гена <i>Bacteria</i> /мл	Число копий гена <i>Archaea</i> /мл
КН	2.44E+10	4.54E+07
КН + 0.5 Нг	5.07E+10	4.24E+07
КН + 0.5Нг + 0.5NPK	6.35E+10	9.61E+07
КН + 0.5Нг + 1NPK*	1.09E+11	1.34E+08
КН + 0.5Нг + б.	4.18E+10	4.64E+07
КН + 0.5Нг + 0.5NPK + б.	8.27E+10	1.16E+08
КН + 0.5Нг + 1NPK + б.	9.06E+10	3.64E+07
КН + 1Нг	2.38E+10	5.39E+07
КН + 1Нг + 0.5NPK	5.39E+10	2.16E+07
КН + 1Нг + 1NPK	3.05E+10	3.51E+07
КН + 1Нг + б.	2.78E+10	1.12E+08
КН + 1Нг + 0.5NPK + б.	6.18E+10	1.90E+08
КН + 1Нг + 1NPK + б.	6.14E+10	2.05E+07

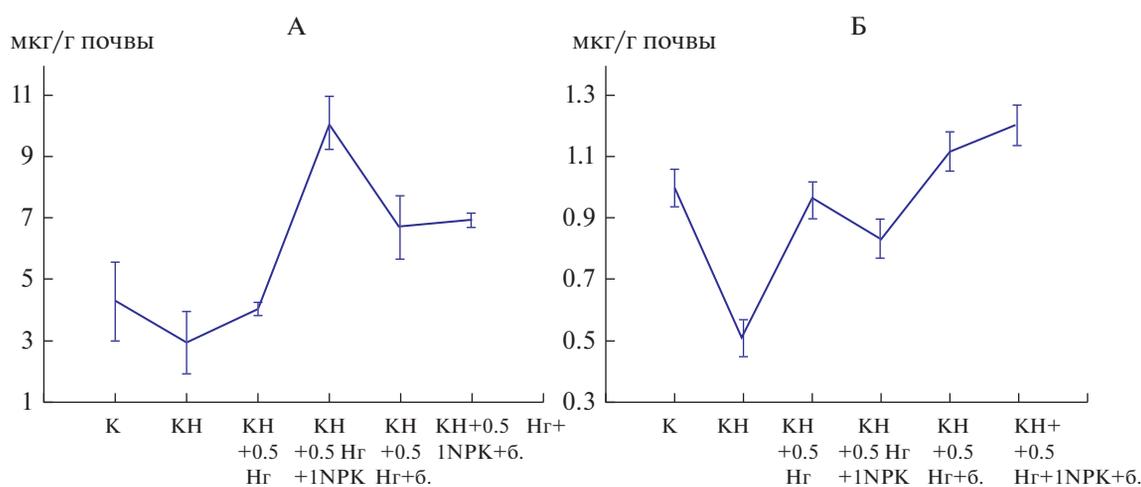
* Число бактериальных копий гена 16S рРНК в сообществе максимально в вариантах с повышенным уровнем минерального питания и нейтрализованной на половину гидролитической кислотностью (1×10^{11} копий гена/мл).

цах была выявлена структура метаболически активного прокариотного сообщества.

В незагрязненных нефтью образцах торфа среди домена *Bacteria* доминировали представители филумов *Proteobacteria* и *Acidobacteria*, занимая по 25% от всего выявляемого бактериального комплекса (рис. 3, А). Среди протеобактерий выявляли представителей альфа-, гамма- и дельта-протеобактерий. Представители филогенетических групп *Planctomycetes*, *Actinobacteria*, *Verrucomicrobia*, *Bacteroidetes* были обнаружены в сообществе в

меньших количествах. Представители *Firmicutes* входили в спектр минорных компонентов. Известны работы отечественных исследователей, рассматривавших структуру метаболически активного прокариотного сообщества торфов, в которых выявлены схожие закономерности [2, 6].

Структура бактериального комплекса в загрязненном нефтью торфе изменялась по сравнению с контрольной почвой. Доля филума *Proteobacteria* возрастала до 50% от всех выявляемых бактерий (рис. 3, Б). Среди протеобактерий обнаружи-

**Рис. 2.** Биомасса (мкг/г почвы) метаболически активных клеток представителей домена *Bacteria* (А) и домена *Archaea* (Б) в фоновой почве и с внесением удобрений и извести в соответствии со схемой опыта.**Рис. 3.** Филогенетическая карта структуры бактериального компонента (%) болотной торфяной верховой ненарушенной почвы (контроль) (А) и почвы с сильным загрязнением нефтью (Б).

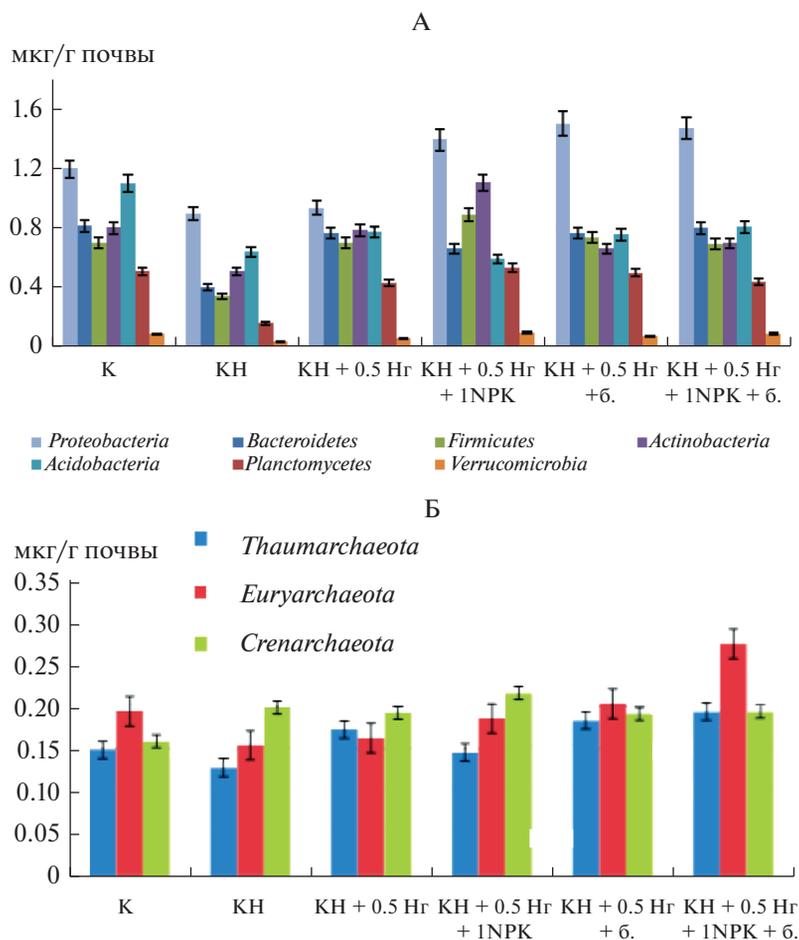


Рис. 4. Значения биомассы (мкг/г почвы) метаболически активных представителей различных филогенетических групп домена *Bacteria* (А) и *Archaea* (Б) в загрязненной нефтью торфяной олиготрофной почве в фоновом варианте и с внесением удобрений и извести в соответствии со схемой опыта.

вались альфа-, гамма- и бета- протеобактерии. Стоит отметить, что увеличение протеобактерий происходит за счет появления видов, которые не встречались в незагрязненной почве, например *Sulfuritalea*, принадлежащим к *Betaproteobacteria* семейству *Sterolibacteriaceae*. Данный организм является хемолитоавтотрофом, окисляющим тиосульфаты, серу и водород [12]. Согласно литературным источникам, его используют для деградации ароматических соединений, в частности, для анаэробного разложения бензоатов и фенилацетатов [12]. В бактериальном комплексе загрязненного торфа возрастает доля актинобактерий, причем, если в контрольной почве среди актинобактерий доминировали представители порядка *Frankiales* (род *Acidothermus*), то в опытном варианте начинают доминировать представители порядков *Micrococcales* и *Corinebacteriales* (представители родов *Micobacterim* и *Williamsia*). В литературе имеются сведения о росте некоторых видов рода *Williamsia* на бензоле [17].

В загрязненной нефтью торфяной почве, подверженной ремедиации, стоит обратить внимание на вариант с большей дозой минеральных удобрений на фоне неполного известкования, где по результатам метода FISH доминирующей группой в прокариотном комплексе остаются протеобактерии и значимо возрастает доля метаболически активных представителей филума *Actinobacteria* (рис. 4, А). Биомасса представителей этой группы увеличивается в 2 раза — от 0.5 мкг/г почвы (для варианта с нефтью) до 1.1 мкг/г образца (для почвенного образца с нефтью и удобрением).

В структуре метаболически активных представителей домена *Archaea* в загрязненных образцах также происходит перестройка комплекса по сравнению с контрольной почвой. Если в контроле доминирует группа *Euryarchaeota*, то в загрязненной почве — *Crenarchaeota*. Применение агрохимических средств приводит к восстановлению исходной, схожей с фоновым вариантом структуры (рис. 4, Б).

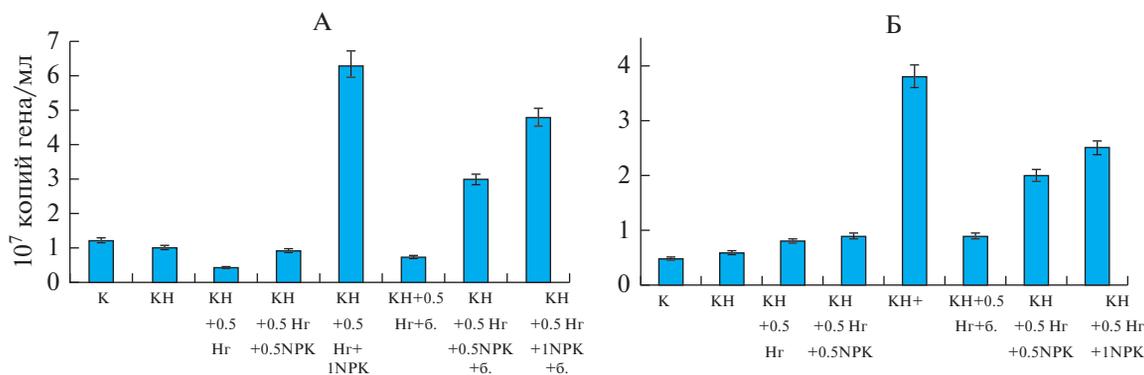


Рис. 5. Число копий гена (копий/мл) гена *nifH* (А) и гена *bssA* (Б) в исследуемых вариантах опыта.

Детекция функциональных генов *BssA* и *nifH*.

В дополнении к характеристике филогенетической структуры прокариотного сообщества был проведен анализ функциональных генов, отвечающих за возможность самовосстановления микробного сообщества исследуемых почв. Рассматривали наличие и число копий генов бактерий анаэробов деструкторов углеводов. Процесс окисления алканов в анаэробных условиях начинается с карбоксилирования, что приводит к образованию альдегида или жирной кислоты [11]. Так, анаэробное разложение бензола может быть инициировано метилированием в толуол. Толуол включается в метаболизм бактерий через промежуточный продукт — бензилсукцинат, образующийся в результате работы фермента бензилсукцинатсинтазы (*bss*), что представляет собой начальный этап деградации циклических углеводов в анаэробных условиях. С другой стороны, рассматривали наличие копий гена бактерий азотфиксаторов (*nifH*), способных обеспечить систему азотом, что является одним из этапов ремедиации почв.

Ген *nifH* был обнаружен во всех вариантах опыта. Обращают на себя внимание 2 варианта опыта: с повышенным уровнем удобрений и неполной дозой мелиоранта без бактериального комплекса и с его наличием, где число копий гена составляло 6×10^7 и 4.8×10^7 копий гена/мл среды соответственно (рис. 5, А).

Бактериальный ген, отвечающий за катаболизм толуола, обнаружен также во всех исследуемых образцах (в том числе контрольных). Наименьшие значения, около 5×10^8 копий гена/мл принадлежали контрольным образцам. В вариантах с нефтью, несмотря на пониженную численность и биомассу прокариотного комплекса, установлено увеличение числа копий гена *bssA* по сравнению с контролем (до 8×10^8). Таким образом, обнаружение повышенного числа копий гена *bssA* может выступать в качестве показателя индикатора загрязнения (рис. 5, Б). Наибольшие значения числа

копий гена *bssA* обнаружены в варианте с повышенной дозой удобрений и неполной дозой извести, что можно объяснить наибольшей численностью метаболически активных клеток в сообществе данного варианта опыта.

Наибольшие значения для числа копий гена *bssA* коррелирует с убылью содержания нефтепродуктов в исследуемых вариантах опыта. Наименьшее содержание нефтепродуктов после завершения опыта зафиксирована для варианта с большей дозой минеральных удобрений и неполной дозой мелиоранта (табл. 2).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В олиготрофной торфяной почве биомасса метаболически активных (имеющих в своей структуре РНК, а, следовательно, делящихся и растущих) прокариотных клеток достигает в среднем 5 мкг/г, что составляет 0.1 часть (10%) от всего сообщества. Следует отметить, что по полученным нами ранее данным, для верхних горизонтов чернозема, серой лесной, каштановой почв доля метаболически активных представителей прокариот составляла от 30 до 45% от суммарной биомассы прокариотного комплекса, что в несколько раз превышает значения для торфяной олиготрофной почвы [4]. Из отечественной литературы известны сведения о пониженной микробной активности торфов: доля активных (участвующих в биогеоценологических циклах) бактерий для верхового торфяника составляла в среднем от 10 до 25% [1].

Загрязнение олиготрофной торфяной почвы нефтью приводит к уменьшению метаболически активной прокариотной биомассы (в 2 раза), доля которой составляет 5% от всех выявляемых прокариот. Применение ремедиации к загрязненному нефтью образцам торфа, а именно внесение полного минерального питания на фоне известкования (0.5 Нг), приводит к возрастанию (более чем в 2 раза) биомассы метаболически активных клеток бактерий и архей. Установлено изменение филоге-

нетической структуры метаболически активного прокариотного комплекса как на уровне домена *Archaea*, так и *Bacteria* в загрязненных нефтью торфах по сравнению с фоном. Внесение полного минерального питания на фоне неполного (0.5 Нг) известкования приводит к частичному восстановлению структуры прокариотного комплекса. Наибольшие значения числа копий функциональных генов (*bss* и *nifH*) для варианта с большей дозой минеральных удобрений на фоне известкования по 0.5 Нг совпадают со значимым уменьшением содержания нефтепродуктов в исследуемых вариантах опыта. Полученные результаты могут быть полезны при биоиндикации и оценке процесса восстановления загрязненных почвенных систем.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Исследование выполнено при финансовой поддержке проектов РФФИ “Фундаментальные проблемы исследования почв и управления почвенными ресурсами России” (грант № 19-29-05197-мк) и частично в рамках НИР “Продуктивность агроэкосистем и ее связь с динамикой плодородия почв” (номер государственной регистрации 116020350086-4).

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Богданова О.Ю., Головченко А.В., Лысак Л.В., Глухова Т.В., Звягинцев Д.Г. Жизнеспособность бактерий в торфяниках // Почвоведение. 2014. № 4. С. 466–472. <https://doi.org/10.7868/S0032180X14020038>
2. Добровольская Т.Г., Головченко А.В., Якушев А.В., Юрченко Е.Н., Манучарова Н.А., Чернов И.Ю. Бактериальные комплексы верхового торфяника в условиях различного микрорельефа // Почвоведение. 2017. № 4. С. 483–489. <https://doi.org/10.7868/S0032180X17040025>
3. Кожевин П.А. Микробные популяции в природе. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1989. 175 с.
4. Манучарова Н.А., Ксенофонтова Н.А., Каримов Т.Д., Власова А.П., Зенова Г.М., Степанов А.Л. Изменение филогенетической структуры метаболически активного прокариотного комплекса почв под влиянием нефтяного загрязнения // Микробиология. 2020. Т. 89. № 2. С. 222–234. <https://doi.org/10.31857/S0026365620020093>
5. Методы почвенной микробиологии и биохимии / Под ред. Звягинцева Д.Г. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1991. 303 с.
6. Панкратов Т.А., Белова С.Э., Дедыш С.Н. Оценка филогенетического разнообразия прокариотных микроорганизмов сфагновых болотых с использованием метода FISH // Микробиология. 2005. Т. 74. № 6. С. 831–837. <https://doi.org/10.1007/s11021-005-0130-8>
7. Практикум по агрохимии / Под ред. Минеева В.Г. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2001. 688 с.
8. Толпешта И.И., Трофимов С.Я., Эркенова М.И., Соколова Т.А., Степанов А.Л., Лысак Л.В., Лобаненков А.М. Лабораторное моделирование последовательного аэробного и анаэробного разложения нефтепродуктов в загрязненном нефтью верховом торфе // Почвоведение. 2015. № 3. С. 360–372.
9. Amann R.I., Ludwig W., Schleifer K.H. Phylogenetic Identification and In Situ Detection of Individual Microbial Cells without Cultivation // Microbiol. Rev. 59(1). P. 143–169. <https://doi.org/10.1128/mmbr.59.1.143-169.1995>
10. Anokhina T.O., Volkova O.V., Puntus I.F., Filonov A.E., Kochetkov V.V., and Boronin A.M. Plant growth-promoting *Pseudomonas* bearing catabolic plasmids: Naphthalene degradation and effect on plants // Process Biochem. 2006. № 41. P. 2417–2423. <https://doi.org/10.1016/j.procbio.2006.06.026>
11. Biegert T., Fuchs G., Heider F. Evidence that anaerobic oxidation of toluene in the denitrifying bacterium *Thauera aromatica* is initiated by formation of benzylsuccinate from toluene and fumarate // Eur. J. Biochem. 1996. V. 238. P. 661–668. <https://doi.org/10.1111/j.1432-1033.1996.0661w.x>
12. Boden R., Hutt L.P., Rae A.W. Reclassification of *Thiobacillus aquaesulis* (Wood & Kelly, 1995) as *Annwoodia aquaesulis* gen. nov., comb. nov., transfer of *Thiobacillus* (Beijerinck, 1904) from the *Hydrogenophilales* to the *Nitrosomonadales*, proposal of *Hydrogenophilalia* class. nov. within the ‘*Proteobacteria*’, and four new families within the orders *Nitrosomonadales* and *Rhodocyclales* // Int. J. Syst. Evol. Microbiol. 2017. V. 67. P. 1191–1205. <https://doi.org/10.1099/ijsem.0.001927>
13. Caporaso J.G., Kuczynski J., Stombaugh J., Bittinger K., Bushman F.D., Costello E.K., Fierer N., Peña A.G., Goodrich J.K., Gordon J.I., Huttley G.A., Kelley S.T., Knights D., Koenig J.E., Ley R.E., Lozupone C.A., McDonald D., Muegge B.D., Pirrung M., Reeder J., Sevinsky J.R., Turnbaugh P.J., Walters W.A., Widmann J., Yatsunenko T., Zaneveld J., Knight R. QIIME allows analysis of high-throughput community sequencing data // Nat. Methods. 2010. V. 7. № 5. P. 335–340.
14. Fierer N., Jackson J.A., Vilgalys R., Jackson R.B. Assessment of Soil Microbial Community Structure by Use of Taxon-Specific Quantitative PCR Assays // Appl. Environ. Microbiol. 2005. Rev. 71(7). P. 4117–4120. <https://doi.org/10.1128/AEM.71.7.4117-4120.2005>
15. Helmut B.F., Widmer W., Sigler V., Zeyer J. New Molecular Screening Tools for Analysis of Free-Living Diazotrophs in Soil // Appl. Environ. Microbiol. 2004. V. 70. P. 240–247. <https://doi.org/10.1128/AEM.70.1.240-247.2004>
16. IUSS Working Group WRB. World Reference Base for Soil Resources 2014: International soil classification system for naming soils and creating legends for soil maps / World Soil Resources Reports No. 106. FAO. Rome, 2014. 181 p.
17. Jones A.L., Paynet G.D., Goodfellow M. *Williamsia faeni* sp. nov., an actinomycete isolated from a hay meadow //

- Int. J. Syst. Evol. Microbiol. 2010. V. 60. P. 2548–2551. <https://doi.org/10.1099/ijms.0.015826-0>
18. Lane D.J. 16S/23S rRNA sequencing // Nucleic Acid Techniques in Bacterial Systematic / Eds.: Stackebrandt E., Goodfellow M. John Wiley & Sons Ltd.: Hoboken. NJ. USA, 1991. P. 115–175.
 19. Madigan M.T., Martinko J.M., Dunlap P.V., Clark D.P. Brock biology of microorganisms. Prentice-Hall. Englewood Cliffs. 2008. 1061 p.
 20. Perry Verlin. Metabolic Activities and Diversity of Microbial Communities Associated with Anaerobic Degradation. Dissertation. Georgia State University, 2014. 250 p.
 21. Wang Q., Garrity G.M., Tiedje J.M., Cole J.R. Naive Bayesian Classifier for Rapid Assignment of rRNA Sequences into the New Bacterial Taxonomy // Appl. Environ. Microbiol. 2007. V. 73. № 16. P. 5261–5267.
 22. Will C., Thürmer A., Wöllherr A., Nacke H., Herold N., Schrumppf M., Gutknecht J., Wubet T., Buscot F., Daniel R. Horizon-specific bacterial community composition of German grassland soils, as revealed by pyrosequencing-based analysis of 16S rRNA genes // Appl. Environ. Microbiol. 2010. V. 76. № 20. P. 6751.

Prokaryotic Component of Oil-Polluted Peat Oligotrophic Soil at Different Levels of Mineral Nutrition: Biomass, Diversity, Activity

N. A. Manucharova^{1,*}, N. A. Ksenofontova¹, A. A. Belov¹, N. N. Kamenskiy¹, A. V. Arzamazova¹, G. M. Zenova¹, R. R. Kinzhaev¹, S. Ya. Trofimov¹, and A. L. Stepanov¹

¹Lomonosov Moscow State University, Moscow, 119991 Russia

*e-mail: manucharova@mail.ru

Molecular biological methods were used to study the diversity and biomass of metabolically active prokaryotic cells in oil-contaminated oligotrophic peat soil on various agrochemical backgrounds. It was found that the proportion of the metabolically active component in the samples of the studied peat is 0.1 part of the entire prokaryotic community. The use of agrochemical remedies for oil-contaminated peat, namely the introduction of full mineral fertilizer against the background of half-dose liming, leads to an increase (more than 2 times) in the biomass of bacterial and archaeal cells, an increase in the number of functional genes (*bss* and *nifH*) copies, as well as a significant reduction in the content of oil products in the studied variants of the experiment. The introduction of full mineral fertilizer against the background of half-dose liming to contaminated soil induces changes in the phylogenetic structure and partial restoration of the metabolically active prokaryotic complex.

Keywords: oil, metabolically active soil prokaryotic community, functional genes, fluorescent *in situ* hybridization (FISH), high throughput sequencing

АГРОХИМИЯ
И ПЛОДОРОДИЕ ПОЧВ

УДК 631.8:631.45:631.445.2

ИЗМЕНЕНИЕ АГРОХИМИЧЕСКИХ ПОКАЗАТЕЛЕЙ
ДЕРНОВО-ПОДЗОЛИСТОЙ ПОЧВЫ ПРЕДУРАЛЬЯ
ПРИ ДЛИТЕЛЬНОМ ПРИМЕНЕНИИ УДОБРЕНИЙ

© 2021 г. М. Т. Васбиева*

Пермский федеральный исследовательский центр,
ул. Культуры, 12, с. Лобаново, Пермский район, Пермский край, 614532 Россия

*e-mail: vasbievamt15@gmail.com

Поступила в редакцию 20.02.2020 г.

После доработки 14.04.2020 г.

Принята к публикации 24.04.2020 г.

Изучено влияние длительного применения органических и минеральных удобрений на изменение в дерново-подзолистой почве (Glossic Retisol (Loamic, Aric)) содержания органического углерода, доступных и подвижных форм азота и фосфора, показателей почвенно-поглощающего комплекса. Исследования проведены в метровом слое почвы в условиях многолетнего стационарного опыта, заложенного в Пермском крае в 1976 г. Установлено, что применение минеральных удобрений в дерново-подзолистой почве в течение пяти ротаций полевого севопольного севооборота существенно (в 1.2–2.6 раза) увеличило содержание легкогидролизуемого азота и подвижного фосфора. Запасы легкогидролизуемого азота в пахотном слое возросли с 0.3 до 0.4 т/га, в метровом слое – с 1.3 до 1.6 т/га, подвижного фосфора с 0.3 до 0.8 т/га и с 3.1 до 4.8 т/га. Увеличение содержания органического вещества отмечено только в подпахотном слое (20–40 см). Систематическое внесение минеральных удобрений оказало отрицательное влияние на кислотность почвы, отмечено достоверное увеличение гидролитической кислотности по метровому профилю. Внесение навоза крупного рогатого скота (КРС) (насыщенность 5.7 т/га) обеспечило улучшение показателей почвенно-поглощающего комплекса (уменьшение гидролитической кислотности, увеличение степени насыщенности основаниями) до глубины 60 см. Отмечено увеличение содержания легкогидролизуемого, минерального азота и степени подвижности фосфатов в слое почвы 0–20 см, содержание органического углерода возросло незначительно. Только совместное применение навоза КРС и минеральных удобрений достоверно увеличило содержание органического вещества в 1.2–1.6 раза в пахотном и подпахотном слоях, обеспечило воспроизводство к его исходному количеству при закладке полевого опыта. Запасы органического углерода возросли с 28.3 до 32.2 т/га в слое 0–20 см и с 71.5 до 81.8 т/га в метровом слое почвы. Внесение навоза уменьшило отрицательное влияние минеральных удобрений на кислотность почвы. Наибольшая продуктивность полевого севооборота получена при использовании органо-минеральной системы удобрений.

Ключевые слова: органические удобрения, минеральные удобрения, плодородие почвы, полевой севопольный севооборот

DOI: 10.31857/S0032180X21010135

ВВЕДЕНИЕ

Преобладающую часть пахотных земель Пермского края занимают дерново-подзолистые почвы, характеризующиеся низким естественным плодородием. Для улучшения показателей почвенного плодородия и получения стабильных, высоких и качественных урожаев сельскохозяйственных культур на данных почвах необходимо применение удобрений [2, 10, 18]. В Пермском крае с 1966 по 1990 гг. насыщенность пашни минеральными удобрениями варьировала от 30 до 97 кг/га д. в., органическими от 2.0 до 4.3 т/га в год. За последние двадцать лет насыщенность

пашни минеральными удобрениями составила 10–14 кг д. в., органическими 0.9–1.4 т/га. Возмещение выноса элементов питания за последние годы с учетом вносимых объемов удобрений, применения сидератов и соломы составило 10–15%. Нарушение баланса питательных веществ в земледелии приводит к снижению плодородия почвы и урожайности сельскохозяйственных культур. В связи с резким сокращением применения удобрений с 2008 г. в крае наблюдается ухудшение показателей плодородия почв [9]. Согласно данным центра агрохимической службы на конец 2019 г., 84% пахотных земель в Пермском крае от-

носятся к категории низкой и очень низкой обеспеченности по гумусу, 79% составляют кислые почвы, 34 и 14% – с низким содержанием подвижного фосфора и калия.

Удобрения – это сильнодействующий фактор, который влияет на естественные почвенные процессы и приводит к изменению параметров плодородия. Особый интерес вызывает миграция химических элементов по профилю. Результаты исследований в длительных опытах представляют большую научную ценность, так как позволяют выявить направленность изменения плодородия почв под влиянием систематического применения удобрений [5–7, 15, 33]. Влияние применения удобрений на агрохимические свойства почвы, в том числе дерново-подзолистой, установлено многочисленными исследованиями. Степень и направленность влияния зависит от особенностей почв, доз и форм применяемых удобрений, возделываемых культур, климатических особенностей региона [14, 17, 25, 31, 34]. Однако большинство исследований посвящено изучению пахотного и подпахотного слоев почвы; работ, в которых показано изменение параметров плодородия по профилю немного.

Цель исследований – изучить влияние длительного применения органических и минеральных удобрений на изменение агрохимических свойств дерново-подзолистой почвы в метровом слое почвы.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Исследования проводили на базе длительного стационарного опыта, заложенного в 1976 г. Схема опыта: 1) контроль, 2) навоз, 3) NPK, 4) навоз + NPK. Почва опытного участка дерново-мелкоподзолистая тяжелосуглинистая (Glossic Retisol (Abruptic, Loamic, Aric, Cutanic, Ochric)). Агрохимическая характеристика почвы на момент закладки опыта: $C_{орг}$ – 1.28%, pH_{KCl} – 4.8, $Hг$ – 3.7 и S – 18.1 смоль(экв)/кг, подвижный P_2O_5 и K_2O (по Кирсанову) – 154 и 170 мг/кг. Почвообразующая порода – желто-бурая некарбонатная покровная глина. Характерной особенностью почвы, сформированной на богатых в минералогическом отношении пермских глинах, является высокое содержание обменных форм кальция и магния, которое увеличивается с глубиной, как и сумма поглощенных оснований.

Наблюдения проводили в полевом семипольном севообороте с чередованием культур: чистый или занятый пар – озимая рожь – яровая пшеница с подсевом клевера – клевер 1 года пользования (г. п.) – клевер 2 г. п. – ячмень – овес. Минеральные удобрения (I ротация – $N_{120}P_{120}K_{120}$, II ротация – $N_{90}P_{90}K_{90}$, III-Вротации – $N_{60}P_{60}K_{60}$) вносили под все зерновые культуры севооборота

под предпосевную культивацию в виде аммиачной селитры или мочевины, простого, двойного суперфосфата и хлористого калия. Навоз КРС по 40 т/га натуральной влажности вносили 1 раз в ротацию севооборота в пару, вариант с навозом был введен с третьей ротации севооборота. Повторность вариантов в опыте трехкратная, расположение делянок систематическое. Общая площадь делянки 47.5 м². Химический состав навоза (в среднем): содержание органического вещества на сухое вещество – 71%, содержание элементов питания в удобрении с исходной влажностью $N_{общ}$ – 0.4%, $P_{общ}$ – 0.6%, $K_{общ}$ – 0.3%, pH_{KCl} 7.3, влажность – 72%.

Для выполнения поставленной цели проведен отбор почвенных образцов в метровом слое почвы – 0–20, 20–40, 40–60, 60–80, 80–100 см. Агрохимические свойства почвы изучали с использованием следующих методов: содержание органического вещества по методу Тюрина в модификации ЦИНАО (ГОСТ 26213-91), сумму обменных оснований по Каппену-Гильковицу (ГОСТ 27821-88), pH_{KCl} – потенциметрически по методу ЦИНАО (ГОСТ 26483-85), гидролитическую кислотность – по методу Каппена в модификации ЦИНАО (ГОСТ 26212-91), подвижный фосфор по Кирсанову (ГОСТ 26207-91), степень подвижности фосфатов по Карпинскому, Замятиной [11], легкогидролизуемый азот по Тюрину и Кононовой [20], аммиачный азот фотометрическим методом (ГОСТ 26489-85), нитратный азот потенциметрически (ГОСТ 26951-86). Содержание минерального азота рассчитывали суммированием аммонийной и нитратной форм. Лабораторные исследования проводили в воздушно-сухих образцах почвы.

Исследования проводили в четвертом агроклиматическом районе Пермского края. В физико-географическом отношении район находится в подзоне южной тайги и хвойно-широколиственных лесов. Климат умеренно-континентальный с холодной, продолжительной, снежной зимой и теплым коротким летом. Сумма средних суточных температур выше 10°C составляет 1700–1900°C. Переход среднесуточных температур воздуха через 10°C весной приходится на вторую декаду мая, осенью на конец первой–начало второй декады сентября. Длительность периода активной вегетации (период с температурой выше 10°C) в среднем составляет 115 дней. С температурой выше 15°C – 60 дней. Район относится к зоне достаточного увлажнения: ГТК 1.4; осадков за год выпадает 470–500 мм, большая часть которых приходится на теплое полугодие – с апреля по октябрь (66–77%). Число дней со снежным покровом в среднем составляет 176 [1].

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

При длительном сельскохозяйственном использовании дерново-подзолистой тяжелосуглинистой почвы в севообороте без применения удобрений в пахотном слое отмечена тенденция постепенного уменьшения содержания органического углерода ($C_{орг}$) с 1.28 до 1.13% (рис. 1). Его запасы после пяти ротаций сократились на 7 т/га. Основными причинами потерь $C_{орг}$ в почве при вовлечении ее в сельскохозяйственный оборот являются уменьшение поступления растительных остатков, усиление процессов минерализации, эрозии и дефляции [28]. Наблюдается тенденция к подкислению почвы. Показатель pH_{KCl} уменьшился от первой к пятой ротации с 4.8 до 4.4, гидролитическая кислотность возросла с 3.7 до 4.5 смоль(экв)/кг. Подкислению почвы способствует вынос с урожаем кальция, магния, калия [35]. Подкисление почвы может быть вызвано не только сельскохозяйственным использованием, но и агроклиматическими изменениями в регионе и загрязнением окружающей среды, выпадением кислотных дождей [26, 27, 33, 36]. Отмечено небольшое снижение степени насыщенности основаниями. Содержание подвижного фосфора с первой по четвертую ротацию практически не изменялось и варьировало в узких пределах 142–169 мг/кг, в пятой ротации отмечено минимальное значение – 126 мг/кг.

Содержание органического углерода в дерново-подзолистой тяжелосуглинистой почве в контрольном варианте севооборота уменьшалось с глубиной с 1.13% (0–20 см) до 0.27% (80–100 см) (табл. 1). Запасы органического углерода в верхнем горизонте (0–20 см) составили 28.3 т/га или 39.6% от его запасов в метровом слое почвы (табл. 2).

Длительное применение удобрений оказало достоверное влияние на содержание органического углерода почвы в слое 0–40 см, в более глубоких слоях содержание органического углерода варьировало не значительно по всем вариантам опыта. Увеличение содержания органического вещества в почве отмечено под влиянием длительного совместного внесения органических и минеральных удобрений, в пахотном слое в 1.2 раза и подпахотном в 1.6 раза. Запасы органического вещества в метровой толще почвы возросли на 10.3 т/га (14.4%). Стоит также отметить, что органо-минеральная система удобрений при сравнении содержания органического углерода с его исходным количеством при закладке полевого опыта (1976 г. – 1.28%) к концу пятой ротации обеспечила его воспроизводство (1.31%). При внесении навоза в дозе 40 т/га 1 раз в ротацию семипольного севооборота (насыщенность 5.7 т/га) отмечены только тенденции повышения органического вещества в пахотном слое. Длительное

применение минеральных удобрений (I ротация – $N_{120}P_{120}K_{120}$, II ротация – $N_{90}P_{90}K_{90}$, III–V ротации – $N_{60}P_{60}K_{60}$) обеспечило достоверное увеличение органического углерода в подпахотном слое (в 1.5 раза), запасы в метровом слое почвы возросли на 10.3 т/га (14.4%). Минеральные удобрения способны поддерживать постоянный уровень содержания или обеспечивать увеличение органического вещества благодаря росту количества поступающих в почву органического материала с пожнивными остатками, изменению численности и активности почвенных микроорганизмов [8, 21, 30].

Показатель pH_{KCl} в контрольном варианте дерново-подзолистой почвы с глубиной возрастал с 4.4 (0–20) до 4.6 (80–100), гидролитическая кислотность уменьшалась с 4.2 до 2.5 смоль(экв)/кг, сумма обменных оснований и степень насыщенности оснований возрастали. Длительное применение минеральных удобрений оказало существенное влияние на кислотность почвы по всему метровому слою. Отмечено достоверное уменьшение показателя актуальной кислотности на 0.2 единицы в каждом слое почвы по сравнению с контрольным вариантом. Гидролитическая кислотность возросла на 0.2–1.4 смоль(экв)/кг (в 1.1–1.3 раза). Максимальный рост гидролитической кислотности отмечен в пахотном и подпахотном слоях. В результате отмечено снижение степени насыщенности основаниями. Достоверные изменения наблюдали до глубины 60 см. В верхнем горизонте почвы установлено увеличение суммы обменных оснований на 1.3 смоль(экв)/кг (в 1.1 раза). Внесение навоза позволило уменьшить отрицательное влияние минеральных удобрений на кислотность почвы, увеличение pH_{KCl} отмечено до глубины 40 см, снижение гидролитической кислотности – по всему метровому слою.

При внесении только органических удобрений отмечено улучшение показателей почвенно-поглощающего комплекса. В пахотном слое почвы наблюдали увеличение pH_{KCl} , суммы обменных оснований и соответственно степени насыщенности основаниями с 80 (контроль) до 82%. Максимальное достоверное уменьшение гидролитической кислотности установлено в слоях 20–40 и 40–60 см, в результате чего степень насыщенности основаниями в данных слоях почвы увеличилась.

Важнейшим показателем окультуренности почв, обязательным условием высокой продуктивности сельскохозяйственных культур и их устойчивости к неблагоприятным факторам является степень обеспеченности почв азотом и фосфором. Непосредственным источником питания растений является минеральный азот (нитратный, аммонийный), ближайшим резервом азотного питания – легкогидролизуемая фракция азотистых веществ.

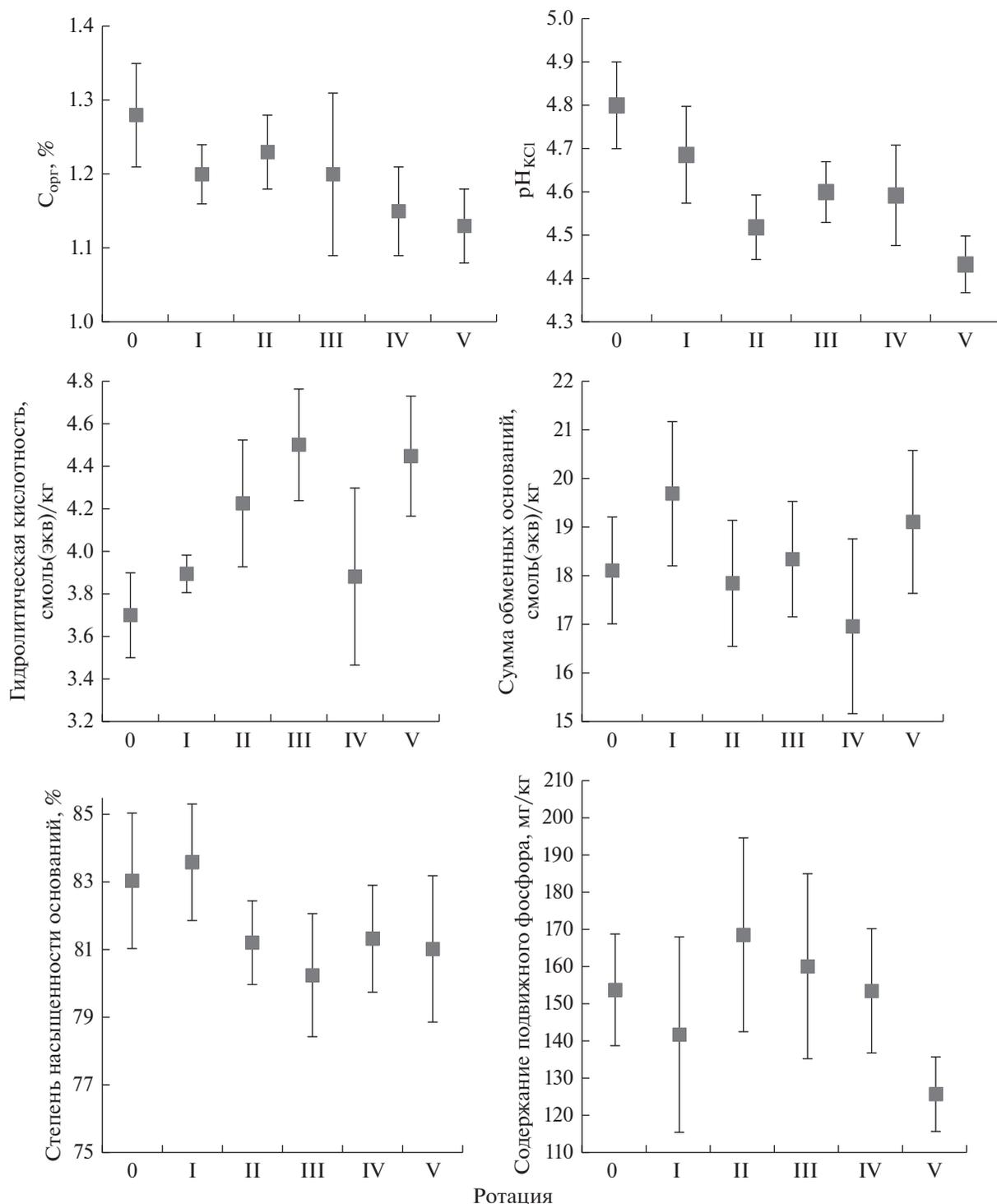


Рис. 1. Динамика агрохимических свойств почвы пахотного горизонта в контрольном варианте длительного стационарного опыта.

В ее состав входят минеральный азот и наиболее подвижные органические соединения (амиды, часть аминов), которые при благоприятных условиях способны перейти в минеральную форму [22]. Содержание минерального азота в контрольном варианте (слой 0–20 см) составило 21.5 мг/кг

(1.8% от общего количества азота почвы), легкогидролизуемого – 118 мг/кг (10%) [32]. Абсолютное количество минеральной и легкогидролизуемой фракций азота находилось в прямой зависимости от общего содержания элемента и вниз по профилю постепенно уменьшалось, на глубине

Таблица 1. Влияние длительного применения органических и минеральных удобрений на агрохимические свойства дерново-подзолистой почвы (пятая ротация)

Вариант	Глубина, см				
	0–20	20–40	40–60	60–80	80–100
$C_{\text{орг}}, \%$					
Контроль	1.13	0.48	0.38	0.34	0.27
Навоз	1.18	0.52	0.36	0.29	0.28
NPK	1.17	0.74	0.41	0.33	0.33
Навоз + NPK	1.31	0.78	0.37	0.30	0.26
HCP ₀₅	0.07	0.23	$F_{\phi} < F_T$	$F_{\phi} < F_T$	$F_{\phi} < F_T$
pH_{KCl}					
Контроль	4.4	4.4	4.5	4.5	4.6
Навоз	4.5	4.4	4.5	4.5	4.5
NPK	4.2	4.2	4.3	4.3	4.4
Навоз + NPK	4.3	4.3	4.4	4.4	4.4
HCP ₀₅	0.1	0.1	0.2	0.2	0.2
Нг					
Контроль	4.2	3.8	2.8	2.7	2.5
Навоз	4.1	3.2	2.6	2.6	2.4
NPK	5.6	4.7	3.1	2.9	2.9
Навоз + NPK	5.3	4.1	2.9	2.7	2.7
HCP ₀₅	0.3	0.6	0.2	0.2	0.2
S, смоль(экв)/кг					
Контроль	17.5	21.7	26.9	26.4	28.8
Навоз	18.8	24.1	26.5	27.9	27.3
NPK	19.3	23.0	25.9	28.5	28.8
Навоз + NPK	19.4	21.7	26.9	28.1	29.7
HCP ₀₅	1.3	$F_{\phi} < F_T$	$F_{\phi} < F_T$	$F_{\phi} < F_T$	$F_{\phi} < F_T$
V, %					
Контроль	80	85	90	91	92
Навоз	82	88	91	91	92
NPK	78	83	89	91	91
Навоз + NPK	79	84	90	91	92
HCP ₀₅	2	2	1	$F_{\phi} < F_T$	$F_{\phi} < F_T$

Примечание. Нг, смоль(экв)/кг – гидролитическая кислотность; S, смоль(экв)/кг – сумма обменных оснований; V, % – степень насыщенности основаниями.

Таблица 2. Влияние длительного применения органических и минеральных удобрений на запасы органического углерода, легкогидролизуемого, минерального азота и подвижного фосфора в дерново-подзолистой почве, т/га (пятая ротация)

Вариант	$C_{\text{орг}}$		$N_{\text{лг}}$		$N_{\text{мин}}$		P_2O_5	
	0–20	0–100	0–20	0–100	0–20	0–100	0–20	0–100
Контроль	28.3	71.5	0.3	1.3	0.05	0.2	0.3	3.1
Навоз	29.4	71.7	0.3	1.3	0.08	0.3	0.4	3.4
NPK	29.1	81.8	0.4	1.6	0.08	0.4	0.8	4.8
Навоз + NPK	32.2	81.8	0.4	1.5	0.10	0.4	0.9	4.9
HCP ₀₅	1.0	9.2	0.1	0.2	0.02	0.1	0.2	0.7

Таблица 3. Влияние длительного применения органических и минеральных удобрений на содержание легкогидролизуемого и минерального азота в дерново-подзолистой почве (пятая ротация)

Вариант	Показатель (мг/кг)/слой почвы (см)				
	0–20	20–40	40–60	60–80	80–100
$N_{лг}$					
Контроль	118	106	94	81	67
Навоз	125	100	84	76	64
НПК	167	125	105	94	80
Навоз + НПК	159	126	90	85	77
НСП ₀₅	4	9	5	5	5
$N-NH_4$					
Контроль	21.3	20.5	19.5	15.7	9.3
Навоз	30.0	26.1	21.6	20.0	18.9
НПК	31.4	25.1	24.9	20.7	19.9
Навоз + НПК	38.8	27.3	26.8	27.8	23.6
НСП ₀₅	7.4	$F_{\phi} < F_T$	$F_{\phi} < F_T$	$F_{\phi} < F_T$	10.6
$N-NO_3$					
Контроль	0.2	0.2	0.1	0.1	0.1
Навоз	0.2	0.2	0.1	0.1	0.1
НПК	0.5	0.5	0.3	0.2	0.2
Навоз + НПК	0.4	0.4	0.3	0.3	0.3
НСП ₀₅	0.3	0.2	0.1	0.1	0.1

80–100 см составило 9.4 и 67 мг/кг соответственно. В составе минерального азота преобладала аммонийная форма. В пахотном слое контрольного варианта количество аммонийного азота составило 21.3 мг/кг, нитратного 0.2 мг/кг. Отбор почвенных образцов проводили осенью, когда процессы нитрификации затухают, что повлияло на содержание нитратного азота. По данным Пискунова количество аммонийного азота в пахотном горизонте дерново-подзолистой тяжелосуглинистой почвы Предуралья (отбор почвенных образцов проводили в апреле или сентябре) варьировало от 25.9 до 54.0, нитратного азота – от 0.1 до 16.6 мг/кг, в материнской породе – от 26.7 до 38.5 и от следовых количеств до 19.1 мг/кг соответственно [19]. Нитраты отличаются высокой подвижностью, в связи с чем содержание их в почве подвержено большим колебаниям. Из пахотных горизонтов почв нитратный азот может вымываться атмосферными осадками в более глубокие слои (до грунтовых вод) [22].

Внесение минеральных удобрений способствовало повышению содержания легкогидролизуемого азота по всему метровому слою почвы в 1.1–1.4 раза, максимальное увеличение отмечено в пахотном горизонте (табл. 3).

Запасы легкогидролизуемого азота в слое почвы 0–20 см возросли на 33%, в слое 0–100 см – на 23%.

При внесении навоза наблюдается увеличение содержания легкогидролизуемого азота в пахотном горизонте, а затем отмечены тенденции уменьшения его количества до глубины 80–100 см.

Достоверное увеличение минеральной фракции азота установлено (независимо от применяемой системы удобрений) в слоях 0–20 см (в 1.4–1.5 раза) и 80–100 см (в 2.0–2.1 раза). На глубине 70–100 см находится горизонт В или горизонт вымывания. Запасы минерального азота в пахотном горизонте и метровом слое почвы возросли на 50–100%. При внесении минеральных удобрений по всему профилю наблюдали увеличение содержания $N-NO_3$ на 0.1–0.3 мг/кг – в 2–3 раза.

Содержание подвижного фосфора в пахотном слое почвы контрольного варианта к концу пятой ротации составило 126 мг/кг (соответствует повышенному уровню – 100–150 мг/кг) и увеличивалось вниз по профилю, что обусловлено составом почвообразующих пород (табл. 4). Количество подвижного фосфора в слое почвы 80–100 см было в 2.4 раза больше, чем в слое 0–20 см. Важный показатель оценки обеспеченности сельскохозяйственных культур фосфором – степень подвижности фосфатов (концентрация фосфатионов, находящихся в почвенном растворе) [11]. Трансформация, поглощение и миграция фосфатов происходят с участием почвенного раствора, в

Таблица 4. Влияние длительного применения органических и минеральных удобрений на содержание подвижного фосфора и степень подвижности фосфатов дерново-подзолистой почвы (пятая ротация)

Вариант	Показатель/слой почвы (см)				
	0–20	20–40	40–60	60–80	80–100
P_2O_5 , мг/кг					
Контроль	126	140	217	267	305
Навоз	158	180	233	275	318
НРК	331	302	334	341	340
Навоз + НРК	345	311	352	324	373
НСП ₀₅	65	56	51	60	58
Степень подвижности фосфатов, мг/л					
Контроль	0.03	0.02	0.02	0.02	0.01
Навоз	0.06	0.03	0.03	0.02	0.01
НРК	0.45	0.04	0.05	0.04	0.03
Навоз + НРК	0.78	0.15	0.05	0.03	0.04
НСП ₀₅	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02

который переходят наиболее подвижные, растворимые формы фосфатов. В почвенном растворе присутствует лишь малая доля общего фосфора, содержащегося в почве вообще, состав и формы фосфатов в почвенном растворе могут существенно отличаться от таковых в твердой фазе почвы, в связи с чем, при изучении фосфатного режима почв исследованию фосфатов почвенного раствора следует уделять особое внимание [3, 23, 24]. По данным Ключковского [12], концентрация фосфора в почвенном растворе составляет 0.05–1.0 мг/л, а минимальная концентрация фосфора, при которой растения могут его усваивать – 0.01–0.03 мг/л P_2O_5 .

В пахотном горизонте дерново-подзолистой почвы на контроле показатель степени подвижности фосфатов составил 0.03 мг/л, что говорит об очень низком содержании легкодоступного фосфора для растений (<0.04 мг/л). Степень подвижности фосфатов уменьшалась с глубиной.

Внесение минеральных удобрений под все зерновые культуры полевого севопольного севооборота в течение пяти ротаций (всего в почву поступило около 1800 кг фосфора) увеличило содержание подвижного фосфора в слое почвы 0–20 см в 2.6 раза. Содержание подвижного фосфора составило 331 мг/кг, что соответствует очень высокому уровню (>250 мг/кг). Степень подвижности фосфатов возросла до 0.45 мг/л, что соответствует высокому уровню обеспеченности растений легкодоступным фосфором. Влияние минеральных удобрений на показатели фосфатного режима наблюдали по всему метровому слою. Запасы подвижного фосфора в пахотном горизонте почвы увеличились на 0.5, в метровом слое – на 1.7 т/га. Увеличение содержания подвижного фосфора с

глубиной возможно связано с существенным подкислением почвы и частичным переходом фосфора из одной фракции в другую, а также его миграцией. Исследованиями Титовой, проведенными на дерново-подзолистых почвах, выявлено, что при высоком содержании подвижных соединений фосфора в почве увеличивается вероятность его миграции по профилю. Расстояние миграции определяется дозой и видом вносимых удобрений, фракционным составом фосфора, а также особенностями генетического строения почв. Глубина проникновения достигает 40–80 см [23]. В работе Минеева, Гомоновой отмечается изменение фосфатного режима дерново-подзолистой почвы в результате применения различных систем удобрения до глубины 40–60 см [16]. Шустикова и Шаповалова отмечают положительное влияние минеральных удобрений на накопление подвижного фосфора в метровом слое чернозема обыкновенного [29]. Нами также установлено, что внесение минеральных удобрений в течение пяти ротаций способствовало существенному увеличению в слое почвы 0–20 см валового с 785 до 1180 и минерального фосфора с 450 до 850 мг/кг. Повышение содержания валового и минерального фосфора наблюдали по всему метровому слою. Запасы общего и минерального фосфора в метровом слое увеличились с 10.7 до 14.1 и с 8.4 до 11.6 т/га [4].

В меньшей степени на фосфатный режим почвы оказало влияние внесения органических удобрений по сравнению с минеральными. При внесении навоза КРС (насыщенность 5.7 т/га) отмечены тенденции увеличения содержания подвижного фосфора в пахотном и подпахотном горизонтах на 32–40 мг/кг. Отмечено достоверное увеличение степе-

Таблица 5. Влияние длительного применения органических и минеральных удобрений на урожайность сельскохозяйственных культур полевого севооборота (среднее за III–V ротации)

Вариант	Урожайность, т/га					Продуктивность, корм. ед./га пашни
	озимая рожь (зерно)	яровая пшеница (зерно)	клевер 1 + 2 г. п. (сено 16%)	ячмень (зерно)	овес (зерно)	
Контроль	1.64	1.78	8.68	2.59	1.67	2165
Навоз	2.38	2.19	10.57	3.08	1.98	2705
НРК	2.38	2.31	9.12	3.82	2.50	2855
Навоз + НРК	2.51	2.71	9.78	3.88	2.81	3094
НСР ₀₅	0.23	0.36	0.98	0.50	0.23	230

ни подвижности фосфатов в верхнем горизонте до 0.06 мг/л. Навоз – существенный источник фосфора, в основном в органической форме. В тех случаях, когда накопление фосфор-органических соединений преобладает над минерализацией (идущих в почве одновременно), особенно при применении высоких доз навоза, имеет место обогащение почвы фосфором. Но внесение навоза в невысоких дозах может способствовать ускоренной минерализации органического фосфора почвы вследствие усиления микробиологической деятельности [3, 23]. Всего с навозом в почву было внесено около 750 кг фосфора. Запасы подвижного фосфора в пахотном горизонте почвы увеличились на 0.1, в метровом слое на 0.3 т/га. Внесение навоза в сочетании с минеральными удобрениями существенно повысило в пахотном и подпахотном слоях почвы степень подвижности фосфатов.

Улучшение показателей плодородия почвы привело к увеличению урожайности полевых культур (табл. 5). Внесение навоза КРС увеличило урожайность зерна озимой ржи на 0.74 т/га, яровой пшеницы, ячменя и овса на 0.31–0.49 т/га и сена клевера на 1.89 т/га. Продуктивность полевого семипольного севооборота (в среднем на 1 га пашни) возросла на 540 корм. ед. (25%). Применение минеральных удобрений обеспечило повышение урожайности зерновых культур на 0.53–1.23 т/га, сена клевера – на 0.44 т/га, продуктивность севооборота возросла на 690 корм. ед. (32%). Внесение органических по фону минеральных удобрений повысило урожайность зерновых культур на 0.87–1.29 т/га, сена клевера – на 1.1 т/га. Отмечено максимальное увеличение продуктивности севооборота – на 929 корм. ед. (43%).

За 2007–2013 гг. исследований был проведен корреляционный анализ между агрохимическими показателями почвы и продуктивностью культур пятой ротации севооборота. Установлена достоверная сильная ($r > 0.7$) корреляционная зависимость между урожайностью культур и содержанием в почве (слой 0–20 см) органического углерода, легкогидролизующего, минерального азота, подвижного фосфора и степенью подвижности фосфатов. Ко-

эффициенты корреляции в зависимости от года исследования и конкретной культуры варьировали от 0.81 до 0.98.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Наибольшее влияние на изменение агрохимических свойств дерново-подзолистой почвы отмечено при длительном систематическом внесении минеральных удобрений и сочетании навоза КРС с минеральными удобрениями. Установлено достоверное увеличение содержания легкогидролизующего азота, подвижного фосфора, степени подвижности фосфатов глубиной до метра. Однако применение минеральных удобрений привело к подкислению почвы, отмечено увеличение гидrolитической кислотности по всему метровому слою. Дополнительное внесение навоза сократило отрицательное влияние минеральных удобрений на кислотность. Только органо-минеральная система удобрений обеспечила стабилизацию и увеличение содержания органического вещества почвы. Применение органических удобрений в чистом виде в меньшей степени повлияло на показатели плодородия почвы, изменения отмечены в основном в слое 0–60 см. Максимальная продуктивность полевого семипольного севооборота получена при использовании органо-минеральной системы удобрений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Агроклиматические ресурсы Пермской области / Под ред. Григорчук Е.В. Л.: Гидрометеоздат, 1979. 156 с.
2. Агрохимия на службе земледелия / Под ред. Поповой С.И. Пермь: Кн. изд-во, 1981. 176 с.
3. Андрианов С.Н. Формирование фосфатного режима дерново-подзолистой почвы в разных системах удобрений. М.: ВНИИА, 2004. 296 с.
4. Васбиева М.Т., Завьялова Н.Е., Фомин Д.С., Тетерлев И.С. Изменение фосфатного режима дерново-подзолистой почвы по профилю при длительном применении удобрений // Плодородие. 2017. № 5(98). С. 17–20.
5. Гавришко О.С., Ткаченко Н.А., Олифир Ю.Н., Партыка Т.В. Изменение физико-химических и агро-

- химических свойств генетических горизонтов светло-серой лесной поверхностноуглеенной почвы при длительном антропогенном воздействии // Вестник Белорусской государственной сельскохозяйственной академии. 2018. № 3. С. 81–84.
6. *Гамзиков Г.П.* Состояние и перспективы исследований в длительных стационарных опытах с удобрениями в Сибири // Плодородие. 2016. № 5. С. 6–9.
 7. *Гомонова Н.Ф., Минеев В.Г.* Динамика гумусного состояния и азотного режима дерново-подзолистой среднесуглинистой почвы при длительном применении удобрений // Агрохимия. 2012. № 6. С. 23–31.
 8. *Завьялова Н.Е., Косолапова А.И., Сторожева А.Н.* Влияние возрастающих доз полного минерального удобрения на органическое вещество и азотный режим дерново-подзолистой почвы Предуралья // Агрохимия. 2014. № 6. С. 20–28.
 9. *Кайгородов Н.Т.* 50 лет агрохимической службе Пермского края. Пермь, 2014. 52 с.
 10. *Калинин А.И.* Агрохимические свойства дерново-подзолистых почв и продуктивность растений. Киров, 2004. 220 с.
 11. *Карпинский Н.П., Замятина В.Б.* Фосфатный уровень почвы // Почвоведение. 1958. № 11. С. 27–39.
 12. *Клечковский В.М.* Об усвоении растениями поглощенных почвой фосфатов // Доклады ТСХА. 1945. № 11. С. 11–14.
 13. *Косолапова А.И., Завьялова Н.Е., Митрофанова Е.М., Васбиева М.Т., Ямалтдинова В.Р., Фомин Д.С., Терлеву И.С.* Эффективность длительного применения удобрений на дерново-подзолистой почве Предуралья // Агрохимия. 2018. № 2. С. 42–25. <https://doi.org/10.7868/S0002188118020047>
 14. *Кузьменко Н.Н.* Изменение показателей плодородия дерново-подзолистой почвы при использовании агротехнологий различной интенсивности в льяном севообороте // Агрохимия. 2018. № 9. С. 14–19. <https://doi.org/10.1134/S0002188118090077>
 15. *Мерзлая Г.Е.* Эффективность длительного применения биологизированных систем удобрения // Агрохимия. 2018. № 10. С. 27–33. <https://doi.org/10.1134/S0002188118100113>
 16. *Минеев В.Г., Гомонова Н.Ф.* Значение фосфора в улучшении свойств дерново-подзолистой почвы при действии и последствии длительного применения минеральных удобрений // Проблемы агрохимии и экологии. 2009. № 2. С. 3–9.
 17. *Минеев В.Г., Гомонова Н.Ф., Морачевская Е.В.* Изменение свойств и калийного состояния дерново-подзолистой среднесуглинистой почвы при 40-летнем применении агрохимических средств // Агрохимия. 2013. № 10. С. 3–12.
 18. *Петухов М.П., Прокошев В.Н.* Применение удобрений в Предуралье. Пермь: Пермское кн. изд-во, 1964. 204 с.
 19. *Пискунов А.С.* Азот почвы и эффективность азотных удобрений на зерновых культурах в Предуралье. Пермь, 1994. 165 с.
 20. Практикум по агрохимии: Учеб. пособие / Под ред. Минеева В.Г. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2001. 639 с.
 21. *Семенов В.М., Когут Б.М.* Почвенное органическое вещество. М.: ГЕОС, 2015. 233 с.
 22. *Сычев В.Г., Соколов О.А., Шмырева Н.Я.* Роль азота в интенсификации продукционного процесса сельскохозяйственных культур. Агрохимические аспекты роли азота в продукционном процессе. М.: ВНИИА, 2009. Т. 1. 424 с.
 23. *Титова В.И., Шафранов О.Д., Варламова Л.Д.* Фосфор в земледелии Нижегородской области. Новгород: Изд-во ВВАГС, 2005. 219 с.
 24. *Фокин А.Д., Чистова Е.Д.* О влиянии гумусовых веществ на сорбцию фосфатов почвами // Агрохимия. 1964. № 11. С. 41–47.
 25. *Хайдуков К.П., Шевцова Л.К., Коваленко А.А., Милютин А.А.* Влияние длительного применения и последствие различных систем удобрения на кислотность, содержание и качественный состав органического вещества почвы // Плодородие. 2014. № 1(76). С. 30–33.
 26. *Чижикова Н.П.* Проблема плодородия почв с позиции трансформации их минерального состава // Российский химический журн. 2005. Т. XLIX. № 3. С. 44–47.
 27. *Шамрикова Е.В., Соколова Т.А., Забоева И.В.* Кислотно-основная буферность органогенных горизонтов подзолистых и болотно-подзолистых почв республики Коми // Почвоведение. 2003. № 7. С. 797–807.
 28. *Шарков И.Н.* Концепция воспроизводства гумуса в почвах // Агрохимия. 2011. № 12. С. 21–27.
 29. *Шустикова Е.П., Шаповалова Н.Н.* Азотный режим чернозема обыкновенного и продуктивность сельскохозяйственных культур в последствии различных доз азотных удобрений // Агрохимия. 2014. № 2. С. 20–25.
 30. *Christopher S.F., Lal R.* Nitrogen management affects carbon sequestration in North American cropland soils // Critical Rev. Plant Sci. 2007. V. 26. P. 45–64. <https://doi.org/10.1080/07352680601174830>
 31. *Dai S., Wang J., Cheng Y., Zhang J., Cai Z.* Effects of long-term fertilization on soil gross N transformation rates and their implications // J. Integrative Agriculture. 2017. V. 16(12). P. 2863–2870. [https://doi.org/10.1016/S2095-3119\(17\)61673-3](https://doi.org/10.1016/S2095-3119(17)61673-3)
 32. *Vasbieva M.T.* Effect of Long-Term Application of Organic and Mineral Fertilizers on the Organic Carbon Content and Nitrogen Regime of Soddy-Podzolic Soil // Eurasian Soil Science. 2019. V. 52. P. 1422–1428. <https://doi.org/10.1134/S1064229319110139>
 33. *Veremeenko S.I., Furmanets O.A.* Changes in the agrochemical properties of dark gray soil in the Western Ukrainian forest-steppe under the effect of long-term agricultural use // Eurasian Soil Science. 2014. V. 47. P. 483–490. <https://doi.org/10.1134/S106422931405024X>
 34. *Wanga H., Xua J., Liub X., Zhanga D., Lia L., Lia W., Shenga L.* Effects of long-term application of organic fertilizer on improving organic matter content and retarding acidity in red soil from China // Soil and Tillage Research. 2019. V. 195. Article 104366. <https://doi.org/10.1016/j.still.2019.104382>
 35. *Whitney D.A., Lamond R.E.* Liming acid soils. 1993. P. 1–4.
 36. *Zheng S.J.* Crop production on acidic soils: overcoming aluminium toxicity and phosphorus deficiency // Annals of Botany. 2010. V. 106. № 1. P. 183–184.

Change of Agrochemical Properties in Soddy-Podzolic Soil Owing to Long-Term Application of Fertilizers

M. T. Vashbieva*

Perm Agricultural Researcher Institute Perm Federal Research Center Ural Branch Russian Academy of Sciences, Lobanovo, Russia

**e-mail: vashbievamt15@gmail.com*

The influence of the long-term use of organic and mineral fertilizers on the changes in soddy-podzolic soil (Glossic Retisol (Loamic, Aric)) properties was studied. These were: organic carbon content, available and mobile forms of nitrogen and phosphorus, soil exchange complex. The studies were carried out in one meter soil thickness in a long-lasting stationary experiment arranged in the Perm region in 1976. It was determined that mineral fertilizers use during five rotation cycles of the seven-course crop rotation significantly increased the contents of easily hydrolyzed nitrogen and available phosphorus; the increase by 1.2–2.6 times compared with control was noted for the whole profile. Easily hydrolyzed nitrogen pool increased in the plow layer from 0.3 to 0.4 t/ha, in one meter-thick layer – from 1.3 to 1.6 t/ha, that of available phosphorus – from 0.3 to 0.8 t/ha and 3.1 to 4.8 t/ha, respectively. The increase of organic matter content was noted only for the layer of 20–40 cm. The systematic application of mineral fertilizers promoted a significant decrease of actual and total acidity throughout the whole profile. Cattle manure application (40 t/ha in a rotation) ensured an improvement of soil exchange complex parameters – increase of base saturation to a depth of 60 cm. Hydrolyzed and mineral nitrogen contents increase, as well as phosphate mobility in the upper soil layer (0–20 cm), the organic carbon content increased insignificantly. Only the joint application of cattle manure and mineral fertilizers significantly increased the content of organic matter in the soil by 1.2–1.6 times in the upper and underlying layers, and ensured recovery of its initial content. Organic carbon pool increased from 28.3 to 32.2 t/ha in the 0–20 cm layer and from 71.5 to 81.8 t/ha in one meter thickness. Cattle manure use reduced the negative effect of mineral fertilizers in relation of soil acidity.

Keywords: organic fertilizers, mineral fertilizers, soil fertility, seven-field crop rotation

ДЕГРАДАЦИЯ, ВОССТАНОВЛЕНИЕ И ОХРАНА ПОЧВ

УДК 631.45546.65632.15576.08

ЛАНТАНОИДЫ В ПОЧВЕ: ПОСТУПЛЕНИЕ, СОДЕРЖАНИЕ, ВЛИЯНИЕ НА РАСТЕНИЯ, ГЕНОТОКСИЧНОСТЬ (ОБЗОР)

© 2021 г. А. Д. Котельникова^а*, О. Б. Рогова^а, В. В. Столбова^б

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

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

*e-mail: a.d.kotelnikova@gmail.com

Поступила в редакцию 24.12.2019 г.

После доработки 20.02.2020 г.

Принята к публикации 24.04.2020 г.

Лантаноиды как отдельная группа металлов геохимически относятся к редкоземельным элементам (РЗЭ). Рост значимости лантаноидов для современных технологий вызвал увеличение интереса исследователей к данным металлам. Одновременно с этим стали заметны пробелы в знаниях об эффектах взаимодействия РЗЭ с живыми организмами, и появилось большое количество работ по данной теме, позволяющих оценить возросшую экологическую роль лантаноидов. Данный обзор обобщает научную информацию о лантаноидах как актуальном экологическом факторе с углубленным вниманием к следующим аспектам: источники поступления и особенности поведения в почве, а также эффекты взаимодействия с растениями, их проявление и возможные механизмы на клеточном уровне. Хозяйственная значимость растений для человека, их роль для всей биосферы в качестве первичных продуцентов, способность одними из первых, среди компонентов экосистем, реагировать на негативные изменения вызвали необходимость заострить внимание на этих вопросах. В обзоре подчеркиваются аспекты исследований, требующие дальнейшего изучения, в частности взаимодействия в системе почва–растение, влияние РЗЭ на деление растительных клеток.

Ключевые слова: редкоземельные элементы, фитотоксичность, биодоступность, гормезис, митотоксичность

DOI: 10.31857/S0032180X21010056

ВВЕДЕНИЕ

Постоянно возрастающая значимость использования редкоземельных элементов (РЗЭ), в том числе лантаноидов, в качестве компонентов новых материалов, практически повсеместно применяемых в инновационных технологиях, обуславливает необходимость всестороннего изучения данных металлов. Закономерно возрастают объемы их добычи и переработки, что в свою очередь приводит к росту концентрации лантаноидов в окружающей среде. В последние десятилетия появляется множество экспериментальных работ, посвященных изучению различных аспектов поведения лантаноидов в природных объектах.

Способность низких доз лантаноидов увеличивать урожайность растений позволила использовать их в качестве микроудобрений [92]. Однако до сих пор остаются невыясненными механизмы стимулирующего влияния лантаноидов, существенно различаются оценки конечной полезности данных эффектов [61, 73]. При этом растения – это не только один из наиболее чувствительных к загрязнению компонентов наземных экосистем, являю-

щийся первичным звеном в трофической цепи, они имеют огромное хозяйственное значение для человека. Все это приводит к необходимости обобщения и анализа имеющихся в настоящее время данных по поведению лантаноидов в системе почва–растение.

Существующие обзорные работы на русском языке в большей степени касаются биогеохимии лантаноидов, их поведению в почве, нежели воздействию на растения, особенно на клеточном уровне [5, 8]. Даже новые обзорные статьи практически не затрагивают проблему влияния лантаноидов на процесс деления клеток [29]. Поэтому цель данной работы заключается в обобщении научной информации об особой группе элементов – лантаноидах – как актуальном экологическом факторе с углубленным вниманием к следующим аспектам: источники поступления и особенности поведения в почве, а также эффекты взаимодействия с растениями, их проявление и возможные механизмы на клеточном уровне. Анализ существующей литературы позволит выявить актуальные вопросы, стоящие перед исследователями, и отметить перспективные направле-

ния дальнейшей работы. Особый акцент в работе сделан на описании цитотоксических эффектов. Последнее необходимо в связи с тем, что особо опасные формы воздействия, связанные с повреждением наследственного материала, диагностируются прежде всего на уровне клетки.

ЛАНТАНОИДЫ – ПРЕДСТАВИТЕЛИ ГРУППЫ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ

Среди химических элементов, используемых человеком в различных сферах деятельности, особое место занимает отдельная группа – лантаноиды или лантаниды. Первое название означает “подобные лантану”, что лучше отражает суть свойств этих элементов, которые очень близки к свойствам лантана, нежели второе – “идущие за лантаном” [18]. Это семейство включает в себя 14 элементов: церий (Ce), празеодим (Pr), неодим (Nd), прометий (Pm), самарий (Sm), европий (Eu), гадолиний (Gd), тербий (Tb), диспрозий (Dy), гольмий (Ho), эрбий (Er), тулий (Tm), иттербий (Yb) и лютеций (Lu) [128]. Совместно с лантаном (La), скандием (Sc) и иттрием (Y) они составляют группу так называемых редкоземельных элементов (РЗЭ, Rare Earth Elements – **REE**), также встречается сокращение **TR** (от латинского *terrae rarae* – “редкие земли”) [39]. В данной работе термины “лантаноиды” и “редкоземельные элементы” будут употребляться как синонимы.

Как метко отмечено в одной из статей, посвященных фармакологии и токсикологии РЗЭ, “ящик Пандоры был открыт с обнаружением черного минерала в Иттерби Аррениусом в 1789 году” [65]. С тех пор работы по изучению свойств данных элементов ведутся специалистами из самых разных областей знания. Название “редкоземельные элементы” относится скорее к малой способности образовывать чистые рудные месторождения по сравнению с другими элементами, например, золотом, чем к распространенности в окружающей среде [61]. “Редкими землями” изначально было принято называть все малоизученные природные оксиды. К XVIII–XIX вв. это название стали относить к лантаноидам, когда тугоплавкие, практически нерастворимые в воде оксиды этих металлов были получены из редких минералов [88].

Традиционно принято разделять лантаноиды на две группы, основываясь на их электронной конфигурации, определяющей взаимодействие с другими элементами: легкие редкоземельные элементы (Light Rare Earth Elements – **LREEs**) – от La до Eu, и тяжелые (Heavy Rare Earth Elements – **HREEs**) – от Gd до Lu [61]. Первая группа также называется цериевой, а вторая, в состав которой включают Y – иттриевой. Считается, что легкие лантаноиды более растворимы, чем тяжелые, при этом нет общепринятого критерия отнесения лантаноидов к той или иной группе [123]. Некото-

Таблица 1. Среднее содержание лантаноидов в земной коре и почве по литературным данным. Нижняя граница содержания в земной коре дана по [127], верхняя по [63], среднее содержание в почве по [14]

Элемент	Среднее содержание в земной коре, мг/кг	Среднее содержание в почве, мг/кг
Легкие лантаноиды		
La (лантан)	30–35	29.5–40
Ce (церий)	64–66	29.5–50
Pr (празеодим)	7.1–9.1	3–7.7
Nd (неодим)	26–40	27.9–35
Sm (самарий)	4.5–7	4.5–6.1
Eu (европий)	0.8–2.1	1–1.9
Тяжелые лантаноиды		
Gd (гадолиний)	3.8–6.1	3–4.7
Tb (тербий)	0.6–1.2	0.63–0.7
Dy (диспрозий)	3.5–4.5	3.8–5
Ho (гольмий)	0.8–1.3	0.38–1.1
Er (эрбий)	2.3–3.5	2–2.8
Tm (тулий)	0.3–0.5	0.16–0.6
Yb (иттербий)	2.2–3.1	2.3–3.1
Lu (лютеций)	0.3–0.8	0.3–0.4

рыми исследователями также выделяется третья группа – **MREEs** (Middle Rare Earth Elements), включающая элементы со средними атомными массами и ионными радиусами, например, от Sm до Dy [54]. Но состав этой группы редко определен конкретно [130].

СОДЕРЖАНИЕ ЛАНТАНОИДОВ В ЗЕМНОЙ КОРЕ, МИРОВЫЕ ЗАПАСЫ И ОБЛАСТИ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ

В среднем содержание РЗЭ в земной коре близко к 0.015% и составляет 189 мг/г (для суммы концентраций ряда элементов) [79, 94]. Данные по содержанию элементов этой группы в земной коре в литературных источниках варьируют (табл. 1) и приближаются к значениям для меди (47–55 мг/кг), свинца (12.5–16 мг/кг), цинка (70–83 мг/кг), олова (2–2.5 мг/кг) [4, 57, 126]. Даже самый редкий из редкоземельных металлов тулий встречается чаще, чем золото (0.004–0.0043 мг/кг), платина (0.005 мг/кг) или йод (0.4–0.5 мг/кг) [4, 113, 126]. Наиболее распространенные элементы этой группы – Ce и La, в то время как Pm, не имеющий стабильных изотопов, практически не встречается в природе и был найден в небольших количествах в урановой руде. Можно заметить, что лантаноиды следуют правилу Оддо–Гаркинса: элементы с чет-

ными порядковыми номерами в таблице Менделеева имеют большую концентрацию, чем следующие за ними элементы с нечетными номерами.

Эти элементы, чаще всего несколько представителей группы одновременно, встречаются в разнообразных акцессорных минералах (фосфатах, карбонатах, фторидах и силикатах), преимущественно в пегматитах, гранитах и связанных с ними метаморфических изверженных горных породах [130]. Известно более 250 минералов, содержащих РЗЭ, среди которых наиболее распространены следующие: бастнезит, монацит, ксенотим, лопарит, эвксенит и паризит [79]. При этом собственно редкоземельными являются около 25% этих минералов, а наибольшее хозяйственное значение имеют бастнезит и монацит [25]. Важным источником для производства этих металлов являются так называемые ион-адсорбционные глины [129].

Несмотря на достаточно высокую распространенность в земной коре, РЗЭ, в отличие от цветных и драгоценных металлов, имеют низкую тенденцию к концентрации в пригодных для добычи рудных месторождениях [67]. Общие запасы редкоземельных металлов в мире, согласно оценке USGS (United States Geological Survey – Геологическая служба США) в 2006 г., оцениваются в 88 млн т их оксидов [23]. При этом крупнейшие месторождения находятся на территории Китая. Их запасы оцениваются в 43 млн т оксидов металлов, добыча в 2001 г. составила 75000 т, что соответствует 90% мировой добычи в этот период [73]. Разрабатываемые только в Китае глины являются основным источником некоторых тяжелых РЗЭ, таких как Gd и Dy [54].

Помимо запасов Китая, значимыми для добычи РЗЭ являются отложения бастнезита в щелочных породах в США, а также отложения монацита в Австралии, Бразилии, Индии, Малайзии, ЮАР, Шри-Ланке, Таиланде. В 2008 г. объем мировой добычи лантаноидов составил 124000 т [78].

По оценкам некоторых специалистов Россия занимает первое место в мире по прогнозным ресурсам РЗЭ [21]. Запасы 16-ти месторождений составляют около 30 млн т оксидов редкоземельных элементов [25]. Основные перспективные месторождения РЗЭ-содержащих руд, а также отвалов производств, из которых ранее не извлекались лантаноиды, находятся на территории Мурманской области, Республики Саха, Иркутской области, Республики Тыва, Красноярского края, в Забайкальском крае [1, 25].

В настоящее время наличие запасов, возможности добычи или импорта РЗЭ во многом являются определяющими показателями для развития каждой страны. В 2010 г. Европейская комиссия включила эту группу элементов в список сырьевых материалов, критически важных для новых

технологий различных отраслей производства [43]. Значимость редкоземельных металлов позволяет ставить их в один ряд с другими важнейшими естественными ресурсами – водой, нефтью и железной рудой [30]. Они незаменимы в таких секторах экономики, как чистая энергетика, военная промышленность, медицина, агрономия и других [61, 86]. Сегодня РЗЭ стали настоящими “витаминами промышленности”, при добавлении которых значительно улучшается качество продукции, например, керамических конденсаторов, используемых в электронных схемах, мощных магнитов, сплавов, используемых в авиации [15, 30, 46, 58]. Широкое применение лантаноиды нашли в изготовлении люминесцентных материалов, разработке антиканцерогенных, противовоспалительных и противовирусных препаратов, детекторов ядерного излучения, в качестве контрастирующих агентов [48, 50, 80, 85, 93, 139]. Предпринимаются попытки использовать лантаноиды в качестве меток при изучении процессов миграции других элементов, что может применяться в санитарно-гигиеническом нормировании [2].

Одной из сложностей, связанных с добычей и переработкой РЗЭ, является необходимость дополнительного контроля радиационной безопасности производства в связи с частыми примесями в минералах РЗЭ радиоактивных элементов [99]. Кроме того, лантаноиды имеют и собственные радиоактивные изотопы [20].

Недостаточное количество столь ценного ресурса побуждает некоторые страны к поискам альтернативных источников добычи РЗЭ и созданию установок по переработке частей отработавшей электроники [99]. Также разрабатываются методы фитомайнинга, фитоэкстракции или агромайнинга (phytomining, phytoextraction, agromining) для поглощения тяжелых металлов из почв загрязненных территорий с помощью растений гипераккумуляторов с последующим восстановлением элементов из биомассы [94, 114].

СВОЙСТВА ЛАНТАНОИДОВ КАК ОСОБОЙ ГРУППЫ ЭЛЕМЕНТОВ

Важная роль РЗЭ для развития современной мировой экономики обусловлена их химическими и физическими свойствами, которые схожи у элементов этой группы [10]. Большинство лантаноидов – трехвалентные металлы, обладающие близкими ионными радиусами [39]. Это мягкие, пластичные, химически активные металлы. В присутствии воздуха их серебристо-белая поверхность с образованием оксидов становится каштановой и темно-коричневой [113]. Все элементы группы реагируют с водой с выделением водорода и образованием нерастворимых оксидов и гидроксидов. При более высоких температурах достаточно быстро протекают реакции с C, N₂, Si, P,

S, галогенами и другими неметаллами. Плотность и температура плавления увеличиваются с ростом атомного веса, за исключением европия и иттрия. При нагревании многие РЗЭ горят с образованием оксидов. Лантаноиды – парамагнетики, за исключением Y^{3+} , La^{3+} , Lu^{3+} и Ce^{3+} , которые являются диамагнетиками [113].

Соединения металлов обладают высокой электрической проводимостью, низкой растворимостью, легко осаждаются и связываются с комплексообразующими ионами, такими как гидроксиды, карбонаты, фториды, фосфаты и органические лиганды [30, 143].

Несмотря на большую схожесть свойств, элементы этой группы имеют ряд особенностей. Лантаноиды, будучи представителями группы 4f-элементов, отличаются только числом электронов на этом подуровне, постепенное заполнение которого в ряду элементов обуславливает изменение их свойств. В ряду элементов постепенно уменьшается атомный и ионный радиус (так называемое лантаноидное сжатие), что приводит к увеличению констант устойчивости комплексных соединений и констант гидролиза, уменьшению значения рН, при котором начинается осаждение гидроксидов [84]. Эти закономерные изменения свойств, судя по всему, и приводят к отличиям в биологических эффектах, которые оказывают лантаноиды [153].

Помимо этого, Се и Еu проявляют переменную валентность в природной среде [8]. Се, Рг и Тb могут иметь степень окисления 4+, Sm, Eu, Yb – 2+ [84]. Также было обнаружено периодическое изменение свойств лантаноидов, обусловленное образованием комплексных соединений в водной среде, так называемый “тетрад-эффект” [6]. В результате этого эффекта в природных объектах наблюдается изменение плавной формы графика нормированного по хондриту содержания РЗЭ, который резкими изгибами делится на 4 части [6].

Несомненно, современное активное использование РЗЭ ведет к увеличению их концентрации в окружающей среде. Эту проблему уже отмечает ряд исследователей, связывая проявления токсического действия на биоту и человека с загрязнением лантаноидами [41, 86]. Однако сложно сказать определенно, возрастает ли в действительности концентрация лантаноидов в районах, не связанных с их добычей и применением, так как данных о содержании РЗЭ в почвах этих территорий, полученных в предыдущие годы, мало. Так, в работе Minganti с соавт. с использованием лишайников из гербариев в Италии, отобранных начиная с 80-х годов прошлого века, не было показано значимых изменений концентрации лантаноидов [101].

По-видимому, лантаноиды не так токсичны, как некоторые другие тяжелые металлы и металлоиды, например, Cd или As, но они могут оказы-

вать хроническое воздействие на организм человека и приводить к долгосрочным неблагоприятным эффектам. Так, при длительном взаимодействии с высокими дозами РЗЭ отмечается снижение уровня IQ у детей, нарушения в работе системы кровообращения и иммунной системы, снижение скорости проводимости нервной системы человека и увеличение заболеваемости атеросклерозом [140, 151, 156, 157]. Таким образом, возникает необходимость в разработке нормативов содержания РЗЭ в природных средах и продуктах питания. Такие нормативы в настоящее время отсутствуют, хотя рядом исследователей предпринимаются усилия по их научному обоснованию и разработке [70, 82, 123].

Схожесть химических свойств между лантаноидами считалась основанием для прогнозирования токсичности всей серии элементов, однако некоторые исследования показывают уменьшение токсичности с увеличением атомного номера, что может быть обусловлено более высокими константами стабильности тяжелых лантаноидов [61]. В отсутствие комплексообразующих лигандов, токсичность лантаноидов увеличивается с ростом атомной массы. Исследователи показывают большую токсичность Се по сравнению с La для растений, что связывают с более высокой плотностью заряда Се, которая позволяет ему легче адсорбироваться [59]. При этом для амфипод *Hyalella azteca* токсичность уменьшалась в ряду от La до Er, но возрастала от Tm к Lu [36]. Таким образом, различия в токсичности отдельных представителей группы РЗЭ требуют более детального изучения индивидуальных свойств и специфики взаимодействия с растениями каждого лантаноида.

ПУТИ ПОСТУПЛЕНИЯ И СОДЕРЖАНИЕ ЛАНТАНОИДОВ В ПОЧВАХ

Основным естественным источником поступления РЗЭ в почву являются подстилающие породы, в которых содержание редкоземельных металлов уменьшается в ряду: гранит > четвертичные отложения > базальт > фиолетовый песчаник > > красный песчаник (рис. 1) [76, 98]. При этом содержание легких лантаноидов в составе коренных и почвообразующих пород всегда выше содержания тяжелых. Соотношение легких и тяжелых лантаноидов специфично для различных пород, оно в основном наследуется почвой [77]. Согласно работе Bohn с соавт. содержание РЗЭ в почве варьирует от 30 до 700 мг/кг [34]. Содержание редкоземельных металлов в поверхностном слое почвы, где они могут поглощаться растениями и активно взаимодействовать с другой биотой, значительно варьирует и доходит до 100–200 мг/кг [92, 105].

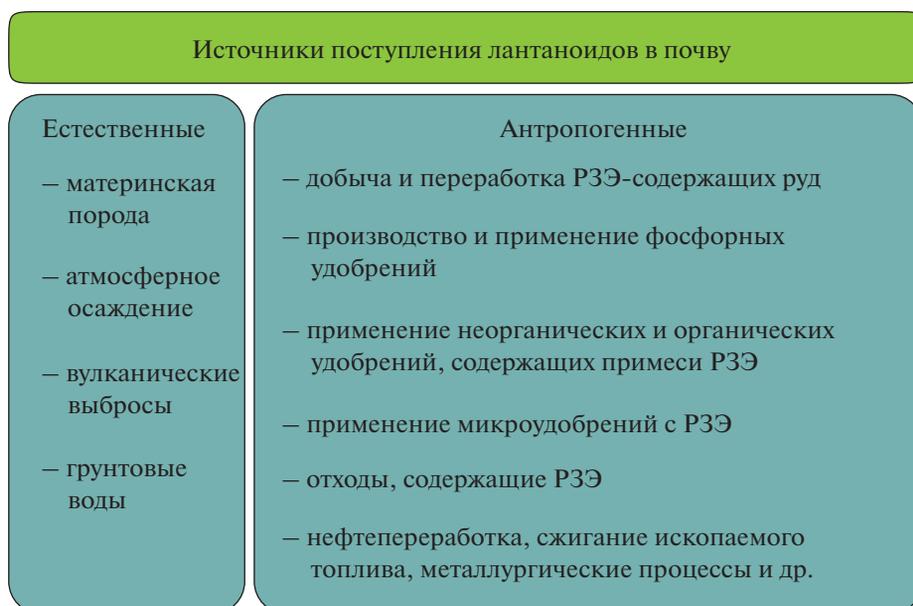


Рис. 1. Основные источники поступления лантаноидов в почву.

Эти цифры могут увеличиваться до 1000 мг/кг в результате деятельности человека [91]. Так, среднее содержание РЗЭ в почвах Китая составляет 177 мг/кг, а в сельскохозяйственных почвах некоторых провинций доходит до 243 мг/кг. Из хвостохранилищ, оставшихся после добычи РЗЭ, за счет высокой подвижности эти металлы легко рассеиваются с потоками воздуха и воды. Вследствие этого в близлежащих почвах общая концентрация РЗЭ достигает 870–1100 мг/кг [94]. В почвах вблизи дамбы хвостохранилища в городе Баотоу, Китай, концентрации La и Ce составляют 11100 и 23600 мг/кг соответственно, что в сотни раз выше средних концентраций для данного региона (Внутренняя Монголия) [64].

Важнейший антропогенный источник поступления РЗЭ в почву связан с процессами производства и применения органических и минеральных (в особенности фосфорных) удобрений [9, 35, 74, 104, 116, 133]. Концентрация лантаноидов в апатитах значительно варьирует и может превышать 1600 мг/кг [111]. При производстве суперфосфата до 50–60% от содержащихся в сырье лантаноидов переходит в продукцию, в которой отмечаются высокие концентрации Ce, La, Nd. Кроме того, известняк содержит РЗЭ в виде примесей. Поэтому возможно возрастание концентрации лантаноидов в почве и растениях в процессе длительного использования фосфорных удобрений [27, 62].

В последние десятилетия в ряде азиатских стран лантаноиды стали применять также в качестве микроудобрений, что привело к появлению дополнительного пути поступления этих элемен-

тов в почву и сопредельные среды [92]. В Китае площадь земель, на которых применяются удобрения на основе РЗЭ, достигла 4 млн гектар, что привело к попаданию от 50 до 100 млн т редкоземельных элементов (в расчете на оксиды) в агроэкосистемы каждый год [92]. Практика применения РЗЭ-содержащих удобрений распространилась на Корею, Японию, Австралию, Швейцарию и Филиппины [45]. Научно-исследовательский центр сельскохозяйственного применения редкоземельных элементов в Китае рекомендует дозу внесения РЗЭ-содержащих удобрений от 0.7 до 3.6 кг/га. При этом широкое использование РЗЭ в качестве удобрений одновременно с традиционными методами мелиорации может приводить к негативным экологическим последствиям. Например, при совместном применении РЗЭ-содержащих удобрений и мочевины отмечается увеличение эмиссии N_2O из почвы [138].

Добавки редкоземельных элементов также используются в животноводстве. Это может приводить к поступлению РЗЭ в почву с навозом, который вносят в качестве органического удобрения [113]. К прочим антропогенным источникам можно отнести аэральное загрязнение почв в процессе добычи РЗЭ и при металлургическом производстве [76, 84, 91].

Восстановление водных и почвенных экосистем, загрязненных лантаноидами, стало серьезной экологической проблемой в ряде регионов. С 1990-х годов группа РЗЭ классифицируется как один из основных загрязнителей в Китае [94]. По последним данным, после нескольких десятилетий широкого применения, в настоящее время

РЗЭ-содержащие удобрения в этой стране запрещены [60].

В некоторых источниках приводятся данные, которые могут лечь в основу создания нормативов содержания лантаноидов, необходимость скорейшей разработки которых диктуется сложившейся на сегодня ситуацией. Так, по данным Кожевниковой, 30 мг/кг является допустимой концентрацией лантана в почве [17].

Данных о содержании лантаноидов в почвах России мало. При этом изучались в основном территории с высокими концентрациями лантаноидов – техногенные и природные аномалии [7, 84]. В последние годы с распространением метода атомно-эмиссионной масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой, позволяющего достаточно легко с высокой точностью определять концентрации РЗЭ, появляются работы с анализом их содержания и распределения по различным типам почв [3, 16, 17, 24, 84] (табл. 2). Однако необходимость в накоплении данных и проведении работ по их обобщению, остается актуальной.

ПОВЕДЕНИЕ ЛАНТАНОИДОВ В ПОЧВЕ

На концентрацию и подвижность РЗЭ в почве влияет множество факторов: генезис почвы и выветривание, адсорбционные и десорбционные процессы, химические и физические характеристики почвы, в том числе рН, содержание органического вещества, глинистых минералов и другие [76, 116, 130, 142, 150].

Между компонентами почвы лантаноиды перераспределяются, судя по всему, вследствие комплексообразования, сорбционных и ионообменных процессов. При этом сорбция лантаноидов основными почвенными сорбентами (оксидами или гидроксидами железа и марганца, глинистыми минералами) различается и зависит от химических особенностей элементов, а также содержания и состава органического вещества почвы [53, 84]. Результаты современных работ указывают на высокую степень связывания РЗЭ в почве металлоорганическими комплексами [53]. Это может обуславливать высокую биодоступность лантаноидов для растений вследствие разложения гуматных и фульватных соединений ризосферными микроорганизмами.

Большая часть внесенных с удобрениями в почву РЗЭ оказывается связана с железо-марганцевыми оксидами, органическим веществом и сульфидами. При этом часть из них остается в водорастворимой, обменной и карбонатно-связанной форме, которые считаются доступными для растений. Химические формы, которые будут образовывать поступившие в почву экзогенные РЗЭ *in situ*, также зависят от физико-химических характеристик почв [141].

В целом лантаноиды, попадающие в почву в результате антропогенной активности (экзогенные лантаноиды), обычно находятся в форме более растворимых и реакционно активных соединений, чем металлы естественного происхождения, следовательно, оказываются более биологически доступными. Их поступление может нарушать баланс биогеохимических циклов редкоземельных элементов в окружающей среде и оказывать неблагоприятное воздействие на целостность почвенной экосистемы [113].

Различные территории отличаются по содержанию РЗЭ в почвах, и их содержание в растительной продукции обычно невелико, но имеет характерные для данной местности особенности. В настоящее время предлагаются интересные методы, позволяющие отслеживать происхождение различных продуктов, например, вина, тыквенного масла, чая и других по “отпечатку” почвенных РЗЭ [28, 77, 154].

Методы, разработанные для оценки токсичности водных сред и почв, содержащих тяжелые металлы, первоначально принимали во внимание только общую концентрацию элементов в исследуемой среде. При этом активность свободных ионов металлов считается более надежным предиктором токсичности, чем общая концентрация металла, так как физико-химические характеристики, такие как наличие неорганических и органических лигандов, влияют на форму нахождения и подвижность металлов в водной среде и почве [40].

Одним из современных инструментов для оценки влияния подвижных и биодоступных форм соединений металлов на их токсичность является модель биологического лиганда (biotic ligand model theory (BLM)) [60]. Модель принимает во внимание два аспекта: химическое видообразование металлов и конкуренцию катионов. В основе модели лежит представление о том, что степень токсичности металлов в изучаемой среде обусловлена долей ионов данных металлов, которые оказываются связанными с биологически активными центрами (то есть биотическими лигандами, biotic ligand, BL). Предполагается, что токсичные катионы, конкурирующие с ионами других металлов, оказываются связанными с биологическими лигандами, что ослабляет их токсичность в изучаемой среде. Ряд исследований показали применимость теории к двухвалентным металлам [60]. В настоящий момент недостаточно данных для доказательства применимости модели к трехвалентным металлам, каковыми в большинстве являются РЗЭ, и ведутся работы в данном направлении.

Поэтому остается крайне актуальным вопрос о химических формах экзогенных лантаноидов в почве и о почвенных лигандах, как факторах их сорбции–десорбции. Распределение представи-

Таблица 2. Концентрация лантаноидов в верхнем слое некоторых почв России

Регион	Тип почвы	Источник	Концентрация элемента в верхнем слое (до 20 см), мг/кг													
			La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
Московская область (Приокско-Террасный биосферный заповедник)	Дерново-подбур иллювиально-железистый оподзоленный	[24]	4.1	9.9	0.9	19.6	4.1	0.30	3.4	0.09	2.1	0.10	0.92	0.05	1.5	0.06
Московская область (Приокско-Террасный биосферный заповедник)	Перегнойно-гумусово-глебовая почва	[24]	12.5	28.5	2.6	55.4	11.5	0.74	9.4	0.22	5.4	0.25	2.25	0.10	3.3	0.11
Вологодская область	Дерново-карбонатная выщелоченная почва	[84]	22.86	44.38	5.23	20.05	3.74	0.66	3.13	0.42	2.24	0.44	1.24	0.19	1.15	0.22
Кировская область	Дерново-подзолистая среднесуглинистая	[11]	9.4	24.2	2.3	9.0	1.6	0.37	2.6	0.21	1.4	0.23	0.88	0.17	1.1	0.16
Амурская область	Грубогумусовый бурозем	[3]	25.43	51.83	5.22	19.89	3.72	0.89	3.90	0.45	2.41	0.42	1.29	0.17	1.12	0.16
Пермский край	Аллювиально-гумусовая почва	[53]	25	55	6.2	23	4.8	1.1	4.2	0.6	3.5	0.7	2.0	0.28	1.9	0.29
Пермский край	Дерново-подзолистая почва	[53]	9.4	20	2.4	8.9	1.7	0.39	1.6	0.23	1.3	0.26	0.80	0.11	0.70	0.10

телей группы по формам соединений в почвенной матрице будет количественно обуславливать их биодоступность и биологическую активность в отношении высших растений.

ПОСТУПЛЕНИЕ, НАКОПЛЕНИЕ И СОДЕРЖАНИЕ ЛАНТАНОИДОВ В РАСТЕНИЯХ

Растения могут поглощать РЗЭ поверхностью листьев при опрыскивании, однако в основном это происходит через корни [125]. Через тонкие клеточные стенки корневых волосков лантаноиды абсорбируются в ксилему, затем они транспортируются в другие части растения [114]. Способность растений поглощать лантаноиды из растворов и почвы изучалась на примере самых разных видов. Обзор литературы, посвященной этому вопросу, сделанный Brown с соавт., позволил заключить, что на поглощение РЗЭ растениями влияют почвенные хелаты и внесение минеральных удобрений: калийные и азотные способствуют увеличению поглощения, а фосфорные — уменьшению [37]. В системе почва—корень низкомолекулярные органические кислоты, являющиеся важными составляющими экссудатов корней (например, лимонная и яблочная), способны увеличивать десорбцию легких лантаноидов и усиливать поглощение их растениями из почвы [118]. Это связано с хелатирующими и/или комплексообразующими свойствами кислот, которые могут влиять на растворимость соединений металлов в почве.

Из факторов, связанных с морфологией самих растений, большую роль играют пояски Каспари в корнях, ограничивающие поступление лантаноидов в остальные части организма. Этот механизм минимизации поступления металлов в верхние части растений, где происходят такие важные для роста и развития процессы как фотосинтез, считается снижающим токсическое воздействие [114]. Таким образом, содержание лантаноидов обычно повышено в корнях и уменьшается в ряду: корни > листья > стебли > семена/плоды [38, 141, 145]. Фракционирование при этом может происходить в разной степени у разных видов растений. Установлено, что у кукурузы (*Zea mays* L.) оно выражено более контрастно, чем у риса (*Oryza sativa* L.) [89]. Семена растений имеют полупроницаемый слой, расположение которого может отличаться в зависимости от вида растения. Он ограничивает поступление некоторых веществ в эмбрион, что показано для лантана в исследовании с семенами проса прутьевидного (*Panicum virgatum* L.) [68]. Исследователи объясняют отсутствие эффекта лантана на прорастание семян наличием данного слоя, препятствующего негативному воздействию на эмбрион.

Сравнение коэффициентов накопления в системе почва—растение при изучении папоротни-

ков показало, что транспорт РЗЭ легче проходит для растворимых форм от верхнего горизонта почвы к корням и от черешка листа к листовой пластине, чем от стебля к черешку [155]. При этом, по видимому, механизмы поглощения лантаноидов папоротниками, отличаются от других видов. Так, концентрация РЗЭ в тканях папоротника уменьшается в ряду листья > стебли > корни.

Содержание отдельных представителей группы лантаноидов в корнях растений схоже с содержанием растворимых форм РЗЭ в верхнем горизонте почв, на которых эти растения произрастали, за исключением церия. Лантаноиды обычно находятся в почве в трехвалентном состоянии, исключая Eu и Ce. Последний, находясь в четырехвалентной форме, в большей степени осаждается в результате гидролитических реакций, что затрудняет его поступление в растения [94].

Большинство исследований, посвященных изучению поглощения РЗЭ растениями, проводилось на объектах, содержащих одновременно несколько представителей этой группы элементов — искусственных смесях, содержащих определенные концентрации лантаноидов, или образцах почвы, содержащих элементы в природных концентрациях и соотношениях. По результатам таких работ достаточно сложно выявить индивидуальные особенности аккумуляции лантаноидов растениями [61]. Необходимы детальные модельные эксперименты для исследования поглощения различными растениями индивидуальных лантаноидов и их смесей для выявления возможной конкуренции между элементами и установки предсказуемых механизмов и характера аккумуляции, если это возможно.

Обращает на себя внимание способность РЗЭ накапливаться, хоть и в небольших количествах, в съедобных частях растений при применении удобрений, содержащих РЗЭ. Это требует дополнительных исследований для выявления возможных токсических эффектов [141]. В целом исследования токсичности и хронических биологических эффектов редких земель показывают, что допустимая суточная доза потребления для человека составляет 0.1–1.2 мг/кг (оксидов). Согласно исследованию по оценке потребления РЗЭ с продуктами питания в Китае, ежедневное потребление РЗЭ с зерновыми, овощами и другой продукцией может составлять 1.75–2.25 мг, что не превышает рекомендованное значение в этой стране [125].

Содержание лантаноидов в растениях значительно варьирует, что может быть обусловлено и видовыми особенностями [141]. Так, для ряда растений Японии был зафиксирован разброс в содержании La до пяти порядков, что авторы связывают не только с различными концентрациями в почве, но и с конкретными различиями между

видами [81]. Некоторые папоротники, произрастающая на территориях с большим содержанием РЗЭ, накапливают до 3000 мг/кг лантана и могут считаться аккумуляторами этого элемента, в то время как в еловых иглах обнаруживается менее 10 нг/г [136, 144]. Среди сельскохозяйственных видов наиболее высокая накопительная способность отмечается у пшеницы (*Triticum durum* Desf.), среди древесной растительности — у гикори (*Carya tomentosa* Lam.) [13].

Разные виды растений, произрастающие на одном и том же месте, поглощают разные РЗЭ в непостоянных соотношениях [49, 137]. Помимо видовой, отмечают также индивидуальную специфичность накопления, так как были показаны различия и для особей одного вида [146]. Различия в поглощении РЗЭ между видами и особями могут частично объясняться значением рН в зоне ризосферы, которое определяется видом и возрастом растения и обуславливает доступность металлов из почвы [114].

ВЛИЯНИЕ ЛАНТАНОИДОВ НА РАСТЕНИЯ

Наиболее важным свойством РЗЭ, особенно легких лантаноидов, обуславливающим их влияние на биоту, является размер их ионных радиусов, которые близки к ионному радиусу кальция. Ионный радиус Са составляет 9.9×10^{-2} нм, а для трехвалентных ионов лантаноидов он варьирует от 8.5×10^{-2} до 1.15×10^{-1} нм [37]. Это позволяет ионам РЗЭ вступать в конкурентные реакции и фактически замещать кальций во многих биохимических процессах, происходящих в живых организмах, что, в свою очередь, приводит к ингибированию работы ферментов, нарушению стабильности клеточной мембраны и пр. [37, 71].

Необходимо отметить, что из-за сильного связывания трехвалентных ионов с отрицательно заряженными лигандами в клеточной стенке растения, их внутриклеточный транспорт и пути включения в метаболизм трудно поддаются экспериментальному изучению, и в литературе невозможно найти точный ответ на вопрос о механизме проникновения РЗЭ в клетку [118].

По-видимому, проникающая способность сильно зависит от окружающих условий, которые могут изменять форму нахождения элемента, влиять на его подвижность [37]. Так, показано, что трехвалентный La в составе слабодиссоциирующих соединений, находящихся в виде коллоидного раствора, не проникает сквозь клеточную мембрану растительных клеток, в то время как ион La^{3+} способен проходить сквозь нее [55].

Представители группы обнаруживаются в различных частях внутриклеточного пространства, возможно, имитируя действия химических аналогов. Проникая в клетки корня через мембранные и

внутриклеточные кальциевые каналы La^{3+} может участвовать в сетях передачи сигнала через кальмодулин — кальций-связывающий белок [95]. В клетках корневой меристемы лантан начинает взаимодействовать с компонентами ядра [115, 132]. Способность проникать через кальциевые каналы характерна не только для лантана. В клетках корней, обработанных раствором гадолиния, также обнаруживается этот металл [8]. В папоротнике, являющемся гипераккумулятором лантаноидов, отложения легких лантаноидов, поглощенных из почвы, наблюдались в клеточной стенке, межклеточном пространстве, плазмалемме, везикулах и вакуолях клеток корневого эпидермиса, но не в поясах Каспари придаточных корней [118]. Церий же обнаружил способность не только проникать в клетку, но и накапливаться в ядре [73].

Некоторые работы дают противоположную оценку проникающей способности РЗЭ. Ряд авторов показывает, что лантан, как и неодим, не способен проходить в цитоплазму, а может аккумулироваться только на внешней поверхности мембраны [73]. В некоторых исследованиях наряду с неспособностью лантаноидов проникать в клетку отмечается увеличение сопротивляемости клеточных мембран [12]. По-видимому, проникающая способность лантаноидов сильно зависит и от видовых особенностей растений.

Попадая в клетки, РЗЭ способны связываться с макромолекулами (нуклеиновыми кислотами, белками и полисахаридами), формируя комплексы с биологическими лигандами [136].

Долгое время РЗЭ не считались ни необходимыми элементами для роста и развития растений, ни проявляющими какую-либо токсичность. Начиная со второй половины прошлого века часть работ, посвященных действию этих металлов на растения, позволила заключить, что их можно использовать в качестве удобрений. При этом применение РЗЭ-содержащих удобрений рекомендуется для обработки семян или внекорневой подкормки, так как внесенные в почву лантаноиды становятся мало доступны для растений и не дают эффекта, а увеличение дозы приводит к негативным результатам [8].

Неоднократно были показаны эффекты применения малых доз РЗЭ, которые считаются положительными: быстрый рост coleoptилей овса (*Avena sativa* L.), вызванный La, благоприятное воздействие La и Ce на рост и развитие пшеницы (*Triticum durum* Desf.), увеличение длины корней *Arabidopsis thaliana* L. при добавлении нитратов La и Ce в питательную среду [66, 69, 100]. Также отмечаются другие положительные эффекты — стабилизация мембраны, уменьшение потери воды растениями, увеличение эффективности гормонов и фиксации азота, снижение аккумуляции токсичных элементов, таких как кадмий [141, 149]. От-

мечается способность лантаноидов уменьшать повреждения, вызванные ультрафиолетовым излучением, увеличивать содержание сахаров и витамина С [45]. Увеличение длины корня показано для риса (*Oryza sativa* L.) при воздействии низких доз лантана [96].

Опыт применения микроудобрений, содержащих РЗЭ, показал возможность увеличения урожайности до 10% [72]. При этом биохимический механизм увеличения продуктивности культур и долгосрочные эффекты такого воздействия на компоненты окружающей среды и здоровье человека, употребляющего продукцию в пищу, остаются слабоизученными. Также остается спорным отнесение таких эффектов как увеличение роста корней и побегов, увеличение массы растений к положительным изменениям. Подобные реакции растений могут служить сигналами стресса и нарушения нормального протекания биохимических реакций в организме, например, гормональной регуляции. Обобщая существующие данные, можно предположить, что при низких воздействующих концентрациях лантаноидов возникает эффект гормезиса, что показывают авторы исследования воздействия лантана и неодима на подсолнечник однолетний (*Helianthus annuus* L.) и китайскую капусту бок-чой (*Brassica chinensis* L.). При низких концентрациях проявлялся горметический эффект La и Nd на массу побегов и корней, при высоких же оба элемента оказывались токсичными [114].

Многие исследователи демонстрируют в своих работах и обратные результаты, показывающие негативное воздействие РЗЭ, которые могут уменьшать рост, развитие и урожай растений, нарушая некоторые физиологические, биохимические и молекулярные процессы [121]. Так, замедление скорости роста корня было обнаружено для кукурузы (*Zea mays* L.), маша (*Vigna radiata* L.), ячменя (*Hordeum vulgare* L.) и пшеницы [47, 75, 106, 132]. La, Nd, и Pr оказывают ингибирующее действие на рост колеоптиля овса (*Avena sativa* L.) [107]. Негативное влияние на показатели роста и снижение параметров фотосинтеза саженцев томата (*Solanum lycopersicum* L.) авторы связывают со способностью лантана усиливать формирование активных форм кислорода (АФК), что приводит к усилению процесса перекисного окисления липидов [121].

Редкоземельные элементы способны влиять на физиологическую активность растений. Так, в папоротниках был обнаружен хлорофилл с замещенным на La и Ce магнием, он способен частично или полностью заменять в реакциях нормальный хлорофилл. Предполагается, что это благоприятно влияет на активность фотосинтеза [94]. Показано, что соответствующие концентрации РЗЭ могут увеличивать скорость фотосинтеза в

растениях арахиса (*Arachis hypogaea* L.) [51]. Увеличение фотосинтетической активности растений с помощью РЗЭ объясняют ростом активности ферментов, развитием хлоропластов и ростом концентрации хлорофилла в растениях.

Различные механизмы взаимодействия лантаноидов с организмом растения обуславливают изменения в его элементном составе. РЗЭ могут регулировать рост растений за счет изменения поступления элементов минерального питания [73]. Близкие значения растворимости фосфатов железа и лантана обуславливают конкуренцию ионов и влияние La на содержание Fe и P в тканях растений [37, 131]. Замена кальция на РЗЭ из-за схожих ионных радиусов может приводить к дефициту этого необходимого элемента [76]. Для риса (*Oryza sativa* L.) показана стимуляция поглощения K, Ca и Mn за счет влияния малых доз лантана (6.9 и 13.9 мг/кг). Однако при увеличении дозы La до 69.4 и 138.9 мг/кг аккумуляция этих питательных элементов уменьшилась [96]. Также на растениях сои (*Glycine max* (L.) Merrill) было показано уменьшение содержания Fe и Cu в корнях и побегах, Zn в побегах, ассоциированное с уменьшением фотосинтетической активности и биомассы начиная с концентрации La в растворе 2.8 мг/л [45]. Также авторами показан рост концентрации Mg и P в растениях, что вероятно объясняет сохранение уровня содержания хлорофилла при повышении дозы лантана, так как магний является структурным компонентом фотосинтетического пигмента, а фосфор необходим для формирования АТФ (аденозинтрифосфат) — источника энергии для процессов метаболизма, в том числе биосинтеза хлорофилла. РЗЭ увеличивают скорость перехода N из неорганической формы в органическую, что положительно сказывается на синтезе белков и регуляции баланса питательных элементов [104].

Большое количество работ посвящено оценке влияния лантаноидов на различные виды растений. Основная масса исследований проводилась в системе раствор—растение с выращиванием растений на растворах солей РЗЭ или питательных средах. При этом работ с использованием искусственных смесей или непосредственно почв значительно меньше. При тестировании питательных сред с La и Nd полуингибирующая концентрация (IC50) для корней растений китайской капусты бок-чой (*Brassica chinensis* L.) и подсолнечника (*Helianthus annuus* L.) была оценена в 139 и 188 мг/кг La, 222 и 258 мг/кг Nd [114]. Эти данные авторы сравнивают с концентрациями РЗЭ в почвах Австралии, Германии и Японии — 105, 305 и 98 мг/кг соответственно. Таким образом, они сопоставимы с найденным диапазоном ингибирующих концентраций для данных видов. Однако отмечается, что в почвенном растворе форма на-

хождения металла может быть иной, что изменит ответную реакцию тест-объектов.

При тестировании почв большинство положительных эффектов от внесения лантаноидов наблюдалось при содержании доступных форм меньше 10 мг/кг [49]. Однако в таких работах РЗЭ часто вносили в форме нитратов, что затрудняет отнесение эффекта непосредственно к воздействию лантаноидов, так как нитраты могут положительно влиять на рост растений [61].

Таким образом, накопилось множество противоречий в данных о влиянии РЗЭ на растения. Некоторые противоречия могут быть обусловлены в основном различиями в используемых для тестирования концентрациях лантаноидов, индивидуальными реакциями тест-объектов и различиями в эффектах, проявляемых на разных стадиях развития организма. Ясно, что актуальной задачей остается выявление порога между возможными положительными эффектами низких доз лантаноидов, их горметическим эффектом и негативным воздействием повышенных концентраций. При этом необходим контроль за изменениями, происходящими в организмах на клеточном и биохимическом уровне, так как реакции на макроуровне могут отставать от изменений на микроуровне или быть следствием негативных эффектов, не заметных без применения соответствующих методов.

ВЛИЯНИЕ ЛАНТАНОИДОВ НА ДЕЛЕНИЕ РАСТИТЕЛЬНЫХ КЛЕТОК

Малое количество работ, посвященных активности РЗЭ в отношении процессов деления растительных клеток, и существующие в них противоречия не позволяют сделать однозначные выводы о влиянии лантаноидов на эти процессы. Первые попытки оценить влияние различных металлов на клеточное деление с применением Allium-теста показали способность La и Ce уменьшать пролиферацию и вызывать aberrации [42, 87]. Wang с соавт. описали индуцированные лантаном повреждения в структуре ДНК проростков бобов (*Vicia faba* L.), которые, совместно с дисбалансом элементов питания в растениях, могли послужить причиной замедления роста корней [134, 135]. Jha и Singh, изучая влияние празеодима и неодима на проростки бобов, обнаружили кластогенный эффект (образование разрывов хромосом), ведущий к серьезным нарушениям клеточного цикла, в том числе образованию микроядер [76]. Значительное увеличение формирования микроядер позже было отмечено и для корней кукурузы, обработанной нитратами РЗЭ [75]. Достоверный митотоксический эффект (снижение активности деления клеток) был показан для трех видов растений, физиологически значительно отличающихся между собой, – пшеницы (*Triticum durum* Desf.), чеснока (*Allium sativum* L.) и го-

роха (*Pisum sativum* L.) [12, 44, 148]. Помимо этого, ингибирование роста клеток за счет нарушения ориентации веретена деления при воздействии РЗЭ отмечается и в опытах с животными [37].

Важно отметить, что в узком диапазоне низких концентраций имеет место стимулирующий эффект применения РЗЭ. Стимулирующий эффект низких концентраций лантаноидов на рост корней, по-видимому, связанный с активностью деления клеток, был отмечен в ряде работ [52, 90, 124, 134, 147]. Это может быть обусловлено эффектом гормезиса, наблюдаемым при низких концентрациях лантаноидов [102]. Так, при внесении низких концентраций лантана от 2.8 до 22.2 мг/л в состав питательных растворов наблюдается увеличение пролиферативной активности клеток кончиков корешков растений сои (*Glycine max* L.), что, возможно, является горметическим эффектом [45]. Одновременно в исследовании отмечается рост встречаемости клеток с патологиями митоза. Увеличение числа делящихся клеток также обнаружено для *Vicia faba* при концентрации гольмия в растворе меньше 4 мг/л, однако исследователи отмечали цито- и генотоксические эффекты (рост числа клеток с хромосомными aberrациями) при увеличении концентрации [109]. При дальнейшем увеличении концентрации лантаноида в растворе активность деления клеток снижалась. Здесь важно отметить, что показанный в некоторых исследованиях рост массы растений может быть обусловлен появлением полиплоидизированных клеток [112].

Действуя как блокатор Ca^{2+} -каналов, La контролирует уровень активных форм кислорода (АФК) в растительных клетках. При этом часть исследователей связывает негативное действие лантаноидов на клетку с их способностью увеличивать формирование АФК. Избыточная продукция АФК из-за абиотического стресса вызывает перекисное окисление липидов и повреждение макромолекул (например, ДНК) вплоть до гибели клеток [32]. Это подтверждается исследованием Siddiqui с соавт., в котором отмечается перепроизводство АФК, увеличение накопления малондиальдегида (MDA) и активности фермента, продуцирующего H_2O_2 – глюкозооксидазы (GOx) в клетках проростков растений томата (*Solanum lycopersicum* L.), подвергшихся воздействию La [121]. Так как MDA является конечным продуктом перекисного окисления плазмы, то его принято рассматривать в качестве индикатора процесса перекисного окисления липидов, вызванного стрессовым воздействием тяжелых металлов [148]. При этом образование избыточного количества АФК может напрямую воздействовать на структуру хромосом и работу митотического аппарата клетки, что будет тестироваться по увеличению частоты патологий митоза и хромосомных aberrаций. Такая взаимосвязь доказана для фак-

торов радиационной природы при анализе механизма непрямого действия радиации и особенностей воздействия редкоизионизирующих излучений на клетки [19].

Проявление цитотоксических эффектов во время митоза связывают с изменениями на ранних стадиях клеточного цикла, происходящих в интерфазе до начала митоза. Например, это может быть связано с ингибированием синтеза ДНК в S-фазе клеточного цикла или с его нарушением в фазе G2 [119]. Для La^{3+} показана задержка клеточного цикла на стадиях G1/S и S/G2 интерфазы (контрольные точки клеточного цикла), что может быть одним из механизмов ингибирования роста корней [134, 135].

Liu и Hasenstein отметили, что лантан, проникая в клетку растения, может изменять организацию микротрубочек [97]. При высоких концентрациях это может приводить к прекращению роста клеток корня, при низких концентрациях, напротив, происходит стабилизация цитоскелета.

Многочисленные исследования сообщают о дозозависимом уменьшении роста корней растений под воздействием различных стрессовых факторов, при этом отсутствует четкое объяснение механизма данного явления. Точно установлено, что устойчивый рост корня регулируется комбинацией активности клеточного деления в меристематической зоне и последующего удлинения клеток, которое происходит в зоне роста [120]. Основываясь на данных исследований, можно предположить, что токсичность лантаноидов в отношении корней растений обусловлена главным образом нарушением пролиферации клеток, так как активность роста корня обычно снижается параллельно с уменьшением митотической активности в апикальной меристеме. Как правило, снижение митотического индекса связывают с увеличением числа клеток с различными патологиями митоза, то есть именно нарушения в клеточном цикле приводят к снижению пролиферативной активности [44, 108]. Аналогичная связь наблюдалась при изучении влияния растворов церия на клетки кончиков корней чеснока (*Allium sativum* L.) [148]. Авторы, показавшие способность лантана проникать в клетки корневой меристемы и взаимодействовать с компонентами ядра, также связывают прекращение роста корней с ингибированием клеточного деления, а не растяжения клеток [132]. Подобная взаимосвязь макро- и микропоказателей токсичности (изменений активности роста корня, митотической активности и числа клеток с патологиями митоза) обычно прослеживается и для почв, загрязненных тяжелыми металлами [116]. При этом такие закономерные связи роста корня и митотической активности могут быть характерны только для короткого времени экспозиции. Так, для про-

ростков *Vicia faba* L. в тестах с La^{3+} было показано отсутствие корреляционной связи между митотической активностью апикальной меристемы и длиной корня при 15-дневном воздействии [134].

И все же механизм действия лантаноидов на клеточные структуры и митотический цикл остается неясным. Так, наряду с негативным влиянием РЗЭ на митотическую активность и частоту появления клеток с различными патологиями, La показал способность предотвращать вызванную солевым стрессом запрограммированную гибель клеток кончиков корней риса при низких концентрациях (1.4 мг/л) [90].

Несоответствие полученных данных о влиянии РЗЭ на митотический аппарат клетки может также объясняться специфичной для данного вида реакцией тест-объектов. Подобные эффекты отмечались ранее для других тестируемых веществ, например, отходов алюминиевой промышленности, когда один вид растений (*Allium cepa* L.) реагировал на воздействие увеличением активности деления клеток, а для другого (*Lactuca sativa* L.) наблюдался противоположный результат [122]. Это говорит о необходимости использовать различные тест-системы, широкий спектр которых способен наиболее полно отразить характер воздействия исследуемых веществ на организмы.

Данные, полученные в результате работы, проведенной в Оренбургской области, показывают прямую корреляционную связь обнаруженных при тестировании с луком репчатым (*Allium cepa* L.) частот хромосомных aberrаций с индексом нагрузки РЗЭ для водоемов и водотоков [26]. Однако полученные авторами результаты не доказывают мутагенность изучаемых проб донных отложений именно за счет содержания РЗЭ, так как нативные образцы, на которых проводилось исследование, могли быть загрязнены и другими токсикантами, содержание которых не изучалось.

Ранее упомянутые проявления оксидативного стресса при воздействии лантаноидов на клетку, среди которых отмечается увеличение содержания активных форм кислорода, пероксидация липидов, уменьшение или увеличение активности каталазы, супероксиддисмутазы и других ферментов, могут быть вовлечены в процессы, приводящие к цитогенетическим эффектам [102]. По мнению авторов, наблюдаемые при тестировании растворов церия слипания хромосом, фрагменты, мосты и отставания хромосом в клетках кончиков корней *Allium sativum*, обуславливаются способностью Ce^{4+} в высоких концентрациях вызывать нарушения в нитях веретена деления [148]. Образование слипаний хромосом в митозе обычно связывают с воздействием на гистоны (ядерные белки), запутыванием нитей хроматина [31, 83]. Впоследствии это может приводить к возникно-

вению других хромосомных аномалий — неравномерному распределению хромосом, образованию неориентированных хромосом, формированию мостов и фрагментов хромосом, структур хромосом в форме “звезд”, и в конечном итоге приводить к гибели клеток. Образование нарушенной (дезинтегрированной) метафазы обычно происходит из-за негативных изменений в аппарате веретена деления клетки [110].

Увеличение числа клеток с К-метафазой в корнях сои было показано при тестировании растворов La уже в низкой концентрации 2.8 мг/л [45]. В процессе так называемого К-митоза происходит задержка деления клетки в метафазе в результате инактивации веретена деления (вероятно, за счет ацетилирования тубулина), что характерно для действия колхицина или аналогичного митотического яда. К-митоз сопровождается дезорганизацией микротрубочек митотического аппарата, задержкой разделения кинетохоров, а также гиперспирализацией хромосом [83]. В зависимости от степени повреждения митотического аппарата при К-митозе может происходить: рассеивание хромосом, склеивание хромосом с образованием комков, шаровидная метафаза, метафаза с двумя группами хромосом — псевдоанафаза. В течение К-метафазы хромосомы становятся короче и теснее свернуты в спираль, чем при нормальном митозе. Нарушение нормального формирования веретена деления приводит к задержке деления клетки на стадии метафазы (до 4–5 дней) [33]. Исход К-митоза различен и зависит от степени повреждения клеточных структур: гибель клетки, завершение К-митоза образованием одного полиплоидного ядра (то есть хромосомы разделяются на дочерние хроматиды, которые затем включаются в одно ядро) или нескольких микроядер с разным числом хромосом; возможно также восстановление митотического аппарата и нормальное завершение митоза.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Лантаноиды приобрели в последние десятилетия огромное значение для хозяйственной деятельности человека. Неизбежность роста их концентрации в окружающей среде требует оценки влияния РЗЭ на экосистемы и их компоненты, скорейшего установления допустимых уровней содержания в почве и сельскохозяйственной продукции, а также нормативов потребления с продуктами питания. Основным вопросом, по-видимому, остается установление границы между низкими концентрациями лантаноидов с возможными положительными гормональными эффектами (или как минимум безопасными) и более высокими, которые могут приводить к негативным токсическим эффектам. При этом пороговая концентрация положительного с хозяйственной точки зрения эф-

фекта у сельскохозяйственных растений не должна оказывать генотоксического воздействия на уровне клетки.

Все рассмотренные в последнем разделе данного обзора исследования генотоксичности РЗЭ проводились с использованием растворов, содержащих различные концентрации лантаноидов. Однако необходимо учитывать, что почвы обладают буферными свойствами и способны изменять токсичность внесенных в них веществ [56]. Как показывает практика нормирования в почве тяжелых металлов и ряда других загрязнителей, оценку их поведения и влияния на живые организмы нельзя проводить на основании только валового содержания. Необходимо учитывать биодоступность компонентов загрязнения и динамику их нахождения в почве [103]. Некоторые исследователи отмечают, что токсичность непосредственно почв, свойства которых могут влиять на поступившие в них вещества, может оказываться выше или ниже, чем токсичность вытяжек из этих же почв. Эти вытяжки часто не способны отразить реальную степень токсичности почвы в естественных условиях [22]. Для многих элементов была показана зависимость уровня биодоступности от химических и физических свойств почвы, в том числе для лантаноидов [92, 152]. Следовательно, дальнейшие исследования должны включать тестирование ряда типов почв, внесение РЗЭ в которые может приводить к различным последствиям. Вопросы о формах нахождения представителей лантаноидов в почвах, характере связывания лантаноидов компонентами почвы, на которых осуществляется сорбция—десорбция соединений РЗЭ, остаются недостаточно освещенными и требуют пристального внимания. Показано, что состав и свойства вмещающей среды существенно влияют на подвижность, биодоступность и токсичность лантаноидов. При этом отмечена существенная неоднородность группы по зависимости токсичности от химических характеристик элементов и наличия или отсутствия лигандов. Отдельного внимания требуют вопросы транслокации и распределения РЗЭ в отдельных частях организма растения, что важно не только для характеристики возможного механизма биологического действия этих металлов, но имеет сугубо утилитарную значимость для оценки качества получаемой растительной продукции. Сведения о коэффициентах биологического накопления лантаноидов практически отсутствуют в литературе. Информативным инструментом при этом может стать сравнительный анализ информации, накопленный по формам соединений и подвижности тяжелых металлов в почве. Кроме того, лантаноиды имеют радиоактивные изотопы, некоторые из которых относятся к продуктам ядерного деления (ПЯД). Значительный массив данных, полученный в ходе выполнения работ в области радиоэкологии по

формам нахождения ПЯД в почвах и количественным характеристикам их перехода в надземную часть растений, может быть использован для анализа и прогноза поведения стабильных изотопов лантаноидов.

Биотестирование, проводимое по стандартизированной процедуре, является удобным методом, позволяющим сравнивать результаты различных исследований по формам токсичности лантаноидов. Важное преимущество таких методов — возможность проведения тестирования в системе почва—растение. Чувствительность этих биотестов позволяет обнаружить генотоксичность почв с низкими уровнями содержания РЗЭ. При этом традиционные индикаторы загрязнения, такие как концентрация тяжелых металлов, в таких условиях могут не указывать на наличие экологического риска [80].

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Исследование проведено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 18-316-00026 (разделы “Поступление, накопление и содержание лантаноидов в растениях”, “Влияние лантаноидов на растения” и “Влияние лантаноидов на деление растительных клеток”) и научного проекта № 19-05-50016 (разделы “Лантаноиды — представители группы редкоземельных элементов”, “Содержание лантаноидов в земной коре, мировые запасы и области использования”, “Свойства лантаноидов как особой группы элементов”, “Пути поступления и содержания лантаноидов в почвах”, “Поведение лантаноидов в почве”).

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Балашов Ю.А.* Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976. 267 с.
2. *Большой Д.В.* Использование европия для моделирования и изучения процессов миграции тяжелых металлов из полимерных материалов во внешнюю среду // Актуальные проблемы транспортной медицины: навколишнє середовище; професійне здоров'я; патологія. 2013. № 2. С. 108–112.
3. *Брянин С.В., Сорокина О.А.* Вертикальное распределение редкоземельных элементов в почвах южной тайги Верхнего Приамурья, сформированных на горных породах различного состава // Тихоокеанская геология. 2015. Т. 34. № 3. С. 104–111.
4. *Виноградов А.П.* Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры // Геохимия. 1962. № 7. С. 555–571.
5. *Водяницкий Ю.Н.* Геохимическое фракционирование лантанидов в почвах и горных породах (обзор литературы) // Почвоведение. 2012. № 1. С. 69–81.
6. *Водяницкий Ю.Н.* Лантаниды почвы и их влияние на растения // Агрохимия. 2012. № 4. С. 84–96.
7. *Водяницкий Ю.Н., Косарева Н.В., Савичев А.Т.* Содержание лантанидов (Y, La, Ce, Pr, Nd, Sm) и актинидов (Th, U) в почвах Хибинско-Ловозерской провинции // Бюллетень Почвенного института им. В.В. Докучаева. 2010. № 65. С. 75–86.
8. *Водяницкий Ю.Н., Рогова О.Б.* Биогеохимия лантанидов в почве // Бюллетень Почвенного института им. В.В. Докучаева. 2016. № 84. С. 101–118.
9. *Волох А.А., Горбунов А.В., Гундорина С.Ф., Ревич Б.А., Фронтасьева М.В., Чен Сен Пал.* Производство фосфорных минеральных удобрений как источник загрязнения окружающей среды редкоземельными элементами. Дубна: Объединенный институт ядерных исследований, 1989. 10 с.
10. *Гринвуд Н., Эрншо А.* Химия элементов. М.: Бином. Лаборатория знаний, 2014. 1277 с.
11. *Дабак Е.В.* Редкоземельные элементы в почвах природных и техногенных ландшафтов Кировской области // Теоретическая и прикладная экология. 2016. № 3. С. 56–67.
12. *Дмитриева С.А., Минибаева Ф.В., Гордон Л.Х.* Митотический индекс меристематических клеток и рост корней гороха *Pisum sativum* при действии модуляторов инозитольного цикла // Цитология. 2006. Т. 48. № 6. С. 475–479.
13. *Иванов В.В.* Экологическая геохимия элементов: Справочник. Книга 6: Редкие f-элементы / Под ред. Куренкова Э.К. М.: Экология, 1997. 607 с.
14. *Кабата-Пендиас А., Пендиас Х.* Микроэлементы в почвах и растениях / Пер. с англ. Под ред. Саета Ю.Е. М.: Мир, 1989. 439 с.
15. *Каблов Е.Н., Оспенникова О.Г., Вершков А.В.* Редкие металлы и редкоземельные элементы — материалы современных и будущих высокотехнологий // Авиационные материалы и технологии. 2013. № 2 (спецвыпуск). С. 3–10.
16. *Кожжевникова Н.М.* Особенности распределения валового и подвижных форм церия, неодима, самария в профиле серой лесной почвы Забайкалья // Агрохимия. 2010. № 6. С. 65–68.
17. *Кожжевникова Н.М.* Распределение редкоземельных элементов цериевой подгруппы (La, Ce, Nd, Sm) в профиле аллювиальной луговой почвы забайкалья и их аккумуляция растениями овса на примере лантана // Агрохимия. 2012. № 10. С. 32–38.
18. *Крицман В.А., Станцо В.В.* Энциклопедический словарь юного химика. М.: Педагогика, 1990. 320 с.
19. *Кудряшов Ю.Б.* Радиационная биофизика (ионизирующие излучения) / Под ред. Мазурика В.К., Ломанова М.Ф. М.: Физматлит, 2004. 448 с.
20. *Лисаченко Э.П.* Оценка радиологической значимости редкоземельных металлов, имеющих природные радиоактивные изотопы // Радиационная гигиена. 2013. Т. 2. № 6. С. 44–46.
21. *Малютин Ю.С., Самонов А.Е.* Мировой рынок редкоземельных металлов. М.: Академия конъюнктуры промышленных рынков, 2007. Вып. 12. 72 с.

22. *Маячкина Н.В., Чугунова М.В.* Особенности биотестирования почв с целью их экотоксикологической оценки // Вестник Нижегородского университета им. Н.И. Лобачевского. 2009. № 1. С. 84–93.
23. *Наумов А.В.* Обзор мирового рынка редкоземельных // Известия высших учебных заведений. Цветная металлургия. 2008. № 1. С. 22–31.
24. *Переломов Л.В., Асаинова Ж.С., Йошида С., Иванов И.В.* Содержание редкоземельных элементов в почвах Приокско-Террасного биосферного заповедника // Почвоведение. 2012. № 10. С. 1115–1126.
25. *Савельева И.Л.* Редкоземельная промышленность России: современное состояние, ресурсные условия развития // География и природные ресурсы. 2011. № 1. С. 122–129.
26. *Соловых Г.Н., Голинская Л.В., Кануникова Е.А.* Редкоземельные металлы как один из факторов мутагенности // Гигиена и санитария. 2012. № 3. С. 23–25.
27. *Abdel-Haleem A.S., Sroor A., El-Bahi S.M., Zohny E.* Heavy metals and rare earth elements in phosphate fertilizer components using instrumental neutron activation analysis // Appl. Radiat. Isot. 2001. V. 55. № 4. P. 569–573.
[https://doi.org/10.1016/S0969-8043\(01\)00098-7](https://doi.org/10.1016/S0969-8043(01)00098-7)
28. *Aceto M., Bonello F., Musso D., Tsolakis C., Cassino C., Osella D.* Wine traceability with rare earth elements // Beverages. 2018. V. 4. № 1. P. 23.
<https://doi.org/10.3390/beverages4010023>
29. *Adeel M., Lee J.Y., Zain M., Rizwan M., Nawab A., Ahmad M.A., Shafiq M., Yi H., Jilani G., Javed R., Horton R., Rui Y., Tsang D. C.W., Xing B.* Cryptic footprints of rare earth elements on natural resources and living organisms // Environ. Int. 2019. V. 127. P. 785–800.
<https://doi.org/10.1016/j.envint.2019.03.022>
30. *Alam M.A., Zuga L., Pecht M.G.* Economics of rare earth elements in ceramic capacitors // Ceram. Int. 2012. V. 38. № 8. P. 6091–6098.
<https://doi.org/10.1016/j.ceramint.2012.05.068>
31. *Babu K., Deepa M., Shankar S.G., Rai S.* Effect of nano-silver on cell division and mitotic chromosomes: a prefatory siren // Internet J. Nanotech. 2008. V. 2. P. 2–5.
32. *Bailey-Serres J., Mittler R.* The roles of reactive oxygen species in plant cells // Plant physiology. 2006. V. 141. P. 311.
<https://doi.org/10.1104/pp.104.900191>
33. *Berger C.A., Witkus E.R.* A cytological study of c-mitosis in the polysomatic plant *Spinacia oleracea*, with comparative observations on *Allium cepa* // Bull. Torrey Bot. Club. 1943. V. 70. № 5. P. 457–466.
<https://doi.org/10.2307/2481391>
34. *Bohn H.L., McNeal B.L., O'Connor G.A.* Soil chemistry. N.Y.: John Wiley Sons Inc., 2001. 320 p.
35. *Borges R.C., Marques L.M., Mahler C.F., Bernedo A.V.B.* Determination of the concentration of Ce, La, Sm and Eu in a phosphogypsum stack, in Imituba city, Santa Catarina, Brazil // Eclética Química J. 2018. V. 43. № 3. P. 37–44.
<https://doi.org/10.26850/1678-4618eqj.v43.3.2018.p37-44>
36. *Borgmann U., Couillard Y., Doyle P., Dixon D.G.* Toxicity of sixty-three metals and metalloids to *Hyalella azteca* at two levels of water hardness // Environmental Toxicology and Chemistry: An International J. 2005. V. 24. № 3. P. 641–652.
<https://doi.org/10.1897/04-177R.1>
37. *Brown P.H., Rathjen A.H., Graham R.D., Tribe D.E.* Rare earth elements in biological systems // Handbook on the Physics and Chemistry of Rare Earths. 1990. V. 13. P. 423–452.
38. *Cao X., Chen Y., Gu Z., Wang X.* Determination of trace rare earth elements in plant and soil samples by inductively coupled plasma-mass spectrometry // Int. J. Environ. Anal. Chem. 2000. V. 76. № 4. P. 295–309.
<https://doi.org/10.1080/03067310008034137>
39. *Castor S.B., Hedrick J.B.* Rare earth elements // Industrial Minerals & Rocks, 7th edition, Society for Mining, Metallurgy, and Exploration. 2006. P. 769–792.
40. *Chen B.-C., Ho P.-C., Juang K.-W.* Alleviation effects of magnesium on copper toxicity and accumulation in grapevine roots evaluated with biotic ligand models // Ecotoxicology. 2013. V. 22. № 1. P. 174–183.
<https://doi.org/10.1007/s10646-012-1015-z>
41. *Chen X.-A., Cheng Y.-E., Rong Z.* Recent results from a study of thorium lung burdens and health effects among miners in China // J. Radiol. Prot. 2005. V. 25. № 4. P. 451.
<https://doi.org/10.1088/0952-4746/25/4/007>
42. *Clarkson D.T.* The effect of aluminium and some other trivalent metal cations on cell division in the root apices of *Allium cepa* // Ann. Bot. 1965. V. 29. № 2. P. 309–315.
<https://doi.org/10.1093/oxfordjournals.aob.a083953>
43. Critical raw materials for the EU. Report of the Ad-hoc Working Group on defining critical raw materials. European Commission. Brussels, 2010. 85 p.
44. *d'Aquino L., De Pinto M.C., Nardi L., Morgana M., Tommasi F.* Effect of some light rare earth elements on seed germination, seedling growth and antioxidant metabolism in *Triticum durum* // Chemosphere. 2009. V. 75. № 7. P. 900–905.
<https://doi.org/10.1016/j.chemosphere.2009.01.026>
45. *De Oliveira C., Ramos S.J., Siqueira J.O., Faquin V., de Castro E.M., Amaral D.C., Techio V.H., Coelho L.C., e Silva P.H.P., Schnug E., Guilherme L.R.G.* Bioaccumulation and effects of lanthanum on growth and mitotic index in soybean plants // Ecotoxicol. Environ. Saf. 2015. V. 122. P. 136–144.
<https://doi.org/10.1016/j.ecoenv.2015.07.020>
46. *Dent P.C.* Rare earth elements and permanent magnets // J. Applied Physics. 2012. V. 111. № 7. P. 1–6.
<https://doi.org/10.1063/1.3676616>
47. *Diatloff E., Smith F.W., Asher C.J.* Rare earth elements and plant growth: I. Effects of lanthanum and cerium on root elongation of corn and mungbean // J. Plant Nutr. 1995. V. 18. № 10. P. 1963–1976.
<https://doi.org/10.1080/01904169509365037>
48. *Ding Y., Zhang Z., Liu J., Wang Z., Zhou P., Zhao Y.* A new gadolinium-loaded liquid scintillator for reactor neutrino detection // Nucl. Instruments Methods

- Phys. Res. Sect. A Accel. Spectrometers, Detect. Assoc. Equip. 2008. V. 584. № 1. P. 238–243.
<https://doi.org/10.1016/j.nima.2007.09.044>
49. *El-Ramady H.* Ecotoxicology of rare earth elements: ecotoxicology of rare earth elements within soil and plant environments. VDM Publishing, 2010. 85 p.
 50. *Eliseeva S.V., Bünzli J.-C.G.* Lanthanide luminescence for functional materials and bio-sciences // Chem. Soc. Rev. 2010. V. 39. № 1. P. 189–227.
<https://doi.org/10.1039/B905604C>
 51. *Emmanuel E.S., Ramachandran A.M., Ravindran A., Natesan M., Maruthamuthu S.* Effect of some rare earth elements on dry matter partitioning, nodule formation and chlorophyll content in *Arachis hypogaea* L. plants // Aust. J. Crop Sci. 2010. V. 4. № 9. P. 670.
 52. *Fashui H., Ling W., Chao L.* Study of lanthanum on seed germination and growth of rice // Biol. Trace Elem. Res. 2003. V. 94. № 3. P. 273–286.
<https://doi.org/10.1385/BTER:94:3:273>
 53. *Fedotov P.S., Rogova O.B., Dzhendloda R.Kh., Karandashv V.K.* Metal–organic complexes as a major sink for rare earth elements in soils // Environmental Chemistry. 2019. V. 16. № 5. P. 323–332.
<https://doi.org/10.1071/EN18275>
 54. *Foley N.K., Vivo B. De, Salminen R.* Rare Earth Elements: The role of geology, exploration, and analytical geochemistry in ensuring diverse sources of supply and a globally sustainable resource // J. Geochemical Explor. 2013. № 133. P. 1–5.
<https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2013.08.001>
 55. *Freeman D.J., Daniel E.E.* Calcium movement in vascular smooth muscle and its detection using lanthanum as a tool // Can. J. Physiol. Pharmacol. 1973. V. 51. № 12. P. 900–913.
<https://doi.org/10.1139/y73-139>
 56. *Gill B.S., Sandhu S.S.* Application of the Tradescantia micronucleus assay for the genetic evaluation of chemical mixtures in soil and aqueous media // Mutat. Res. Mol. Mech. Mutagen. 1992. V. 270. № 1. P. 65–69.
[https://doi.org/10.1016/0027-5107\(92\)90102-8](https://doi.org/10.1016/0027-5107(92)90102-8)
 57. *Goetze F., Jerez C.G., Zachleder V., Figueroa F.L., Bišová K., Řezanka T., Vítová M.* Use of lanthanides to alleviate the effects of metal ion-deficiency in *Desmodesmus quadricauda* (Sphaeropleales, Chlorophyta) // Front. Microbiol. 2015. V. 6. P. 1–12.
<https://doi.org/10.3389/fmicb.2015.00002>
 58. *Golev A., Scott M., Erskine P.D., Ali S.H., Ballantyne G.R.* Rare earths supply chains: Current status, constraints and opportunities // Resour. Policy. 2014. V. 41. № 1. P. 52–59.
<https://doi.org/10.1016/j.resourpol.2014.03.004>
 59. *Gong B., He E., Qiu H., Li J., Ji J., Zhao L., Cao X.* Phytotoxicity of individual and binary mixtures of rare earth elements (Y, La, and Ce) in relation to bioavailability // Environmental pollution. 2019. V. 246. P. 114–121.
<https://doi.org/10.1016/j.envpol.2018.11.106>
 60. *Gong B., He E., Qiu H., Li J., Ji J., Peijnenburg W.J.G.M., Liu Y., Zhao L., Cao X.* The cation competition and electrostatic theory are equally valid in quantifying the toxicity of trivalent rare earth ions (Y^{3+} and Ce^{3+}) to *Triticum aestivum* // Environmental Pollution. 2019. V. 250. P. 456–463.
<https://doi.org/10.1016/j.envpol.2019.04.075>
 61. *Gonzalez V., Vignati D.A., Leyval C., Giamberini L.* Environmental fate and ecotoxicity of lanthanides: Are they a uniform group beyond chemistry? // Environ. Int. 2014. V. 71. P. 148–157.
<https://doi.org/10.1016/j.envint.2014.06.019>
 62. *Gorbunov A.V., Frontasyeva M.V., Gundorina S.F., Onischenko T.L., Maksjuta B.B., Pal C.S.* Effect of agricultural use of phosphogypsum on trace elements in soils and vegetation // Sci. Total Environ. 1992. V. 122. № 3. P. 337–346.
[https://doi.org/10.1016/0048-9697\(92\)90051-S](https://doi.org/10.1016/0048-9697(92)90051-S)
 63. *Greenwood N.N., Earnshaw A.* Chemistry of the Elements. Oxford: Butterworth-Heinemann, 1997. 1359 p.
 64. *Guo W., Fu R.Y., Zhao R.X., Zhao W.J., Guo J.Y., Zhang J.* Distribution characteristic and current situation of soil rare earth contamination in the Bayan Obo mining area and Baotou tailing reservoir in Inner Mongolia // Huan Jing ke Xue/Huanjing kexue. 2013. V. 34. № 5. P. 1895–1900.
 65. *Haley T.J.* Pharmacology and toxicology of the rare earth elements // J. Pharm. Sci. 1965. V. 54. № 5. P. 663–670.
<https://doi.org/10.1002/jps.2600540502>
 66. *Harmet K.H.* Rapid growth responses of *Avena coleoptile* segments to lanthanum and other cations // Plant Physiol. 1979. V. 64. № 6. P. 1094–1098.
<https://doi.org/10.1104/pp.64.6.1094>
 67. *Haxel G.B., Hedrick J.B., Orris G.J.* Rare Earth Elements – Critical Resources for High Technology // United States Geol. Surv. Fact Sheet. 2002. V. 087. 4 p.
 68. *He X.* The mechanism behind lack-of-effect of lanthanum on seed germination of switchgrass // PLoS One. 2019. V. 14. № 3.
 69. *He Y.-W., Loh C.-S.* Cerium and lanthanum promote floral initiation and reproductive growth of *Arabidopsis thaliana* // Plant Sci. 2000. V. 159. № 1. P. 117–124.
[https://doi.org/10.1016/S0168-9452\(00\)00338-1](https://doi.org/10.1016/S0168-9452(00)00338-1)
 70. *Herrmann H., Nolde J., Berger S., Heise S.* Aquatic ecotoxicity of lanthanum – A review and an attempt to derive water and sediment quality criteria // Ecotoxicol. Environ. Saf. 2016. V. 124. P. 213–238.
<https://doi.org/10.1016/j.ecoenv.2015.09.033>
 71. *Hong F., Wang L., Meng X., Wei Z., Zhao G.* The effect of cerium(III) on the chlorophyll formation in spinach // Biol. Trace Elem. Res. 2002. V. 89. № 3. P. 263–276.
<https://doi.org/10.1385/BTER:89:3:263>
 72. *Hu X., Ding Z., Wang X., Chen Y., Dai L.* Effects of lanthanum and cerium on the vegetable growth of wheat (*Triticum aestivum* L.) seedlings // Bull. Environ. Contam. Toxicol. 2002. V. 69. № 5. P. 727–733.
<https://doi.org/10.1007/s00128-002-0121-7>
 73. *Hu Z., Richter H., Sparovek G., Schnug E.* Physiological and biochemical effects of rare earth elements on plants and their agricultural significance: A review // J. Plant Nutr. 2004. V. 27. № 1. P. 183–220.
<https://doi.org/10.1081/PLN-120027555>
 74. *Hu Z., Haneklaus S., Sparovek G., Schnug E.* Rare earth elements in soils // Commun. Soil Sci. Plant

- Anal. 2006. V. 37. № 9–10. P. 1381–1420.
<https://doi.org/10.1080/00103620600628680>
75. Huang S.F., Li Z.Y., Fu M.L., Hu F.F., Xu H.J., Xie Y. Detection of genotoxicity of 6 kinds of rare earth nitrates using orthogonal experimental design // J. Agro-Environment Sci. 2007. V. 1. P. 351–356.
76. Jha A.M., Singh A.C. Clastogenicity of lanthanides—induction of micronuclei in root tips of *Vicia faba* // Mutat. Res. Toxicol. 1994. V. 322. № 3. P. 169–172.
[https://doi.org/10.1016/0165-1218\(94\)90003-5](https://doi.org/10.1016/0165-1218(94)90003-5)
77. Joebstl D., Bandoniene D., Meisel T., Chatzjstathis S. Identification of the geographical origin of pumpkin seed oil by the use of rare earth elements and discriminant analysis // Food Chem. 2010. V. 123. № 4. P. 1303–1309.
<https://doi.org/10.1016/j.foodchem.2010.06.009>
78. Kabata-Pendias A. Trace elements in soils and plants. Boca Raton, FL, USA: CRC Press/Taylor & Francis Group, 2010. 548 p.
79. Kastori R.R., Maksimović I.V., Zeremski-Škorić T.M., Putnik-Delić M.I. Rare earth elements: Yttrium and higher plants // Zbornik Matice Srpske Za Prirodne Nauke. 2010. № 118. P. 87–98.
<https://doi.org/10.2298/ZMSPN1018087K>
80. Kostova I. Synthetic and natural coumarins as cytotoxic agents // Curr. Med. Chem. Agents. 2005. V. 5. № 1. P. 29–46.
<https://doi.org/10.2174/1568011053352550>
81. Koyama M., Shirakawa M., Takada J., Katayama Y., Matsubara T. Trace elements in land plants: concentration ranges and accumulators of rare earths, Ba, Ra, Mn, Fe, Co and heavy halogens // J. Radioanal. Nucl. Chem. 1987. V. 112. № 2. P. 489–506.
<https://doi.org/10.1007/BF02132381>
82. Kulaksız S., Bau M. Rare earth elements in the Rhine River, Germany: first case of anthropogenic lanthanum as a dissolved microcontaminant in the hydrosphere // Environ. Int. 2011. V. 37. № 5. P. 973–979.
<https://doi.org/10.1016/j.envint.2011.02.018>
83. Kumar S. Effect of 2, 4-D and isoproturon on chromosomal disturbances during mitotic division in root tip cells of *Triticum aestivum* L. // Cytol. Genet. 2010. V. 44. № 2. P. 79–87.
<https://doi.org/10.3103/S0095452710020027>
84. Ladonin D.V. Lanthanides in soils of the Cherepovets steel mill impact zone // Eurasian Soil Sci. 2017. V. 50. № 6. P. 672–680.
<https://doi.org/10.1134/S1064229317060047>
85. Laurent S., Elst L., Vander, Muller R.N. Lanthanide complexes for magnetic resonance and optical molecular imaging // Q. J. Nucl. Med. Mol. Imaging. 2009. V. 53. № 6. P. 586.
86. Lerat-Hardy A., Coynel A., Dutruch L., Pereto C., Bossy C., Gil-Diaz T., Capdeville M.-J., Blanc G., Schäfer J. Rare Earth Element fluxes over 15 years into a major European Estuary (Garonne-Gironde, SW France): Hospital effluents as a source of increasing gadolinium anomalies // Sci. Total Environ. 2019. V. 656. P. 409–420.
<https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.11.343>
87. Levan A. Cytological reactions induced by inorganic salt solutions // Nature. 1945. V. 156. № 3973. P. 751.
<https://doi.org/10.1038/156751a0>
88. Levy S.I. The rare earths: their occurrence, chemistry, and technology. London: E. Arnold, 1915. 345 p.
89. Li F., Shan X., Zhang T., Zhang S. Evaluation of plant availability of rare earth elements in soils by chemical fractionation and multiple regression analysis // Environ. Pollut. 1998. V. 102. № 2–3. P. 269–277.
[https://doi.org/10.1016/S0269-7491\(98\)00063-3](https://doi.org/10.1016/S0269-7491(98)00063-3)
90. Li J.Y., Jiang A.L., Zhang W. Lanthanum prevents salt stress-induced programmed cell death in rice root tip cells by controlling early induction events // J. Integrative Plant Biology. 2007. V. 49. № 7. P. 1024–1031.
<https://doi.org/10.1111/j.1672-9072.2007.00458.x>
91. Li X., Chen Z., Chen Z., Zhang Y. A human health risk assessment of rare earth elements in soil and vegetables from a mining area in Fujian Province, Southeast China // Chemosphere. 2013. V. 93. № 6. P. 1240–1246.
<https://doi.org/10.1016/j.chemosphere.2013.06.085>
92. Liang T., Zhang S., Wang L., Kung H.T., Wang Y., Hu A., Ding S. Environmental biogeochemical behaviors of rare earth elements in soil-plant systems // Environ. Geochem. Health. 2005. V. 27. № 4. P. 301–311.
<https://doi.org/10.1007/s10653-004-5734-9>
93. Liang X.-J., Meng H., Wang Y., He H., Meng J., Lu J., Wang P.C., Zhao Y., Gao X., Sun B., Chen C., Xing G., Shen D., Gottesman M.M., Wu Y., Yin J., Jia L. Metallofullerene nanoparticles circumvent tumor resistance to cisplatin by reactivating endocytosis // Proc. Natl. Acad. Sci. 2010. V. 107. № 16. P. 7449–7454.
<https://doi.org/10.1073/pnas.0909707107>
94. Liu C., Yuan M., Liu W.-S., Guo M.-N., Huot H., Tang Y.-T., Laubie B., Simonnot M.-O., Morel J.L., Qiu R.-L. Element case studies: rare earth elements // Agromining: Farming for Metals, Mineral Resource Reviews. 2018. P. 297–308.
https://doi.org/10.1007/978-3-319-61899-9_19
95. Liu D., Wang X., Chen X., Lin Y., Chen Z., Xu H. Effects of lanthanum on the change of calcium level in the root cells of rice // Commun. Soil Sci. Plant Anal. 2012. V. 43. № 15. P. 1994–2003.
<https://doi.org/10.1080/00103624.2012.693231>
96. Liu D., Wang X., Zhang X., Gao Z. Effects of lanthanum on growth and accumulation in roots of rice seedlings // Plant, Soil Environ. 2013. V. 59. № 5. P. 196–200.
<https://doi.org/10.17221/760/2012-PSE>
97. Liu M., Hasenstein K.H. La³⁺ uptake and its effect on the cytoskeleton in root protoplasts of *Zea mays* L. // Planta. 2005. V. 220. № 5. P. 658–666.
<https://doi.org/10.1007/s00425-004-1379-2>
98. Liu Z. The Effects of rare earth elements on growth of crops // Proc. Int. Symp. New Results in the Research of Hardly Known Trace Elements and Their Role in Food Chain. University of Horticulture and Food Industry. 1988. 23 p.
99. Massari S., Ruberti M. Rare earth elements as critical raw materials: Focus on international markets and future strategies // Resour. Policy. 2013. V. 38. № 1.

- P. 36–43.
<https://doi.org/10.1016/j.resourpol.2012.07.001>
100. Meehan B., Peverill K., Skroce A. The impact of bioavailable rare earth elements in Australia agricultural soils // Australia soil and plant analysis. Australia: First National Workshop on Soil and Plant Analysis. 1993. P. 36–41.
 101. Minganti V., Drava G., De Pellegrini R., Modenesi P., Malaspina P., Giordani P. Temporal trends (1981–2007) of trace and rare earth elements in the lichen *Cetraria islandica* (L.) Ach. from Italian herbaria // Chemosphere. 2014. V. 99. P. 180–185.
<https://doi.org/10.1016/j.chemosphere.2013.10.067>
 102. Pagano G., Guida M., Tommasi F., Oral R. Health effects and toxicity mechanisms of rare earth elements – Knowledge gaps and research prospects // Ecotoxicol. Environ. Saf. 2015. V. 115. P. 40–48.
<https://doi.org/10.1016/j.ecoenv.2015.01.030>
 103. Panda K.K., Lenka M., Panda B.B. Allium micronucleus (MNC) assay to assess bioavailability, bioconcentration and genotoxicity of mercury from solid waste deposits of a chloralkali plant, and antagonism of L-cysteine // Sci. Total Environ. 1989. V. 79. № 1. P. 25–36.
[https://doi.org/10.1016/0048-9697\(89\)90050-8](https://doi.org/10.1016/0048-9697(89)90050-8)
 104. Pang X., Li D., Peng A. Application of rare-earth elements in the agriculture of China and its environmental behavior in soil // Environ. Sci. Pollut. Res. 2002. V. 9. № 2. P. 143–148.
<https://doi.org/10.1007/BF02987462>
 105. Paoli L., Fiorini E., Munzi S., Sorbo S., Basile A., Loppi S. Uptake and acute toxicity of cerium in the lichen *Xanthoria parietina* // Ecotoxicol. Environ. Saf. 2014. V. 104. P. 379–385.
<https://doi.org/10.1016/j.ecoenv.2014.02.028>
 106. Parker D.R., Zelazny L.W., Kinraide T.B. Aluminum speciation and phytotoxicity in dilute hydroxy-aluminum solutions // Soil Sci. Soc. Am. J. 1988. V. 52. № 2. P. 438–444.
<https://doi.org/10.2136/sssaj1988.03615995005200020025x>
 107. Pickard B.G. Comparison of calcium and lanthanum ions in the Avena-coleoptile growth test // Planta. 1970. V. 91. № 4. P. 314–320.
<https://doi.org/10.1007/BF00387504>
 108. Qin R., Wang C., Chen D., Björn L.O., Li S. Copper-induced root growth inhibition of *Allium cepa* var. agrogarum L. involves disturbances in cell division and DNA damage // Environ. Toxicol. Chem. 2015. V. 34. № 5. P. 1045–1055.
<https://doi.org/10.1002/etc.2884>
 109. Qu A., Wang C.R., Bo J. Research on the cytotoxic and genotoxic effects of rare-earth element holmium to *Vicia faba* // Hered. 2004. V. 26. № 2. P. 195–201.
 110. Rajeshwari A., Kavitha S., Alex S.A., Kumar D., Mukherjee A., Chandrasekaran N., Mukherjee A. Cytotoxicity of aluminum oxide nanoparticles on *Allium cepa* root tip—effects of oxidative stress generation and biouptake // Environ. Sci. Pollut. Res. 2015. V. 22. № 14. P. 11057–11066.
<https://doi.org/10.1007/s11356-015-4355-4>
 111. Ramos S.J., Dinali G.S., de Carvalho T.S., Chaves L.C., Siqueira J.O., Guilherme L.R. Rare earth elements in raw materials and products of the phosphate fertilizer industry in South America: Content, signature, and crystalline phases // J. Geochemical Explor. 2016. V. 168. P. 177–186.
<https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2016.06.009>
 112. Ramos S.J., Dinali G.S., Oliveira C., Martins G.C., Moreira C.G., Siqueira J.O., Guilherme L.R. Rare earth elements in the soil environment // Curr. Pollut. Reports. 2016. V. 2. № 1. P. 28–50.
<https://doi.org/10.1007/s40726-016-0026-4>
 113. Redling K. Rare earth elements in agriculture with emphasis on animal husbandry: PhD dissertation / Kerstin Redling. Munich, Germany, 2006. 360 p.
 114. Rezaee A. Accumulation and toxicity of lanthanum and neodymium in horticultural plants: PhD dissertation / Arefeh Rezaee. Guelph, Ontario, Canada, 2016. 112 p.
 115. Robards A.W., Robb M.E. The entry of ions and molecules into roots: an investigation using electron-opaque tracers // Planta. 1974. V. 120. № 1. P. 1–12.
<https://doi.org/10.1007/BF00388267>
 116. Sadeghi M., Petrosino P., Ladenberger A., Albanese S., Andersson M., Morris G., Lima A., De Vivo B., the GE-MAS Project Team. Ce, La and Y concentrations in agricultural and grazing-land soils of Europe // J. Geochemical Explor. 2013. V. 133. P. 202–213.
<https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2012.12.007>
 117. Shadrina E., Vol'pert Y., Soldatova V., Alekseeva N.Y., Pudova T. Evaluation of environmental conditions in two cities of east siberia using bio-indication methods (fluctuating asymmetry value and mutagenic activity of soils) // Int. J. Biol. 2014. V. 7. № 1. P. 20–32.
<https://doi.org/10.5539/ijb.v7n1p20>
 118. Shan X., Wang H., Zhang S., Zhou H., Zheng Y., Yu H., Wen B. Accumulation and uptake of light rare earth elements in a hyperaccumulator *Dicroptheris dichotoma* // Plant Sci. 2003. V. 165. № 6. P. 1343–1353.
[https://doi.org/10.1016/S0168-9452\(03\)00361-3](https://doi.org/10.1016/S0168-9452(03)00361-3)
 119. Shaymurat T., Gu J., Xu C., Yang Z., Zhao Q., Liu Y., Liu Y. Phytotoxic and genotoxic effects of ZnO nanoparticles on garlic (*Allium sativum* L.): A morphological study // Nanotoxicology. 2012. V. 6. № 3. P. 241–248.
<https://doi.org/10.3109/17435390.2011.570462>
 120. Shishkova S., Rost T.L., Dubrovsky J.G. Determinate root growth and meristem maintenance in angiosperms // Ann. Bot. 2007. V. 101. № 3. P. 319–340.
<https://doi.org/10.1093/aob/mcm251>
 121. Siddiqui M.H., Alamri S., Alsubaie Q.D., Ali H.M., Ibrahim A.A., Alsadon A. Potential roles of melatonin and sulfur in alleviation of lanthanum toxicity in tomato seedlings // Ecotoxicol. Environ. Saf. 2019. V. 180. P. 656–667.
<https://doi.org/10.1016/j.ecoenv.2019.05.043>
 122. Silveira G.L., Lima M.G.F., dos Reis G.B., Palmieri M.J., Andrade-Vieria L.F. Toxic effects of environmental pollutants: Comparative investigation using *Allium cepa* L. and *Lactuca sativa* L. // Chemosphere. 2017. V. 178. P. 359–367.
<https://doi.org/10.1016/j.chemosphere.2017.03.048>
 123. Sneller F.E.C., Kalf D.F., Weltje L., Van Wezel A.P. Maximum Permissible Concentrations and Negligible

- Concentrations for Rare Earth Elements // RIVM № 601501. 2000. 66 p.
124. *Song W., Hong F., Wan Z.* Effects of lanthanum element on the rooting of loquat plantlet in vitro // *Biol. Trace Elem. Res.* 2002. V. 89. № 3. P. 277–284. <https://doi.org/10.1385/BTER:89:3:277>
 125. *Sun J., Zhao H., Wang Y.* Study on the contents of trace rare earth elements and their distribution in wheat and rice samples by RNAA // *J. Radioanal. Nucl. Chem.* 1994. V. 179. № 2. P. 377–383. <https://doi.org/10.1007/BF02040174>
 126. *Taylor S.R.* Abundance of chemical elements in the continental crust: a new table // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1964. V. 28. № 8. P. 1273–1285. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(64\)90129-2](https://doi.org/10.1016/0016-7037(64)90129-2)
 127. *Taylor S.R., McLennan S.M.* The continental crust: its composition and evolution / Oxford, Melbourne: Blackwell Scientific Publications, 1985. 312 p.
 128. The rare earth elements: fundamentals and applications / Ed. Atwood D.A. West Sussex, UK: John Wiley & Sons Ltd, 2012. 629 p.
 129. *Topp N.E.* The chemistry of the rare-earth elements. New York: Elsevier Pub. Co., 1965. 164 p.
 130. *Tyler G.* Rare earth elements in soil and plant systems – A review // *Plant Soil.* 2004. V. 267. № 1. P. 191–206. <https://doi.org/10.1007/s11104-005-4888-2>
 131. *Tyler G., Olsson T.* Plant uptake of major and minor mineral elements as influenced by soil acidity and liming // *Plant Soil.* 2001. V. 230. № 2. P. 307–321. <https://doi.org/10.1023/A:1010314400976>
 132. *Van Steveninck R.F.M., Van Steveninck M.E., Chescoe D.* Intracellular binding of lanthanum in root tips of barley (*Hordeum vulgare*) // *Protoplasma.* 1976. V. 90. № 1–2. P. 89–97. <https://doi.org/10.1007/BF01276481>
 133. *Von Tucher S., Schmidhalter U.* Lanthanum uptake from soil and nutrient solution and its effects on plant growth // *J. plant Nutr. soil Sci.* 2005. V. 168. № 4. P. 574–580. <https://doi.org/10.1002/jpln.200520506>
 134. *Wang C., Lu X., Tian Y., Cheng T., Hu L., Chen F., Jiang C., Wang X.* Lanthanum resulted in unbalance of nutrient elements and disturbance of cell proliferation cycles in *V. faba* L. seedlings // *Biol. Trace Elem. Res.* 2011. V. 143. № 2. P. 1174–1181. <https://doi.org/10.1007/s12011-010-8939-z>
 135. *Wang C., Zhang K., He M., Jiang C., Tian L., Tian Y., Wang X.* Mineral nutrient imbalance, DNA lesion and DNA-protein crosslink involved in growth retardation of *Vicia faba* L. seedlings exposed to lanthanum ions // *J. Environ. Sci.* 2012. V. 24. № 2. P. 214–220. [https://doi.org/10.1016/S1001-0742\(11\)60760-2](https://doi.org/10.1016/S1001-0742(11)60760-2)
 136. *Wang Y., Jiang P., Guo F., Zhang Z., Sun J., Xu L., Cao G.* REE bound DNA in natural plant // *Sci. China Ser. B Chem.* 1999. V. 42. № 4. P. 357–362. <https://doi.org/10.1007/BF02873964>
 137. *Wang Y.Q., Sun J.X., Chen H.M., Guo F.Q.* Determination of the contents and distribution characteristics of REE in natural plants by NAA // *J. Radioanal. Nucl. Chem.* 1997. V. 219. № 1. P. 99–103. <https://doi.org/10.1007/BF02040273>
 138. *Wang Z., Zhang X., Mu Y.* Effects of rare-earth fertilizers on the emission of nitrous oxide from agricultural soils in China // *Atmos. Environ.* 2008. V. 42. № 16. P. 3882–3887. <https://doi.org/10.1016/j.atmosenv.2008.01.018>
 139. *Wason M.S., Zhao J.* Cerium oxide nanoparticles: potential applications for cancer and other diseases // *Am. J. Transl. Res.* 2013. V. 5. № 2. P. 126.
 140. *Weifang Z., Süqin X., Dongsen W., Pingping S., Wenjiao Y., Hui Z., Jia F.* Investigation on arteriosclerosis among population in a rare earth area in South China // *Biol. Trace Elem. Res.* 1997. V. 59. № 1–3. P. 93–98. <https://doi.org/10.1007/BF02783234>
 141. *Wen B., Yuan D.A., Shan X.Q., Li F.L., Zhang S.Z.* The influence of rare earth element fertilizer application on the distribution and bioaccumulation of rare earth elements in plants under field conditions // *Chem. Speciat. Bioavailab.* 2001. V. 13. № 2. P. 39–48. <https://doi.org/10.3184/095422901783726825>
 142. *Wenming D., Xiangke W., Xiaoyan B., Aixia W., Jingzhou D., Tao Z.* Comparative study on sorption/desorption of radioeuropium on alumina, bentonite and red earth: Effects of pH, ionic strength, fulvic acid, and iron oxides in red earth // *Appl. Radiat. Isot.* 2001. V. 54. № 4. P. 603–610. [https://doi.org/10.1016/S0969-8043\(00\)00311-0](https://doi.org/10.1016/S0969-8043(00)00311-0)
 143. *Wood S.A.* The aqueous geochemistry of the rare-earth elements and yttrium: 1. Review of available low-temperature data for inorganic complexes and the inorganic REE speciation of natural waters // *Chem. Geol.* 1990. V. 82. P. 159–186.
 144. *Wytenbach A., Schleppe P., Bucher J., Furrer V., Tobler L.* The accumulation of the rare earth elements and of scandium in successive needle age classes of Norway spruce // *Biol. Trace Elem. Res.* 1994. V. 41. № 1–2. P. 13–29. <https://doi.org/10.1007/BF02917214>
 145. *Wytenbach A., Furrer V., Schleppe P., Tobler L.* Rare earth elements in soil and in soil-grown plants // *Plant Soil.* 1998. V. 199. № 2. P. 267–273. <https://doi.org/10.1023/A:1004331826160>
 146. *Wytenbach A., Tobler L., Schleppe P., Furrer V.* Variation of the rare earth element concentrations in the soil, soil extract and in individual plants from the same site // *J. Radioanal. Nucl. Chem.* 1998. V. 231. № 1–2. P. 101b–106. <https://doi.org/10.1007/BF02388013>
 147. *Xu C.M., Zhao B., Wang X.D., Wang Y.C.* Lanthanum relieves salinity-induced oxidative stress in *Saussurea involucreta* // *Biol. Plant.* 2007. V. 51. № 3. P. 567–570. <https://doi.org/10.1007/s10535-007-0124-7>
 148. *Xu Q.M., Wang Y.Z., Liu H., Cheng J.S.* Physiological responses and chromosomal aberration in root tip cells of *Allium sativum* L. to cerium treatments // *Plant Soil.* 2016. V. 409. № 1–2. P. 447–458. <https://doi.org/10.1007/s11104-016-2978-y>
 149. *Yang H., Xu Z., Liu R., Xiong Z.* Lanthanum reduces the cadmium accumulation by suppressing expression of transporter genes involved in cadmium uptake and translocation in wheat // *Plant Soil.* 2019. P. 1–18. <https://doi.org/10.1007/s11104-019-04112-y>

150. Yong R., Zheng L. Adsorption and desorption of rare earth elements on soils and synthetic oxides // *Acta Sci. Circumstantiae*. 1993. V. 13. P. 288.
151. Zhang H., Feng J., Zhu W., Liu C., Xu S., Shao P., Wu D., Yang W., Gu J. Chronic toxicity of rare-earth elements on human beings // *Biol. Trace Elem. Res.* 2000. V. 73. № 1. P. 1–17.
<https://doi.org/10.1385/BTER:73:1:1>
152. Zhang W., Musante C., White J.C., Schwab P., Wang Q., Ebbs S.D., Ma X. Bioavailability of cerium oxide nanoparticles to *Raphanus sativus* L. in two soils // *Plant Physiol. Biochem.* 2017. V. 110. P. 185–193.
<https://doi.org/10.1016/j.plaphy.2015.12.013>
153. Zhao H., Hong J., Yu X., Zhao X., Sheng L., Ze Y., Sang X., Gui S., Sun Q., Wang L., Hong F. Oxidative stress in the kidney injury of mice following exposure to lanthanides trichloride // *Chemosphere.* 2013. V. 93. № 6. P. 875–884.
<https://doi.org/10.1016/j.chemosphere.2013.05.034>
154. Zhao H., Yang Q. The suitability of rare earth elements for geographical traceability of tea leaves // *J. Sci. Food Agric.* 2019. V. 99. № 14. P. 6509–6514.
<https://doi.org/10.1002/jsfa.9930>
155. Zhenggui W., Ming Y., Xun Z., Fashui H., Bing L., Ye T., Guiwen Z., Chunhua Y. Rare earth elements in naturally grown fern *Dicranopteris linearis* in relation to their variation in soils in South-Jiangxi region (Southern China) // *Environ. Pollut.* 2001. V. 114. № 3. P. 345–355.
[https://doi.org/10.1016/S0269-7491\(00\)00240-2](https://doi.org/10.1016/S0269-7491(00)00240-2)
156. Zhu W., Xu S., Zhang H., Shao P., Wu D., Yang W., Feng J. Investigation on the intelligence quotient of children in the areas with high REE background (I) – REE bioeffects in the REE-high areas of southern Jiangxi Province // *Chinese Sci. Bull.* 1996. TV 41. № 23. P. 1977–1981.
157. Zhu W., Xu S., Shao P., Zhang H., Wu D., Yang W., Feng J. Bioelectrical activity of the central nervous system among populations in a rare earth element area // *Biol. Trace Elem. Res.* 1997. V. 57. № 1. P. 71–77.
<https://doi.org/10.1007/BF02803871>

Lanthanides in the Soil: Entrance, Content, Influence on Plants, Genotoxicity (Review)

A. D. Kotelnikova^{1,*}, O. B. Rogova¹, and V. V. Stolbova²

¹*Dokuchaev Soil Science Institute, per. Pyzhevskii 7, Moscow, 119017 Russia*

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

*e-mail: a.d.kotelnikova@gmail.com

Lanthanides as a separate group of metals geochemically belong to rare earth elements (REEs). For a long time they didn't receive proper attention of researchers, whose interest was concentrated on other dangerous environmental pollutants. However, the importance of lanthanides for modern technologies, along with significant gaps in knowledge about the effects of their interaction with living organisms, has changed the situation. Thanks to the active interest of researchers, a fairly large body of data on lanthanides in various fields has been accumulated to date: chemical and physical properties of these elements, possibilities of their use in engineering and instrumentation, their content in various natural objects, effect on human health and interaction with other living organisms at the cellular level. Undoubtedly, analysis and generalization of obtained information is required to assess the increased ecological role of lanthanides. At the same time, work on assessing the effect of REEs on ecosystem biota requires continuation, since significant contradictions are noted in the results. This is especially true for plants – components of natural and agricultural phytocenoses. A significant lack of data is still felt in the field of studying the behavior of lanthanides in the soil-plant system, due to methodological difficulties. Most studies on the effect of lanthanides on plants were carried out with the solutions of REEs compounds and not with the soil directly, although the dependence of the biological activity manifestation of these metals on the composition of the environment was shown. Also, insufficient attention is paid to the effects of these metals at the cellular level of the biological systems organization. The available data on the cyto- and genotoxicity of lanthanides for plants don't allow us to come to specific conclusions about their effect on cell division. The economic importance of plants to humans, as well as their role for the entire biosphere as primary producers, requires focusing on these issues. The purpose of this review was to summarize scientific information about a special group of elements – lanthanides – as an urgent environmental factor with in-depth attention to the following aspects: sources of input and features of behavior in soil, as well as effects of interaction with plants, their manifestation and possible mechanisms at the cellular level.

Keywords: rare earth elements, phytotoxicity, bioavailability, hormesis, mitotoxicity

ДЕГРАДАЦИЯ, ВОССТАНОВЛЕНИЕ И ОХРАНА ПОЧВ

УДК 631.4

ПЯТИЛЕТНЕЕ ИЗМЕНЕНИЕ ЗАСОЛЕННОСТИ ПОЧВ И ГРУНТОВ РИСОВЫХ СИСТЕМ ПРИКАРКИНИТСКОЙ НИЗМЕННОСТИ ПОСЛЕ ПРЕКРАЩЕНИЯ ОРОШЕНИЯ¹

© 2021 г. Н. Б. Хитров^а, *, Л. В. Роговнева^а

^аПочвенный институт им. В.В. Докучаева, Пыжжевский пер, 7, стр. 2, Москва, 119017 Россия

*e-mail: khitrovn@gmail.com, <https://orcid.org/000-0001-5151-5109>

Поступила в редакцию 28.04.2020 г.

После доработки 25.05.2020 г.

Принята к публикации 12.07.2020 г.

Цель статьи – представить данные о солевом состоянии почв, грунтов и грунтовых вод бывших рисовых систем на Прикаркинитской низменности в Красноперекопском районе Республики Крым в 2015–2018 гг., через 2–5 лет после прекращения орошения. За полвека орошения затоплением чеков большинство почв солонцовых комплексов на рисовой системе были рассолены до глубины 3–3.5 м. В 2015–2018 гг. грунтовые воды ежегодно понижались и залегали преимущественно на глубине ниже критической. С 2017 г. в береговой полосе образовалась депрессионная воронка грунтовых вод с гидравлическим напором до 0.8–1.1 м со стороны моря. В грунтах зоны аэрации увеличилась частота обнаружения горизонтов со скоплениями мелкокристаллического гипса, и в депрессионной воронке на глубине 3.5–4.5 м восстановилось слабое засоление. На чеках с высотой поверхности <2 м над ур. м. в средней и нижней частях почвенного профиля на пятый год после прекращения орошения содержание солей превысило нижнюю границу градации слабой степени засоления. Максимум солей сопровождается наличием хлоридов кальция и магния в поровых растворах и накоплением мучнистых форм гипса.

Ключевые слова: активность ионов натрия, активность хлорид-ионов, уровень грунтовых вод, депрессионная воронка грунтовых вод, засоленные почвы, зона аэрации

DOI: 10.31857/S0032180X21010044

ВВЕДЕНИЕ

Равнинная часть Крымского полуострова характеризуется засушливым климатом [7]. Рост населения и развитие промышленности и сельского хозяйства на полуострове в 1950-х годах ограничивался естественными небольшими ресурсами пресных вод. Для решения этих проблем в 1960-х годах был построен Северо-Крымский канал, по которому поступала днепровская вода из Каховского водохранилища. Оросительная система Северо-Крымского канала охватила большую часть равнинного Крыма и включала многочисленные массивы с полевыми севооборотами, сады и рисовые системы.

Строительство рисовых систем было спроектировано на Прикаркинитской и Присивашской низменностях в береговой полосе шириной до 10–15 км. Почвенный покров этих территорий представлен лугово-каштановыми солонцовыми

комплексами, большинство почв которых отличались сильной степенью засоления [4, 7, 13, 15, 21, 23, 25, 37, 38]. В настоящее время такие почвенные комплексы на целинных участках вокруг рисовых систем используются под пастбища. Отметим, что устройство рисовых систем на сильнозасоленных щелочных почвах считается одним из приемов мелиорации и использования исходно малопродуктивных земель в разных странах [42, 53, 57, 58].

После ввода в эксплуатацию в 1960-х годах рисовых систем на Прикаркинитской и Присивашской низменностях почвы стали подвергаться интенсивной промывке от легкорастворимых солей водой с минерализацией 0.37–0.57 г/л, поступающей по Северо-Крымскому каналу. По данным многих авторов [1, 3, 8–12, 17–19, 27–32, 40], сильнозасоленные солончаковые солонцы и солончаковатые лугово-каштановые почвы Крыма по мере их использования под культуру риса путем затопления чеков становились слабозасоленными или незасоленными в слое 0–100 см.

¹ Дополнительная информация для этой статьи доступна по doi 10.31857/S0032180X21010044 для авторизованных пользователей.

В 2015 г., через год после прекращения подачи воды по Северо-Крымскому каналу, в условиях постепенного растекания куполов грунтовых вод под орошаемыми массивами и каналами наблюдалось быстрое понижение уровня грунтовых вод и появилась возможность оценить засоленность грунтов глубже 1 м. По нашим данным [34], почвы, грунты зоны аэрации и верхней части водоносного горизонта на территории бывшей рисовой системы в Красноперекопском районе Крыма по формальным критериям оказались незасоленными до глубины 3.0–3.5 м. По данным Крымской гидрогеолого-мелиоративной экспедиции [20, с. 104], на Присивашской низменности в зоне развития плиоцен-четвертичного водоупора к концу вегетационного периода 2016 г. произошло полное растекание куполов ирригационно-грунтовых вод под каналами и бывшими орошаемыми зернокармливыми и рисовыми севооборотами.

Исходная природная засоленность почв приморских низменностей Крымского п-ова связана с более высоким уровнем моря в прежние эпохи, колебаниями уровня минерализованных грунтовых вод и засушливым климатом в настоящее время [5]. В условиях прекращения подачи воды на рисовые системы Крымского п-ва, расположенные в непосредственной близости к Сивашу и Каркинитскому заливу Черного моря, возникает необходимость оценки весьма вероятного риска восстановления засоленности почв на прибрежных территориях для выработки превентивных мер его реального развития.

Потенциальными критериями оценки процесса восстановления засоленности почв в условиях бывших рисовых систем Крыма могут быть:

- соотношение реальной глубины грунтовых вод с ее критическим значением; засоление почв начинается в условиях более близкого залегания грунтовых вод по сравнению с критическим (2.5 м в Крыму);
- увеличение минерализации грунтовых вод во времени;
- возникновение гидравлического напора соленых морских вод в сторону берега, в результате которого будет происходить постепенное замещение грунтовых вод морской водой;
- в условиях сульфатно-натриевого состава грунтовых вод – появление в почвах горизонтов с мучнистым гипсом в пределах первого метра как индикатор восходящего движения растворов за счет капиллярного поднятия от грунтовых вод, постепенного замещения обменного кальция натрием раствора с последующим осаждением вытесненного кальция в виде гипса – сульфата кальция;
- увеличение содержания хлоридов в верхней части капиллярной каймы;

Таблица 1. Краткая характеристика положения динамических площадок (среднее ± пределы)

Название	Высота, м над ур. м.	Расстояние от берега, м
Целина	1.7 ± 0.12	160 ± 30
Чек 1	1.9 ± 0.07	1150 ± 20
Чек 2	2.4 ± 0.07	1380 ± 20
Чек 3	3.0 ± 0.07	1600 ± 20
Чек 9	3.7 ± 0.07	2800 ± 20
Чек 24	5.3 ± 0.07	5090 ± 20

– увеличение содержания водорастворимого натрия в породах зоны аэрации и тем более в почвенных горизонтах;

– собственно накопление легкорастворимых солей в почвенных горизонтах в количестве, соответствующем слабой или более высокой степени засоления по действующей классификации.

Указанные выше критерии оценки перечислены в порядке потенциального развития во времени процесса накопления солей в грунтовых водах, грунтах зоны аэрации и затем в почвах.

Цель статьи – представить данные о положении грунтовых вод и солевом состоянии почв бывших рисовых систем на Прикаркинитской низменности через 4–5 лет после прекращения орошения.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Объектами послужили почвы бывшей рисовой системы и рядом расположенных участков целинных солонцовых комплексов на территории ООО “Штурм Перекопа” в Красноперекопском районе. Хозяйство находится на Прикаркинитской низменности. Трансекта заложена севернее села Курганное, пересекая с запада на восток рисовую систему от Каркинитского залива до водохранилища в устье р. Воронцовка (рис. 1). Она включала целинный солонцовый комплекс на побережье и 5 динамических площадок в центрах бывших рисовых чек, расположенных на разной высоте относительно уровня моря, удаляющихся от берега (табл. 1).

Названия почв даны по классификации почв России [14] в ее более поздней версии [22] и по международной классификации почв WRB-2014 [49], с использованием диагностических критериев, принятых в каждой классификации.

Целинный участок, расположенный на низкой террасе (1.7 м над ур. м.) Каркинитского залива, был ранее исследован Кольцовым [16] и Тронза [32]. В составе почвенной комбинации преобладают солонцы светлые квазиглееватые солончаковые корковые, мелкие, средние и глубокие гипс-содержащие тяжелосуглинистые на делювиальных суглинках, формула профиля: SELq–BSN1el–BSN2–



Рис. 1. Положение трансекты (красная линия) через рисовую систему, Красноперекопский район, ООО “Штурм Перекоп”: Ц – участок целинных солонцов; 1, 2, 3, 9, 25 – условные номера рисовых чеков с запада на восток, на которых расположены динамические площадки.

BCAnc,th–BCAcs–BCCa,cs–Cca,cs. По международной классификации почв WRB [49] – Gypsic Salic Solonetz (Albic, Loamic, Columnic, Cutanic, Differentic). Их характеристика опубликована ранее [37].

В ООО “Штурм Перекопа” средний размер чека составляет около 3 га, отводные коллекторы, примыкающие непосредственно к блоку чеков, имеют глубину около 1.5 м, из них вода сбрасывалась в магистральные коллекторы глубиной 3–3.5 м. Общий сброс воды осуществлялся в Каркинитский залив. Рисовая система построена и введена в эксплуатацию в середине 1960-х годов. С 2014 г. территорию используют под богарные полевые севообороты.

После полувекового использования под культуру затопляемого риса почвенный покров чеков представлен пятнистостью двух типов агроземов. Из бывших солонцов сформировались агроземы поверхностно-глеевые текстурно-дифференцированные аккумулятивно-карбонатные окисленно-

глеевые глубокосолончаковатые глубоко гипс-содержащие тяжелосуглинистые на желто-бурых суглинках и глинах с формулой профиля P/Gox–BTg,ox–BCAq,g,th–BCAnc,q–BCCa,cs,g, по WRB [49] – Eutric Oxigleyic Hydragric Gleysol (Luvisc, Loamic, Aric, Drainic, Protocalcic, Bathygypsic). Лугово-каштановые почвы преобразованы в агроземы поверхностно-глеевые ксерометаморфические окисленно-глеевые тяжелосуглинистые на желто-бурых суглинках и глинах с формулой профиля P/Gox–BMKg,ox–BCAq,g,th–BCAnc,q–BCCa,g, по WRB [49] – Eutric Oxigleyic Hydragric Gleysol (Loamic, Aric, Drainic, Protocalcic). Особенностью этих почв являлся серо-сизый пахотный горизонт с многочисленными ржаво-бурыми пленками гидроксидов железа на гранях агрегатов и стенках пор. По своей сути в течение первых трех лет после прекращения орошения затоплением уже в окислительном режиме горизонт оставался глеевым. С 2017 г. на четвертый год богарного использования пахотный горизонт потерял признаки глеевого горизонта, сохранились лишь окисленно-глееватые признаки (Pox) в обеих группах почв. По этой причине термин “поверхностно-глеевые” в названиях обеих групп почв по классификации почв России стал излишним. По классификации WRB-2014 почвы стали относиться к другой реферативной почвенной группе: Luvisc Kastanozem (Loamic, Aric, Protosodic, Stagnic, Bathygypsic) и Naplic Kastanozem (Loamic, Aric, Stagnic).

Для оценки пространственного варьирования засоленности почв и грунтов на каждой динамической площадке размером 30 × 30 м закладывали пять скважин методом конверта с разносом четырех угловых точек на 15 м относительно центральной.

Одна из диагоналей конверта была направлена вдоль трансекты. Две крайние точки по этой диагонали бурили до грунтовой воды с таким расчетом, чтобы можно было измерить установившийся уровень грунтовой воды (УГВ) и произвести отбор воды для анализа состава солей. Три оставшиеся точки бурили до глубины 2 м. Отбор образцов почв, грунтов зоны аэрации и водоносного горизонта делали послойно через 10 см, на глубине более 200 см, как правило, через 20 см. Бурение сопровождалось кратким морфологическим описанием извлекаемого слоя с допустимой интерпретацией почвенного горизонта и общей полевой характеристики цвета, влажности, класса гранулометрического состава, наличия вскипания от HCl, карбонатных и гипсовых новообразований. На каждой динамической площадке пять точек опробования всегда были представлены обоими компонентами почвенного покрова.

Установившийся УГВ определяли через 5–6 ч после вскрытия скважины с контролем на следующий день. Измерение УГВ производили мерной лентой с хлопущкой, погрешность 1 см. Отбор

грунтовой воды выполняли с помощью желонки. В извлеченной пробе измеряли удельную электропроводность (ЕС) и температуру полевым кондуктометром КП-001 с последующим расчетом значения удельной электропроводности воды, приведенной к температуре 25°C (ЕС₂₅) путем умножения на поправочный температурный коэффициент [54]. В лаборатории определяли ионный состав, рН традиционными методами [24] и ЕС₂₅ лабораторным кондуктометром.

Географические координаты всех точек опробования регистрировали с помощью навигационного приемника GPS (номинальная пространственная погрешность 15 м). Инструментальная съемка рельефа вдоль трансекты выполнена с помощью оптического нивелира (максимальная погрешность определения высоты до 3–4 см на 6.5 км нивелирного хода). Высота уровня грунтовых вод в конкретный срок измерения получена путем вычитания глубины установившегося уровня в скважине из высоты дневной поверхности на динамической площадке.

Из высушенных и растертых (<1 мм) образцов готовили пасты с влажностью 50 мас. % путем увлажнения дистиллированной водой. На следующий день после перемешивания пасты измеря-

ли активности ионов Na⁺, Cl⁻ и Ca²⁺ с помощью ионоселективных электродов серии ЭЛИС. Регистрирующий прибор – иономер Экотест-120. Для каждого образца по каждому показателю получено среднее арифметическое значение $pX = -\lg a_x$ из 2–3 повторных измерений. Среднее значение pX преобразовывали в активность иона с размерностью [ммоль/л].

Таким образом получены две группы рядов сплошных измерений с сериями из пяти и двух средних значений активности иона в индивидуальных образцах. Для серии из пяти образцов рассчитывали частные оценки среднего арифметического (M_i) и среднеквадратического отклонения (s_i) в серии. На основе точечного графика $M_i = f(s_i)$ оценивали изменение разброса значений s_i в зависимости от M_i , выделив несколько диапазонов значений M_i , для каждого из которых рассчитали усредненную оценку среднеквадратического отклонения (s_{cp}) [6].

Долю обменного натрия (Y) оценивали на основе соотношения активности ионов натрия (a_{Na}) и кальция (a_{Ca}), измеренных в пасте ($X = a_{Na}/\sqrt{a_{Ca}}$), по регрессионной модели, состоящей из системы двух уравнений (все коэффициенты значимы):

$$\begin{cases} \text{если } X \leq 10, \text{ то } Y = 1.15 + 1.02X, \\ (R^2 = 0.89; \text{ доверительный интервал } Y \pm 2\%), \\ \text{если } 10 < X < 50, \text{ то } Y = 3.840 + 0.899X - 0.0072X^2, \\ (R^2 = 0.67; \text{ доверительный интервал } Y \pm 5\%). \end{cases}$$

При создании модели были объединены сопряженные данные при одной влажности по активностям ионов натрия и кальция, измеренных ионоселективными электродами в пастах, и определению состава обменных катионов по методу Пфеффера в модификации Молодцова и Игнатовой, полученных для разных объектов – почв солонцовых комплексов в Ставрополье, Крыму, Ростовской, Волгоградской, Воронежской областях. Магний в этой модели не учитывается, поскольку нет адекватного ионоселективного электрода. Поэтому погрешность оценки доли обменного натрия заметно выше по сравнению с прямым определением указанным выше методом, но допустимая для принятия оперативного решения. При этом использование модели позволяет получать информацию довольно быстро в большом числе образцов (до 100 анализов в день) в отличие от трудоемкого прямого определения этого показателя (60 анализов в месяц).

В части образцов определили состав водной вытяжки 1 : 5.

Статистическая обработка данных выполнена в Excel.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Уровень, минерализация и состав грунтовых вод.

На целинном участке солонцового комплекса, расположенном на первой террасе в 160 м от берега моря, УГВ соответствовал уровню моря, не меняясь в годы наблюдений.

В 2015 г. грунтовые воды залегали ниже критического уровня на глубине 2.8–3.5 м [34]. Поскольку большая часть рисовых чеков на исследуемом участке находятся на абсолютной высоте выше 3 м, зеркало грунтовых вод было выше уровня моря (рис. 2). Минерализация растворов верхней (вскрытой бурением) части водоносного горизонта составляла 1.1–3.5 г/л (табл. 2). Химический состав был преимущественно сульфатный по анионам и смешанный кальциево-натриево-магниевый по катионам.

К концу 2016 г., по данным гидрогеолого-мелиоративной экспедиции Крыма [20] на большей

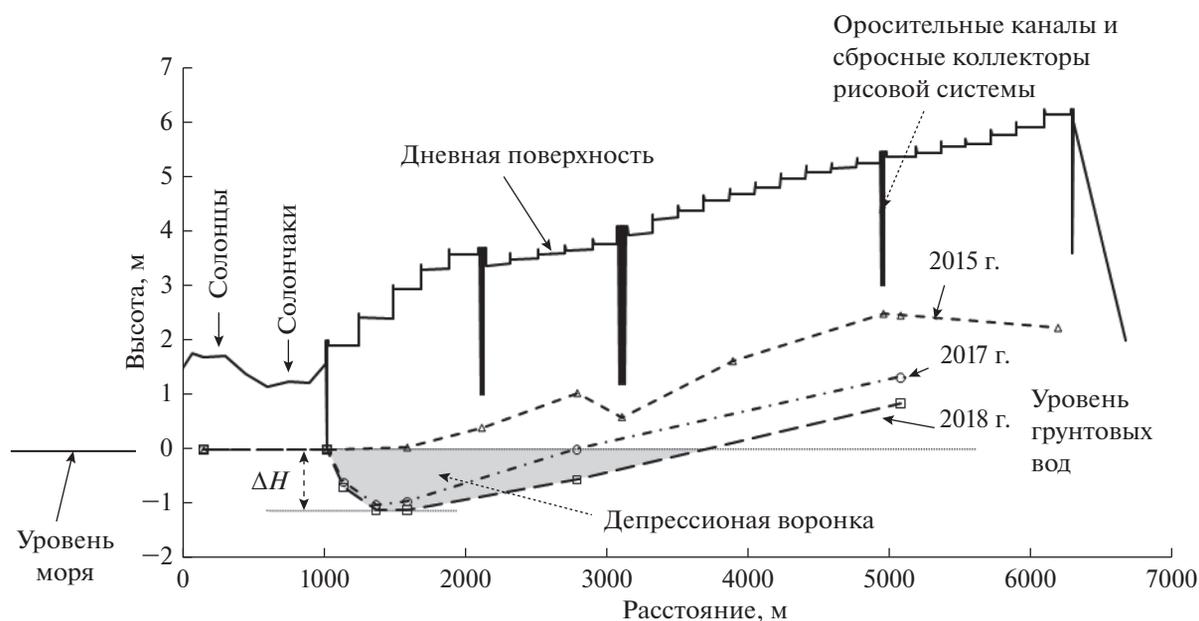


Рис. 2. Изменение высоты уровня грунтовых вод в 2015–2018 гг. ΔH — гидравлический напор морских вод в сторону грунтовых вод.

части оросительной системы Северо-Крымского канала произошло растекание куполов грунтовых вод под каналами и на орошаемых массивах.

На четвертый год после прекращения орошения (2017 г.) на исследуемой трансекте глубина грунтовых вод изменялась в пределах от 2,5 до 4,1 м. В области низких чеков, расположенных на высоте 2–3 м над ур. м., УГВ опустился до отрицательных абсолютных отметок $-0,9 \dots -1,0$ м. Иными словами, в береговой полосе возникла депрессионная воронка грунтовых вод с максимальным гидравлическим напором до 1 м и шириной около 1,5–1,7 км. Отметим, что на первой террасе с целинными солонцовыми комплексами и солончаками УГВ практически не изменился.

В 2018 г. диапазон изменения глубины грунтовых вод вдоль трансекты расширился. Минимальные значения остались приблизительно такими же, как в предшествующий год 2,5–2,7 м, а максимальные заметно увеличились до 4,5–4,6 м. В результате депрессионная воронка грунтовых вод немного углубилась до $-1,1$ м и расширилась до 2,5 км.

Аналогичная ситуация наблюдалась на рисовых системах Присивашской низменности [35]. Отличие заключается в размерах депрессионной воронки грунтовых вод. Она была ближе к берегу Сиваша, глубже (до $-1,6$ м) и шире в связи с положением чеков на высоте менее 3 м.

Общее понижение УГВ на исследуемом участке происходило за счет потребления воды корневыми системами выращиваемых сельскохозяйственных культур (пшеница, ячмень, подсолнечник, лен) в

условиях заметного дефицита атмосферных осадков в вегетационные периоды 2017 и 2018 гг. Наиболее сильно понижение УГВ происходило под посевами подсолнечника.

Понижение уровня сопровождалось тенденцией увеличения минерализации и изменения состава грунтовых вод. В анионном составе на фоне доминирующих сульфатов с максимальными концентрациями до 80–107 ммоль(экв)/л, увеличилась концентрация хлоридов, изменяющаяся в интервале от 2–6 до 16–28 ммоль/л. Концентрации всех трех главных катионов стали выше с тенденцией изменения их соотношения. В 2017 и 2018 гг. в грунтовых водах, вскрытых на большей глубине, приблизительно в половине случаев среди катионов наиболее высокие концентрации имел натрий (табл. 2).

Связь между минерализацией и высотой уровня грунтовых вод имеет нелинейный вид (рис. 3). Формально ее можно аппроксимировать полиномом второй степени с коэффициентом детерминации $R^2 = 0,85$ и значимыми параметрами регрессии. На рис. 3 хорошо видно, что выделяются два участка такой связи: 1 — широкий разброс значений минерализации вод от 0,3–1,0 до 3–4 г/л независимо от высоты УГВ в области положительных его значений; 2 — почти прямолинейный рост минерализации вод от 4 до 9 г/л по мере углубления УГВ ниже уровня моря.

Возможны 3 причины увеличения минерализации грунтовых вод с понижением УГВ: 1 — по мере увеличения глубины увеличивается засоленность вмещающей породы; 2 — происходит при-

Таблица 2. Глубина залегания и ионный состав грунтовых вод

№ скв.	УГВ, см	рН	HCO ₃	Cl	SO ₄	Ca	Mg	Na	K	S*, г/л	EC ₂₅ , дСм/м
			ммоль(экв)/л								
2015 г.											
КР-094	287	н.о.	2.8	3.8	45.4	6.8	20.4	25.4	0.04	3.45	5.55
КР-100	291	н.о.	2.5	0.4	41.1	8.3	19.8	12.5	0.05	2.83	3.67
КР-102	271	н.о.	0.8	0.7	15.7	2.2	8.8	5.8	0.06	1.11	2.57
КР-103	297	н.о.	3.2	0.1	46.0	11.5	22.0	14.8	0.06	3.44	4.20
КР-104	289	н.о.	4.2	1.6	18.2	3.5	9.1	14.0	0.07	1.69	2.24
2017 г.											
КР-194	392	7.72	8.3	10.1	83.1	15.6	40.2	53.3	0.02	6.88	7.58
КР-199	249	7.48	6.9	16.7	66.2	25.7	38.2	29.5	0.07	5.84	6.35
КР-204	341	7.44	8.1	5.8	84.8	14.5	38.7	44.4	0.02	6.54	7.20
КР-209	403	7.50	8.4	4.0	29.2	6.8	13.3	20.1	0.01	2.81	3.72
КР-210	374	7.44	8.9	2.6	41.6	8.9	23.1	21.9	0.09	3.57	4.29
2018 г.											
КР-331	256	7.43	7.0	16.1	72.0	21.0	45.7	28.5	0.02	6.08	6.63
КР-332	262	7.41	6.6	14.8	66.6	18.6	43.3	26.1	0.02	5.62	6.25
КР-336	349	7.44	7.9	8.0	95.0	19.6	46.3	45.0	0.02	7.31	7.23
КР-337	351	7.43	8.3	6.7	82.6	14.7	38.7	44.3	0.02	6.49	7.06
КР-342	406	7.40	8.6	20.3	107.0	16.2	51.4	68.7	0.02	8.91	10.25
КР-343	405	7.46	8.6	28.3	100.4	16.2	51.4	69.8	0.02	8.90	10.41
КР-346	429	7.41	9.5	6.8	63.0	11.6	36.6	31.5	0.02	5.24	5.91
КР-347	431	7.55	11.0	5.1	45.0	7.7	26.3	27.1	0.02	4.10	4.81
КР-351	450	7.41	5.9	1.8	50.7	12.4	23.8	22.2	0.02	3.90	4.30
КР-352	454	7.45	8.3	1.8	23.8	3.7	14.7	15.5	0.02	2.32	2.87

* S – сумма ионов, г/л.

Примечание. н.о. – не определяли.

ток солевых растворов со стороны моря; 3 – увеличение концентрации солей в грунтовой воде по мере ее расхода глубокими корневыми системами полевых культур (например, подсолнечника).

Последняя причина представляется маловероятной, поскольку расход грунтовой воды сопровождается понижением уровня. В этих условиях соли должны накапливаться в слое, который освобождается от гравитационной воды, несущественно влияя на минерализацию растворов более глубокой части водоносного горизонта.

На водоносные горизонты выше уровня моря приток солевых растворов со стороны моря оказывать влияния не может, поскольку эти горизонты имеют гидравлический напор, наоборот, в сторону моря. Поэтому вариацию минерализации грунтовых вод на участках с положительными значениями высоты УГВ следует рассматривать как результат исходной пространственной неоднородности засоленности грунтов и грунтовых вод бывших лугово-каштановых солонцовых комплексов и разной степени их рассоления в ходе полувековой ежегодной промывки пресными водами при орошении риса затоплением чеков.

На участках с отрицательными значениями высоты УГВ боковой приток солевых растворов со стороны моря мало вероятен в силу большого

расстояния от моря (более 1 км). Более вероятно выдавливание более минерализованных растворов из нижележащих водоносных горизонтов за счет общего гидравлического напора. Вместе с тем в исследуемый период 2017–2018 гг., когда было установлено формирование депрессионной воронки грунтовых вод, наблюдалось пока только понижение уровня, сопровождавшееся увеличением минерализации вод. Поэтому наиболее вероятной причиной такой связи между высотой и минерализацией грунтовых вод следует признать

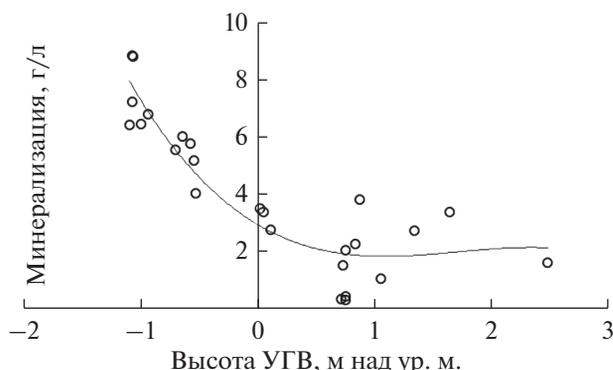


Рис. 3. Связь минерализации и высоты грунтовых вод в период 2015–2018 гг.

увеличение засоленности вмещающих пород по мере углубления слоя относительно уровня моря.

Оценка пространственного варьирования активности ионов в исследуемых почвах и грунтах бывшей рисовой системы на Прикаркинской низменности в Красноперекоском районе Республики Крым представлена в табл. 3.

Общая тенденция для трех ионов — увеличение минимальных, максимальных значений s_i и s_{cp} по мере увеличения среднего значения активности иона в слое. Исключением является только диапазон активности хлорид-ионов 2–3 ммоль/л, в котором эта тенденция нарушается. Иными словами, чем больше среднее значение активности иона в слое, тем более широкие пределы пространственного варьирования абсолютных значений активности иона в данном слое на участке.

Сравнение s_{cp} для разных ионов провели по F -критерию [6]. В сопоставимых диапазонах средних значений активности иона в слое величины s_{cp} для разных ионов, как правило, образуют ряд $Na^+ \leq Cl^- < Ca^{2+}$. Это означает, что среди трех ионов наименьшее пространственное варьирование имеет активность Na^+ . Это проявляется и в относительных величинах — коэффициентах вариации.

Солевое состояние почв и грунтов. В период эксплуатации рисовой системы в данном хозяйстве сотрудники кафедры мелиорации почв Крымского аграрного университета вели стационарные наблюдения за состоянием почв [9–12, 16, 32]. По опубликованным данным [32] и материалам диссертации Тронза [33], почвы лугово-каштановых солонцовых комплексов на исследуемом массиве в начале 2000-х годов, то есть через 35–40 лет после ввода в эксплуатацию рисовой системы, были рассолены до глубины около 1 м. Глубже опробование не выполнялось, поскольку грунтовая толща была обводнена.

По результатам обследования в 2015 г., на второй год после прекращения орошения и перехода к богарной системе земледелия, было установлено, что почвы, грунты зоны аэрации и верхняя часть водоносного горизонта рассолены на большей части массива до глубины 3–3.5 м [34].

На относительно высоких чеках 9 и 25, расположенных на высоте 3.7 и 5.3 м над ур. м., в 2017 и 2018 гг. почвы и грунты зоны аэрации до глубины 3.4–4.5 м оставались незасоленными. Это следует из распределения активности Na^+ и Cl^- , измеренных в пастах с влажностью 50 мас. % (рис. 4), и данных водной вытяжки (рис. S1). Активность Na^+ постепенно увеличивается от 1–5 ммоль/л в слое 0–100 см до 12–17 ммоль/л на глубине 300–500 см, приближаясь к условной нижней границе слабой степени засоления (a_{Na} 20 ммоль/л), но не достигая ее. В пересчете на массу твердой фазы

содержание натрия в жидкой фазе изменятся от 0.05–0.25 до 0.6–0.85 смоль(экв)/кг.

Значения активности хлоридов практически одинаковы по всей толще почв и грунтов до глубины 4–5 м; они варьируют в диапазоне от 0.3–0.5 до 3–5 ммоль/л, редко увеличиваясь до 7 ммоль/л. В пересчете на массу твердой фазы содержание хлоридов не превышает 0.3 смоль(экв)/кг. Вместе с тем обратим внимание, что в большинстве точек опробования на высоких чеках наблюдался слабо выраженный максимум активности хлоридов на глубине 1–2 м (рис. 4, Г, Е), который соответствовал положению верхней части капиллярной каймы в период последовательного понижения уровня грунтовых вод с 2014 г. Это свидетельствует о потенциальной способности восстановления засоленности почв и грунтов, которая на рассматриваемых относительно высоких чеках может реализоваться в условиях положения УГВ на глубине 3.5–4.5 м.

Значения активности Na^+ превышают значения активности Cl^- в 3–5 раз (рис. 4) на фоне значений активности Ca^{2+} от 0.5 до 2–4 ммоль/л (рис. S2). Это означает, что среди легкорастворимых солей в незасоленных горизонтах доминируют сульфаты натрия. Почвы и грунты содержат обменный натрий от 2–5 до 7–12% от ЕКО (рис. S3) как остаточное явление, связанное с рассолением исходно сильнозасоленных почв лугово-каштановых солонцовых комплексов в течение полувекowego их промывания под культурой риса.

Наличие небольшого количества обменного натрия и карбонатов кальция в формально незасоленных горизонтах является причиной возникновения токсической щелочности по данным водной вытяжки почва : вода 1 : 5 (рис. S1 М, S1 П). Максимумы ее содержания приурочены к почвенным горизонтам на глубине 20–80 см и к грунтам зоны аэрации на глубине 4–5 м, примыкающим к водоносному горизонту.

Динамика солевого состояния почв и грунтов на чеках с высотой 3.0 м над ур. м. имеет качественное отличие от таковой более высоких чеков. В 2015 г. почвы и грунты на чеке 3 были незасоленными до грунтовой воды, включая верхнюю часть водоносного в тот год горизонта, то есть до 3.0–3.5 м (рис. 4, А). Наиболее высокие значения активности Na^+ в диапазоне 8–15 ммоль/л отмечались в слое 1.5–3.5 м. В почвенном профиле активность Na^+ была преимущественно менее 5 ммоль/л.

Потребление грунтовой воды корневыми системами сельскохозяйственных культур (в том числе подсолнечником) привели к дренированию верхней части водоносного горизонта, располагающейся на абсолютной высоте ниже уровня моря, и образованию депрессионной воронки грунтовых вод. По мере углубления депрессионной воронки, в дренируемых слоях грунтов глубже 3 м

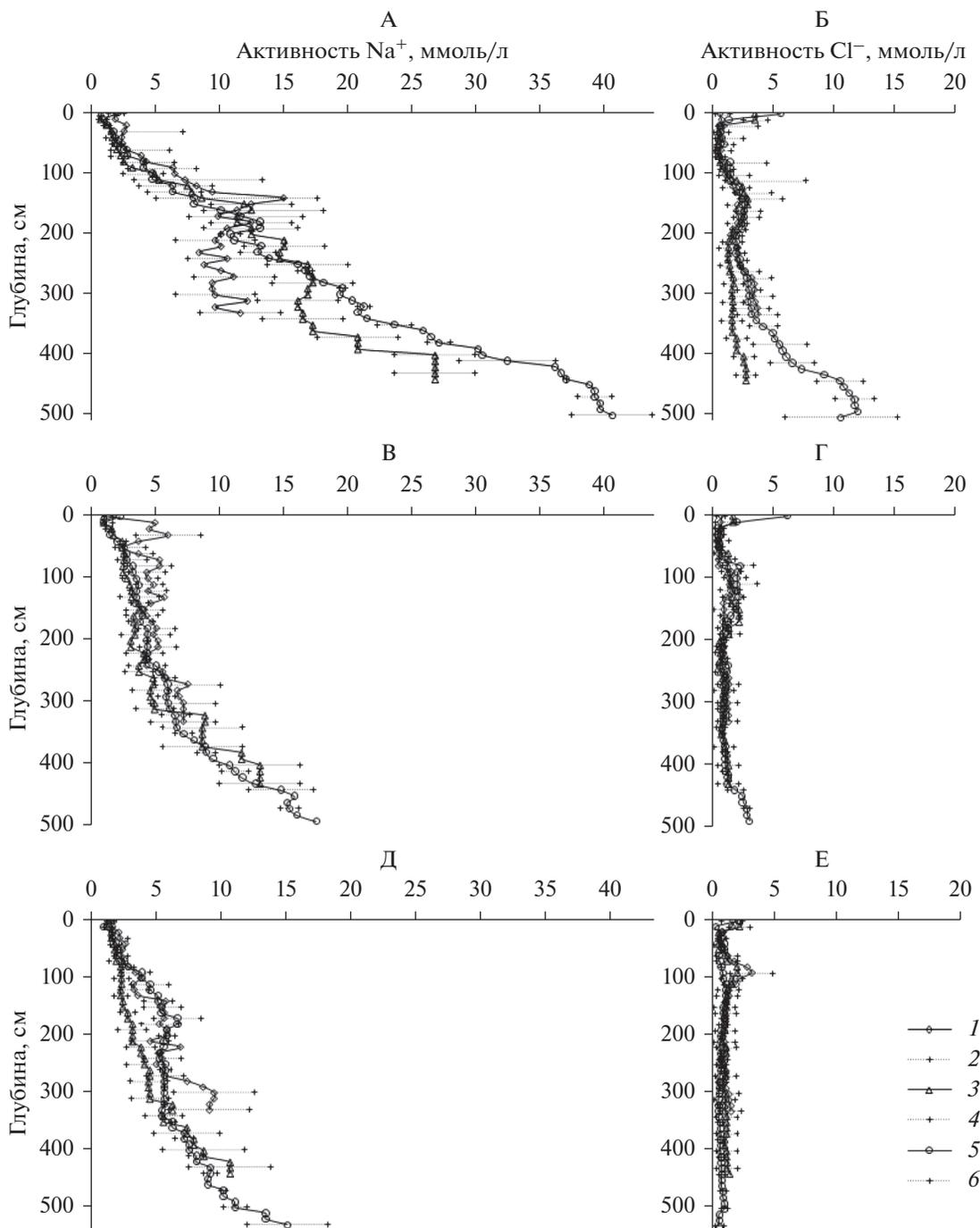


Рис. 4. Изменение профильного распределения активности ионов натрия (А, В, Д) и хлорид-ионов (Б, Г, Е) на динамических площадках: А, Б – чек 3, высота 3.0 м над ур. м.; В, Г – чек 9, высота 3.7 м над ур. м.; Д, Е – чек 25, высота 5.3 м над ур. м. Обозначения: 1, 3, 5 – медиана, 2, 4, 6 – пределы варьирования в слое. Даты: 1, 2 – июль 2015 г.; 3, 4 – июль 2017 г.; 5, 6 – июль 2018 г.

началось накопление солей натрия, соответствующее слабой степени засоления. На рис. 4, А значения активности Na^+ на глубине 3–5 м в 2017 г. и особенно в 2018 г. превышают 20 ммоль/л, увеличиваясь с глубиной.

Отмеченное явление сопровождалось увеличением в 2 раза активности хлоридов в этих же го-

ризонтах (рис. 4, Б). Обратим внимание также на небольшой локальный максимум активности хлоридов на глубине около 150 см, соответствующей верхней части капиллярной каймы, и максимум в поверхностных горизонтах. Хлориды – несорбирующиеся легкоподвижные ионы. Обычно их используют как метки при моделировании

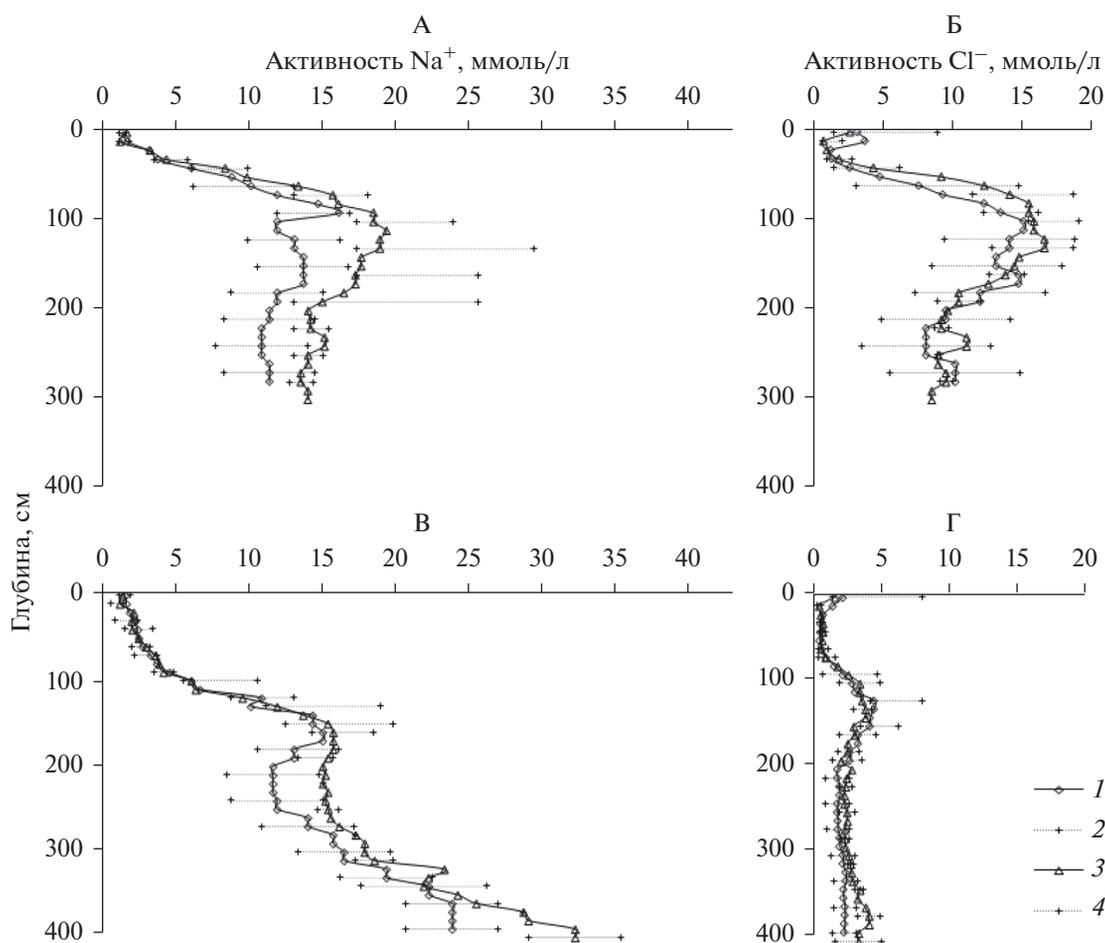


Рис. 5. Изменение профильного распределения активности ионов натрия (А, В) и хлорид-ионов (Б, Г) на динамических площадках низких чеков: А, Б – чек 1, высота 1.9 м над ур. м.; В, Г – чек 2, высота 2.4 м над ур. м. Обозначения: 1, 3 – медиана, 2, 4 – пределы варьирования в слое. Даты: 1, 2 – июль 2017 г.; 3, 4 – июль 2018 г.

движения воды в почвах. Для рассматриваемого объекта положение максимумов активности Cl^- становится индикатором начальной стадии накопления легкорастворимых солей, пока еще не приведшей к реальному засолению.

На чеках с высотой поверхности 2.4 м над ур. м. в 2017–2018 гг. солевое состояние почв и грунтов похоже на таковое чеков с высотой 3.0 м. Количественные отличия небольшие. Дренажные грунты в депрессионной воронке глубже 3 м от поверхности имеют слабую степень засоления (рис. 5, В). Активность Na^+ составляла 20–44 ммоль/л, что в пересчете на массу твердой фазы соответствует содержанию натрия в жидкой фазе 1.1–2.7 смоль(экв)/кг. Вертикальное распределение активности хлоридов характеризовалось отчетливым широким локальным максимумом в слое 100–200 см с экстремумом на глубине около 150 см (рис. 5, Г). При этом профили 2017 и 2018 гг. статистически не различаются в связи с заметным пространственным варьированием.

Критическая ситуация развивалась на самом нижнем чеке 1 с высотой 1.9 м над ур. м. Вертикальное распределение солей имело срединно-аккумулятивный тип с максимумом на глубине 100–150 см (рис. 5, А, Б; S01 А). В 2017 г. формально почва и грунты оставались еще незасоленными. Активности Na^+ и Cl^- в области максимума были близки между собой, изменяясь в диапазоне 10–17 ммоль/л (при влажности 50%), или 0.5–0.7 смоль(экв)/кг в пересчете на массу твердой фазы, или 0.03–0.04% NaCl. В 2018 г. медиана активности Na^+ в области максимума уже соответствовала нижней границе слабой степени засоления (20 ммоль/л).

Вместе с тем в двух из пяти скважин в 2017 г. на глубине 50–150 см наблюдалась более высокая активность хлоридов по сравнению с активностью натрия в пастах на 2–4.5 ммоль/л, что означало наличие хлоридов кальция и магния в почвенных растворах еще формально незасоленных горизонтов (рис. 6). В 2018 г. подобная ситуация

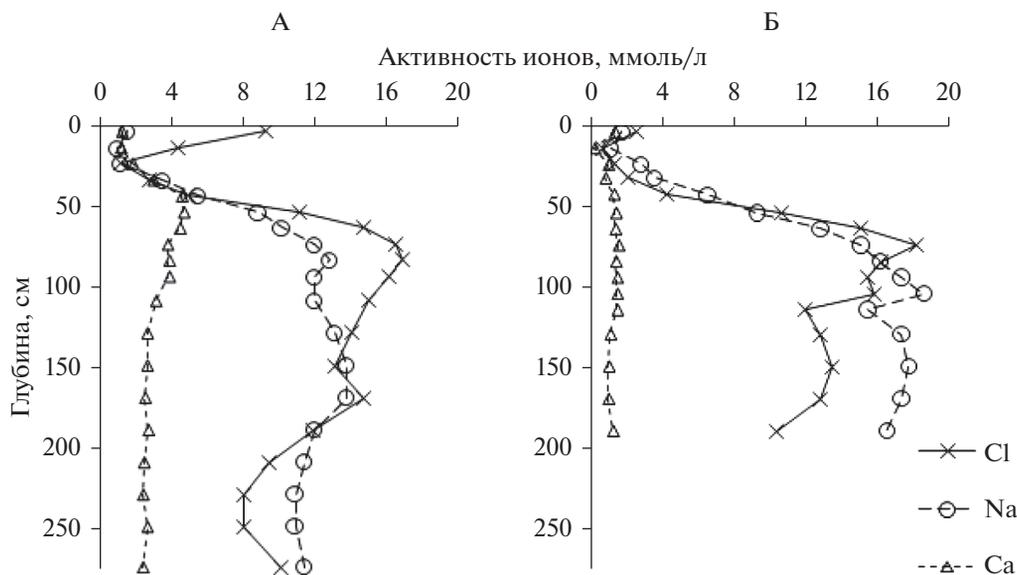


Рис. 6. Два выборочных примера профильного распределения активности ионов натрия (Na), хлоридов (Cl) и кальция (Ca), измеренных в пастах с влажностью 50 мас. %, в почвах и грунтах чека 1, расположенного на высоте 1.9 м: А – скв. КР-199, 2017 г.; Б – скв. КР-334, 2018 г.

сохранилась в слое 50–80 см с меньшим превышением хлоридов над натрием (< 3 ммоль/л) на фоне общего увеличения активности обоих ионов. Появление хлоридов кальция – это признак развития вторичного засоления незасоленных почв. Для исследуемых рассоленных за полвека исходно засоленных почв наличие таких признаков означает начальные стадии восстановления засоленности, протекающих аналогично вторичному засолению.

Присутствие новообразований гипса в разных морфологических формах [39, 60] – одна из характерных особенностей многих горизонтов почв аридных и семиаридных регионов, имеющих сульфатный или хлоридно-сульфатный химизм засоления. Исследуемые объекты не являются исключением. В целинных почвах лугово-каштановых солонцовых комплексов Северо-Крымской низменности скопления мелкокристаллического гипса встречаются, прежде всего, в грунтах зоны аэрации глубже 1.5 м всего комплекса и дифференцированно в профиле почв [2, 4, 25]. В лугово-каштановых почвах гипс обычно отсутствует во всем профиле до гор. ВСса. В целинных солонцах новообразования гипса чаще всего обнаруживаются в подсолонцовом карбонатном засоленном гор. ВСАпс,сs, начиная с 30–50 см и глубже [4, 37].

Полувековая ежегодная промывка почв солонцового комплекса при выращивании риса способствовала не только удалению легкорастворимых солей из почв и грунтов зоны аэрации, но и частичному растворению и удалению гипса. По данным обследования 2015 г., на второй год после прекращения орошения, морфологическое проявление гипса отмечалось только в половине разрезов и скважин. В большинстве точек опробова-

ния он встречался в небольших количествах на глубине от 90–110 до 130–150 см в агроземах текстурно-дифференцированных, которые до орошения были солонцами. Глубже в грунтах зоны аэрации до грунтовой воды, как правило, гипс не обнаруживался. Исключением были три скважины, в которых гипс присутствовал во всей толще от 110–120 см до грунтовой воды на глубине 260–300 см.

Гипсовые новообразования имели остаточный характер. Они были представлены скоплениями мелких (0.5–1.5 мм) чечевицеобразных кристаллов. Скопления кристаллов имели округлую форму диаметром 5–15 мм или форму червеобразных и уплощенных прожилок толщиной до 2–3 мм и длиной до 1–3 см. В последующие годы (2016–2018) новообразования гипса стали встречаться чаще, они стали обильнее, прежде всего, в грунтах зоны аэрации под агроземами текстурно-дифференцированными (бывшими солонцами) и реже под агроземами аккумулятивно-карбонатными (бывшими лугово-каштановыми почвами). По морфологической оценке обилия, наблюдались два максимума скоплений гипса: один на глубине 120–160 см и второй – на 200–350 см. Оба диапазона глубины соответствуют верхней части капиллярной каймы при глубине грунтовых вод 250–350 см в 2015–2016 гг. и 350–500 см в 2017–2018 гг. соответственно. В горизонтах с максимальным обилием гипса существенно увеличились размеры скоплений кристаллов до 3–5 см, размеры отдельных кристаллов до 2–3 мм, иногда до 5–7 мм, появились сростки кристаллов до 1 см и в отдельных горизонтах даже плотные округлые друзы диаметром 3–4 см.

Таблица 3. Усредненные оценки среднеквадратического отклонения (s_{cp}) в зависимости от диапазона средних значений активности ионов в слое

Ион	Диапазон значений активности иона, ммоль/л	Ориентировочное содержание иона в жидкой фазе пасты, смоль(экв)/кг	Разброс значений s_i	s_{cp}	Число степеней свободы	Коэффициент вариации, %
			ммоль/л			
Na ⁺	0–2.00	0–0.11	0.10–0.68	0.33	108	33
	2.01–3.00	0.11–0.16	0.17–0.90	0.58	96	23
	3.01–4.00	0.16–0.21	0.51–1.60	1.06	112	30
	4.01–6.00	0.21–0.33	0.57–1.67	1.11	64	22
	6.01–8.00	0.33–0.44	0.94–4.19	2.59	36	37
	8.01–22.00	0.44–1.27	1.00–6.09	3.36	236	22
Cl ⁻	0–1.00	0–0.05	0.08–0.97	0.39	108	78
	1.01–2.00	0.05–0.11	0.19–2.52	0.87	184	58
	2.01–3.00	0.11–0.16	0.45–1.70	1.01	116	40
	3.01–4.00	0.16–0.21	0.52–4.77	1.96	136	56
	4.01–8.00	0.21–0.44	0.87–5.39	2.46	112	41
	8.01–20.00	0.44–1.15	0.87–5.25	3.04	112	22
Ca ²⁺	0–1.00	0–0.06	0.19–0.46	0.39	24	78
	1.01–2.00	0.06–0.12	0.25–1.28	0.68	220	45
	2.01–5.00	0.12–0.34	0.43–4.44	1.59	408	45

Подобные морфологические формы новообразований гипса свидетельствуют о сравнительно медленном расходе воды корневыми системами растений из капиллярной каймы с непрекращающимся капиллярным пополнением запаса воды в слое из нижележащего водоносного горизонта. В этих условиях происходит медленный и непрерывный процесс увеличения общей концентрации солей в слое, сопровождающийся частичным осаждением сульфата кальция в виде гипса. Дополнительным источником ионов кальция в растворе являлся обменный кальций, который вытеснялся в раствор поступающими ионами Na⁺ и Mg²⁺ с поднимающимися солевыми растворами.

Наличие плотных друз гипса на первый взгляд может рассматриваться как унаследованный признак, довольно широко распространенный в целинных сильнозасоленных почвах солонцовых комплексов Прикаркинской и Присивашской низменностей. Вместе с тем исследуемые объекты имеют особенность – они были промыты пресной водой в течение полувека под культурой риса. Выше отмечался остаточный характер скоплений мелкокристаллического гипса в нижних горизонтах почв в некоторых разрезах и в породах зоны аэрации, но в 2015–2016 гг. друзы ни разу не были обнаружены. Они описаны только с 2018 г. на одном объекте – в почвах самого низкого чека (высота 1.9 м над ур. м.), где отмечается явное вторичное засоление от близко залегающих грунтовых вод на глубине 2.3–2.5 м (это критический уровень). Друзы встречаются в сравнительно тонком слое на глубине от 110 до 140 см, который соответствует верхней части капиллярной каймы.

Выше и ниже этого слоя друз нет, а обилие выделений гипса уменьшается в обе стороны. Поэтому с высокой вероятностью допускаем, что плотные друзы гипса в указанных условиях являются новообразованными при вторичном засолении участка после прекращения орошения.

На низких чеках в дополнение к описанным выше формам гипсовых новообразований, встречается еще одна форма – белые прожилки мучнистого гипса. Размеры кристаллов гипса трудно различимы невооруженным глазом. Скопление кристаллов выглядит как мука. Толщина прожилка варьирует от 0.5 до 2–4 мм, длина – от 5–7 до 25–50 мм. Прожилки часто имеют субвертикальную ориентацию. При увеличении обилия образуют прерывистую или сплошную сетку (рис. S4).

На самом низком чеке (высота 1.9 м над ур. м.) в 2017 и 2018 гг. обильные прожилки мучнистого гипса отмечались в диапазоне глубин от 34–50 до 100–120 см в аккумулятивно-карбонатном (BCAnc,cs) и переходном к породе (BCca,cs) горизонтах агроземов текстурно-дифференцированных (бывших солонцов) и агроземов аккумулятивно-карбонатных (бывших лугово-каштановых почв). Во всех случаях глубже залегал гор. Cca,cs с очень обильными скоплениями мелкокристаллического гипса со сростками кристаллов и плотными друзами. На этом чеке УГВ залегал на глубине 2.5–2.6 м. Горизонты с максимальным обилием мелкокристаллического гипса соответствовали более или менее постоянно увлажненной верхней части капиллярной каймы, тогда как присутствие вертикальных прожилков мучнистого гипса является индикатором сравнительно корот-

кого периода капиллярного увлажнения снизу этих горизонтов с последующим высушиванием корневыми системами выращиваемых культур, в течение которого успевало образоваться большое число очень мелких кристаллов гипса, но было недостаточно времени для их роста и перекристаллизации.

Временное присутствие в почвенных растворах горизонтов с мучнистыми формами гипса хлоридов кальция дает основание утверждать, что важным механизмом осаждения гипса является вытеснение обменного кальция в жидкую фазу натрием из поднимающихся хлоридно-сульфатных растворов.

Сравнение с другими объектами. Похожие объекты исследованы нами на бывших рисовых системах Присивашской низменности в Нижнегорском районе [35]. На обоих участках исходный почвенный покров был представлен сильнозасоленными лугово-каштановыми солонцовыми комплексами, которые в течение полувекковой промывки пресными водами Северо-Крымского канала в условиях выращивания риса были рассолены до глубины 3–3.5 м. После прекращения орошения наблюдалось понижение УГВ за счет естественного растекания их купола и расхода грунтовых вод корневыми системами сельскохозяйственных культур, выращиваемых по технологиям сухого земледелия. На обоих участках на четвертый и пятый год (2017–2018) после прекращения орошения в береговой полосе Каркинитского залива и Сиваша сформировалась депрессионная воронка грунтовых вод. Наблюдается лишь вариация максимальной величины возникшего гидравлического напора со стороны морских вод: до 1.6 м в Нижнегорском и до 1.1 м в Красноперекопском районах. В обоих случаях происходит увеличение минерализации грунтовых вод по мере понижения их уровня, и отмечалась тенденция постепенного накопления легкорастворимых солей в грунтах на глубине более 3 м, а также мелкокристаллического гипса в слое от 1.2–1.5 до 3–4 м. Иными словами, после прекращения орошения рисовых систем на обоих участках на приморских низменностях Крымского полуострова наблюдаются сходные тенденции, свидетельствующие о начальных, пока еще скрытых, стадиях восстановления засоленности рассоленных почв солонцовых комплексов.

В литературе нам не удалось найти информации об аналогичных ситуациях использования земель, то есть о поведении почв после прекращения орошения ранее активно эксплуатировавшихся рисовых систем. Встречается информация о двух группах ситуаций, наиболее близко имеющих отношение к исследуемым нами объектам: 1 – изменение засоленности при выращивании риса на сильнозасоленных почвах; 2 – изменение минера-

лизации и состава грунтовых вод в приморских районах при избыточной их откачке для сельскохозяйственных или иных нужд.

В практике вовлечения сильнозасоленных почв в сельскохозяйственный оборот в аридных регионах мира одним из подходов к мелиорации считают выращивание риса – сравнительно солеустойчивой культуры, для роста и развития которой почву затопляют, обеспечивая частичную промывку. При этом следует учитывать поступление солей в водосточники ниже по течению, что уменьшает объемы пресных вод [57].

Выращивание риса затоплением на засоленных щелочных суглинистых почвах в Пакистане (район Файзалабад, Пенджаб) на фоне применения гипса в дозе 50% от потребности (расчет по обменному натрию) и остатков соломы пшеницы и риса оказалось наиболее эффективным приемом повышения урожайности риса с одновременным уменьшением засоленности, рН и доли обменного натрия в почвах [42]. В других экспериментах, выполненных на подобных почвах в том же районе, была показана возможность частичного рассоления и уменьшения щелочности исходно сильнощелочных почв при их орошении солеными щелочными водами с более низкими показателями удельной электропроводности и SAR по сравнению с вытяжками из почв [53]. При этом важным условием является наличие достаточного количества ионов кальция в воде или обязательное применение гипса. Аналогичные результаты были получены для разных почв Индии [45, 50].

В обзорных публикациях [36, 59] отмечается, что в последние десятилетия актуальность процесса интрузии морских вод в прибрежные водоносные горизонты возросла в связи увеличением потребности в пресных водах в прибрежных районах, приводящей к экстенсивной откачке грунтовых вод, и предполагаемым подъемом уровня моря и изменением климата. Обсуждаются вопросы моделирования этого процесса.

В Омани на приморской равнине Аль-Батинах в последние десятилетия интенсивно развивалось орошаемое земледелие с использованием полива грунтовыми водами. Откачка грунтовых вод, превышающая естественное восстановление их запаса, привела к интрузии морских вод в прибрежные водоносные горизонты, вторичному засолению многих районов равнины, потере от 25 до 50% урожая, разорению многих фермеров и заброшенности земель. С 2005 г. в стране осуществляют программу, направленную на уменьшение засоленности почв и вод [43].

В статье [55] приведены экспериментальные данные по интрузии морских вод в прибрежные водоносные горизонты в Ливане. Активный расход воды из колодцев населением Бейрута в период 2004–2014 гг. привел к увеличению кон-

центрации солей до 10–30 г/л в грунтовых водах в прибрежной полосе до 400 м. В колодцах, расположенных дальше от берега до 2 км, минерализация увеличилась до 1.0–2.0 г/л в 2014 г.

Для условий района Газа в Палестине на основе модели Guo [48] взаимодействия морских и грунтовых вод сделан прогноз интрузии морских вод в прибрежные водоносные горизонты до 0.5 км при условном подъеме уровня моря на 1 м и до 1.0 км при совместном сценарии подъема уровня моря и избыточной откачки грунтовых вод на побережье [41]. Более сложный прогноз на основе похожей модели выполнен для побережья Китая [46].

Некоторые исследователи для оценки интрузии морских вод в прибрежные грунтовые воды используют разные геохимические индексы, основанные либо на соотношении разных ионов, либо на отношении разницы концентрации хлоридов, натрия, сульфатов и магния в исследуемых и пресных водах к разнице концентраций этих ионов в морских и пресных водах [44, 47, 51, 52]. По данным такой информации сделаны выводы о возможном влиянии морских вод на состав грунтовых вод прибрежных регионов в Индии, Корее, Иордании. Вместе с тем более разносторонний анализ химического состава грунтовых вод прибрежных районов между морскими лагунами возле Рио-де-Жанейро продемонстрировал преимущественное влияние на их состав поступления бытовых сточных вод, а не интрузии морских вод [56].

Приведенные примеры демонстрируют реальную опасность развития аналогичных процессов на бывших рисовых системах Крыма в условиях возникших депрессионных воронок грунтовых вод в береговой полосе Сиваша и Каркинитского залива. Одним из возможных решений по защите таких земель является устройство инъекционных экранов в береговой полосе для предотвращения поступления соленых морских вод в прибрежные водоносные горизонты [26].

ВЫВОДЫ

1. В течение пяти лет после прекращения орошения (2014–2018 гг.) бывших рисовых систем исследованной части Прикаркинитской низменности почвы и грунты в 85–90% случаев оставались незасоленными до глубины 2–3 м.

2. Грунтовые воды под массивами бывших рисовых систем ежегодно понижались с 2015 по 2018 гг. На всех мониторинговых площадках, имеющих высоту дневной поверхности более 2.5 м от уровня Каркинитского залива, грунтовые воды залегали глубже 3 м от поверхности, находясь ниже критического уровня.

3. На более низких (<2.5 м) поверхностях ближе к Черному морю глубина грунтовых вод со-

ставляла в разных местах от 1.8 до 2.8 м, преимущественно находясь выше критического уровня.

4. В засушливом 2017 г. в береговой полосе шириной 1–2 км возникла депрессионная воронка зеркала грунтовых вод, то есть уровень грунтовой воды опустился ниже уровня воды в Черном море. Это привело к появлению гидравлического напора до 0.7–1.0 м со стороны морских вод. В 2018 г. ширина и глубина депрессионной воронки грунтовых вод увеличились. Ширина стала 2–3 км, максимальная глубина депрессионной воронки, то есть гидравлический напор морских вод по отношению к грунтовым водам, в 2018 г. составляла 1.1 м.

5. Понижение грунтовых вод под бывшими рисовыми системами сопровождалось постепенным увеличением минерализации вод. На участках с положительными значениями высоты УГВ вариация их минерализации определялась неоднородностью полувековой промывки исходно засоленных грунтов солонцовых комплексов. На участках с отрицательными значениями высоты УГВ наиболее вероятной причиной является увеличение засоленности вмещающих пород по мере углубления слоя относительно уровня моря.

6. Отмечается начало восстановления засоленности грунтов зоны аэрации в депрессионной воронке на глубине 3.5–4.5 м по увеличению активности ионов натрия и хлорид-ионов, измеренных в пастах с влажностью 50 мас. %, в 2018 г. по сравнению с 2017 г. и увеличению частоты встречи горизонтов зоны аэрации, содержащих скопления мелкокристаллического гипса, во времени.

7. На пятый год после прекращения орошения на чеках с высотой поверхности <2 м от уровня моря появилось слабое засоление в средней и нижней частях почвенного профиля, сопровождающееся наличием хлоридов кальция и магния в поровых растворах и накоплением мучнистых форм гипса.

БЛАГОДАРНОСТЬ

Авторы благодарят директора Научно-исследовательского института сельского хозяйства Крыма В.С. Паштецкого и директора ООО “Штурм Перекопа” Краснопереконского района Республики Крым А.В. Положий за организационную помощь, а также водителя И.Ю. Бочарова за неоценимую разностороннюю помощь при проведении полевых исследований.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена по программе фундаментальных исследований Президиума РАН “Инновационные технологии в решении проблем развития агропромышленного комплекса России”, раздел “Трансформация, эволюция и деградация почв в условиях агрогенеза и глобальных изменений климата” 2015–2017 и 2018–2020 гг.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

ДОПОЛНИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Рис. S1. Распределение солей по профилю почв и грунтов зоны аэрации по данным водной вытяжки 1 : 5. Объекты в 2018 г.: А–В – чек 1, высота 1.9 м над ур. м., скв. КР-331; Г–Е – чек 2, высота 2.4 м над ур. м., скв. КР-336; Ж–И – чек 3, высота 3.0 м над ур. м., скв. КР-342; К–М – чек 9, высота 3.7 м над ур. м., скв. КР-347; Н–П – чек 25, высота 5.3 м над ур. м., скв. КР-351; А, Г, Ж, К, Н – двусторонний солевой график; Б, Д, З, Л, О – содержание общей суммы (1) и суммы токсичных солей (2); В, Е, И, М, П – содержание общей токсичной щелочности (3) и токсической щелочности, связанной с натрием (4).

Рис. S2. Изменение профильного распределения активности ионов кальция на динамических площадках: А – чек 1, высота 1.9 м над ур. м.; Б – чек 3, высота 3.0 м над ур. м.; В – чек 25, высота 5.3 м над ур. м.; показатели: 1, 3, 5 – медиана, 2, 4, 6 – пределы варьирования в слое; даты: 1, 2 – июль 2015 г.; 3, 4 – июль 2017 г.; 5, 6 – июль 2018 г.

Рис. S3. Распределение доли обменного натрия (% от ЕКО) по профилю почв и грунтов зоны аэрации. Объекты в 2018 г.: 1, 2 – чек 1, высота 1.9 м над ур. м.; 3, 4 – чек 2, высота 2.4 м над ур. м.; 5, 6 – чек 3, высота 3.0 м над ур. м.; 7, 8 – чек 9, высота 3.7 м над ур. м.; 9, 10 – чек 25, высота 5.3 м над ур. м.; показатели: 1, 3, 5, 7, 9 – медиана; 2, 4, 6, 8, 10 – пределы варьирования.

Рис. S4. Агрозем поверхностно окисленно-глеевый текстурно-дифференцированный аккумулятивно-карбонатный глубокосолончаковатый слабозасоленный гипс-содержащий тяжелосуглинистый на лёссовидных суглинках (Luvis Gypsic Kastanozem (Loamic, Aric, Protosodic, Stagnic) – бывший лугово-каштановый солонец, промытый от солей в течение полувека в условиях ежегодного затопления при выращивании риса, вторично засоленный через пять лет после прекращения орошения; чек 1, высота 1.9 м над ур. м.: А – верхняя часть почвенного профиля (до 45 см); Б – фрагмент горизонтов ВТ_qox и ВС_{Aq}cs; В – увеличенный фрагмент аккумулятивно-карбонатного горизонта с сеткой белых прожилок мучнистого гипса.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Балюк С.А., Ладних В.Я., Гаврилович Н.Ю., Носоненко А.О., Захарова М.А., Мошник Л.И., Лисняк А.А., Дрозд О.М. Сучасна еволюція зрошуваних ґрунтів: екологічні проблеми та шляхи їх вирішення // Вісник аграрної науки. Київ, 2006. № 6. С. 60–65.
2. Гусев В.П., Колесниченко В.Т. Особенности почвообразования на Северо-Крымской низменности // Известия Крымского отдела Географического общества Союза ССР. 1958. Вып. 5. С. 141–161.
3. Гусев П.Г., Титков А.А. Солевой режим пойменных почв низовой р. Салгира под культурой затопляе-

мого риса // Мелиорация и водное хозяйство. Киев, 1973. Вып. 24. С. 41–48.

4. Дзенс-Литовская Н.Н. О процессе засоления почв в природных условиях степного Крыма // Вестник Ленинградского университета. Сер. биологии, географии и геологии. 1953. № 7. С. 125–136.
5. Дзенс-Литовская Н.Н. Почвы и растительность степного Крыма. Л.: Наука, 1970. 157 с.
6. Дмитриев Е.А. Математическая статистика в почвоведении. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1995. 320 с.
7. Драган Н.А. Почвенные ресурсы Крыма. Симферополь: ДОЛЯ, 2004. 208 с.
8. Кизяков Ю.Е. Физико-химические свойства солонцов Северного Приднестрия, их варибельность и изменение при длительном последствии различных способов мелиорации // Почвоведение. 1977. № 12. С. 20–30.
9. Кизяков Ю.Е., Титков А.А., Кольцов А.В., Кольцов С.Ф., Рябышко А.В., Тронза Г.Е. Почвенно-генетические и мелиоративные аспекты экологических проблем рисосеяния в Крыму // Вісник Харківського ДАУ ім. В.В. Докучаєва. Харків, 2001. № 3. С. 127–133.
10. Кизяков Ю.Е., Титков А.А., Тронза Г.Е. Солевой режим солонцов луговых Причерноморья в рисовом севообороте // Научные труды Крымского ГАУ: Сельскохозяйственные науки. Симферополь, 2002. Вып. 78. С. 86–89.
11. Кизяков Ю.Е., Тронза Г.Е. Солевые профили солонцов луговых Крымского Причерноморья и их трансформация в рисовых севооборотах // Вісник Харківського НАУ ім. В.В. Докучаєва. Харків, 2002. № 1. С. 144–149.
12. Кизяков Ю.Е., Тронза Г.Е. Состав поглощенных катионов в солонцах луговых Крымского Причерноморья // Вісник Харківського НАУ ім. В.В. Докучаєва. Харків, 2004. № 1. С. 136–141.
13. Кизяков Ю.Е. Солонці та солонцюваті ґрунти // Ґрунтознавство. Київ: Вища освіта, 2005. С. 525–535.
14. Классификация и диагностика почв России. Смоленск: Ойкумена, 2004. 342 с.
15. Клепинин Н.Н. Почвы Крыма. Симферополь: Гос. Изд-во Крым. АССР, 1935. 118 с.
16. Кольцов С.А. Органическое вещество и агрофизическое состояние рисовых почв Крымского Приднестрия. Симферополь: ИТ “АРИАЛ”, 2010. 176 с.
17. Лактионов Б.И., Карпович А.В. Мелиоративная роль культуры затопляемого риса на солонцах юга Украины // Мелиорация солонцов: Тр. Почв. ин-та им. В.В. Докучаева. М., 1967. С. 251–259.
18. Лактионов Б.И., Малеев В.А. Влияние длительного орошения на свойства почв рисовых полей юга Украины и пути повышения их плодородия // Тр. III съезда почвоведов и агрохимиков Украинской ССР. “Мелиорация и охрана почв”. Харьков: Общество почвоведов, 1990. С. 61–63.
19. Наукові основи охорони та раціонального використання зрошуваних земель України / Под ред. Балюка С.А. и др. Київ: Аграрна наука, 2009. 620 с.
20. Национальный доклад “Глобальный климат и почвенный покров России: оценка рисков и эколого-экономических последствий деградации земель. Адаптивные системы и технологии рационального природопользования (сельское и лесное

- хозяйство) / Под ред. Бедрицкого А.И. М.: Почв. ин-т им. В.В. Докучаева, 2018. 357 с.
21. Новикова А.В. О мелиорации солонцов Крыма // Вопросы мелиорации солонцов. М: Изд-во АН СССР, 1958. С. 176–192.
 22. Полевой определитель почв России. М.: Почв. ин-т им. В.В. Докучаева, 2008. 182 с.
 23. Половицкий И.Я., Гусев П.Г. Почвы Крыма и повышение их плодородия. Симферополь: Таврия, 1987. 152 с.
 24. Руководство по лабораторным методам исследования ионно-солевого состава нейтральных и щелочных минеральных почв / Составители: Хитров Н.Б., Понизовский А.А. М.: Почв. ин-т им. В.В. Докучаева, 1990. 236 с.
 25. Севастьянов Н.Ф. Почвы Северо-Крымской низменности и их сельскохозяйственное использование // Тр. Украинского научно-исследовательского института почвоведения. Т. IV. Проблемы плодородия почв Украинской ССР. Харьков, 1959. С. 201–241.
 26. Сергеев В.И., Шимко Т.Г., Кулешова М.Л., Степанова Н.Ю. Развитие инъекционного закрепления как основного метода технической мелиорации грунтов // Инженерная геология. 2012. № 4. С. 6–12.
 27. Супряга И.К. Рассоление почво-грунтов и опреснение грунтовых вод при культуре риса в Крыму // Мелиорация и водное хозяйство: Респ. межвед. темат. науч.-техн. сб. Киев: Урожай, 1971. Вып. 18. С. 14–18.
 28. Титков А.А. Оросительные мелиорации южных степей Украины. Симферополь: ИТ “Ариал”, 2011. 812 с.
 29. Титков А.А., Гусев П.Г. Изменение почвенно-мелиоративных условий Восточного Присивашья под рисом и другими культурами рисового севооборота // Повышение эффективности орошаемого земледелия. Одесса, 1975. С. 49–53.
 30. Титков А.А., Гусев П.Г. Состав и свойства почв рисовых севооборотов в Крымском Присивашье // Почвоведение. 1988. № 12. С. 104–110.
 31. Титков А.А., Кольцов А.В. Влияние орошения затоплением на мелиоративные условия и почвенный покров Присивашья. Симферополь, 1995. 167 с.
 32. Тронза Г.Е. Солевой режим солонцов луговых Крымского Причерноморья, освоенных под культурой риса // Тр. Крымского ГАТУ: Сельскохозяйственные науки. Симферополь, 2002. Вып. 91. С. 242–247.
 33. Тронза Г.Е. Вплив тривалого рисосіяння на фізико-хімічні властивості I сольовий режим солонців лучних зони сухих степів. Дис. ... канд. с.-х. н., Харків, 2008.
 34. Хитров Н.Б., Роговнева Л.В., Добрицкая Е.Ю., Дунаева Е.А., Кириленко Н.Г., Попович В.Ф. Солевое состояние рисовой системы севера Крыма после прекращения подачи воды // Таврический вестник аграрной науки. Симферополь. 2016. № 3(7). С. 140–154.
 35. Хитров Н.Б., Роговнева Л.В. Изменение засоленности почв и грунтовых вод рисовых систем Присивашской низменности после прекращения орошения // Бюл. Почв. ин-та им. В.В. Докучаева. 2020.
 36. Хубларян М.Г., Фролов А.П., Юшманов И.О. Интрузия морских вод в прибрежные водоносные горизонты // Водные ресурсы. 2008. Т. 35. № 3. С. 288–301.
 37. Чижикова Н.П., Хитров Н.Б., Варламов Е.Б., Чурилин Н.А. Распределение минералов по профилю солонца Присивашья // Таврический вестник аграрной науки. 2017. № 2(10). С. 103–116.
 38. Чижикова Н.П., Хитров Н.Б., Тронза Г.Е., Кольцов С.А., Варламов Е.Б., Четченко Е.С., Чурилин Н.А. Минералогический состав гранулометрических фракций солонцов Северо-Крымской низменности // Почвоведение. 2017. №12. С. 1499–1513. <https://doi.org/10.7868/S0032180X17120061>
 39. Ямнова И.А., Панкова Е.И. Гипсовые новообразования и формирующие их почвообразовательные процессы // Почвоведение. 2013. № 12. С. 1423–1436. <https://doi.org/10.7868/S0032180X13120125>
 40. Янчковский Ю.Ф. Солевой режим на рисовых полях // Гидротехника и мелиорация. 1973. № 9. С. 63–67.
 41. Abdelhamid H.F., Javadi A.A., Qahman K.A. Impact of over-pumping and sea level rise on seawater intrusion in Gaza aquifer (Palestine) // J. Water Climate Change. 2015. V. 06.4. P. 891–902. <https://doi.org/10.2166/wcc.2015.055>
 42. Ahmad M.J., Arif M., Iqbal A., Khalid M., Akhtar N. Chapter 18. Rice Production in Salt-Affected Soils of Pakistan Using Different Reclamation Techniques // Developments in Soil Salinity Assessment and Reclamation: Innovative Thinking and Use of Marginal Soil and Water Resources in Irrigated Agriculture / Eds. Shahid S.A. et al. Springer Science + Business Media Dordrecht. 2013. P. 282–293. https://doi.org/10.1007/978-94-007-5684-7_18
 43. Ahmed M., Hussain N., Al-Rawahy S.A. Ch. 17. Management of Saline Lands in Oman: Learning to Live with Salinity // Developments in Soil Salinity Assessment and Reclamation: Innovative Thinking and Use of Marginal Soil and Water Resources in Irrigated Agriculture / Eds. Shahid S.A. et al. Springer Science + Business Media Dordrecht. 2013. P. 265–281. https://doi.org/10.1007/978-94-007-5684-7_17
 44. Batayneh A., Zaman H., Zumlot T., Ghrefat H., Mogren S., Nazzal Y., Al-Taani A. Hydrochemical facies and ionic ratios of the coastal groundwater aquifer of Saudi Gulf of Aqaba: implication for seawater intrusion // J. Coastal Res. 2014. V. 293. P. 75–87. <https://doi.org/10.2112/jcoastres-d-13-00021.1>
 45. Byju G., Misra R.S., Nair R.R., Anand M.H., Jeeva M.L., Ravindran C.S. Reclamation of Degraded Vertisols Under Cassava in Arid Environments of India // Developments in Soil Salinity Assessment and Reclamation: Innovative Thinking and Use of Marginal Soil and Water Resources in Irrigated Agriculture / Eds. Shahid S.A. et al. Springer Science + Business Media Dordrecht, 2013. P. 313–326. https://doi.org/10.1007/978-94-007-5684-7_20
 46. Chang Y., Hu B.X., Li X. Modeling Seawater Intrusion to Coastal Aquifers in South Coast of Laizhou Bay, China // E3S Web of Conferences. 2018. V. 54. 00004 <https://doi.org/10.1051/e3sconf/20185400004>
 47. El Moujabber E., Bou Samra M., Darwish B., Atallah T. Comparison of different indicators for groundwater contamination by seawater intrusion on the Lebanese Coast // Water Resources Management. 2006. V. 20. № 2. P. 161–180. <https://doi.org/10.1007/s11269-006-7376-4>

48. Guo Q., Huang J., Zhou Z., Wang J. Experiment and Numerical Simulation of Seawater Intrusion under the Influences of Tidal Fluctuation and Groundwater Exploitation in Coastal Multilayered Aquifers // *Geofluids*. 2019, Article ID 2316271. 17 p. <https://doi.org/10.1155/2019/2316271>
49. IUSS Working Group WRB. 2015. World Reference Base for Soil Resources 2014, update 2015. International soil classification system for naming soils and creating legends for soil maps. World Soil Resources Reports № 106. FAO, Rome. 192 p.
50. Jalali V.K., Arora S. Mapping and Monitoring of Salt-Affected Soils Using Remote Sensing and Geographical Information System for the Reclamation of Canal Command Area of Jammu, India // *Developments in Soil Salinity Assessment and Reclamation: Innovative Thinking and Use of Marginal Soil and Water Resources in Irrigated Agriculture* / Eds. Shahid S.A. et al. Springer Science + Business Media Dordrecht. 2013. P. 251–261. https://doi.org/10.1007/978-94-007-5684-7_16
51. Lee J.Y., Song S.H. Groundwater chemistry and ionic ratios in a western coastal aquifer of Buan, Korea: implication for seawater intrusion // *Geosciences J*. 2007. V. 11. № 3. P. 259–270.
52. Mondal N.C., Singh V.P., Singh V.S., Saxena V.K. Determining the interaction between groundwater and saline water through groundwater major ions chemistry // *J. Hydrol*. 2010. V. 388. № 1–2. P. 100–111. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2010.04.032>
53. Murtaza G., Ghafoor A., Zia-ur-Rehman M., Qadir M. Chapter 19. Marginal-Quality Water Use as an Ameliorant for Tile-Drained Saline-Sodic Soils in a Rice-Wheat Production System // *Developments in Soil Salinity Assessment and Reclamation: Innovative Thinking and Use of Marginal Soil and Water Resources in Irrigated Agriculture* / Eds. Shahid S.A. et al. Springer Science + Business Media Dordrecht. 2013. P. 295–311. https://doi.org/10.1007/978-94-007-5684-7_19
54. Richards L.A. US Salinity Laboratory Staff. Diagnosis and improvement of saline and alkali soils. USDA Agr. Handbook № 60. Washington, 1954. 160 p.
55. Saadeh M., Wakim E. Deterioration of Groundwater in Beirut Due to Seawater Intrusion // *J. Geoscience and Environment Protection*. 2017. V. 5. P. 149–159. <https://doi.org/10.4236/gep.2017.511011>
56. Silva-Filho E.V., Sobral Barcellos R., Emblanch C., Blavoux B., Maria Sella S., Daniel M., Simler R., Cesar Wasserman J. Groundwater chemical characterization of a Rio de Janeiro coastal aquifer, SE-Brazil // *J. South American Earth Sciences*. 2009. V. 27. № 1. P. 100–108. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2008.11.004>
57. Suarez D.L. Use of Marginal-Quality Waters for Sustainable Crop Production // *Developments in Soil Salinity Assessment and Reclamation: Innovative Thinking and Use of Marginal Soil and Water Resources in Irrigated Agriculture* / Eds. Shahid S.A. et al. Springer Science + Business Media Dordrecht, 2013. P. 367–381. https://doi.org/10.1007/978-94-007-5684-7_25
58. Swarup A. Sustainable Management of Salt-Affected Soils and Poor-Quality Ground Waters for Enhancing Crop Production // *Developments in Soil Salinity Assessment and Reclamation: Innovative Thinking and Use of Marginal Soil and Water Resources in Irrigated Agriculture* / Eds. Shahid S.A. et al. Springer Science + Business Media Dordrecht. 2013. P. 327–334. https://doi.org/10.1007/978-94-007-5684-7_21
59. Werner A.D., Bakker M., Post V.E.A., Vandenbohede A., Lu C., Ataie-Ashtiani B., Simmons C.T., Barry D.A. Seawater Intrusion Processes, Investigation and Management: Recent Advances and Future Challenges // *Advances in Water Resources*. 2013. V. 51. № 1. P. 3–26. <https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2012.03.004>
60. Yamnova I.A. Salt and gypsum pedofeatures as indicators of soil processes // *Byulleten Pochvennogo instituta im. V.V. Dokuchaeva*. 2016. V. 86. P. 96–102. <https://doi.org/10.19047/0136-1694-2016-86-96-102>

Five-Year-Long Change of Soil and Sediments Salinity at Rice Growing System in Karkinit Lowland after Irrigation Cease

N. B. Khitrov¹,* and L. V. Rogovneva¹

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

*e-mail: khitrovn@gmail.com

The aim of research was to submit data about salinity status of soils, sediments and ground waters within the irrigated rice growing systems at the Karkinit Lowland in Krasnoperekopskiy district of the Crimea in 2017–2018, 2–5 years after irrigation stopped. The majority of solonchic microcatenas modified into rice pads and irrigated by flooding during half a century became leached of soluble salts to the depth of 3–3.5 m. In 2015–2018, the ground water table dropped every year being deeper than the critical one. Since 2017, a depression cone of ground water table was formed at the seashore with the bottom water drive down to 0.8–1.1 m relative to sea level. Horizons with clusters of fine-grain gypsum crystals occurred more frequently in vadose zone, and weak salinity was restored in the depression cone sediments at the depth of 3.5–4.5 m. The contents of soluble salts exceeded the low boundary of weak salinity criteria in the middle and lower parts of soil profiles in rice pads located less than 2 m above the sea level in the fifth year after irrigation cease. Maximum of soluble salts in the profile is accompanied by appearance of calcium and magnesium chlorides in pore solutions and accumulation of flour-like gypsum varieties.

Keywords: sodium ion activity, chloride ion activity, groundwater table, depression cone of groundwater, salt-affected soils, vadose zone

ДЕГРАДАЦИЯ,
ВОССТАНОВЛЕНИЕ И ОХРАНА ПОЧВ

УДК 631.4

ГЕОГРАФИЯ ДИНАМИКИ ЗЕМЛЕДЕЛЬЧЕСКОЙ ЭРОЗИИ ПОЧВ
СИБИРИ И ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

© 2021 г. Л. Ф. Литвин^а, З. П. Кирюхина^а, С. Ф. Краснов^а,
Н. Г. Добровольская^а, А. В. Горобец^{а, *}

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

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

Поступила в редакцию 17.03.2020 г.

После доработки 28.03.2020 г.

Принята к публикации 24.04.2020 г.

Социально-экономические реформы сельского хозяйства совместно с трансформацией климата обусловили пространственные изменения антропогенных факторов и самой земельной эрозии почв в азиатской части России. Сопоставление до- и пореформенных количественных характеристик интенсивности смыва и массы смываемой с обрабатываемых склонов почвы было выполнено для административных субъектов азиатской территории России на основе логико-математических моделей эрозии. Установлено значительное территориально дифференцированное уменьшение массы ежегодно смываемой с пахотных склонов почвы в большинстве административных областей за исключением Алтайского края и Амурской области. На пашнях остальных субъектов оно составило от 25 до 50% по отношению к смыву в период 1960–1990 гг. Максимальное уменьшение произошло в засушливых ландшафтах республик Тыва, Бурятия и Забайкальского края (–73–93%). Менее выражены пространственные изменения интенсивности смыва на обрабатываемой в настоящее время пашне – существенный рост выявлен лишь в Дальневосточном экономическом районе. Основной причиной пореформенной динамики земельной эрозии послужило повсеместное сокращение площадей обрабатываемых земель и изменение почвозащитной способности агроценозов.

Ключевые слова: динамика факторов эрозии, интенсивность и масса смыва почв, обрабатываемая и незасаеваемая пашня

DOI: 10.31857/S0032180X2101007X

ВВЕДЕНИЕ

Земли, пригодные для земледелия, узкой полосой окаймляют с юга азиатскую часть России. На востоке эти земельные угодья отличаются еще и крупноанклавной пространственной структурой – пашня сосредоточена в крупных котловинах или расширениях речных долин. Часто здесь же отмечается наибольшая плотность населения и сосредоточение промышленности. Именно по этим причинам земельная эрозия почв (ЗЭП) – наиболее интенсивная из природно-антропогенных видов эрозии – является важным фактором экономики сельского хозяйства и экологии, способствуя загрязнению вод, развитию оврагов, ухудшению естественного плодородия и экологических функций почв. В то же время при господствующих в настоящее время системах обработки почв, ускоренная водная эрозия – неизбежный спутник богарного земледелия. Это в полной мере относится к пашням юга Сибири и Дальнего Востока. Последние десятилетия характеризуются экстремальными изменениями антропогенных факторов земельной эрозии. Социально-

экономические реформы сельского хозяйства, затронувшие все регионы РФ, не могли не сказаться на распространении и интенсивности эрозии почв азиатского региона. Прежде всего, это сокращение площади обрабатываемой пашни, то есть собственной площади ареала ЗЭП. Важным фактором динамики ЗЭП служит изменение почвозащитной способности агроценозов, которое при стабильной технологии земледелия определяется соотношениями в структуре посевов культур с различной почвозащитной способностью. Следует отметить, что сокращение площади пахотных земель затронуло не только Сибирь, но и все развитые страны мира [7, 21, 40, 41]. Так, только абсолютное сокращение площади пашни в РФ (в основном за счет перевода в сенокосы и пастбища) составило 10.7 млн гектаров, а сокращение площади обрабатываемых пашен по официальным источникам оценивается в диапазоне от 30 до 48 млн га [21, 41]. В отношении региональных систем обработки почв и агротехники в целом коренного преобразования не произошло. Примеры внедрения новых “революционных” в почвозащитном отношении агротехнических технологий – таких как

минимальная или нулевая обработки, в нашей стране пока единичны.

Научно-техническое обоснование многозатратных проектов противоэрозионных мероприятий требует, прежде всего, разномасштабных количественных территориальных оценок интенсивности эрозии и тенденций ее динамики. Задача настоящей работы – количественная оценка изменений географии антропогенных факторов и основных параметров земледельческой эрозии почв азиатской территории России в пореформенный период в разрезе крупных административных единиц.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Для оценки интенсивности земледельческой эрозии почв используется набор самых разнообразных методов, включая многолетние стационарные наблюдения, полевые и лабораторные эксперименты и наиболее интенсивно развивающиеся в последнее время методы радиоизотопных маркеров [8, 17]. Результаты большинства из них достоверны лишь на локальном или “точечном” территориальном уровне. Для региональных территориальных оценок динамики ЗЭП на практике используются две группы методов – почвенно-морфологические и логико-математического (термин Швевса [36]) моделирования, обоснованные и верифицированные по данным стационарных натурных наблюдений и измерений.

Почвенно-морфологический метод с применением аэрофотосъемки, а позже космических снимков, составил основу почвенно-эрозионных съемок, которыми были охвачены практически все пахотные земли России [25]. С его помощью динамика ЗЭП может быть оценена путем повторных почвенно-эрозионных съемок. Одним из примеров может служить сопоставление результатов повторных туров почвенно-эрозионных обследований с известной разницей во времени, например, для каштановых и черноземных почв природно-почвенных зон и подзон Алтайского края [24]. Повторная съемка осуществлялась на отдельных ключевых участках с дальнейшей пространственной интерпретацией, поскольку для сплошных почвенно-эрозионных съемок обширных территорий затраты времени и труда представляются нерентабельными. Следует заметить, что принципы самой интерполяции в настоящее время недостаточно обоснованы. Ограничением почвенно-морфологического метода для оценки динамики ЗЭП за кратковременный период (30–40 лет) является низкая точность определения мощности смытого слоя почвы, не говоря уже о невысокой достоверности результатов в районах с маломощными почвами [27]. Так, смыв пятисантиметрового слоя за 30 лет, то есть с интенсивностью около 20 т/га в год, далеко недостаточен для перевода почвы в иную степень смытости [25].

В настоящее время в России и за рубежом широкое практическое применение нашли модели, оценивающие среднесуточные параметры эрозионных процессов – Универсальное уравнение эрозии (USLE, RUSLE), модель талого смыва Государственного гидрологического института (ГГИ), модель Сурмача [12, 31, 42]. Использование подобных моделей для оценки динамики ЗЭП также требует сопоставления разновременных результатов. Их преимущество заключается в возможности выполнить оценки эрозии за произвольно выбранный отрезок времени, продолжительностью не менее 20 лет [18], при имеющихся сведениях о факторах-аргументах. Другое преимущество – представление результатов в количественной форме, например, в тоннах с гектара в год, что в большей степени отвечает запросам проектирования почвозащитных и природоохранных мероприятий, а также выявлению экологических последствий. Результаты такого моделирования, конечно, нуждаются в верификации по данным эрозионных стационарных наблюдений.

Для выявления динамики земледельческой эрозии почв в азиатской части России сопоставлялись данные по ее интенсивности и распространению в дореформенный (1960–1990 гг.) и пореформенный периоды (2010–2017 гг.). Эрозионное состояние пахотных земель в дореформенный период оценивалось сотрудниками Научно-исследовательской лаборатории эрозии почв и русловых процессов географического факультета МГУ на основе количественной модели, представляющей собой модернизацию и адаптацию к российским условиям модели USLE и глубокую переработку модели ГГИ [16]. В результате были созданы обширные “факторные” базы данных, характеризующие природно-антропогенные условия, как ливневой эрозии, так и эрозии при снеготаянии (“талой”). Также были выполнены расчеты интенсивности смыва и массы ежегодно смываемой почвы в пределах отдельных хозяйств, административных районов, областей и крупных природных территориальных единиц. На основе расчетов составлены разномасштабные карты интенсивности эрозии, в том числе карта “Эрозионноопасные земли России” масштаба 1 : 1500000, выявлены географические особенности размещения различных типов эрозии почв [18]. Методика, разработанная для составления карты “Эрозионноопасные земли России”, использована и для фиксации эрозионного состояния пахотных угодий азиатской части РФ пореформенного периода (2010–2017 гг.).

Структурные формулы универсального уравнения эрозии (модель USLE) и его модификаций [42, 16] имеют вид:

$$W = K \times R_{30} \times LS \times C,$$

где W – средне многолетняя интенсивность смыва (т/га в год); K – фактор смываемости (эродируемости) почв, комплексно характеризующий ее способность противостоять действию ударов дождевых капель и текущей воды (т/га/ед. R_{30}); R_{30} – характеристика эродирующей способности дождя, представляющая собой среднегодовую величину годовой суммы эрозионного потенциала дождя; LS – фактор рельефа как сложная функция произведения уклона (S) и длины склона (L); C – фактор растительности – почвозащитная способность культуры (севооборота, агроценоза), оцениваемая отношением интенсивности смыва со склона под конкретной культурой к смыву с аналогичного склона под черным паром.

Расчеты интенсивности эрозии (в т/(га год)) для талой и ливневой эрозии в пореформенный период проводились по компьютерной программе “EROSION” С.Ф. Краснова. Использовалась та же сетка территориальных оценочных единиц – элементарных эрозионных ареалов, что и для карты дореформенного периода [18].

Информация о современном состоянии антропогенных факторов ЗЭП (площадь пашни, структура пахотных угодий, структура посевов) получена из официальных источников: ряда сборников и справочников “Российского статистического ежегодника”, “Государственных (национальных) докладов “О состоянии и использовании земель”, справочников: “Агропромышленный комплекс России” Минсельхоза, “Земельный фонд Российской Федерации” Росземкадастра, “Сельское хозяйство в России. 1998”, “Федеральная сельскохозяйственная перепись 2006 г.”. Суждения о динамике климатических факторов опираются на результаты региональных исследований с их верификацией стационарными наблюдениями за склоновым стоком и смывом почв при снеготаянии [2, 3, 10, 11, 32, 34].

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Динамика природных факторов. К природным факторам ЗЭП относятся климатические, почвенные и геоморфологические эрозионно-значимые природные явления, которые в той или иной степени преобразуются земледелием. Наименее подвержены такому преобразованию параметры климата (характеристики атмосферных осадков, температурного режима почвы и т. п.). При оценках эрозионно значимых изменений этих факторов необходимо исследовать закономерности их пространственного распределения, временной изменчивости, а также установить их нормативные значения. Так, например, за нормативные величины WMO (World Meteorological Organization) приняты среднегодовые значения температуры воздуха и осадков периода 1961–1990 гг. [38].

Большая протяженность земледельческой зоны азиатской части России и сложный рельеф территории предопределяют значительные климатические контрасты, например, между засушливыми юго-западом Оренбургской области, Забайкальем и дождливым Приморьем, где средне-многолетний годовой слой осадков превышает 800 мм. В период, принятый за климатически нормативный, земледельческая зона Западной Сибири характеризовалась однообразием пространственного распределения как эрозионного потенциала дождей (R_{30} около 5 единиц), так и распределения предвесенних запасов воды в снеге (60–80 мм). Восточнее контрастный рельеф способствовал существенным различиям эрозионно-значимых климатических показателей соседних анклавов земледелия. Так, в Красноярске R_{30} составляет 6.5 ед., в Минусинской котловине – 3.2 ед., а в Тувинской – 2.4 ед. Запасы воды в снеге в этих котловинах также в 2–3 раза снижены (20–40 мм). Не менее разнообразны в этом отношении Западное и Восточное Забайкалье – на метеостанции Улан-Удэ R_{30} равно 4.4 ед., а в Чите 8.8 ед. Муссоны Дальнего Востока обуславливали чрезвычайно высокую эрозионную опасность дождевых осадков на метеостанциях Благовещенска, Хабаровска и Владивостока, значения R_{30} которых превышали 20 ед., что сопоставимо с показателями предгорных равнин Северного Кавказа, в то время как предвесенние запасы воды в снеге здесь минимальны (20–30 мм).

Динамика эрозионного потенциала дождя. Для пространственно-временного распределений средне-многолетних значений R_{30} равнинных лесостепных и степных территорий характерна чрезвычайная вариабельность [18, 20]. Климатические контрасты земледельческих анклавов Сибири, где тренды годовых сумм осадков различны по величине и знаку даже внутри морфоклиматических районов [2], пространственная изменчивость R_{30} также разнообразна. Так, в Средней Сибири тренд эрозионного индекса дождя положителен для метеостанций Красноярска и Ачинска, но отрицателен для Хакасии, Приольхонья и Западного Забайкалья. Плювиометрические данные 15 метеостанций за 25–30-летний период наблюдений свидетельствуют и о малой абсолютной величине самих трендов R_{30} (от 0.01 до 0.19) отрицательных для большинства пунктов [2]. Таким образом, при недостаточной длине рядов наблюдений и разнонаправленности трендов, представляется, что учет современных тенденций среднегодовых показателей эрозионного потенциала дождевых осадков для оценки среднегодовой интенсивности недостаточно обоснован.

Климатические факторы эрозии почв при снеготаянии. В моделях эрозии почв при снеготаянии среднегодовая интенсивность смыва с па-

хотных склонов прямо пропорциональна средне-многолетнему слою весеннего (талого) склонового стока [16, 31]. При этом формирование сезонного слоя стока чрезвычайно многофакторный и трудно прогнозируемый процесс, исследованиям которого посвящена обширная отечественная литература. Важнейшие климатические факторы формирования стока на обрабатываемых склонах — глубина промерзания почвы и предвесенние запасы воды в снежном покрове. Глубиной промерзания обуславливаются, прежде всего, высокие коэффициенты талого стока и образование льдистых экранов на пахоте, благоприятствующих стоку и смыву почв со склонов.

Общим обстоятельством для всей земледельческой зоны Сибири служат крайне низкие температуры холодного сезона, обеспечивающие глубокое промерзание почв, среднемноголетние величины которого составляют от 1.5 м на западе и до 2–2.5 м в Приангарье и Забайкалье. Эти величины значительно превышают “лимитирующую” величину промерзания (не более 30–50 см), при которой сток не формируется независимо от уровня снегозапасов [4]. Действительно, по данным 30-летних наблюдений в Западной Сибири на склонах под агроценозами талый сток воды и смыв почвы ежегоден [34]. Стационарные наблюдения в подтаежной зоне юго-востока Западно-Сибирской равнины также свидетельствуют о ежегодном смыве и стоке воды на пахотных угодьях в период 1988–2017 гг. При этом интенсивность смыва за период 1993–1996 гг. ($5.9 \text{ м}^3/\text{га}$) была немногим выше, чем в 2012–2017 гг. ($5.2 \text{ м}^3/\text{га}$) [10].

Эрозионный потенциал рельефа и противоэрозионная стойкость почв. Рельеф и почвы обрабатываемых земель — природно-антропогенные факторы, антропогенная составляющая которых сказывается в гораздо большей мере, чем для климатических факторов. Так, длина и крутизна обрабатываемых склонов, важнейшие индикаторы интенсивности смыва, во многом определяются технологией земледелия (типом механизмов, способами транспортировки продукции и т. д.), а пахотные почвы, преобразованные многократной обработкой и смывом в агроземы, отличаются от естественных почв плотностью, содержанием органического вещества, структурой, агрегатным составом, и другими эрозионно-значимыми свойствами.

Эрозионная стойкость почв и рельеф пахотных земель — наиболее консервативные элементы эрозионно-склоновых систем. Для старопашотных почв главные свойства, контролирующие их противоэрозионную стойкость (содержание органического вещества и гранулометрический состав), достаточно стабильны во времени. Значения других почвенных свойств (водопроницаемость, структурность) изменчивы по годам и

внутрисезонно. Противоэрозионная стойкость почв также несколько варьирует в течение года, однако, количественно оценить эти изменения практически невозможно [17]. Установлено, что устойчивость к смыву оттаявших (талых) почв снижается на 20–25% [15], но это мало сказывается на интенсивности смыва, поскольку дожди в межсезонье достаточно редки. В среднемноголетнем разрезе все перечисленные выше эрозионно-значимые параметры старопашотных почв (к старопашотным можно отнести все почвы, обрабатываемые в пореформенный период) весьма стабильны: их изменения за 30-летний период, как правило, не превышают статистических погрешностей измерений.

Пространственное распределение эродированности пахотных почв обусловлено, главным образом, географией генетических типов почв и гранулометрическим составом их пахотного горизонта. Для пашен Западно-Сибирской почвенной провинции и в степной части Алтайского края, где преобладают черноземы (Haplic Chernozems (Pachic)) с высоким содержанием органического вещества, эродированность не превышает 1.5 т/га на единицу R_{30} . Несколько выше эродированность черноземов крупных земледельческих анклавов Восточно-Сибирской почвенной провинции. Высокой эродированностью характеризуются серые лесные почвы (Greyzemic Phaeozems), но максимальна она у дерново-подзолистых почв (Eutric Retisols (Cutanic, Ochric)) на покровных отложениях — до $3.6 \text{ т/га/ед. } R_{30}$ [13]. Важный аспект для масштабных оценок ЗЭП — в азиатской части России обширные территории административных областей нередко включают в себя несколько ландшафтных зон с контрастными по противоэрозионной стойкости почвами.

Эрозионный потенциал рельефа (LS модели USLE) — функция длин линий стока и крутизны склонов) отличается чрезвычайной пространственной вариабельностью — на любом склоне имеются участки, где по условиям рельефа смыва почвы не происходит. Пространственная изменчивость эрозионного потенциала рельефа контролируется особенностями геоморфологического строения территории и выборочностью земледельческого освоения или, напротив, забрасывания пашни на склонах. Последнее обстоятельство чрезвычайно важно для оценки динамики ЗЭП в пореформенный период. Непосредственная оценка изменений фактора рельефа путем сопоставления карт эрозионного потенциала рельефа пашни (LS) или карт длины и крутизны склонов дореформенного периода с современными картами этих же параметров рельефа пашни в настоящее время затруднительна, поскольку крупномасштабные карты земельных угодий сейчас требуют постоянной корректировки в виду чрезвычайно

высокой динамики в расположении угодий. Следует отметить, что в регионе перевод пашни в земли других категорий не связан с интенсивностью эрозионных процессов, да и забрасывались не эродированные пашни на склонах с высоким значением LS , а “далекие” от населенных пунктов и, главное, менее плодородные пашни [6, 34]. При массовом пространственном перераспределении угодий, когда доля заброшенной необрабатываемой пашни достигает десятков процентов, существенные изменения среднеобластных показателей LS маловероятны. На локальных участках, например в забайкальской Тункинской котловине, перераспределение пашни в рельефе достаточно заметно [30], и может иметь существенный эрозионный эффект.

Динамика антропогенных факторов. Для земельной эрозии почв главными эрозионно-значимыми последствиями социально-экономических реформ оказались: а) повсеместное ускорение абсолютного сокращения площади ареала ЗЭП (обрабатываемой пашни); б) распространение нового вида агрофона — “незасеваемой пашни”, то есть залежи или перелога с высокой почвозащитной способностью растительности, формально числящимися пашней; в) изменение структуры посевов — определяющего показателя почвозащитной способности агроценозов; г) дехимизация земледелия — снижение массы вносимых минеральных удобрений и гербицидов.

Абсолютное сокращение площади пашни, фиксируемое официальной статистикой, связанное с переводом пашни в другие категории земель (земли населенных пунктов и т.п.) или иные виды сельскохозяйственных угодий (залежь, естественные кормовые угодья), ускоренно осуществлялось в азиатской части РФ, начиная с 90-х годов прошлого века. Абсолютным данное сокращение можно назвать в том смысле, что эти земли в обозримом будущем, либо никогда, не будут вновь обрабатываться. За период 1990—2015 гг. такое сокращение составило для экономических районов от 6 до 11% от первоначальной площади пашни, а максимально в Восточно-Сибирском — 26.3% [33]). Для крупных административных единиц (областей, краев, республик) показатели более контрастны. Если для большинства из них сокращение пашни составляет лишь первые проценты, то в отдельных субъектах с низким естественным плодородием почв или недостаточным увлажнением [35] оно достигло десятков процентов. В Восточной Сибири это падение выражено гораздо масштабнее — в засушливой Республике Тыва — 61.1%, в Забайкалье — 78.7%, а в Хабаровском крае — 64.0%. Однако в соседних Амурской области и Еврейской АО сокращение пашни составляет всего лишь 1 и 7%, соответственно. Такая вариабельность абсолютного сокращения площади пашни (как сельскохозяйственного угодья) имеет, вероятно, не только объ-

ективные природные и экономические причины, но и административную составляющую.

Сужение пахотного клина в случаях перевода пашни в иные сельскохозяйственные угодья (сенокосы, пастбища) предопределяет кардинальное затухание эрозии почв. На заброшенных пашнях быстро восстанавливается “естественный” растительный покров с высокой почвозащитной способностью. Благодаря небольшим уклонам бывших пахотных склонов (по нормативам крутизна пахотных склонов не должна превышать 12 градусов) и низким пастбищным нагрузкам интенсивность эрозионных процессов на склонах с новыми пастбищами сокращается на 2—3 порядка величины, то есть до уровня “естественной” эрозии. Что касается пашен, переведенных в другие категории земель, например, земли населенных пунктов, то их доля в большинстве административных областей невелика — несколько процентов пашни. Эрозионная судьба таких земель не выявлена.

Необрабатываемая (незасеваемая) пашня. В до-реформенный период считалось, что все земли, официально отнесенные к пашне, обрабатываются, и это с незначительными местными отклонениями в ту или другую сторону соответствовало действительности. В настоящее время повсеместно площадь земель, официально числящихся пашней, значительно превышает фактически обрабатываемые площади (сумма посевных площадей и паров). В официальной статистике разница в величине площади пашни и фактически обрабатываемой формально покрывается за счет “статистического” преувеличения площади паров, каковая ни в коей мере не соответствуют действительному соотношению посевов и пара в современных севооборотах [21]. Официальные источники не содержат данных по административным единицам о площадях пара. Это обстоятельство вызывает серьезные разногласия в оценках общего сокращения площади обрабатываемых земель, которые для РФ варьируют в диапазоне от 30 до 48 млн га [21, 41]. Исчисление действительной современной площади паров возможно на основе учета “дореформенных” соотношений долей паров и посевов по каждому из регионов (областей). Такой прием оценки использовался ранее исследователями для подсчета площадей так называемой “необрабатываемой” или “незасеваемой” пашни [19, 21]. Подобные угодья образуют “новый агрофон”, с высокими почвозащитными свойствами растительности близкими к свойствам растительности многолетних залежей/перелогов или естественной растительности. Долговременное выведение таких массивов пашни из севооборотов с дальнейшим их заустариванием и залесением или восстановлением травянистой растительности — повсеместное явление, как на европейской, так и в азиатской частях РФ [34].

Географические закономерности распределения доли незасеваемой пашни в разрезе экономических районов сходны с распределением абсолютного сокращения пахотного клина, но по величине превышают последние в 2–3 раза. Максимальная доля незасеваемой пашни в Восточно-Сибирском экономическом районе – 41% от пахотного клина 1980 г., а при учете и абсолютных потерь площадь обрабатываемой пашни сократилась на 67.2% (табл. 1). Интересно, что в административных единицах, где произошли максимальные абсолютные сокращения площадей пашни, доли незасеваемой пашни меньше средних на территориях того же административного ранга. Так, в Забайкальском крае незасеваемая пашня составляет 21% от пашни 1980 г. при общих потерях 89.3%, а в Хабаровском крае всего лишь около 5% при общих потерях 68.6%.

Расчеты показывают, что общее уменьшение площади обрабатываемой пашни в целом, то есть суммы площадей абсолютных потерь и незасеваемой пашни, в Уральском и Западно-Сибирском экономических районах превосходят “абсолютные” потери пахотных земель в 2–3 раза. По областным показателям эти соотношения достигают 5–7 раз, а иногда и порядка величины, измеряясь уже первыми десятками процентов. Несколько иная картина в Восточно-Сибирском экономическом районе, где общие потери площадей обрабатываемой пашни максимальны (67.2%). Здесь абсолютные потери в отдельных регионах составляют основу общих потерь – Забайкальский край и Республика Тыва, 89.3 и 93% соответственно. То же и в Хабаровском крае 64 и 68.6%, абсолютные и общие потери соответственно. Исключение – Республика Бурятия, где незасеваемые пашни составляют четверть от общих потерь – 18.6 и 80% (2012 г. к 1980 г.). Минимальное общее сокращение пашни в 15% произошло в Алтайском крае [7], где доля незасеваемой пашни почти равна доле абсолютных потерь. В отдельных административных областях отмечается заметная пространственная внутриобластная дифференциация обоих показателей. Так, площади пашен в Тункинской котловине за счет их перевода в пастбища сократились в девять раз [30], тогда как в целом по Иркутской области площади обрабатываемой пашни сократились на 59.7%.

Таким образом, во всех субъектах азиатской части РФ произошло весьма существенное сжатие обрабатываемого пахотного клина, преимущественно за счет повсеместного распространения “незасеваемой” пашни. Восстановление на этих площадях естественной растительности с высокой почвозащитной способностью предопределяет и соответствующее уменьшение массы смываемой со склонов почвы. Прогноз временной динамики обрабатываемых площадей достаточно сложен. В большинстве административных обла-

стей с 2006–2010 гг. обнаруживаются тенденции к стабилизации посевных площадей при незначительном тренде их снижения в сибирской части Уральского экономического района и заметном росте в Дальневосточном районе (рис. 1). В этой связи представляется оправданным для оценки площадей обрабатываемой пашни использование соответствующих данных любого года с 2010 до 2020 гг.

Сокращение площадей обрабатываемых почв происходит в большинстве развитых стран мира [21, 39, 41]. Многочисленные факторы и причины территориальной дифференциации этого явления имеют как общие экономические основы, так и региональные специфические особенности. Фундаментальными исследованиями установлено, что основными причинами пространственной вариабельности сокращения площадей обрабатываемой пашни в России явились демографические факторы, а природные условия (биоклиматический потенциал) чаще всего лишь усиливали или ослабляли их действие [21, 40, 41]. К второстепенным факторам отнесены, транспортная доступность территории, близость к промышленным центрам [21, 40]. Набор факторов и их иерархия неодинаковы для территориальных единиц различного ранга [21].

Специфика стремительного земледельческого освоения Сибири состояла в определяющей роли таких факторов как естественного плодородия почв и отсутствие/сглаженность влияния военно-исторических факторов. В страноведческом очерке Сибири конца XIX в. составленном под руководством П.П. Семенова-Тянь-Шанского, утверждалось, что “... вся экономическая судьба населения культурной полосы Сибири всецело определяется, вообще говоря, положением земледелия и тесно связанного с ним скотоводства; хороша земля – население достигает высокой степени зажиточности и растет как естественным путем, так и путем наплыва пришлых элементов; плоха земля – население нередко расползается искать лучших мест для поселения” [стр. 97, 29].

В первые годы реформ внесение минеральных удобрений под зерновые в России снизилось в четыре раза [9], а в некоторых районах Сибири наблюдалось практически полное прекращение внесения удобрений и химических мелиорантов [5]. В таких условиях экономическая целесообразность земледелия в большой мере определилась биоклиматическим потенциалом территорий (естественным плодородием почв). Представляется, что и в Сибири одной из основных причин территориальной дифференциации сокращения площади самих пахотных угодий являются различия естественного плодородия обрабатываемых почв (рис. 2). В целом на рисунке четко выделяются две области Западная Сибирь с Приуральем

Таблица 1. Пространственно-временная динамика земельной эрозии почв азиатской территории России

Административные единицы (экономический район, край, республика, область)	Обрабатываемая пашня		Динамика интенсив- ности смыва		Масса смытой почвы		
	площадь, тыс. га		2012 г. 1980 г.	2012 г. 1980 г.	тыс. т		2012 г. 1980 г.
	1980 г.	2012 г.	+/- %	+/- %	1980 г.	2012 г.	+/- %
Уральский*	7747	4814	-37.9	-9.7	9620	5395	-43.9
1. Курганская обл.	3030.5	1732.6	-42.8	0	909	519	-42.8
2. Свердловская обл.	1543.2	892.8	-42.1	-12.5	6172	3125	-49.4
3. Челябинская обл.	3173.5	2188.1	-31.1	0	2538	1751	-31.1
Западно-Сибирский	19534	14832	-24.1	12.1	26355	22424	-14.9
4. Алтайский край и Респуб- лика Алтай	7267.2	6172.6	-15.1	36.4	7993.9	9259	15.8
5. Кемеровская обл.	1563.6	1130.3	-27.7	6.5	9694	7460	-23.0
6. Новосибирская обл.	3931	2683.4	-31.7	0	4717	3220	-31.7
7. Омская обл.	4372.8	3217.8	-26.4	0	1311	965.3	-26.4
8. Томская обл.	671.1	429.8	-36.0	-6.9	1946	1160.4	-40.4
9. Тюменская обл.	1728.9	1197.8	-30.7	-25.0	692	359.4	-48.0
Восточно-Сибирский	9568	3139	-67.2	-6.1	77926	20780	-73.3
10. Республика Бурятия	1020.8	204.7	-80.0	8.3	11025	2395	-78.3
11. Республика Тыва	492.2	34.2	-93.0	0	1969	136.9	-93.0
12. Красноярский край и Рес- публика Хакасия	4000.6	1938.6	-51.5	-6.0	20003	9111	-54.5
13. Иркутская обл.	1786.4	719.9	-59.7	-9.7	18400	6695	-63.6
14. Забайкальский край	2267.5	241.9	-89.3	-13.7	26530	2443	-90.8
Дальневосточный	2828	1747	-38.2	44.1	16931	15068	-11.0
15. Амурская обл. и Еврейская АО	1793.2	1249.2	-30.3	73.2	7352	8870	20.6
16. Приморский край	761.6	411.52	-46.0	27.3	8378	5761	-31.2
17. Хабаровский край	273.1	85.87	-68.6	15.9	1202	437.9	-63.6

* Учтена только азиатская часть Уральского экономического района. Не включены пашни Северо-Восточной Сибири за незначительностью площадей.

и восточная часть региона. В Западной Сибири (левая часть рис. 2) коэффициент корреляции этих показателей равен 0.51, а для восточных территорий он достигает 0.68. Отклонение от общей тенденции — очень большие потери пашни в Бурятии, Тыве и Забайкальском крае (табл. 1). Вероятно, здесь основным фактором является относительная нехватка влаги. Так, в Бурятии за последние девяносто лет (1913—2003 гг.) 27 были засушливыми с урожайностью зерновых менее 8 ц/га, в том числе в 1999—2003 гг. от 5 до 8.2 ц/га [1]. Урожайи зерновых на обрабатываемых пашнях этих территорий и в настоящее время почти в два раза ниже, чем в остальных областях Сибири [9]. Недостаток влаги сказывается на урожайности и в западных областях Сибири, перекрывая эффект снижения пло-

дородия эродированных почв [37]. Зонально-ландшафтная дифференциация потерь пахотных земель в Сибири на областном уровне прослеживается трудно, но внутри областей такая тенденция достаточно заметна. Так, в Омской области в лесной зоне сокращение пашни достигло 75%, в северной лесостепи — 46.3%, а в южной лесостепи — 5% [22, 23].

Почвозащитная способность агроценозов. Почвозащитная способность отдельных культур и агроценозов значимый фактор, определяющий интенсивность ЗЭП (табл. 1). Почвозащитные свойства агроценоза — определяются агробиологическими свойствами отдельных культур, их долей в севообороте (в структуре посевов), технологией обработки почв, а также региональны-

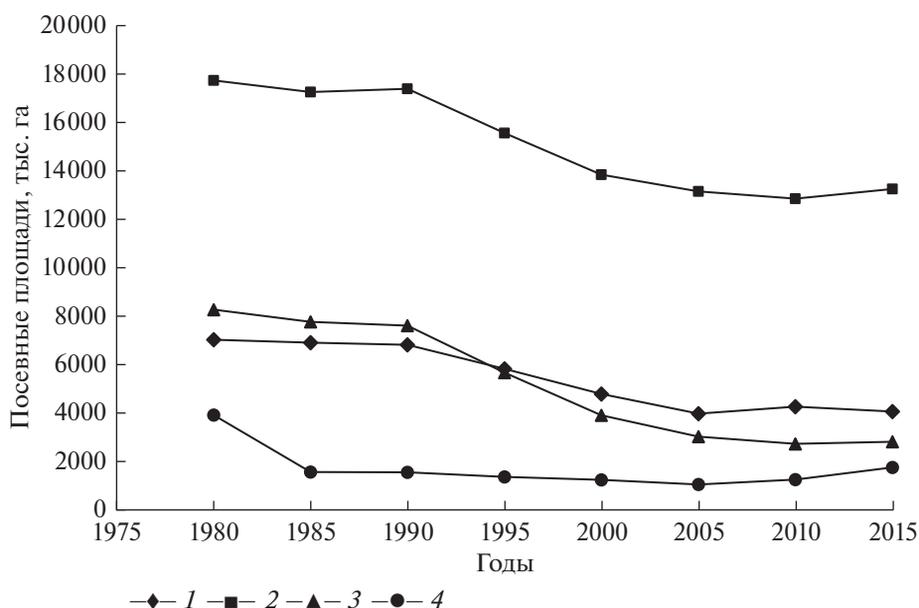


Рис. 1. Динамика посевных площадей в экономических районах РФ. Экономические районы: 1 – Уральский; 2 – Западно-Сибирский; 3 – Восточно-Сибирский; 4 – Дальневосточный.

ми соотношениями фаз развития растений с внутрисезонным распределением ливневой активности [16, 42]. По степени почвозащитной эффективности при ливневой эрозии полевые культуры объединяются в следующие агроэрозионные группы: многолетние травы, озимые зерновые, густопокровные яровые, высокостебельные пропашные, низкостебельные пропашные, черные пары, а при талой эрозии обособляются три агрофона: зябь + пар, озимые зерновые, многолетние травы [16]. В используемой модели ЗЭП показателем почвозащитной способности приняты индексы агроценозов при талом (Ст) и дождевом (Сд) склоновом стоке, которые оцениваются отношением смыва со склонов под культурами к смыву с чистого пара, то есть абсолютные значения этих индексов обратно пропорциональны почвозащитной способности. Годовой индекс почвозащитной способности агроценозов рассчитывается с учетом долей талой и ливневой эрозии в суммарном годовом эффекте эрозии. В связи с постоянной ротацией культур на полях севооборота общая почвозащитная способность агроценоза может оцениваться только в пределах административно-хозяйственных единиц – севооборота, территории хозяйства, административного района, области.

Данные о структуре посевных площадей крупных административных единиц публикуются в официальных справочниках. Регулярность публикаций дает возможность оценить ежегодные изменения почвозащитной способности агроценозов. Анализ динамики почвозащитной способности агроценозов азиатской части РФ в период с

1996 г. показал, что кардинальных изменений не произошло. Структура посевных площадей в разрезе агроэрозионных групп оказалась достаточно консервативной для подавляющей части региона. Соотношение площадей агроэрозионных групп культур изменялась по годам при слабовыраженных или невыраженных трендах, соответственно изменялись и значения агроэрозионных индексов, но коэффициенты вариации их среднеобластных значений невелики – в пределах 3–10%.

Амплитуда областных значений индекса дождевого стока (Сд) укладывается в $\pm 15\%$. Значительное снижение почвозащитной способности агроценозов при ливневом стоке отмечается лишь на пашнях Дальневосточного экономического района. Связанный с этим рост интенсивности смыва в Амурской области и Приморском крае (на 75 и 28% соответственно) обуславливается резким увеличением площади посевов сои – низкостебельной пропашной культуры (рис. 3). Противоположные тенденции отмечаются на севере Свердловской и Тюменской областей, где индекс (Сд) уменьшился на 15.7 и 23.6% соответственно в связи с ростом доли многолетних трав. Почвозащитная способность агроценозов региона при талом стоке в большинстве областей Уральского и Западно-Сибирского экономических районов заметно снизилась – в Томской, Омской и Кемеровской областях на 25–30%. На остальной территории это снижение слабо или совсем не выражено. Такое изменение почвозащитной способности агроценозов связано с изменением доли многолетних трав и соотношения зерновых сплошного сева с

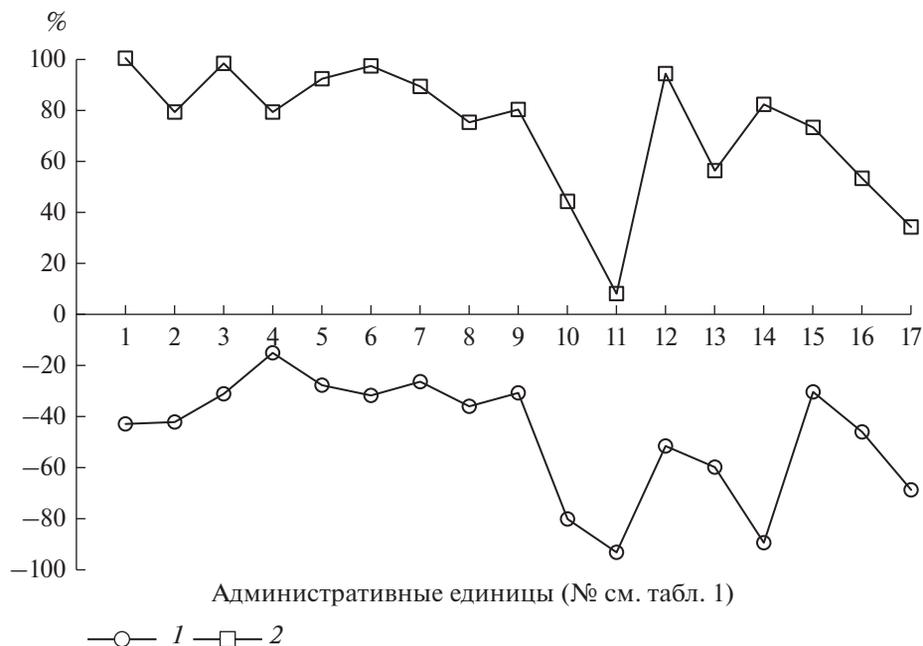


Рис. 2. Соотношение относительной убыли посевных площадей и доли черноземов с серыми лесными почвами в площади обрабатываемой пашни. 1 – убыль площади пашни, % к 1980 г.; 2 – суммарная доля черноземов и серых лесных почв, %.

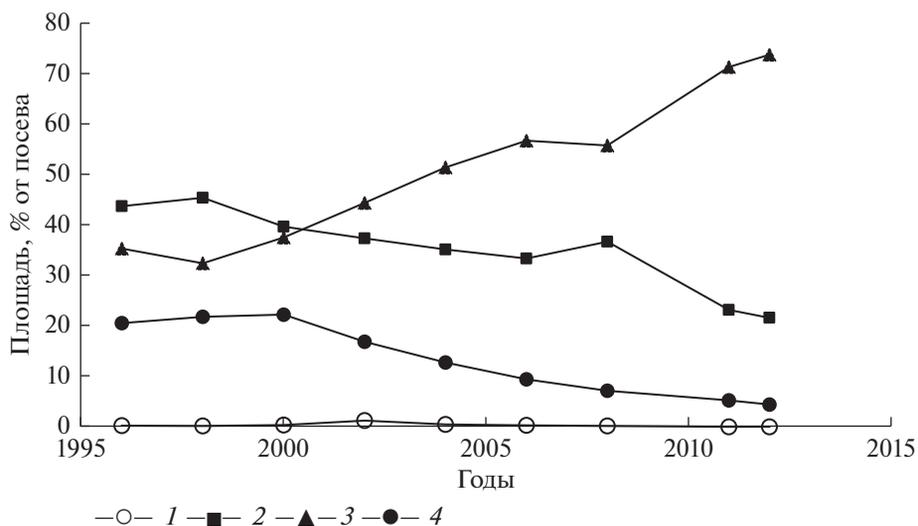


Рис. 3. Динамика структуры посевов Амурской области и Еврейской АО. Агроэрозионные группы культур: 1 – густопокровные озимые; 2 – густопокровные яровые; 3 – пропашные; 4 – многолетние травы.

пропашными культурами. В областях, где за период 1990–2012 гг. заметно выросла доля многолетних трав, среднегодовая почвозащитная способность увеличилась на 11–24%, соответственно увеличилась и почвозащитная способность агроценозов при выпадении ливней (Иркутская, Свердловская, Тюменская области).

Таким образом, незначительные изменения почвозащитных свойств агроценозов, связанные

с консервативностью структуры посевов и способов обработки почвы, обусловили сохранение до-реформенных темпов смыва на обрабатываемой пашне Западной и Восточной Сибири.

Динамика земледельческой эрозии. Сопоставление основных показателей ЗЭП азиатской части освоенной земледелием территории – территориального распределения площадей эродированной пашни, интенсивности смыва почвы и массы

смываемого почвенного субстрата, свидетельствует о существенных изменениях этих параметров на протяжении тридцатилетнего периода. Малая продолжительность этого периода не позволяет статистически достоверно оценить тренды изменения климатических факторов эрозии и учесть их пространственную разнонаправленность [2]. Территориально разнонаправленными и умеренными ($\pm 7-13\%$) оказались изменения интенсивности смыва в сибирских экономических районах в целом (табл. 1).

Сравнительно невелика дифференциация и внутри экономических районов – в среднем областные показатели варьируют от 0 до $\pm 10\%$. В Западной Сибири максимальное снижение интенсивности ЗЭП отмечается в Тюменской (-25%), в Свердловской (-12.5%) областях. Значительный рост средней интенсивности смыва произошел на пашнях Алтайского края – 36.4% . Вероятно, причиной этого послужили не только изменения в почвозащитной способности агроценозов – структура посевов с 1996 г. изменилась незначительно, но и сокращение площадей почвозащитных мероприятий. Максимально возросла интенсивность смыва на пашнях всех трех административных единиц Дальневосточного экономического района – рост на $16-73\%$ по сравнению с 1980 г. Причиной послужил резкий рост доли площадей пропашных культур, прежде всего сои, за счет сокращения доли густопокровных зерновых. При этом в современных посевах Амурской области и Еврейской АО доля густопокровных зерновых уменьшилась до 36% , тогда как доля пропашных составила 46% (рис. 3).

Пространственная дифференциация изменений интенсивности смыва в некоторой степени зависит и от комплекса природных условий. По данным дореформенных повторных почвенно-эрозионных съемок доля смытых почв на пашнях ландшафтных зон Алтайского края изменялась за время земледельческого освоения следующим образом: сухая степь – 0% , засушливая степь – 3.8% , умеренно засушливая степь – 7.6% , средняя степь – 30.9% и луговая степь – 11.8% [24].

Расчеты массы ежегодно смываемого с пахотных склонов почвенного материала на основе учета современных площадей ареала ЗЭП (обрабатываемой пашни) и динамики почвозащитной способности агроценозов показывают, что в пореформенный период произошло ее существенное снижение. В Восточно-Сибирском и в азиатской части Уральского экономических районов масса смытой почвы сократилась на 73 и 44% от массы дореформенного периода соответственно. В Западно-Сибирском и Дальневосточном районах оно заметно меньше – -15 и -11% соответственно. Сопоставление пореформенных показателей убыли площадей обрабатываемой пашни и

динамики интенсивности смыва свидетельствует о преобладающем влиянии на уменьшение массы смываемого почвенного материала сужения пахотного клина. Пространственная вариабельность этого сужения прямо связана с естественным плодородием почв (Восточно-Сибирский и Дальневосточный экономические районы) и степенью засушливости территории. Анализ данных объема смыва по административным областям показывает аналогичные причинные связи, за исключением случаев существенного роста интенсивности смыва, вызванного антропогенными факторами. Так, масса смываемого со склонов почвенного материала увеличилась по сравнению с дореформенным периодом в Амурской области и в Алтайском крае в связи с изменениями структуры посевных площадей и агротехники.

Пространственное распределение динамики массы смыва почвенного материала в европейской части России демонстрирует ее тесную связь с ландшафтной зональностью [19]. В азиатской части благодаря “узости” ландшафтных зон территория большинства административных единиц, в том числе и освоенная земледелием, включает части нескольких ландшафтных зон. Это затрудняет поиск подобных закономерностей на основе анализа областных показателей. Тем не менее, очевидно, что самая большая убыль смываемого почвенного материала произошла в степных республиках Бурятия и Тыва – 73 и 90% , где доля каштановых почв от площади пашни также максимальна для всего региона – 39 и 67% соответственно. Большая убыль массы смыва в Забайкальском крае также отчасти связана с расположением пашни в основном в пределах ландшафтов степной зоны [26]. Доля каштановых почв составляет здесь 12% площади пашни, а климатический индекс биологической продуктивности почв почвенной провинции ($60-67$ ед.) минимален для зоны степей [26]. Большое снижение массы смыва отмечается и в Иркутской области, где доля дерново-подзолистых почв лесной зоны с малым естественным плодородием составляет 35% площади пашни.

Таким образом, в динамике земледельческой эрозии почв азиатской части России в ряду природно-антропогенных факторов, значимое место занимают пространственные различия естественного плодородия почв и засушливости территории. Эти различия сказываются на масштабах убыли площади обрабатываемой пашни, и, следовательно, на уменьшении массы смываемого почвенного материала.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Пространственному распределению земледельческой эрозии почв и ее природно-антропогенных факторов в Сибири дореформенного периода по-

священы фундаментальные труды А.Д. Орлова, Р.С. Ковалевой, А.А. Танасиенко, В.В. Реймхе, О.И. Баженовой. Основой исследования географических закономерностей ЗЭП и ее факторов служили данные о распространении эродированных почв, что дает возможность объективно оценивать ЗЭП суммарно за весь период земледельческого освоения. Стационарные наблюдения эрозии почв и склонового стока, позволяющие непосредственно оценивать современную динамику интенсивности ЗЭП, в азиатской части России единичны [3, 10, 14, 32, 34 и др.]. В этих обстоятельствах для оценки современного состояния чрезвычайно динамичных процессов эрозии почв использование методов логико-математического моделирования представляется безальтернативным. Имеется и опыт применения подобных методов в регионе (с некоторой верификацией результатов) при оценках эрозии почв в дореформенный период [2, 18, 28].

Главным эрозионно-значимым последствием социально-экономических преобразований сельского хозяйства явилось масштабное территориально дифференцированное сокращение площади обрабатываемой пашни – ареала земледельческой эрозии почв, составившее по административным областям от 30 до 90% от пашни дореформенного периода (1980–1990 гг.). При этом абсолютная убыль пашни (перевод ее в другие категории угодий и земель) в большинстве административных единиц не превышает первого десятка процентов. Весомой причиной территориальной дифференциации этого явления послужили различия в естественном плодородии почв и степени засушливости территорий.

Некоторое влияние на динамику интенсивности ЗЭП оказали пореформенные изменения почвозащитной способности агроценозов. Структура посевов, в основном определяющая эту способность, оказалась достаточно консервативным элементом почвенно-эрозионных систем. В результате незначительные изменения претерпела интенсивность смыва почв. В большинстве административных областей региона они не превышают первых процентов. Контрастом служат лишь пашни Дальневосточного экономического района, где резкое увеличение доли пропашных культур (сои) увеличило интенсивность ЗЭП на 44% от дореформенной, максимально в Амурской области – на 73%.

Масса ежегодно сносимого водой с пахотных склонов почвенного материала в пореформенный период (2010–2017 г.) существенно уменьшилась во всех административных субъектах азиатской части России. Максимально это выражено в Восточно-Сибирском экономическом районе – на 80–90% в Забайкальском крае, республиках Тыва и Бурятия. Превалирующим фактором явилось сокращение площадей обрабатываемой

пашни. Увеличение массы смываемого субстрата отмечены только для территории со значительным ростом интенсивности смыва (Амурская область, Алтайский край).

В настоящее время наметилась тенденция к стабилизации антропогенных факторов ЗЭП, прежде всего, площадей обрабатываемой пашни. В то же время пространственно-временная изменчивость климатических факторов нуждается в статистически достоверных определениях и оценках. Прежде всего это относится к оценке трендов эрозионного потенциала дождя и осадков холодного периода в связи с недостаточной продолжительностью рядов метеорологических наблюдений.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена по плану НИР (ГЗ) Научно-исследовательской лаборатории эрозии почв и русловых процессов имени Н.И. Маккавеева.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Амшеев Р.М., Мордвинов А.В.* Солнечные ритмы урожайности зерновых культур в Бурятии // География и природные ресурсы. 2004. № 4. С. 145–147.
2. *Баженова О.И.* Современная денудация предгорных степных равнин Сибири. Новосибирск: Академическое изд-во “Гео”, 2018. 259 с.
3. *Баженова О.И., Любцова Е.М., Рыжов Ю.В., Макаров С.А.* Пространственно-временной анализ динамики эрозионных процессов на юге Восточной Сибири. Новосибирск: Наука, Сиб. предприятие РАН, 1997. 208 с.
4. *Барабанов А.Т.* Агролесомелиорация в почвозащитном земледелии. Волгоград, 1993. 156 с.
5. *Боровая С.А., Синельников Э.П., Слабко Ю.И.* Азотное состояние пахотных почв Приморского края периода повышенной интенсификации сельскохозяйственного производства // Вестник КрасГАУ. 2013. № 6. С. 41–46.
6. *Булгаков Д.С., Рухович Д.И., Шишконокова Е.А., Вильчевская Е.В.* Использование почвенно-агроклиматического индекса при оценке агрономического потенциала пахотных земель в лесостепной зоне России // Почвоведение. 2018. № 4. С. 473–485.
7. *Воронкова О.Ю.* Эколого-экономические перспективы вовлечения в сельскохозяйственный оборот залежных и неиспользуемых земельных ресурсов Алтайского края // Агропродовольственная политика России. 2014. № 8(32). С. 24–27.
8. *Голосов В.Н.* Эрозионно-аккумулятивные процессы в речных бассейнах освоенных равнин. М.: ГЕОС, 2006. 296 с.

9. Доклад о состоянии и использовании земель сельскохозяйственного назначения Российской Федерации в 2016 г. М.: ФГБНУ “Росинформагротех”, 2018. 240 с.
10. *Евсеева Н.С., Петров А.И., Каширо М.А., Квасникова З.Н., Батманова А.С., Кириченко Е.А.* Расчетные и натуральные определения интенсивности эрозии почв от талых снеговых вод // XXXVI пленум Геоморфологической комиссии Российской академии наук. Барнаул, 2018. С. 152–159.
11. *Зинченко Г.С., Суторихин И.А., Безуглова Н.Н.* Многолетние колебания температуры воздуха и атмосферных осадков в Алтайском крае // География и природные ресурсы. 2004. № 4. С. 142–144.
12. Инструкция по определению расчетных гидрологических характеристик при проектировании противоэрозионных мероприятий на Европейской территории СССР. Л.: Гидрометеиздат, 1979. 62 с.
13. *Кирюхина З.П., Пацукевич З.В.* Эродируемость пахотных почв России в период ливневого стока // Почвоведение. 2001. № 9. С. 1140–1146.
14. *Ковалева Р.С., Танасиенко А.А., Путилин А.Ф.* Склоновый сток талых вод на пахотных почвах лесостепи Западной Сибири // Почвоведение. 1998. № 6. С. 719–726.
15. *Кузнецов М.С., Глазунов Г.П.* Эрозия и охрана почв. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1996. 335 с.
16. *Ларионов Г.А.* Эрозия и дефляция почв: основные закономерности и количественные оценки. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1993. 200 с.
17. *Лисецкий Ф.Н., Светличный А.А., Черный С.Г.* Современные проблемы эрозиоведения. Белгород: Константа, 2012. 456 с.
18. *Литвин Л.Ф.* География эрозии почв сельскохозяйственных земель России. М.: ИКЦ “Академкнига”, 2002. 255 с.
19. *Литвин Л.Ф., Кирюхина З.П., Краснов С.Ф., Добровольская Н.Г.* География динамики земельной эрозии почв Европейской территории России // Почвоведение. 2017. № 11. С. 1390–1400. <https://doi.org/10.7868/S0032180X17110089>
20. *Литвин Л.Ф., Краснов С.Ф., Добровольская Н.Г.* Пространственно-временные аспекты оценки эрозионного потенциала дождевых осадков // Эрозионные и русловые процессы. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2001. Вып. 3. С. 8–17.
21. *Люри Д.И., Горячкин С.В., Караваева 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.
22. *Макенова С.К., Степанов А.Ф.* Динамика формирования структуры землепользования северной зоны Омской области // Омский научный вестник. Сер. Ресурсы земли. Человек. 2013. № 1(118). С. 252–256.
23. *Макенова С.К., Филиппова Т.А.* Исторический аспект формирования структуры землепользования лесостепной зоны Омской области // Омский научный вестник. 2015. № 2(144). С. 160–164.
24. *Морковкин Г.Г., Байкалова Т.В., Максимова Н.Б., Овцинов В.И., Литвиненко Е.А., Демина И.В., Демин В.А.* Динамика состояния почвенного покрова и показателей плодородия почв основных природно-почвенных зон Алтайского края // Вестник алтайской науки. 2015. № 1. С. 212–222.
25. Общесоюзная инструкция по почвенным обследованиям и составлению крупномасштабных почвенных карт землепользования. М.: Колос, 1973. 95 с.
26. Природно-сельскохозяйственное районирование земельного фонда СССР [Карты]. (сост. и подгот. к печати ПКО “Картография” ГУГК в 1984 г.; спец. содерж. разработ. по плану НИР Гос. НИИ зем. ресурсов; ред. Дюжева Т.С.). М.: ГУГК, 1984. 1 л. + текст (4 с.).
27. *Реймхе В.В.* Эрозионные процессы в лесостепных ландшафтах Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1986. 121 с.
28. *Рыжов Ю.В.* Формирование оврагов на юге Восточной Сибири. Новосибирск: Академическое изд-во “Гео”, 2015. 180 с.
29. Сибирь и Великая Сибирская железная дорога: с приложением карты Сибири. М-во финансов, Департамент торговли и мануфактур. СПб.: Типография. И.А. Ефрона, 1896. 283 с.
30. *Силаев А.В.* Картографический анализ состояния селитебных и распаханых территорий Тункинской котловины за последнее столетие // Вестник ИрГТУ. 2013. № 2. С. 80–84.
31. *Сурмач Г.П.* Рельефообразование, формирование лесостепи, современная эрозия и противоэрозионные мероприятия. Волгоград, 1992. 174 с.
32. *Танасиенко А.А., Чумбаев А.С., Якутина О.П., Филимонова Д.А.* Весенний дефицит влаги в профиле эродированных черноземов в зависимости от увлажнения территории юго-востока Западной Сибири // Почвоведение. 2019. № 8. С. 935–945.
33. Федеральная служба государственной статистики. 1996–2012 гг. (<http://www.gks.ru>).
34. *Хмелев В.А., Танасиенко А.А.* Земельные ресурсы Новосибирской области и пути их рационального использования. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2009. 349 с.
35. *Чебоचाков Е.Я.* Развитие систем земледелия на юге Средней Сибири: уроки и проблемы // Вестник КрасГАУ. 2013. № 8. С. 85–89.
36. *Швебс Г.И.* Теоретические основы эрозиоведения. Киев-Одесса: Вища школа, Головное изд-во, 1981. 224 с.
37. *Якутина О.П., Назарюк В.М.* Оценка плодородия эродированных почв юга Западной Сибири // Агрохимия. 2007. № 11. С. 10–20.
38. Climatological normals (CLINO) for the period 1961–1990. World Meteorological Organization Document WMO/OMM. 1996. No. 847, Geneva also in WMO Global Standard Normals (DSI-9641A). Digital data set available from the National Climatic Data Center (NCDC) at <http://ols.nndc.noaa.gov/plolstore/plsql/olstore.prodspecific?prodnum=C00058-CDR-A0001>
39. *FAO and ITPS.* Status of the World’s Soil Resources (SWSR) – Main Report. Food and Agriculture Organization of the United Nations and Intergovernmental Technical Panel on Soils. Rome, Italy. 2015. 607 p.

40. *Ioffe G., Nefedova T.* Marginal farmland in European Russia // *Eurasian Geography and Economics*. 2004. V. 45. № 1. P. 31–45.
41. *Meyfroidt P., Schierhorn F., Prishchepov A.V., Muller D., Kuemmerle T.* Drivers, constraints and trade-offs associated with recultivating abandoned cropland in Russia, Ukraine and Kazakhstan // *Global Environmental Change*. 2016. V. 37. P. 1–15.
42. *Wischmeier W.H., Smith D.D.* Predicting Rainfall Erosion Losses – A Guide to Conservation Planning. USDA Agriculture Handbook No. 537. USDA, Washington, DC. 1978. 58 p.

Dynamics of Agricultural Soil Erosion in Siberia and Far East

L. F. Litvin¹, Z. P. Kiryukhina¹, S. F. Krasnov¹, N. G. Dobrovol'skaya¹, and A. V. Gorobets^{1,*}

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

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

Socioeconomic reforms in agrarian sector together with the climate change induce spatial changes in anthropogenic factors of agricultural soil erosion pattern and soil erosion itself in the Asian part of Russia. Comparison of pre- and post-reform quantitative parameters of erosion rate and soil loss from arable slopes was performed using logical-mathematical erosion models within different administrative regions of the Asian part of Russia. Significant spatially-differentiated decrease of annual soil loss from arable slopes was revealed in most of the administrative regions, except for Altai Krai and Amur Oblast. On the arable lands of other administrative regions, the decrease ranged from 25 to 50 percent compared to soil loss in the period of 1960–1990. The maximum decrease was observed in aridic landscapes of republics of Tyva, Buryatiya and Zabaykalskii Krai (–73–93%). Spatial changes of erosion rate are less prominent on land currently under cultivation: significant growth was observed only in the Far East economic region. The main driver of the post-reform dynamics of agricultural erosion was the countrywide decrease of cropland area and the change in the soil-protecting capacity of agrocenoses.

Keywords: soil erosion, dynamics of factors, erosion rate, soil loss, cropland, unsown plowland, fallow