

СОДЕРЖАНИЕ

Номер 2, 2021

ГЕНЕЗИС И ГЕОГРАФИЯ ПОЧВ

Детектирование деградированных участков пашни на основе анализа больших спутниковых данных

*Д. И. Рухович, П. В. Королева, Н. В. Калинина, Е. В. Вильчевская,
Г. А. Сулейман, Г. И. Черноусенко* 151

Геопространственное моделирование содержания и запасов азота и углерода в лесной подстилке на основе разносезонных спутниковых изображений Sentinel-2

Е. А. Гаврилюк, А. И. Кузнецова, А. В. Горнов 168

ХИМИЯ ПОЧВ

Исследование кислотности сильнокислых почв $pH_{KCl} < 3.3$, содержащих обменные ионы железа (III)

*Е. В. Ванчикова, Е. В. Шамрикова, М. А. Королев,
Е. В. Кызьюрова, В. И. Михайлов* 183

Свинец в почвах дельты реки Селенга

С. Б. Сосорова, В. К. Кашин 196

Пространственное варьирование запасов органического углерода в торфяных почвах и глееземах на северо-востоке о. Сахалин

Д. Н. Липатов, А. И. Щеглов, Д. В. Манахов, П. Т. Брехов 211

БИОЛОГИЯ ПОЧВ

Бактериальные комплексы урбаноземов некоторых южных городов России

*А. М. Глушакова, Л. В. Лысак, А. Б. Умарова, Т. В. Прокофьева,
Ю. В. Подушин, Г. С. Быкова, Л. П. Малюкова* 224

Влияние различных типов землепользования на прокариотные сообщества и стабилизацию органического вещества дерново-подзолистой почвы

Н. Е. Завьялова, И. Г. Широких, М. Т. Васбиева, Д. С. Фомин 232

АГРОХИМИЯ И ПЛОДОРОДИЕ ПОЧВ

Влияние технологии прямого посева на распределение органического углерода и азота во фракциях агрегатов черноземов типичных, обыкновенных и южных

*В. А. Холодов, В. П. Белобров, Н. В. Ярославцева, М. А. Яшин, С. А. Юдин,
Н. Р. Ермолаев, В. К. Дридигер, Б. С. Ильин, В. И. Лазарев* 240

ЭРОЗИЯ ПОЧВ

Эрозия как фактор трансформации радиоактивного загрязнения почв на водосборе Шекинского водохранилища (Тульская область)

*В. Н. Голосов, М. М. Иванов, А. С. Цыпленков, М. А. Иванов, Ю. Вакияма,
А. В. Коноплев, Е. А. Константинов, Н. Н. Иванова* 247

ДЕГРАДАЦИЯ, ВОССТАНОВЛЕНИЕ И ОХРАНА ПОЧВ

Биохимическая устойчивость водорастворимого органического вещества почв горной тундры Хибин при постпирогенной сукцессии

М. Н. Маслов, О. А. Маслова, Е. И. Копейна 261

Contents

No. 2, 2021

Genesis and Geography of Soils

- Detecting Degraded Arable Land on the Basis of Remote Sensing Big Data Analysis
*D. I. Rukhovich, P. V. Koroleva, N. V. Kalinina, E. V. Vil'chevskaya,
G. A. Suleiman, and G. I. Chernousenko* 151
- Geospatial Modeling of Nitrogen and Carbon Content and Stock in the Forest Soil
Organic Horizon Based on Sentinel-2 Multi-Seasonal Satellite Imagery
E. A. Gavril'yuk, A. I. Kuznetsova, and A. V. Gornov 168
-

Soil Chemistry

- Application of Model Systems Containing Exchangeable Iron(III)
to Study Acidity Characteristics of Strongly Acid Soils ($\text{pH}_{\text{KCl}} < 3.3$)
E. V. Vanchikova, E. V. Shamrikova, M. A. Korolev, E. V. Kyz'yurova, and V. I. Mikhailov 183
- Lead in Soils of the Selenga River Delta
S. B. Sosorova and V. K. Kashin 196
- Spatial Variation of Organic Carbon Stocks in Peat Soils and Gleyzems
in the Northeast of Sakhalin Island
D. N. Lipatov, A. I. Shcheglov, D. V. Manakhov, and P. T. Brekhov 211
-

Soil Biology

- Bacteriological Complexes of Urbanozems from Some Southern Cities
of Russian Federation
*A. M. Glushakova, L. V. Lysak, A. B. Umarova, T. V. Prokofieva,
Yu. V. Podushin, G. S. Bykova, and L. P. Malukova* 224
- Influence of Different Types of Land Use on the Microbial Communities
and Organic Matter Stabilization in Soddy-Podzolic Soil
N. E. Zavyalova, I. G. Shirokikh, M. T. Vasbieva, and D. S. Fomin 232
-

Agricultural Chemistry and Fertility of Soils

- Influence of No-Till System on the Distribution of Organic Carbon and Nitrogen
by Aggregate-Size Fractions in Typical, Ordinary, and Southern Chernozems
*V. A. Kholodov, V. P. Belobrov, N. V. Yaroslavtseva, M. A. Yashin, S. A. Yudin,
N. R. Ermolaev, V. K. Dridiger, B. S. Ilyin, and V. I. Lazarev* 240
-

Soil Erosion

- Erosion as a Factor of Transformation of Soil Radioactive Contamination in the Basin
of the Schekino Reservoir (Tula Region)
*V. N. Golosov, M. M. Ivanov, A. S. Tsyplenkov, M. A. Ivanov, Y. Wakiyama,
A. V. Konoplev, E. A. Konstantinov, and N. N. Ivanova* 247
-

Degradation, Rehabilitation, and Conservation of Soils

- Biochemical Stability of Water-Soluble Organic Matter in Tundra Soils
of the Khibiny Mountains during Post-Fire Succession
M. N. Maslov, O. A. Maslova, and E. I. Kopeina 261
-
-

ГЕНЕЗИС И ГЕОГРАФИЯ ПОЧВ

УДК 631.4:528.92.94

ДЕТЕКТИРОВАНИЕ ДЕГРАДИРОВАННЫХ УЧАСТКОВ ПАШНИ НА ОСНОВЕ АНАЛИЗА БОЛЬШИХ СПУТНИКОВЫХ ДАННЫХ¹

© 2021 г. Д. И. Рухович^а, *, П. В. Королева^а, Н. В. Калинина^а, Е. В. Вильчевская^а,
Г. А. Сулейман^а, Г. И. Черноусенко^а

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

*e-mail: landmap@yandex.ru

Поступила в редакцию 17.04.2020 г.

После доработки 11.06.2020 г.

Принята к публикации 27.06.2020 г.

Развитие технологий точного земледелия привело к созданию карт устойчивой внутриполевой неоднородности плодородия почв на основе анализа больших данных дистанционного зондирования (remote sensing big data). Для создания карт проанализированы тысячи данных дистанционного зондирования за 35 лет на каждый элемент земной поверхности. Проведенный анализ позволяет четко детектировать зоны пониженного плодородия. В свою очередь зоны пониженного плодородия являются индикаторами негативных почвенных свойств. Часть негативных свойств имеет природно-естественное происхождение, а другая является следствием процессов деградации. Разделить зоны пониженного плодородия естественного и антропогенного происхождения можно на основе анализа параметров рельефа и технологии спектральной окрестности линии почв. Комбинация различных методов анализа больших данных дистанционного зондирования и параметров ландшафта, позволила создать карты распространения деградированных земель с точностью, достаточной для технологий точного земледелия. В работе приведены результаты выделения на пахотных почвах трех естественных и четырех — антропогенных факторов снижения плодородия. Выделенные анализом данных дистанционного зондирования территории распространения факторов деградации верифицированы полевой почвенной съемкой. Достигнутые результаты являются прямым следствием развития технологий больших данных дистанционного зондирования. Почвоведы-картографы и сельскохозяйственные производители получили новый метод детектирования территорий распространения факторов деградации.

Ключевые слова: деградация почв, большие данные дистанционного зондирования, устойчивая внутриполевая неоднородность плодородия почв, спектральная окрестность линии почв, ГИС

DOI: 10.31857/S0032180X21020131

ВВЕДЕНИЕ

Деградация пашни на Восточно-Европейской равнине — сложный многофакторный процесс [1, 3, 5, 6, 9, 20, 22, 41]. При детальном исследовании деградация фиксируется локально [1, 2, 19, 20, 23, 27, 39]. Области пониженного плодородия почв формируются на деградированных землях внутри сельскохозяйственных полей [38, 50]. Развивается внутриполевая неоднородность. Процессы деградации постепенно трансформируют природную структуру почвенного покрова [24]. Формируется новая пространственная неоднородность распространения почв. Новая структура почвенного покрова включает в себя естественные, распаханые недеградированные и распаханые деградированные почвы (смытые, дефлированные,

переувлажненные, вторично засоленные, переуплотненные и др.). Усложнение структуры почвенного покрова затрудняет традиционное почвенное картографирование [13] на основе наземных изысканий. Недостающие наземные данные компенсируются различными моделями деградационных процессов. Модели используют более доступные климатические данные [46, 49], цифровые модели местности, цифровые модели рельефа и др. [4, 11, 12, 21]. Широко распространены регрессионные модели, устанавливающие функциональные связи между спектральными характеристиками данных дистанционного зондирования (ДЗ) и свойствами почв [31, 33, 35, 42]. Имитационное и регрессионное моделирование имеет существенный недостаток — моделируется один процесс или фактор. Точность модели оценивается по одному моделируемому параметру. Реальное сельскохозяйственное поле очень редко можно описать однофакторной моделью. Сочетание не-

¹ К статье имеются дополнительные материалы, доступные для авторизованных пользователей по doi 10.31857/S0032180X21020131.

Таблица 1. Краткая характеристика районов исследования

Район исследования	Преобладающие почвы	Высота, над ур. м., м	t , °С	Σ_{oc} , мм
Зерноградский район Ростовской области	Черноземы обыкновенные карбонатные малогумусные сверхмощные глинистые и тяжелосуглинистые на лёссовидных глинах	100	10.6	537.9
Изобильненский район Ставропольского края	Черноземы типичные малогумусные сверхмощные глинистые и тяжелосуглинистые на покровных лёссовидных суглинках	210	11.9	622.0
Новокубанский район Краснодарского края	Черноземы типичные малогумусные сверхмощные тяжелосуглинистые на покровных лёссовидных суглинках	220	10.8	617.5
Усть-Лабинский район Краснодарского края	Черноземы типичные малогумусные сверхмощные тяжелосуглинистые на покровных лёссовидных суглинках	70	11.9	703.5
Знаменский район Тамбовской области	Луговато-черноземные обычные среднегумусные мощные тяжелосуглинистые на лёссовидных глинах	170	5.5	528.3
Балаковский район Саратовской области	Черноземы южные слабогумусированные маломощные легкосуглинистые на лёссовидных суглинках	70	6.8	418.8
Татищевский район Саратовской области	Черноземы обыкновенные остаточные карбонатные слабогумусированные среднемощные легкосуглинистые опесчаненные на лёссовидных суглинках	260	6.5	466.7

Примечание. t – среднегодовая среднеголетняя температура воздуха, Σ_{oc} – среднеголетняя годовая сумма осадков.

скольких однофакторных моделей на одном поле резко понижает точность моделирования. Традиционная почвенная карта является многофакторной моделью местности. Фактическая картина распространения деградированных почв имеет существенные отличия от моделируемых.

Альтернативой регрессионным зависимостям и имитационному моделированию являются технологии больших данных [30]. Большие данные применяются в географии [40, 45] и сельском хозяйстве в виде больших геоданных (big geo data), больших спутниковых данных (больших данных дистанционного зондирования, big satellite data (remote sensing big data)) и больших сельскохозяйственных данных (big agriculture data) [32, 34, 36]. Подходы больших сельскохозяйственных данных разработали корпорации Intel [28] и Semantic community [29]. Результатами алгоритмов обработки больших спутниковых данных являются карты внутриполевой неоднородности типа TF (Talking Fields) компании NEXT farming [44] или карты устойчивой внутриполевой неоднородности плодородия почв компании Agronote (ASF-индекс) [38]. На основе карт устойчивой внутриполевой неоднородности создаются карты-задания для умного (точного) земледелия. Еще одним вариантом использования больших спутниковых данных при изучении трансформации почвенного покрова является прямое почвенное картографирование на основе технологии спектральной окрестности линии почв [7, 8, 14, 15].

Карты устойчивой внутриполевой неоднородности плодородия почв позволяют разделить пространство сельскохозяйственного поля на зоны с различным уровнем плодородия [38, 44, 48]. Часть территории интерпретируется как зоны пониженного плодородия, другая часть – как зоны нормального плодородия, а третья – как зоны повышенного плодородия. Иногда выделяется дополнительная зона очень низкого плодородия. Некоторая часть зон пониженного плодородия почвенного покрова является также деградированной территорией. Следовательно, можно предположить, что технологии дистанционного зондирования больших данных могут дать возможность детектировать деградированные участки пашни.

Цель работы – проверить информативность методов обработки дистанционного зондирования больших данных, используемых для точного земледелия, для определения местоположения деградированных почв.

ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Исследования проведены в восьми регионах юга России (рис. 1S) на площади 127 тыс. га.

Характеристики районов исследования приведены в табл. 1.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Основным методом работы является технология анализа больших данных. Ограничиться в

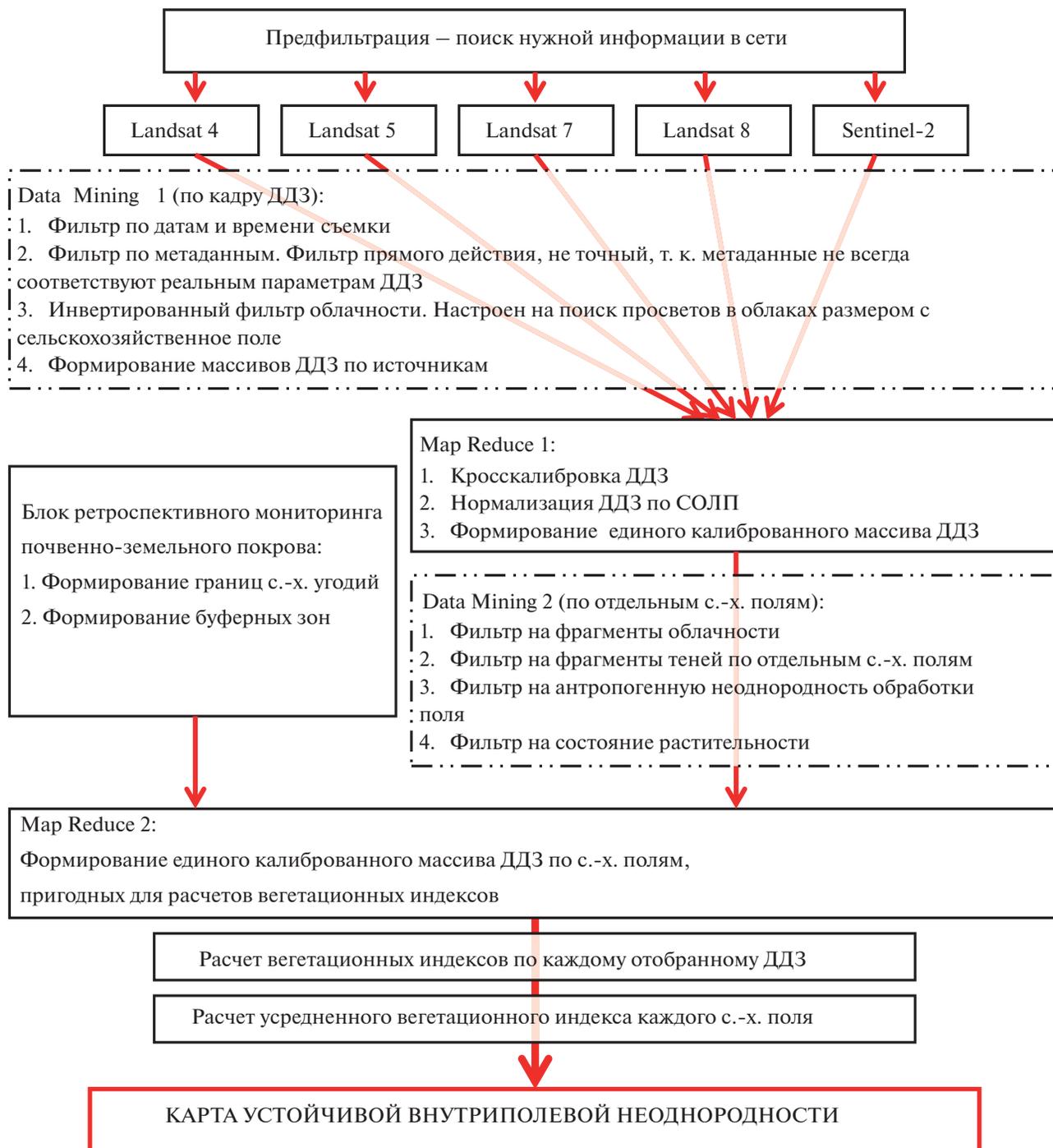


Рис. 1. Схема обработки больших спутниковых данных для получения карты устойчивой внутриполевой неоднородности плодородия почв.

описании методов простым упоминанием больших данных нельзя, так как это широкое понятие, требующее конкретики для каждого исследования. В настоящей работе комплекс процедур по обработке больших данных сведен в две блок-схемы. Первая описывает процедуру вычисления карт устойчивой внутриполевой неоднородности. Вторая демонстрирует процедуру классифи-

кации зон плодородия по видам негативных почвенных процессов.

Обработка больших массивов спутниковых данных для построения карт устойчивой внутриполевой неоднородности плодородия почв. Блок-схема обработки больших спутниковых данных представлена на рис. 1. На каждое поле хозяйства обрабатывается массив спутниковых данных из откры-

Таблица 2. Урожайность культур по зонам плодородия, т/га

№ (рисунок)	Культура	Зона плодородия			
		очень низкого	пониженного	нормального	повышенного
1	Озимая пшеница	5.98	6.77	7.06	8.17
2	»	—	7.03	7.26	8.42
3 (4В)	»	6.65	7.56	7.66	8.70
4 (4Г)	»	6.39	7.10	7.37	7.90
5	»	—	8.00	8.23	9.70
6 (4А)	»	—	7.21	8.15	7.96
7	»	—	8.09	7.84	7.32
8 (4Д)	»	—	7.89	8.39	8.08
9	»	—	2.18	3.56	3.23
10 (4Е)	»	—	1.54	2.50	4.24
11	»	—	1.04	1.66	2.06
12	»	—	1.71	1.99	2.78
13	»	—	1.74	2.05	2.48
14	»	—	1.63	2.08	2.81
15	Чечевица	—	1.10	1.16	1.54
16	»	—	0.56	0.67	1.06
17	»	—	0.97	1.44	2.24
18	Ячмень	—	2.17	2.95	4.43
19 (4Ж)	»	—	1.46	1.90	2.27
20	»	—	0.90	1.17	1.75
21	Кукуруза	—	6.37	—	7.71
22	»	—	4.11	—	5.61
23	Подсолнечник	—	2.26	3.22	3.44
24	»	—	2.45	3.05	3.35
25	»	—	2.18	2.84	2.99

тых источников (Landsat 4, 5, 7, 8 и Sentinel-2) в количестве 1000 кадров. Процедура отбора состоит из двух блоков данных (Data Mining) и двух процедур (MapReduce). В Data Mining задействованы 8 фильтров для отбора ДДЗ. MapReduce состоит из 4 процедур-алгоритмов. В результате на каждое сельскохозяйственное поле формируется массив спектральных данных за 35 лет (с 1984 по 2019 гг.). Массив состоит из ДДЗ, пригодных для расчетов ASF-индекса [38, 50] в количестве 20–40 кадров на поле. Отобранные ДДЗ подвергнуты калибровке на основе технологии спектральной окрестности линии почв [10]. Для исключения влияния на расчеты ASF-индекса спектральных характеристик лесополос, дорог, водных объектов и др., используются буферные зоны от границ сельскохозяйственных полей. Границы полей создаются по технологии ретроспективного мониторинга почвенно-земельного покрова [16, 17]. Расчет ASF-индекса ведется для каждого поля по всем отобраным и калиброванным ДДЗ.

Математически ASF-индекс является средне-многолетним значением вегетационного индекса EVI+ [35], рассчитанного по ДДЗ, нормализованным по технологии спектральной окрестности линии почв [7, 10]. Биологически ASF-индекс отражает среднемноголетнее состояние сельскохозяйственной растительности. Агрономически ASF-индекс — это индикатор уровня плодородия почв в пределах одного сельскохозяйственного поля — карта устойчивой внутриполевой неоднородности плодородия (табл. 2).

При расчетах ASF-индекса можно разделить сельскохозяйственное поле на произвольное количество градаций. Реально в расчетах используются 3 или 9 градаций, которые интерпретируются как зоны пониженного плодородия, нормального плодородия и повышенного плодородия. При резком отличии плодородия отдельных фрагментов поля добавляется еще одна градация — зона очень низкого плодородия. При разделении поля на 3 зоны обычно соблюдается равенство площадей зон.

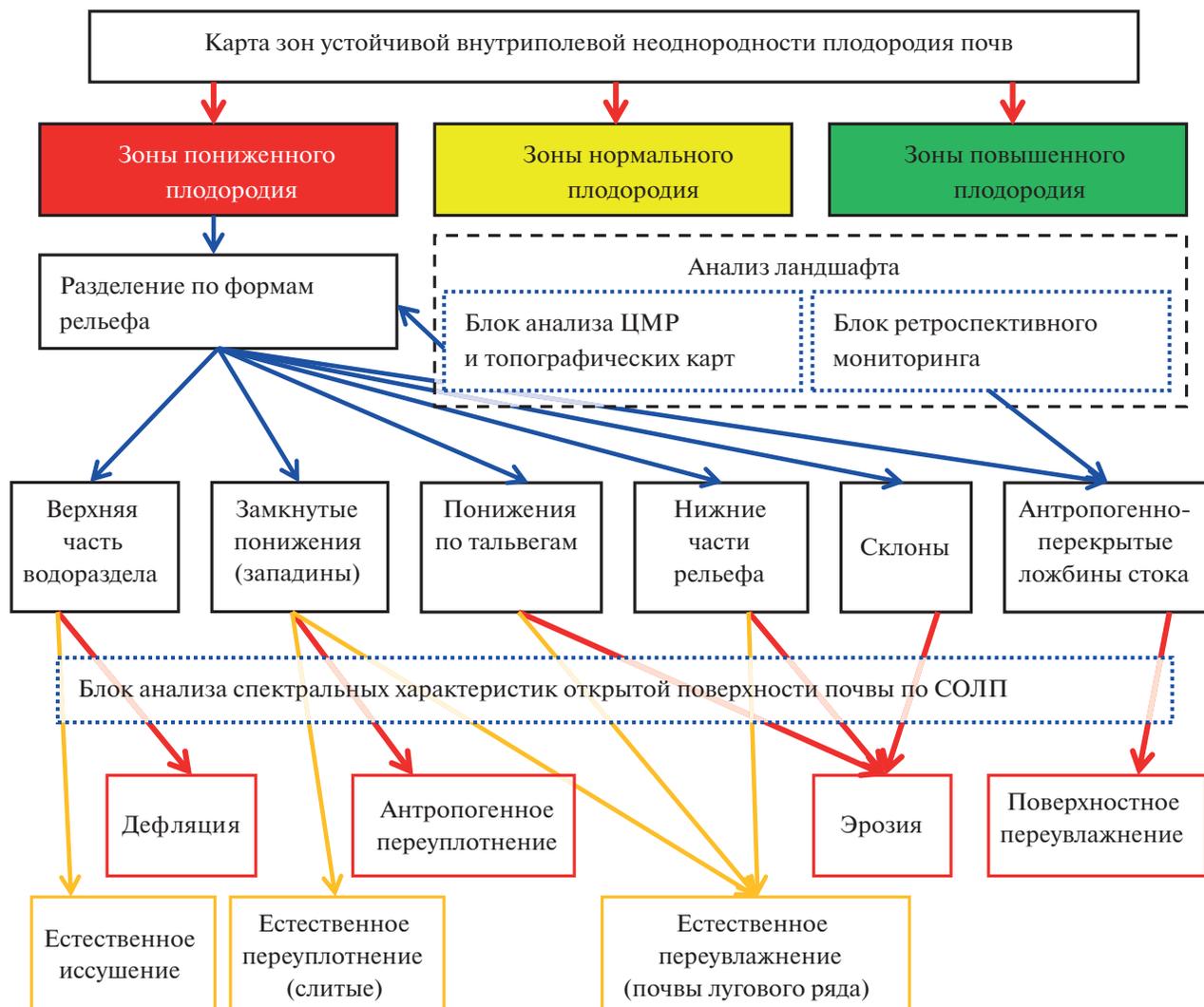


Рис. 2. Схема классификации зон плодородия по типам процессов деградации почв.

Классификация зон плодородия карт устойчивой внутриполевой неоднородности плодородия почв.

Карта устойчивой внутриполевой неоднородности (ASF-индекс) рассчитывается на основе автоматических методов. Выделенные зоны плодородия не требуют наземной калибровки, так как отражают среднесуточное состояние растительности. Зоны плодородия не несут информации о причинах низкого или высокого плодородия. Для классификации зон пониженного плодородия по негативным почвенным свойствам используют анализ ландшафта. Блок-схема анализа ландшафта представлена на рис. 2, примеры карт распределения ASF-индекса на рис. 3. Для реализации классификации ландшафта применяют методы ретроспективного мониторинга [16, 17], анализ спектральной окрестности линии почв [7, 10, 14, 15] и морфометрических величин цифровых моделей рельефа (ЦМР) [19, 39, 51, 52]. Результатом клас-

сификации является разделение зон пониженного плодородия на 7 групп.

Наземная верификация. В работе проводили проверку правильности выделения зон плодородия с помощью тестовых замеров урожайности сельскохозяйственных культур (табл. 2, 3). Для этого выполняли тестовые укосы по квадратам 1×1 м с последующим обмолом. Примеры расположения точек замеров урожайности приведены на рис. 4. Закладкой почвенных разрезов с полевым описанием (рис. 4, 5, табл. 4) проверяли правильность классификации деградированных почв.

Описание закладки экспериментов.

1. Все карты ASF-индекса, используемые в данной работе, переданы в сельскохозяйственные предприятия на коммерческой основе согласно актам сдачи-приемки.

2. Даты актов всегда предшествовали наземным работам по ведению точного земледелия.

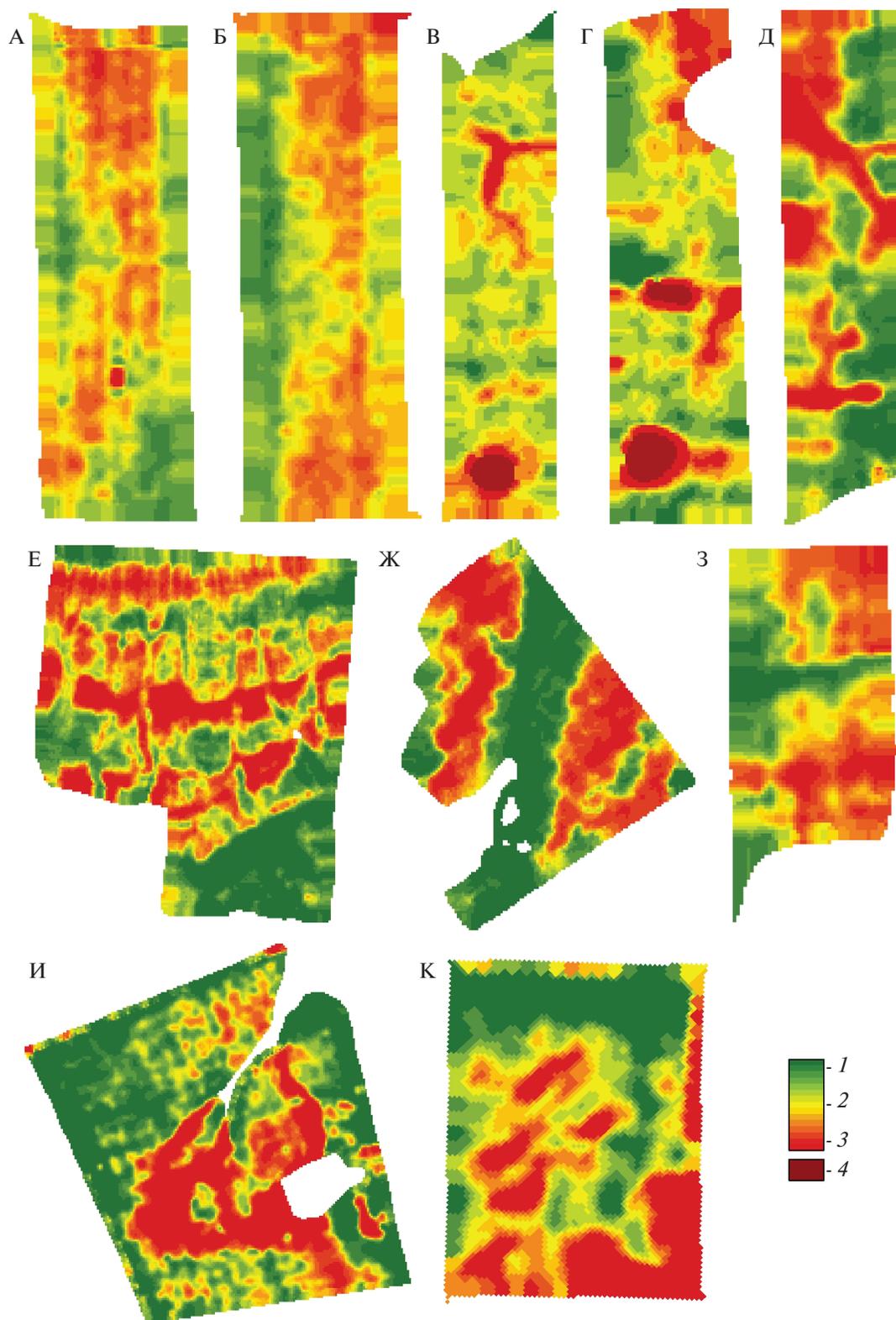


Рис. 3. Примеры карт устойчивой внутриполевой неоднородности плодородия почв (1 – зона повышенного плодородия, 2 – зона нормального плодородия, 3 – зона пониженного плодородия, 4 – зона очень низкого плодородия).

3. Даты актов всегда предшествовали работам по верификации карт устойчивой внутриполевой неоднородности плодородия почв.

4. ASF-индекс рассчитывали на всю территорию каждого хозяйства.

5. Общая площадь хозяйств составила более 100 тыс. га.

6. Хозяйства расположены в Ростовской, Саратовской, Самарской, Липецкой, Тамбовской, Ульяновской областях, Краснодарском и Ставропольском краях (рис. 1S).

7. Поля для верификации ASF-индекса отбирали с учетом пожеланий сельскохозяйственных производителей.

8. Верификацию проводили на полях в различных субъектах Российской Федерации (табл. 2, 4).

Дополнительные методы, применяемые в работе:

1. Интеллектуальный анализ географических данных (Geographical data mining) [45].

2. Географические исследования, обусловленные данными (Data-driven geography) [43].

3. Многослойный мультимедийный ГИС-анализ [18, 26].

4. Анализ географических мультимедийных баз данных [41, 49].

5. Технология дифференцированного внесения средств химизации [38].

6. Расчеты вегетационных индексов [37, 47].

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Биологическая и агротехническая составляющая ASF-индекс. На рис. 3 представлены примеры карт устойчивой внутриполевой неоднородности, автоматические рассчитанные согласно блок-схеме на рис. 1. На рис. 4 приведена группировка зон плодородия (рис. 3) в 3 зоны, примерно равные по площади, и показаны примеры расположения точек замера урожайности, представленных в табл. 2. Для большинства полей (96% измерений) урожайность сельскохозяйственных культур меньше в зонах пониженного плодородия и больше в зонах повышенного плодородия. Урожайность в зонах нормального плодородия находится между ними в 84% измерений. Замеры урожайности вели на полях до применения систем точного земледелия, т.е. при равномерном распределении удобрений по полям.

Рассмотрим поле на рис. 4, К. Это поле из массива полей хозяйства Краснодарского края. На рис. 4, К дано расположение точек замера урожайности. Замеры урожайности проводили в 2017 и 2018 гг. В 2017 г. на поле была посеяна кукуруза на зерно. Дифференцированное внесение удобрений не проводилось. Недифференцированно проведена одна азотная подкормка аммиачной

Таблица 3. Отзывчивость озимой пшеницы (урожайность, т/га) на различные дозы удобрений по зонам плодородия (поле на рис. 4, К)

NH ₄ NO ₃ , кг/га	Зона плодородия		
	пониженного	нормального	повышенного
50 + 0	4.96	5.28	5.08
100 + 50	5.44	5.80	6.96
150 + 100	5.80	7.24	7.84
200 + 150	6.24	8.00	8.84

селитрой – 120 кг/га. Результаты замеров урожайности представлены в табл. 2 (запись 21). Как видно из таблицы, три зоны плодородия отличаются по урожайности на 1.3 т/га.

Отметим, что переход к точному земледелию, как правило, осуществляют грамотные и сильные хозяйства. В этих хозяйствах проведены агрохимические замеры и существуют агрохимические картограммы на каждое поле. Большинство хозяйств имеет выровненный агрофон по рекомендациям агрохимических служб. На полях данного хозяйства не обнаружено мест с пониженным содержанием питательных элементов (ни макроэлементов, ни микроэлементов). Зоны плодородия ASF-индекса на исследуемых полях не коррелировали с агрохимическими картограммами.

В 2018 г. проведен эксперимент с дифференцированным внесением удобрений. Под озимую пшеницу удобрения вносили 3 раза: основное внесение и две весенние азотные подкормки. В основное внесение и при посеве вносили аммофос + сульфат аммония ((NH₄)₂HPO₄ + (NH₄)₂SO₄); N – 12%, P – 52% + N – 21%, S – 24%), а при подкормках – аммиачную селитру (NH₄NO₃; N 26–34.4%, S 3–14%). Общая доза удобрений при эксперименте на разных участках поля составила 250, 350, 450 и 550 кг/га. Замеры урожайности проведены при всех возможных сочетаниях трех зон плодородия по ASF-индексу с различными дозами удобрений (табл. 3). Результаты обобщены на рис. 2S [38].

Табл. 2 и 3 подтверждают биологический и агротехнический смысл зон плодородия карт устойчивой внутриполевой неоднородности (ASF-индекс). Зоны пониженного плодородия действительно характеризуются меньшей продуктивностью сельскохозяйственных культур. Можно считать, что полученные анализом больших спутниковых данных карты являются картами плодородия почв. Кроме того, карты устойчивой внутриполевой неоднородности являются картами отзывчивости сельскохозяйственных культур на средства химизации (дозы минеральных удобрений). В таком виде ASF-индекс применяется в системах точного земледелия в виде карт заданий на внесение минеральных удобрений.

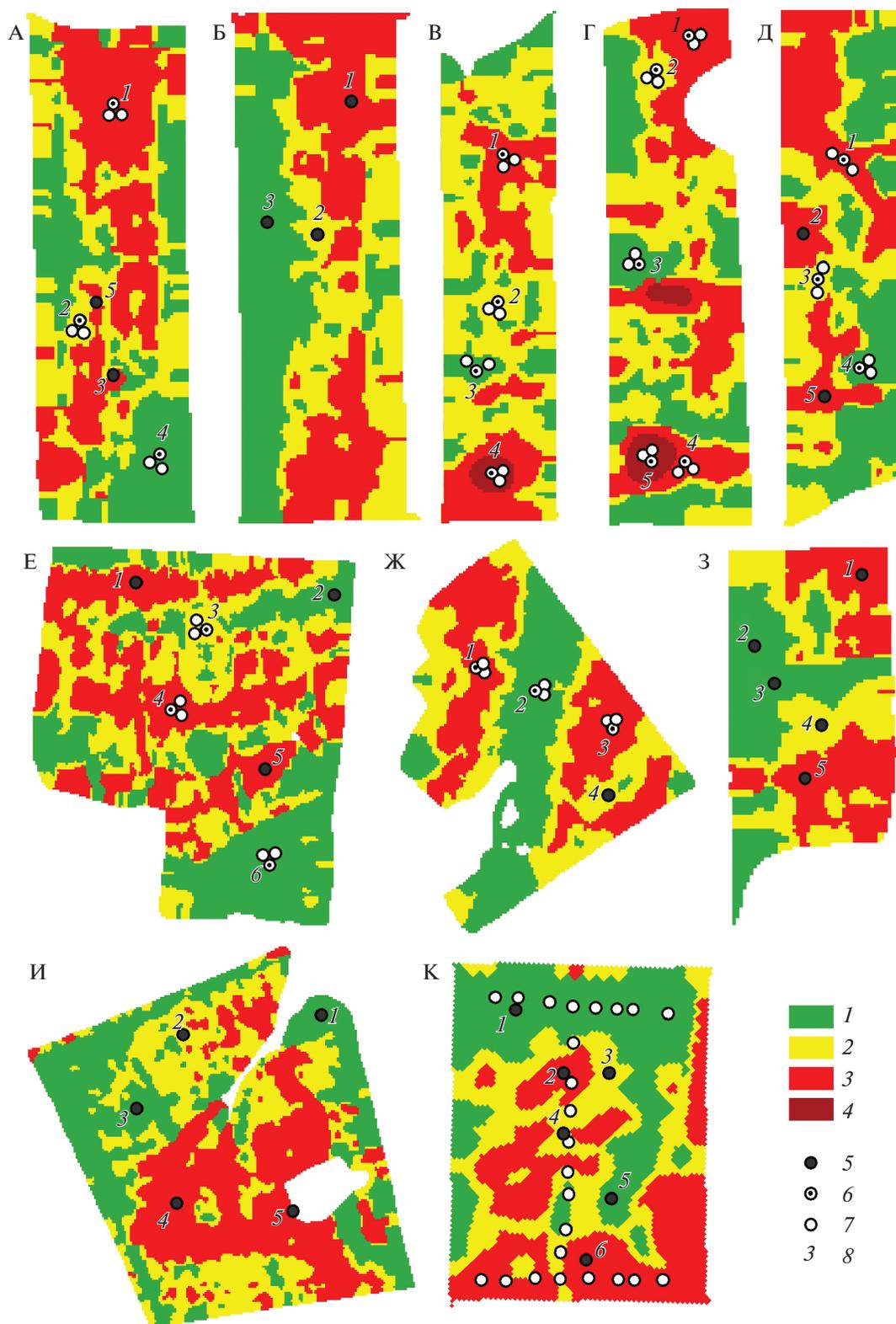


Рис. 4. Примеры генерализованных карт устойчивой внутриполевой неоднородности плодородия почв, почвенные разрезы и точки замеров урожайности (1 – зона повышенного плодородия, 2 – зона нормального плодородия, 3 – зона пониженного плодородия, 4 – зона очень низкого плодородия, 5 – почвенные разрезы, 6 – почвенные разрезы и точки определения урожайности, 7 – точки определения урожайности, 8 – номера почвенных разрезов).

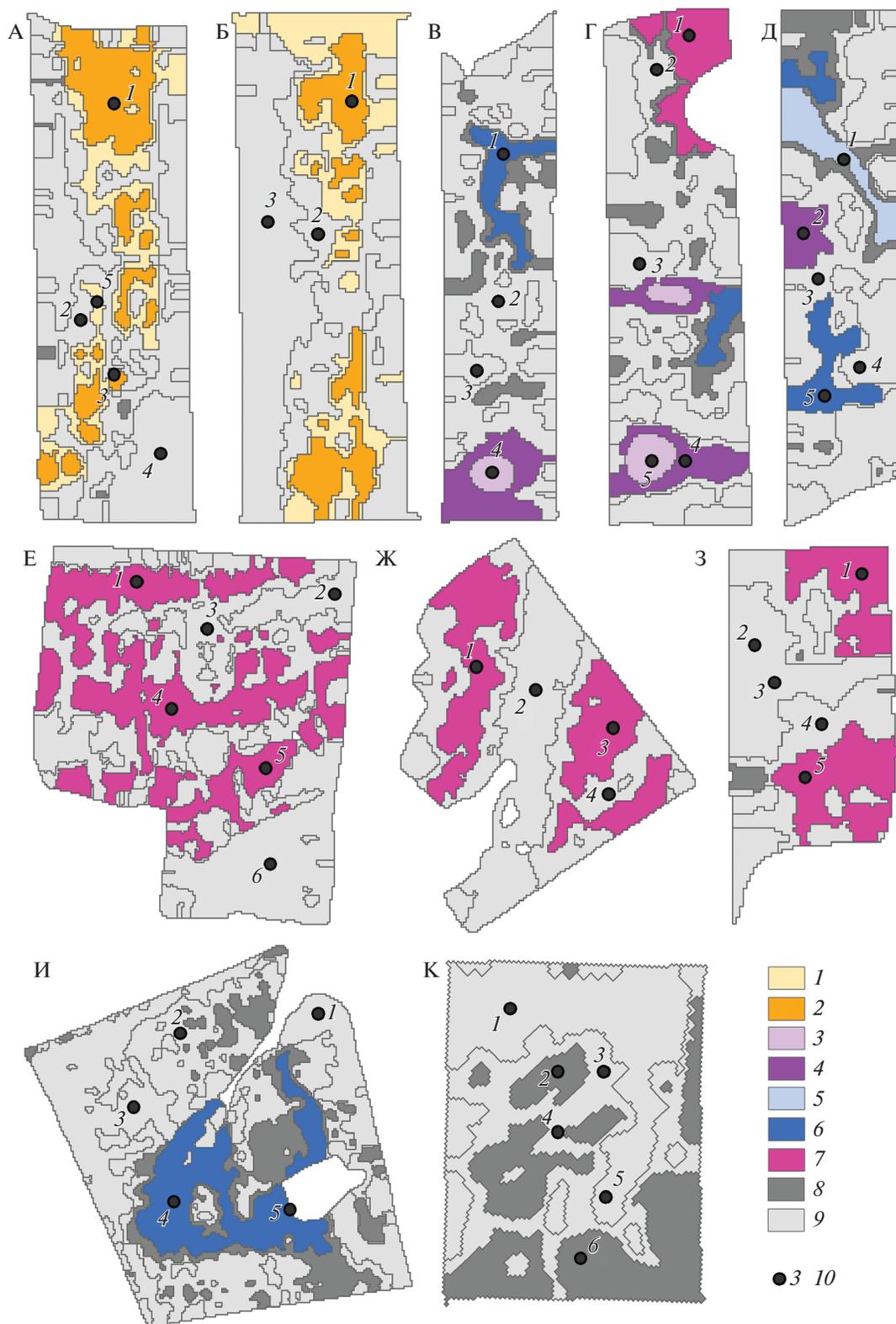


Рис. 5. Карты факторов деградации почв и номера почвенных разрезов (1 – естественное иссушение почвы, 2 – дефляция, 3 – естественное уплотнение почвы, 4 – антропогенное переуплотнение почвы, 5 – естественное переувлажнение, 6 – антропогенное переувлажнение почвы, 7 – водная эрозия, 8 – зона пониженного плодородия без проявлений признаков деградации почв, 9 – зоны нормального и повышенного плодородия, 10 – почвенные разрезы).

Таблица 4. Координаты расположения полей, номера разрезов, зоны плодородия, факторы снижения почвенного плодородия, почвы (рис. 4 и 5)

№	Зона плодородия	Фактор деградации	Почва	WRB
Поле А (41°30'48.957" E, 45°25'24.094" N)				
1	Пониженного	Дефляция	Чернозем обыкновенный карбонатный слабогумусированный среднесильный слабо-развешиваемый легкоглинистый на лёссовидных суглинках	Haplic Chernozem (Clayic, Aric, Pachic)
2	Нормального	Не проявляется	Чернозем обыкновенный карбонатный слабогумусированный мощный легкоглинистый на лёссовидных суглинках	Haplic Chernozem (Clayic, Aric, Pachic)
3	Пониженного	Дефляция	Чернозем обыкновенный карбонатный слабогумусированный среднесильный слабо-развешиваемый легкоглинистый на лёссовидных суглинках	Haplic Chernozem (Clayic, Aric, Pachic)
4	Повышенного	Не проявляется	Чернозем обыкновенный карбонатный слабогумусированный мощный легкоглинистый на лёссовидных суглинках	Haplic Chernozem (Clayic, Aric, Pachic)
5	Пониженного	Естественное иссушение	Чернозем обыкновенный карбонатный слабогумусированный мощный легкоглинистый на лёссовидных суглинках	Haplic Chernozem (Clayic, Aric, Pachic)
Поле Б (41°27'46.944" E, 45°23'58.992" N)				
1	Пониженного	Дефляция	Чернозем обыкновенный карбонатный малогумусный среднесильный слабо-развешиваемый тяжелоуглинистый на лёссовидных суглинках	Haplic Chernozem (Loamic, Aric, Pachic)
2	Нормального	Не проявляется	Чернозем обыкновенный карбонатный малогумусный мощный тяжелоуглинистый на лёссовидных суглинках	Haplic Chernozem (Loamic, Aric, Pachic)
3	Повышенного	Не проявляется	Чернозем обыкновенный карбонатный малогумусный мощный тяжелоуглинистый на лёссовидных суглинках	Haplic Chernozem (Loamic, Aric, Pachic)
Поле В (39°31'26.837" E, 45°15'33.687" N)				
1	Пониженного	Поверхностное переувлажнение	Луговато-черноземная выщелоченная малогумусная сверхмощная глинистая на лёссовидных глинах	Luvic Stagnic Chernic Phaeozem (Clayic, Aric, Pachic)
2	Нормального	Не проявляется	Чернозем типичный слабогумусированный сверхмощный глинистый на лёссовидных глинах	Haplic Chernozem (Clayic, Aric, Pachic)
3	Повышенного	Не проявляется	Чернозем типичный слабогумусированный сверхмощный глинистый на лёссовидных глинах	Haplic Chernozem (Clayic, Aric, Pachic)
4	Очень низкого	Естественное переуплотнение	Черноземно-луговая глубокослитизированная мощная малогумусная глинистая на видоизмененных лёссовидных глинах	Haplic Chernozem (Clayic, Aric, Pachic, Stagnic, Bathyvertic)

Таблица 4. Продолжение

№	Зона плодородия	Фактор деградации	Почва	WRB
Поле Г (39°35'10.140" E, 45°17'45.360" N)				
1	Пониженного	Эрозия	Чернозем обыкновенный малогумусный сверхмощный слабосмытый глинистый на лёссовидных глинах	Haplic Chernozem (Clayic, Aric, Pachic)
2	Нормального	Не проявляется	Чернозем типичный слабогумусированный сверхмощный глинистый на лёссовидных глинах	Haplic Chernozem (Clayic, Aric, Pachic)
3	Повышенного	Не проявляется	Чернозем типичный слабогумусированный сверхмощный глинистый на лёссовидных глинах	Haplic Chernozem (Clayic, Aric, Pachic)
4	Пониженного	Антропогенное переуплотнение	Луговато-черноземная выщелоченная уплотненная малогумусная сверхмощная глинистая на лёссовидных глинах	Luvic Stagnic Chernic Phaeozem (Clayic, Aric, Densic, Pachic)
5	Очень низкого	Естественное переуплотнение	Черноземно-луговая глубокослитизированная мощная малогумусная глинистая на видоизмененных лёссовидных глинах	Haplic Chernozem (Clayic, Aric, Pachic, Stagnic, Bathyvertic)
Поле Д (39°32'27.158" E, 45°16'59.428" N)				
1	Пониженного	Естественное переувлажнение	Лугово-черноземная выщелоченная малогумусная мощная глинистая на лёссовидных глинах	Luvic Stagnic Chernic Phaeozem (Clayic, Aric, Pachic)
2	Пониженного	Антропогенное переуплотнение	Луговато-черноземная выщелоченная уплотненная малогумусная сверхмощная глинистая на лёссовидных глинах	Luvic Stagnic Chernic Phaeozem (Clayic, Aric, Densic, Pachic)
3	Нормального	Не проявляется	Чернозем типичный слабогумусированный сверхмощный глинистый на лёссовидных глинах	Haplic Chernozem (Clayic, Aric, Pachic)
4	Повышенного	Не проявляется	Чернозем типичный слабогумусированный сверхмощный глинистый на лёссовидных глинах	Haplic Chernozem (Clayic, Aric, Pachic)
5	Пониженного	Антропогенное переуплотнение	Луговато-черноземная выщелоченная малогумусная сверхмощная глинистая на лёссовидных глинах	Luvic Stagnic Chernic Phaeozem (Clayic, Aric, Pachic)
Поле Е (48°7'25.860" E, 51°57'15.960" N)				
1	Пониженного	Эрозия	Чернозем южный карбонатный слабогумусированный маломощный слабосмытый легкосуглинистый на лёссовидных суглинках	Haplic Chernozem (Loamic, Aric)
2	Повышенного	Не проявляется	Чернозем южный слабогумусированный маломощный легкосуглинистый на лёссовидных суглинках	Haplic Chernozem (Loamic, Aric)
3	Нормального	Не проявляется	Чернозем южный слабогумусированный маломощный легкосуглинистый на лёссовидных суглинках	Haplic Chernozem (Loamic, Aric)
4	Пониженного	Эрозия	Луговато-черноземная слабогумусированная среднесмытая среднесуглинистая опесчаненная на лёссовидных суглинках	Haplic Chernozem (Loamic, Aric, Pachic, Stagnic)

Таблица 4. Продолжение

№	Зона плодородия	Фактор деградации	Почва	WRB
5	Пониженного	Эрозия	Луговато-черноземная слабогумусированная среднесмытая супесчаная на лёссовидных суглинках	Haplic Chernozem (Arenic, Aric, Pachic, Stagnic)
6	Повышенного	Не проявляется	Луговато-черноземная малогумусная среднесмытая среднесуглинистая на лёссовидных суглинках	Haplic Chernozem (Loamic, Aric, Pachic, Stagnic)
Поле Ж (45°15'58.440" E, 51°44'29.670" N)				
1	Пониженного	Эрозия	Чернозем обыкновенный остаточно-карбонатный слабогумусированный среднесмытый среднесмытый легкосуглинистый каменистый на плотных породах	Haplic Chernozem (Loamic, Aric, Pachic)
2	Повышенного	Не проявляется	Чернозем обыкновенный остаточно-карбонатный слабогумусированный среднесмытый легкосуглинистый опесчаненный на лёссовидных суглинках	Haplic Chernozem (Loamic, Aric, Pachic)
3	Пониженного	Эрозия	Чернозем обыкновенный остаточно-карбонатный слабогумусированный среднесмытый среднесмытый легкосуглинистый каменистый на плотных породах	Haplic Chernozem (Loamic, Aric, Pachic)
4	Нормального	Не проявляется	Чернозем обыкновенный остаточно-карбонатный слабогумусированный среднесмытый легкосуглинистый на лёссовидных суглинках	Haplic Chernozem (Loamic, Aric, Pachic)
Поле З (41°33'36.324" E, 45°25'24.132" N)				
1	Пониженного	Эрозия	Чернозем обыкновенный карбонатный слабогумусированный среднесмытый среднесмытый тяжелосуглинистый на делювиальных отложениях	Haplic Chernozem (Loamic, Aric, Pachic)
2	Повышенного	Не проявляется	Чернозем обыкновенный карбонатный слабогумусированный мощный легкоглинистый на делювиальных отложениях	Haplic Chernozem (Clayic, Aric, Pachic)
3	Повышенного	Не проявляется	Лугово-черноземная малогумусная мощная легкоглинистая на делювиальных отложениях	Haplic Chernozem (Clayic, Aric, Pachic, Stagnic)
4	Нормального	Не проявляется	Чернозем обыкновенный карбонатный слабогумусированный мощный легкоглинистый на делювиальных отложениях	Haplic Chernozem (Clayic, Aric, Pachic)
5	Пониженного	Эрозия	Чернозем обыкновенный карбонатный слабогумусированный среднесмытый сильносмытый тяжелосуглинистый на делювиальных отложениях	Haplic Chernozem (Loamic, Aric, Pachic)
Поле И (41°9'34.898" E, 52°25'38.478" N)				
1	Пониженного	Не проявляется	Лугово-черноземная обычная среднегумусная мощная тяжелосуглинистая на лёссовидных глинах	Haplic Chernozem (Loamic, Aric, Pachic, Stagnic)
2	Нормального	Не проявляется	Луговато-черноземная обычная среднегумусная мощная тяжелосуглинистая на лёссовидных глинах	Haplic Chernozem (Loamic, Aric, Pachic, Stagnic)

Таблица 4. Окончание

№	Зона плодородия	Фактор деградации	Почва	WRB
3	Повышенного	Не проявляется	Луговато-черноземная обычная среднегумусная мощная тяжелосуглинистая на лёссовидных глинах	Haplic Chernozem (Loamic, Aric, Pachic, Stagnic)
4	Пониженного	Поверхностное переувлажнение	Лугово-черноземная выщелоченная среднегумусная мощная тяжелосуглинистая на лёссовидных глинах	Luvic Stagnic Chernic Phaeozem (Loamic, Aric, Pachic)
5	Пониженного	Поверхностное переувлажнение	Черноземно-луговая омергелеванная среднегумусная мощная тяжелосуглинистая на лёссовидных глинах	Haplic Chernozem (Loamic, Aric, Pachic, Stagnic)
Поле К (40°48'56.952" E, 44°58'9.984" N)				
1	Повышенного	Не проявляется	Чернозем типичный сверхмощный тяжелосуглинистый на лёссовидных суглинках	Haplic Chernozem (Loamic, Aric, Pachic)
2	Пониженного	Не проявляется	Чернозем типичный сверхмощный тяжелосуглинистый на лёссовидных суглинках	Haplic Chernozem (Loamic, Aric, Pachic)
3	Нормального	Не проявляется	Чернозем типичный сверхмощный тяжелосуглинистый на лёссовидных суглинках	Haplic Chernozem (Loamic, Aric, Pachic)
4	Нормального	Не проявляется	Чернозем типичный сверхмощный тяжелосуглинистый на лёссовидных суглинках	Haplic Chernozem (Loamic, Aric, Pachic)
5	Повышенного	Не проявляется	Чернозем типичный сверхмощный тяжелосуглинистый на лёссовидных суглинках	Haplic Chernozem (Loamic, Aric, Pachic)
6	Пониженного	Не проявляется	Чернозем типичный сверхмощный тяжелосуглинистый на лёссовидных суглинках	Haplic Chernozem (Loamic, Aric, Pachic)

Классификация зон пониженного плодородия по факторам деградации. Сельскохозяйственное поле можно сгруппировать в 3 зоны плодородия (пониженного, нормального и повышенного) примерно равной площади (рис. 4). Зона очень низкого плодородия, если она выделяется, является частью зоны пониженного плодородия. Наличие деградации легче всего предположить в зоне пониженного плодородия. Даже если в зонах нормального и повышенного плодородия существуют изменения в почвенном покрове, то эти изменения нужно отнести к проградации почвенного покрова. Тема данной статьи относится только к выделению деградированных участков.

Зоны пониженного плодородия крайне редко располагаются на равнинных участках пашни. Обычно деградированные земли приурочены к определенным типам элементов рельефа: к верхней части водораздела, склонам, потяжинам, западинам и др. Расположение почвенного покрова на тех или иных элементах рельефа еще не означает развития того или иного вида деградации. При правильной обработке склона на нем не будет развиваться эрозия. В условиях юга России на черноземах эрозия приурочена к склонам южной экспозиции при равных уклонах со склонами северной экспозиции. Дефляция может быть оста-

новлена культивированием лесополос. Таким образом, в одних и тех же условиях деградация может происходить или не происходить. Следовательно, карта устойчивой внутривершинной неоднородности является индикатором фактического проявления деградации в виде снижения почвенного плодородия.

С другой стороны, части поля, приуроченные к элементам рельефа, могут иметь пониженное плодородие в силу естественных причин. На юге России распространены слитые почвы, которые имеют большую плотность и более тяжелый гранулометрический состав по сравнению с окружающими черноземами [17, 25]. В силу физических свойств плодородие слитых почв является пониженным. Но аналогичные физические свойства формируются и при антропогенном уплотнении сельскохозяйственной техникой. Антропогенно-уплотненные почвы также имеют пониженное плодородие. Наиболее возвышенные участки поля часто испытывают недостаток увлажнения, что снижает биологическую продуктивность. Дефляция также чаще всего проявляется на наиболее возвышенных фрагментах поля и также уменьшает биологическую продуктивность. Сочетание элементов рельефа и зон пониженного плодородия позволяет выделить парные группы почв с есте-

Таблица 5. Коэффициенты мультिवременной линии почв для чернозема типичного слабогумусированного сверхмощного

Почвы	C	$X - Y$
Слитизированные	0.125–0.135	–0.019...–0.014
Переуплотненные/влажные	0.135–0.145	–0.021...–0.017
Нормальные (зональные)	0.145–0.155	–0.023...–0.019
Слабоэродированные/дефлированные	0.155–0.165	–0.025...–0.021
Эродированные	0.165–0.185	–0.035...–0.023

Примечание. C – расстояние от центра отрезка мультिवременной линии почвы до начала координат спектрального пространства RED-NIR, $X - Y$ – разница значений координат X и Y спектрального пространства RED-NIR.

ственным пониженным плодородием и уменьшением плодородия, вызванным деградацией (рис. 2).

Отделить деградированные почвы от естественно низко плодородных можно на основе изучения среднемноголетней спектральной яркости. Для этого строится мультिवременная линия почв по технологии спектральной окрестности линии почв [14]. Иссущенные земли водоразделов имеют спектральную яркость отличную от дефлированных почв. В свою очередь слитые почвы и зональные уплотненные почвы имеют разные спектральные характеристики.

В табл. 5 представлены величины двух коэффициентов мультिवременной линии почв [8]. Коэффициенты мультिवременной линии почв вычисляются в рамках технологии спектральной окрестности линии почвы [14] при грамотном выделении открытой поверхности почвы [7]. Коэффициенты мультिवременной линии почв позволяют разделить типы и подтипы почв [8] в зональном ряду почв, не нарушенных деградацией. Процессы деградации нарушают спектральные характеристики зональных почв. В отличие от работ по разделению типов и подтипов зональных почв, в настоящем исследовании коэффициенты мультिवременной линии почв используются для выделения деградированных участков полей в рамках одного подтипа или даже в границах одного поля. Табл. 5 дана для черноземов предкавказских мощных малогумусных (чернозем типичный слабогумусированный сверхмощный).

Рассмотрим поля А и Б рис. 5. В зоне пониженного плодородия находятся почвы с разными коэффициентами мультिवременной линии почв. Одна часть зоны пониженного плодородия имеет спектральные характеристики, идентичные недеградированным почвам как в зонах нормального, так и повышенного плодородия. Другая часть зоны пониженного плодородия имеет спектральные характеристики эродированных земель. Таким образом, можно разделить зону иссушения и зону дефляции.

На полях В и Г рис. 5 зоны пониженного плодородия также имеют разные коэффициенты мульти-

временной линии почв. Области распространения слитизированных почв имеют крайние значения коэффициентов мультिवременной линии почв, а переуплотненные почвы – переходные значения к недеградированным почвам, что позволяет отделить области распространения слитизированных почв от областей деградации.

Общая схема разделения зон пониженного плодородия по формам рельефа, результатам ретроспективного мониторинга и спектральным характеристикам открытой поверхности почв представлена блок-схемой рис. 2. Карты факторов, снижающих плодородие почв, приведены на рис. 5.

Верификация выделенных деградированных участков пашни. Почвенные разрезы закладывали по зонам плодородия для идентификации приуроченности зон к тем или иным почвенным разностям (рис. 4, 5). Список разрезов, номенклатура почв и причины, формирующие зоны пониженного плодородия, охватывающие все варианты блок-схемы рис. 2, представлены в табл. 4. В ходе данного исследования в среднем закладывали 3–4 разреза на поле.

В 83% случаев почвенная номенклатура содержит факторы деградации, аналогичные факторам, определенным по алгоритмам блок-схемы рис. 2. Если считать, что 4% зон пониженного плодородия могут быть дешифрованы ошибочно, то в 13% случаев при почвенных обследованиях номенклатура почв не позволяет идентифицировать причины формирования зон пониженного плодородия. В этих случаях особенно важно провести наземные измерения урожайности и подтвердить правильность выделения зон плодородия. Практически в 13% случаев фактор деградации указывается по алгоритмам блок-схемы рис. 2, а не почвенному обследованию. Это происходит в связи с необходимостью выдачи рекомендаций для точного земледелия. Следовательно, в 13% случаев наблюдаются зоны пониженного плодородия, причины формирования которых не удается идентифицировать при полевых исследованиях.

В рамках дальнейших работ по наземной верификации необходимо действовать в рамках концеп-

ции следования за данными (Data-driven geography). Необходимо модифицировать традиционные методы почвенных изысканий для установления физических причин формирования зон пониженного плодородия.

Наземная верификация позволяет утверждать, что методы обработки больших данных, примененные в настоящей работе, пригодны для построения карт фактического проявления процессов деградации почв.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Для почвоведов-картографов и сельскохозяйственных производителей появились новые методы детектирования расположения деградированных земель. Точность детектирования достаточна для применения результатов работ в системах точного земледелия. Методы основаны на анализе больших спутниковых данных, технологии спектральной окрестности почв, ретроспективном мониторинге почвенно-земельного покрова и анализе ландшафта. Методы собраны в две технологические цепочки, которые позволяют автоматизировать процесс расчетов. В технологии использованы большие спутниковые данные из открытых источников. Карта устойчивой внутриполевой неоднородности плодородия почв является результатом технологий обработки больших спутниковых данных и новым источником информации о почвенно-земельном покрове.

Карты устойчивой внутриполевой неоднородности плодородия почв служат основой для классификации почвенного покрова по типам процессов деградации. Карты внутриполевой неоднородности созданы для точного земледелия и в рамках концепции точного земледелия. Карты задают новый вектор почвенных исследований. Реализуется концепция географических исследований, обусловленных данными, когда почвовед при наземных изысканиях исследует результаты обработки больших данных автоматизированными методами. При таком подходе резко увеличивается эффективность детектирования неоднородности почвенного покрова и областей распространения деградированных земель.

В ходе исследования построены карты деградированных земель на площади более 100 тыс. га в восьми регионах России. Проведена наземная верификация построенных карт. Верифицирован уровень плодородия, выделенных зон деградации, и факторы деградации. Точность детектирования зон пониженного плодородия составила 96%, а факторов деградации 83–96%.

Дистанционное зондирование в виде больших данных дистанционного зондирования обладает высокой информативностью для детектирования деградированных участков пашни.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

ДОПОЛНИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Рис. 1S. Расположение регионов исследования (1 – Краснодарский край, 2 – Липецкая область, 3 – Ростовская область, 4 – Самарская область, 5 – Саратовская область, 6 – Ставропольский край, 7 – Тамбовская область, 8 – Ульяновская область), точками показано расположение тестовых хозяйств.

Рис. 2S. Зависимость урожайности озимой пшеницы от различных доз удобрений по зонам плодородия (1 – зона повышенного плодородия, 2 – зона нормального плодородия, 3 – зона пониженного плодородия).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Власенко В.П.* Развитие гидроморфизма в почвах западных агроландшафтов западного Предкавказья // Почвоведение. 2009. № 5. С. 532–539.
2. *Волкова Н.А.* Крупномасштабное картографирование растительности очагов современного гидроморфизма в агроландшафтах Ростовской области для целей мониторинга // Геоботаническое картографирование / Отв. ред. Т.К. Юрковская и др. СПб.: Изд-во СПбГЭТУ «ЛЭТИ», 2013. С. 131–140.
3. *Герасимова М.И., Каравеева Н.А., Таргульян В.О.* Деградация почв: методология и возможности картографирования // Почвоведение. 2000. № 3. С. 358–365.
4. *Глазунов Г.П., Гендугов В.М.* Модель крупномасштабного явления ветровой эрозии почв и ее верификация // Почвоведение. 2003. № 2. С. 228–239.
5. *Зайдельман Ф.Р.* Глееобразование как фактор почвообразования и деградации почв, способы их защиты // Почвоведение. 2017. № 7. С. 849–859.
6. *Зайдельман Ф.Р.* Деградация почв как результат антропогенной трансформации их водного режима и защитные мероприятия // Почвоведение. 2009. № 1. С. 93–105.
7. *Королева П.В., Рухович Д.И., Рухович А.Д., Рухович Д.Д., Куляница А.Л., Трубников А.В., Калинина Н.В., Симакова М.С.* Местоположение открытой поверхности почвы и линии почвы в спектральном пространстве RED-NIR // Почвоведение. 2017. № 12. С. 1435–1446.
8. *Королева П.В., Рухович Д.И., Рухович А.Д., Рухович Д.Д., Куляница А.Л., Трубников А.В., Калинина Н.В., Симакова М.С.* Характеристика почвенных типов и подтипов в N-мерном пространстве коэффициентов мультимедийной (эмпирической) линии почв // Почвоведение. 2018. № 9. С. 1085–1098.
9. *Крупеников И.А.* Типизация антропогенных процессов деградации черноземов // Почвоведение. 2005. № 12. С. 1509–1017.
10. *Куляница А.Л., Рухович А.Д., Рухович Д.Д., Королева П.В., Рухович Д.И., Симакова М.С.* Применение кусочно-линейной аппроксимации спектральной окрестности линии почв для анализа качества нор-

- мализации материалов дистанционного зондирования // Почвоведение. 2017. № 4. С. 401–410.
11. Ларионов Г.А., Добровольская Н.Г., Краснов С.Ф., Лю Б.Ю. Новое уравнение фактора рельефа для статистических моделей водной эрозии // Почвоведение. 2003. № 10. С. 1239–1247.
 12. Мальцев К.А., Ермолаев О.П. Потенциальные эрозийные потери почвы на пахотных землях Европейской части России // Почвоведение. 2019. № 12. С. 1502–1512.
 13. Общесоюзная инструкция по почвенным обследованиям и составлению крупномасштабных почвенных карт землепользования / Под ред. Т.А. Ищенко. М.: Колос, 1973. 95 с.
 14. Рухович Д.И., Рухович А.Д., Рухович Д.Д., Симакова М.С., Куляница А.Л., Брызжев А.В., Королева П.В. Информативность коэффициентов а и б линии почв для анализа материалов дистанционного зондирования // Почвоведение. 2016. № 8. С. 903–917.
 15. Рухович Д.И., Рухович А.Д., Рухович Д.Д., Симакова М.С., Куляница А.Л., Брызжев А.В., Королева П.В. Построение карт усредненных спектральных отклонений от линии почв и их сравнение с традиционными почвенными картами // Почвоведение. 2016. № 7. С. 794–812.
 16. Рухович Д.И., Симакова М.С., Куляница А.Л., Брызжев А.В., Калинина Н.В., Королева П.В., Вильчевская Е.В., Долинина Е.А., Рухович С.В. Влияние лесополос на фрагментацию овражно-балочной сети и образование мочаров // Почвоведение. 2014. № 11. С. 1043–1045.
 17. Рухович Д.И., Симакова М.С., Куляница А.Л., Брызжев А.В., Королева П.В., Калинина Н.В., Вильчевская Е.В., Долинина Е.А., Рухович С.В. Ретроспективный анализ изменчивости землепользования на слитых почвах замкнутых западин Приазовья // Почвоведение. 2015. № 10. С. 1168–1194.
 18. Рухович Д.И., Симакова М.С., Куляница А.Л., Брызжев А.В., Королева П.В., Калинина Н.В., Черноусенко Г.И., Вильчевская Е.В., Долинина Е.А., Рухович С.В. Методология сравнения разновременных почвенных карт в целях выявления и описания динамики почвенного покрова на примере мониторинга засоления почв // Почвоведение. 2016. № 2. С. 164–181.
 19. Сорокина Н.П., Козлов Д.Н. Опыт цифрового картографирования структуры почвенного покрова // Почвоведение. 2009. № 2. С. 198–210.
 20. Стасюк Н.В., Добрынин Д.В. Оценка динамики опустынивания почвенного покрова низменных территорий Дагестана с использованием космических снимков // Почвоведение. 2013. № 7. С. 778–787.
 21. Сухановский Ю.П. Модель дождевой эрозии почв // Почвоведение. 2010. № 9. С. 1114–1125.
 22. Трофимова Т.А., Коржов С.И., Гулевский В.А., Образцов В.Н. Оценка степени физической деградации и пригодности черноземов к минимизации основной обработки почвы // Почвоведение. 2018. № 9. С. 1125–1131.
 23. Флоринский И.В. Картографирование почвы на основе цифрового моделирования рельефа (по данным кинематических GPS-съежек и почвенных наземных съежек) // Исследование Земли из космоса. 2009. № 6. С. 56–65.
 24. Фридланд В.М. Структура почвенного покрова мира. М.: Мысль, 1984. 236 с.
 25. Хитров Н.Б., Власенко В.П., Рухович Д.И., Брызжев А.В., Калинина Н.В., Роговнева Л.В. География вертисолой и вертиковых почв кубано-приазовской низменности // Почвоведение. 2015. № 7. С. 771–788.
 26. Черноусенко Г.И., Калинина Н.В., Рухович Д.И., Королева П.В. Цифровая карта засоления почв Хакасии // Почвоведение. 2012. № 11. С. 1131–1146.
 27. Черноусенко Г.И., Ямнова И.А., Скрипникова М.И., Борисочкина Т.И. Засоление и загрязнение почв тяжелыми металлами в юго-западном округе Москвы // Доклады Российской академии сельскохозяйственных наук. 2000. № 1. С. 21–24.
 28. Big Data in Agriculture (Intel) // <https://www.intel.ru/content/www/ru/ru/big-data/lessons-from-the-field.html>
 29. Big Data Science for Precision Farming Business // https://semanticcommunity.info/Data_Science/Big_Data_Science_for_Precision_Farming_Business
 30. Cox M., Ellsworth D. Application-controlled demand paging for out-of-core visualization. Proceedings of the 8th conference on Visualization '97 (VIS '97), Phoenix AZ, USA, October 1997. IEEE Computer Society Press: Los Alamitos, CA, USA. P. 235–244.
 31. Farifteh J., van der Meer F., Atzberger C., Carranza E. Quantitative Analysis of Salt-Affected Soil Reflectance Spectra: A Comparison of Two Adaptive Methods (PLSR and ANN) // Remote Sensing of Environment. 2007. V. 110(1). P. 59–78.
 32. Farm Management. 2018. Satellite Big Data: How It Is Changing the Face of Precision Farming // <http://www.farmmanagement.pro/satellite-big-data-how-it-is-changing-the-face-of-precision-farming/>
 33. Higginbottom T.P., Symeonakis E. Assessing land degradation and desertification using vegetation index data: current frameworks and future directions // Remote Sensing. 2014. V. 6. P. 9552–9575.
 34. Huang Y., Chen Z.-X., Yu T., Huang X.-Z., Gu X.-F. Agricultural remote sensing big data: Management and applications // J. Integrative Agriculture. 2018. V. 17(9). P. 1915–1931. [https://doi.org/10.1016/S2095-3119\(17\)61859-8](https://doi.org/10.1016/S2095-3119(17)61859-8)
 35. Ibrahim Y.Z., Balzter H., Kaduk J., Tucker C.J. Land degradation assessment using residual trend analysis of GIMMS NDVI3g, soil moisture and rainfall in Sub-Saharan West Africa from 1982 to 2012 // Remote Sensing. 2015. V. 7. P. 5471–5494.
 36. Kamilaris A., Kartakoullis A., Prenafeta-Boldú F. X. A review on the practice of big data analysis in agriculture // Computers and Electronics in Agriculture. 2017. V. 143. P. 23–37. <https://doi.org/10.1016/j.compag.2017.09.037>
 37. Kauth R.J., Thomas G.S. The tasseled cap – a graphic description of the spectral-temporal development of agricultural crops as seen by LANDSAT // Proceedings of the Symposium on machine processing of remotely sensed data, Purdue University, West Lafayette, Ind., June 29–July 1, 1976. N.Y., 1976. P. 4B-41–4B-51.
 38. Khitrov N.B., Rukhovich D.I., Koroleva P.V., Kalinina N.V., Trubnikov A.V., Petukhov D.A., Kulyanitsa A.L. A study of the responsiveness of crops to fertilizers by zones of stable intra-field heterogeneity based on big satellite data analysis // Archives of Agronomy and Soil Science. 2019. <https://doi.org/10.1080/03650340.2019.1703957>

39. *Krenz J., Greenwood P., Kuhn N.J.* Soil Degradation Mapping in Drylands Using Unmanned Aerial Vehicle (UAV) Data // *Soil Systems*. 2019. V. 3. P. 33:1–33:19.
40. *Kwan M.-P.* Algorithmic Geographies: Big Data, Algorithmic Uncertainty, and the Production of Geographic Knowledge // *Annals of the American Association of Geographers*. 2016. V. 106(2). P. 274–282.
41. *McCarty J.L., Ellicott E.A., Romanenkov V., Rukhovitch D., Koroleva P.* Multi-year black carbon emissions from cropland burning in the Russian Federation // *Atmospheric Environment*. 2012. V. 63. P. 223–238.
42. *Mendonca-Santos M.L., Dart R.O., Santos H.G., Coelho M.R., Barbara R.L.L., Lumbreras J.F.* Digital Soil Mapping of Topsoil Organic Carbon Content of Rio de Janeiro State, Brazil // *Digital Soil Mapping / Eds.: J.L. Boettinger et al.* N.Y.: Springer Science + Business Media B.V., 2010. P. 255–266.
43. *Miller H.J., Goodchild M.F.* Data-driven geography // *GeoJournal*. 2015. V. 80(4). P. 449–461. <https://doi.org/10.1007/s10708-014-9602-6>
44. NEXT Farming: Smarte Lösungen für Landwirte // <https://www.nextfarming.de/>.
45. *Openshaw S.* Geographical data mining: key design issues // *Proceedings of the 4th International Conference on GeoComputation, Fredericksburg, Virginia, USA, 25–28 July 1999*. http://www.geocomputation.org/1999/051/gc_051.htm
46. *Romanenkov V.A., Smith J.U., Smith P., Sirotenko O.D., Rukhovitch D.I., Romanenko I.A.* Soil organic carbon dynamics of croplands in European Russia: Estimates from the “model of humus balance” // *Regional Environmental Change*. 2007. V. 7(2). P. 93–104.
47. *Rouse J.W., Haas R.H., Schell J.A., Deering D.W.* Monitoring vegetation systems in the great plains with ERTS // *Proceedings of Third ERTS Symposium, Washington, DC, USA, 10–14 December 1973 (NASA SP-351)*. 1974. V. 1. P. 309–317. <https://ntrs.nasa.gov/archive/nasa/casi.ntrs.nasa.gov/19740022614.pdf>
48. *Rukhovitch A.D., Vilchevskaya E.V., Kalinina N.V., Petukhov D.A., Rukhovitch D.I.* Comparative analysis of the informativeness of the vegetation indices and measurements of crop yields in the system of precision farming // *19th International Multidisciplinary Scientific GeoConference SGEM 2019: conference proceedings, Albena, Bulgaria, 30 June–6 July, 2019*. Sofia, 2019. V. 19. P. 501–508. <https://doi.org/10.5593/sgem2019/2.2/S10.061>
49. *Rukhovitch D.I., Koroleva P.V., Vilchevskaya E.V., Kolesnikova L.G., Romanenkov V.A.* Constructing a spatially-resolved database for modelling soil organic carbon stocks of croplands in European Russia // *Regional Environmental Change*. 2007. V. 7(2). P. 51–61.
50. *Shapovalov D.A., Fedorenko V.F., Trubnikov A.V., Koroleva P.V., Rukhovitch D.I.* Maps of stable intra-field heterogeneity based on big satellite data in the precision farming system // *19th International Multidisciplinary Scientific GeoConference SGEM 2019: conference proceedings, Albena, Bulgaria, 30 June–6 July, 2019*. Sofia, 2019. V. 19. P. 903–908. <https://doi.org/10.5593/sgem2019/2.2/S11.111>
51. *Shary P., Sharaya L., Mitusov A.* Fundamental quantitative methods of land surface analysis // *Geoderma*. 2002. V. 107. P. 1–32.
52. SRTM <http://srtm.csi.cgiar.org/>.

Detecting Degraded Arable Land on the Basis of Remote Sensing Big Data Analysis

D. I. Rukhovitch¹*, P. V. Koroleva¹, N. V. Kalinina¹, E. V. Vil'chevskaya¹,
G. A. Suleiman¹, and G. I. Chernousenko¹

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

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

The recent development of precision farming technologies has necessitated the creation of the maps of stable intra-field heterogeneity of soil fertility on the basis of the analysis of big remote sensing data. To create such maps, thousands of satellite images for 35 years have been analyzed for each element of the earth surface to identify the areas of reduced fertility. Such areas are indicative of negative soil properties. Some of the negative properties are of the initial natural origin, and others are developed as a result of degradation processes. It is possible to separate the zones of reduced fertility because of the natural factors from those developed due to anthropogenic impacts on the basis of the analysis of morphometric parameters of surface topography coupled with technology of the spectral neighborhood of soil line. A combination of various methods of the analysis of big remote sensing data and landscape parameters has made it possible to create the maps of degraded lands with an accuracy sufficient for precision farming technologies. This study presents the results of identification of three natural and four anthropogenic factors of fertility decline on arable land. The areas of the action of particular degradation factors identified from remote sensing data have been verified by the ground soil survey. The attained results are the direct consequence of the development of remote sensing big data analysis. Both a soil cartographer and a farmer have now received a new method for detecting the areas of the spread of degradation factors.

Keywords: remote sensing big data, stable intra-field heterogeneity of soil fertility, soil degradation, spectral neighborhood of the soil line, GIS

ГЕНЕЗИС И ГЕОГРАФИЯ ПОЧВ

УДК 630.114.351:528.88

ГЕОПРОСТРАНСТВЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ СОДЕРЖАНИЯ И ЗАПАСОВ АЗОТА И УГЛЕРОДА В ЛЕСНОЙ ПОДСТИЛКЕ НА ОСНОВЕ РАЗНОСЕЗОННЫХ СПУТНИКОВЫХ ИЗОБРАЖЕНИЙ SENTINEL-2

© 2021 г. Е. А. Гаврилюк^а, *, А. И. Кузнецова^а, А. В. Горнов^а^аЦентр по проблемам экологии и продуктивности лесов РАН, ул. Профсоюзная, 84/32, стр. 14, Москва, 117997 Россия

*e-mail: egor@ifi.rssi.ru

Поступила в редакцию 02.04.2020 г.

После доработки 20.06.2020 г.

Принята к публикации 22.06.2020 г.

Показаны возможности использования оптических мультиспектральных спутниковых данных Sentinel-2 для моделирования содержания азота (N) и углерода (C), их отношения (C : N) и запасов в лесной подстилке. Исследование проводили на территории заповедника “Брянский лес” и его охранной зоны. Образцы подстилки отбирали на 33 наземных пробных площадях, заложенных с учетом формационного разнообразия лесов заповедника. Два подгоризонта подстилки (L и FH) рассматривали независимо друг от друга. Основные переменные для геопространственного моделирования получали на основе временной серии из восьми разносезонных изображений Sentinel-2. К ним добавляли базовые характеристики рельефа местности и координаты положения пикселей. В работе использовали алгоритм случайных лесов для построения регрессионных моделей и соответствующий комплекс стандартных методов для оценки их эффективности. Наилучшие результаты получены для величин C : N – коэффициент детерминации $R^2 = 0.71$ при относительной ошибке RMSE = 12.5% в подгоризонте L и $R^2 = 0.83$ при RMSE = 10.6% в подгоризонте FH. Для остальных моделей значения R^2 варьировали от 0.23 до 0.61, а RMSE – от 15.8 до 48.6%, с наименее надежными результатами для показателей запасов. Спутниковые переменные были наиболее информативны при моделировании содержания N и C, особенно C : N. Наиболее значимыми периодами во временной серии были ранняя весна, лето и снежная зима. Спутниковые изображения Sentinel-2 могут быть успешно использованы для оценки и картографирования содержания и запасов N и C в лесной подстилке в качестве доступной и актуальной альтернативы тематическим данным, характеризующим видовой состав и связанные с ним свойства древостоев.

Ключевые слова: лесные почвы, хвойно-широколиственные леса, отношение C : N, данные ДЗЗ, случайные леса, машинное обучение

DOI: 10.31857/S0032180X21020040

ВВЕДЕНИЕ

Лесная подстилка, являясь продуктом функционирования лесных биогеоценозов, регулирует широкий спектр экосистемных процессов. Характеризующие качество лесного опада показатели содержания азота (N) и углерода (C), а также величина их отношения (C : N) – надежные индикаторы скорости процессов минерализации, от которых напрямую зависит продуктивность лесных почв и их способность к депонированию углерода [10, 18, 52]. В условиях глобального изменения климата большое внимание уделяется уточнению оценок запасов почвенного органического вещества. Показано, что доля подстилки в общих запасах углерода может достигать 30% [9, 19].

Данные дистанционного зондирования Земли (ДЗЗ) в настоящее время находят широкое применение в качестве основы для цифрового карто-

графирования типов почв и геопространственного моделирования их количественных характеристик [15]. Концептуальным примером совместного использования спутниковых и наземных данных для получения тематических продуктов базовых свойств почв методами машинного обучения является глобальная информационная система SoilGrids [34]. Стоит отметить, что в большинстве исследований, посвященных геопространственному моделированию почвенных показателей, переменные, полученные на основе данных ДЗЗ, используются совместно с климатическими, орографическими, геологическими и прочими тематическими признаками, и при этом часто не демонстрируют высокой информативности [33, 44, 48].

Потенциал использования спутниковых изображений, как оптических, так и радарных, для

оценки свойств почв, особенно лесных, часто бывает ограничен из-за наличия плотного растительного покрова. Сомкнутость полога более 30% исключает возможность прямого анализа спектральных характеристик подстилающей поверхности [29]. Однако отдельные свойства почвы могут находиться в тесной взаимосвязи с качественными и/или количественными характеристиками растительности, что оставляет возможности для опосредованной оценки таких свойств. В частности, древесные растения доминирующих видов, формирующих леса разных типов, оказывают значительное влияние на состав органического вещества, кислотность, общее содержание N и величину C : N лесных почв, причем как в органогенном, так и в верхнем (0–10 см) минеральном слоях [27, 43]. Поэтому тематические характеристики лесного покрова (преобладающие породы древостоев, доля хвойных и лиственных деревьев, тип леса, сомкнутость полога, наземная фитомасса и др.) часто используются в качестве переменных при геопространственном моделировании различных свойств лесных почв, включая C : N и запасы C в подстилке [21, 24, 25].

В то же время распознавание и картографирование породной структуры лесов – одна из классических задач, решаемая с применением данных ДЗЗ с разной степенью успешности [31], как и оценка биометрических и структурных характеристик древостоев [41]. Соответственно каналы спутниковых изображений и/или их производные потенциально способны в той или иной степени заменить тематические переменные, отвечающие за варибельность характеристик лесного покрова. Поскольку свойства опада напрямую связаны с видовым составом древостоев, опосредованные взаимосвязи со спектральными признаками древесного полога потенциально должны продемонстрировать органогенный горизонт лесных почв. При этом, хотя существуют исследования, направленные на определение площади покрытия [39], влажности [51] и степени разложения [45] опада по данным ДЗЗ, нам не удалось найти похожих работ, посвященных оценкам содержания C и N в лесной подстилке.

Настоящая работа посвящена исследованию возможности использования временной серии оптических мультиспектральных спутниковых изображений высокого пространственного разрешения (совместно с базовыми характеристиками рельефа местности) для геопространственного моделирования содержания C и N в лесной подстилке методами машинного обучения на территории заповедника “Брянский лес” и его охранной зоны. Подгоризонты подстилки L (свежий или слаборазложившийся опад) и FH (слой ферментации и разложения растительных остатков) рассматривали независимо друг от друга. Для каждого из них проанализировали пять количественных показате-

телей: содержание (%) и запас (г/м²) органических C и N, а также величину их отношения по содержанию – C : N.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Район исследования. Исследование проводили в южной части Брянского полевья в пределах государственного природного биосферного заповедника “Брянский лес” и его охранной зоны (рис. 1), на 97% покрытых лесами, общая площадь которых составляет более 200 км².

В ботанико-географическом плане район относится к Полесской подпровинции Восточноевропейской провинции Европейской широколиственно-лесной области [14]. Леса заповедника с давних времен подвергались хозяйственной деятельности. В результате современный лесной покров территории представлен, главным образом, раннесукцессионными сообществами с монодоминантным (сосняки, березняки, черноольшаники и осинники) или олигодоминантным (смешанные хвойно-лиственные и мелколиственные леса) составом древостоев [1, 3, 4]. При этом в заповеднике сохранились уникальные участки полидоминантных хвойно-широколиственных и широколиственных лесов [2, 30].

Климат территории умеренно континентальный, с четырьмя выраженными фенологическими сезонами в течение года. Средняя многолетняя температура воздуха для зимних месяцев составляет –5.2°C, для летних – +18.4°C, среднегодовое количество осадков – 556 мм, наибольшая часть которых (33%) приходится на летний период [12].

По почвенно-географическому районированию заповедник входит в Среднерусскую провинцию подзолистых почв [6]. В ландшафтной структуре территории выделяют участки пойменного, террасного, полесского, предполесского ландшафтов [5]. В поймах преобладают серогумусовые органо-аккумулятивные почвы [8] (Umbrisols по WRB [49]) – на аллювиальных отложениях [17]. В пределах террасного, полесского и предполесского ландшафтов преобладают дерново-подзолы [8] (Albic Podzols (Arenic)) – с выраженным гумусовым горизонтом на флювиогляциальных песках (супесях) и глинистом элювии кремнистой опоки [16]. Повсеместно встречаются признаки процессов оглеения. На менее нарушенных территориях заповедника отмечаются признаки буроземообразования [7].

Исходные данные. В работе использовали данные трех типов: результаты наземных обследований, спутниковые изображения и цифровую модель рельефа (ЦМР) местности с ее производными. Кроме того, пространственные координаты положения центров пикселей изображений (в виде порядковых номеров по горизонтали и верти-

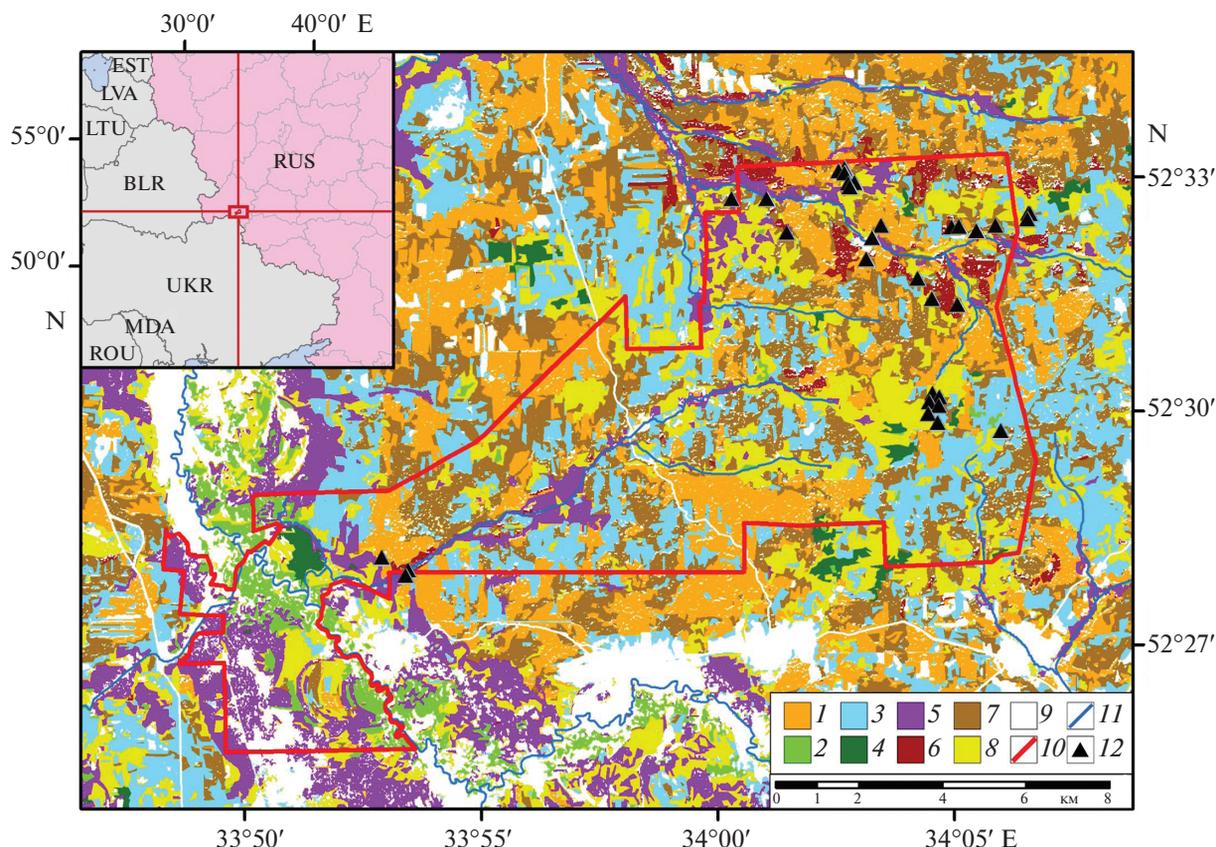


Рис. 1. Район исследования. Типы древостоев по видовому составу (из [1]): 1 – сосняки, 2 – широколиственные, 3 – березняки, 4 – осинники, 5 – черноольшаники, 6 – смешанные хвойные, 7 – смешанные хвойно-лиственные, 8 – смешанные лиственные. Прочие обозначения: 9 – безлесные территории, 10 – граница заповедника “Брянский лес”, 11 – водотоки, 12 – места закладки наземных пробных площадей.

кали) добавляли в качестве двух вспомогательных независимых переменных для геопространственного моделирования, что является распространенной практикой. Стоит отметить, что компактность района исследований делает нецелесообразным привлечение климатических данных в качестве дополнительных переменных, а актуальные карты почв достаточной детальности (масштаба порядка 1 : 100 000), которые могли бы быть использованы в работе, на территорию заповедника отсутствуют.

Полевые данные и их предварительная обработка. В ходе полевых исследований 2016–2017 гг. в лесах заповедника и его охранной зоны было заложено 33 наземных пробных площадки (НПП) по 400 м². Места для закладки НПП (рис. 1) выбирали в однородных по видовой структуре древесного яруса участках лесов таким образом, чтобы в выборке был представлен опад из всех характерных для территории исследования типов древостоев. Для оценки породного состава насаждений использовали карту (далее карта пород), полученную в результате тематической обработки спутниковых данных Landsat [1], и материалы лесо-

устройства заповедника 2006 г. Для каждого из восьми тематических классов карты пород закладывали от трех до шести НПП. На каждой НПП выполняли геоботаническое описание с выявлением полного флористического состава с учетом ярусной структуры леса. В каждом ярусе определяли участие видов по шкале обилия-покрытия Браун-Бланке [11]. На всех НПП производили отбор лесной подстилки с использованием рамки размером 25 × 25 см в трех- или четырехкратной повторности (всего 108 образцов).

В лабораторных условиях отобранные образцы высушивали до абсолютно-сухого состояния при 105°C, взвешивали и оценивали содержание N и C на элементном анализаторе EA1110 (CHNS-O). При расчете запасов углерода пользовались методическими указаниями по количественному определению объема поглощения парниковых газов [13]. В итоге оценено по пять показателей для L- и FH-подгоризонтов лесной подстилки: содержание N (N%), содержание C (C%), отношение C : N, запас N (N_{stk}) и запас C (C_{stk}). Базовый статистический анализ полученных измерений (табл. 1) свидетельствует о достаточной однородности (коэф-

Таблица 1. Описательная статистика для наземных данных, над чертой – значения для подгоризонта L, под чертой – для подгоризонта FH

Показатель	Среднее	v	КВ	Минимум	1-й квартиль	Медиана	3-й квартиль	Максимум	Мощность*
$N_{\%}$	<u>2.2</u>	<u>0.4</u>	<u>19.5</u>	<u>1.1</u>	<u>1.9</u>	<u>2.2</u>	<u>2.4</u>	<u>3.1</u>	<u>88.4</u>
	2.0	0.5	25.3	1.0	1.6	1.9	2.3	3.5	85.4
$C_{\%}$	<u>44.4</u>	<u>3.1</u>	<u>6.9</u>	<u>32.8</u>	<u>42.9</u>	<u>44.9</u>	<u>46.3</u>	<u>49.5</u>	<u>92.3</u>
	37.5	7.1	18.9	18.1	32.0	39.0	43.1	49.8	80.8
C : N	<u>21.3</u>	<u>5.4</u>	<u>25.4</u>	<u>14.5</u>	<u>17.5</u>	<u>20.3</u>	<u>23.5</u>	<u>39.4</u>	<u>82.6</u>
	19.5	5.2	26.8	12.1	15.9	17.2	22.2	36.8	84.3
$N_{\text{stk}}, \text{Г/М}^2$	<u>8.7</u>	<u>6.0</u>	<u>68.4</u>	<u>1.2</u>	<u>5.0</u>	<u>6.9</u>	<u>11.2</u>	<u>30.3</u>	<u>59.3</u>
	20.8	11.3	54.2	3.1	11.3	19.9	28.4	58.8	87.2
$C_{\text{stk}}, \text{Г/М}^2$	<u>185.4</u>	<u>127.2</u>	<u>68.6</u>	<u>21.1</u>	<u>88.9</u>	<u>145.5</u>	<u>268.3</u>	<u>712.8</u>	<u>92.1</u>
	415.3	262.7	63.3	46.3	196.6	344.8	583.0	1425.1	90.4

Примечание. v – стандартное отклонение, КВ – коэффициент вариации показателя (%). * Мощности выборки (%), оцененная по стандартному t -тесту при уровне значимости $\alpha = 0.1$ и величине эффекта, равной 10% от разброса значений.

Таблица 2. Фенологические периоды, для которых формировались разносезонные спутниковые композитные изображения Sentinel-2

Период	Границы периода	Длина периода, дни
Зима	26 октября–30 марта	166
Начало весны	31 марта–30 апреля	31
Середина весны	1–15 мая	15
Конец весны	16–30 мая	15
Лето	31 мая–24 июля	45
Начало осени	25 июля–3 сентября	41
Середина осени	4 сентября–4 октября	31
Конец осени	5 октября–25 октября	21

коэффициент вариации <30%) и представительности (мощность более 80%) выборок для показателей $N_{\%}$, $C_{\%}$ и C : N. В отношении запасов N и C выборки неоднородны, что может быть следствием недостаточного числа повторностей на пробных площадках, но, тем не менее, представительны для всех показателей, кроме N_{stk} в подгоризонте L (мощность около 60%).

Спутниковые данные и их предварительная обработка. В качестве основного источника данных для геопространственного моделирования использовали разносезонные мультиспектральные изображения Sentinel-2 [28]. По результатам анализа ежегодных глобальных данных MODIS о динамике наземного покрова (MCD12Q2) версии 6 [32] для района исследования выделяли восемь последовательных фенологических периодов (табл. 2), для каждого из которых формировали композитные изображения из сцен Sentinel-2 2016–2018 гг.

MCD12Q2 – это набор ежегодных глобальных тематических изображений пространственным разрешением 500 м за период с 2000 по 2017 гг.,

которые содержат информацию на попиксельном уровне о семи ключевых датах в динамике хода кривой спектрального индекса EVI2 [35] и степени достоверности их определения. Ключевые даты соответствуют началу и середине роста, выходу на плато, пику, началу, середине и окончанию убывания значений индекса. Для локальных территорий, относительно однородных по климатическим условиям, как в нашем случае, медианные значения этих дат, оцененные по всем валидным пикселям изображения, могут быть достаточно надежно соотнесены с последовательной сменой фенологических фаз зеленой растительности. Для определения границ четырех основных периодов года (зима, весна, лето, осень) использовали данные 2017 г., после чего в пределах весны и осени аналитически выделяли по три дополнительных периода (начало, середина и конец). Границы дополнительных периодов подбирали таким образом, чтобы они располагались симметрично относительно исходных дат середины роста и убывания значений индекса EVI2, при этом длина каждого из периодов составляла не менее 15 дней.

Для всех периодов, кроме зимы, отбирали по три сцены Sentinel-2 соответствующего временного диапазона с минимальным облачным покровом из всех доступных в архиве. Композитные изображения периодов формировали из медианных значений пикселей отобранных сцен, рассчитанных независимо для каждого спектрального канала. Для периода снежной зимы использовали одиночную, полностью безоблачную сцену. Все отобранные изображения Sentinel-2 предварительно преобразовывали в продукты уровня L2A (значения коэффициентов отражения на уровне земной поверхности) с использованием программного модуля Sen2Cor [40].

ЦМР и ее производные. Базовые орографические характеристики местности получали из ЦМР пространственным разрешением 10 м, сформированной в результате интерполяции значений высот по горизонталям топографической карты масштаба 1 : 50000 (высота сечения рельефа 5 м). В качестве геопространственных переменных использовали показатели абсолютной высоты, крутизны, экспозиции (как синус и косинус ее угловых значений) и общей кривизны склонов [46], а также топографического индекса влажности [22], рассчитанные стандартными средствами ГИС SAGA [26].

Формирование исходного набора переменных. Принимая во внимание высокую корреляцию между каналами Sentinel-2, последовательно расположенными в видимом, ближнем инфракрасном и среднем инфракрасном участках спектра, в работе использовали классический анализ главных компонент [36] для сокращения пространства признаков. В нашем случае, первые две главных компоненты, в зависимости от периода съемки, описывали от 88 (конец осени) до 98% (снежная зима) вариации, содержащейся в десяти основных (с порядковыми номерами 2-8, 8A, 11 и 12) каналах Sentinel-2, что позволяет добиться пятикратного сжатия данных без значительных потерь в информативности. Шесть каналов с пространственным разрешением 20 м (5-7, 8A, 11 и 12) предварительно приводили к разрешению 10 м методом ближайшего соседа.

В итоге после преобразования изображений методом главных компонент, 16 признаков, полученных на основе спутниковых данных (по две главных компоненты для каждого из восьми фенологических периодов), в сочетании с шестью орографическими характеристиками местности и двумя координатами положения пикселей составили исходный набор геопространственных переменных для моделирования. Учитывая уровень точности привязки как спутниковых, так и полевых данных (средняя погрешность порядка 10 м), измерения с НПП сопоставляли с медианными значениями переменных в окне размером 3 × 3 пикселя (30 × 30 м) вокруг точки заложения площадок.

Оптимизация набора переменных. Исходный набор переменных был оптимизирован сначала с применением корреляционного анализа, а затем на основе метода рекурсивного исключения признаков. При корреляционном анализе для всех переменных оценивали попарную корреляцию Пирсона (r), после чего из пар со значением $r > 0.95$ отбрасывали переменные с более высоким средним значением r , рассчитанным для каждой переменной по всем ее парам. Процедура рекурсивного исключения признаков подразумевает последовательное построение регрессионных моделей (с фиксированными параметрами алгоритма) для анализируемого показателя с поэтапным отсеиванием наименее информативных переменных. При этом на каждом этапе отсеивания проводится оценка эффективности модели, что позволяет сформировать оптимальный набор наиболее значимых признаков для каждого из показателей, обеспечивающий наилучшую точность с точки зрения выбранного формального критерия. В качестве такого критерия использовали величину средней квадратической ошибки (СКО) модели, оцениваемой методом повторной кросс-валидации (25 повторов с разбиением исходной выборки на 4 части). По результатам процедуры из дальнейшего анализа исключали только те переменные, которые не попали в число оптимальных ни для одного из рассматриваемых показателей, таким образом, для всех моделей использовался единый набор признаков.

Построение регрессионных моделей. В работе использовали алгоритм машинного обучения “случайные леса” [23] для построения регрессионных моделей, а также весь сопутствующий ему комплекс методов для автоматического подбора параметров алгоритма, оценки информативности переменных, качества обучения и эффективности предсказаний, реализованный в программной среде R в пакетах *caret* [38] и *ranger* [50].

Случайные леса — статистический метод для задач классификации и регрессии, основанный на использовании большого числа (ансамбля) деревьев решений, каждое из которых строится по неполной выборке, получаемой из исходной с помощью бутстрепа (случайной выборки с возвращением), а для расщепления вершин используется фиксированное число переменных, случайно отбираемых из полного набора. В базовом варианте алгоритма классификация осуществляется с помощью простого голосования классификаторов, определяемых отдельными деревьями, а регрессионное моделирование — путем усреднения результатов по всем деревьям. В настоящее время случайные леса являются одним из наиболее популярных методов машинного обучения, так как сочетают в себе (относительную) универсальность, простоту настройки и быстроту работы с

высокими показателями эффективности получаемых моделей.

Использовали ансамбль из 1000 деревьев, а подбор прочих параметров алгоритма, в частности — числа случайных признаков при каждом расщеплении дерева, метода расщепления и минимального размера узла, — осуществляли индивидуально для каждого моделируемого показателя простым перебором вариантов аналогично процедуре рекурсивного исключения признаков.

Оценка эффективности и статистической значимости моделей. Эффективность полученных моделей оценивали по стандартным статистическим метрикам — коэффициенту детерминации (R^2) и квадратному корню из СКО (RMSE), а также относительным величинам RMSE — процентным значениям от среднего (RMSE_{AVG}) и разброса (RMSE_{RNG}) моделируемых показателей. При этом использовали как оценки, полученные на основе полной исходной выборки (33 измерения) интегрированным в случайные леса методом out-of-bag (OOB), так и предварительное разбиение выборки на обучающую и контрольную (в соотношении 25/8). OOB-метод подразумевает формирование отдельных бутстреп-выборок для обучения каждого из деревьев ансамбля, что позволяет использовать не вошедшие в них измерения для оценки эффективности отдельных деревьев, а затем и всей модели путем осреднения результатов. Измерения для контрольной выборки подбирали аналитически таким образом, чтобы избежать их попадания на края распределения для всех анализируемых показателей и обеспечить представительность всех типов древостоев.

Статистическую значимость моделей в целом (p -значение) оценивали методом, описанным в [20], который представляет собой множественный пермутационный тест (в нашем случае из 200 итераций), для зависимой переменной (величины, для которой выполняется моделирование). Процедура пермутации подразумевает случайную перестановку значений переменной, после чего происходит подгонка модели и оценка эффективности (в нашем случае по СКО). Доля случаев, когда пермутационные модели оказываются эффективнее исходной, характеризует искомое p -значение.

Выбор наилучшего типа прогнозирования. На основе абсолютной величины RMSE оценивали три типа результатов прогнозирования моделей — среднее, скорректированное среднее или медиану, — с целью определения наиболее эффективно варианта для каждого моделируемого показателя. Первый тип, который является стандартным для регрессий, построенных с помощью случайных лесов, — это осреднение результатов по всем деревьям ансамбля. Второй тип получается из значений первого путем применения к ним простой

линейной модели (предсказанные значения подгоняются к исходным измерениям), призванной скорректировать характерный эффект завышения низких и занижения высоких значений. Для построения этой дополнительной модели использовали метод повторных медиан [47], реализованный в R-пакете mblm [37]. Третий тип — это медианные значения (в 50-м перцентиле), получаемое при построении квантильной регрессии в ее реализации для случайных лесов [42].

Оценка информативности переменных. В качестве меры информативности переменных в процессе обучения использовали стандартный для случайных лесов показатель среднего уменьшения общей точности модели (MDA — Mean Decrease in Accuracy) после случайной перестановки значений оцениваемой независимой переменной. В отличие от похожего пермутационного теста для статистической значимости, описанного выше, здесь перестановка значений, переподгонка модели и оценка точности происходят однократно для каждой переменной. Критерием точности модели была выбрана величина СКО.

Геопространственное моделирование. Для получения тематических продуктов, характеризующих распределение анализируемых показателей по территории исследования, к оптимизированному набору переменных на попиксельном уровне применяли соответствующие модели с наиболее эффективным типом прогнозирования, обученные по полной выборке. Одновременно с помощью квантильной регрессии оценивали границы доверительного интервала шириной 80% — значения в 10- и 90-м перцентилеях распределения предсказаний всех деревьев ансамбля. Разница этих значений относительно результата прогнозирования характеризует величины предельных ошибок моделирования, соответственно в сторону занижения и завышения, в рамках заданного доверительного интервала. В качестве пространственной меры неопределенности моделирования для полученных тематических продуктов использовали отношение ширины доверительного интервала (разность значений на его границах) к результату прогнозирования, выраженное в процентах.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Оптимальные переменные для моделирования. По результатам корреляционного анализа исходных переменных были отброшены главные компоненты конца весны и начала осени, которые были сильно коррелированы с аналогичными переменными прилегающих к ним фенологических периодов. После процедуры рекурсивного исключения признаков были отсеяны еще шесть переменных: главные компоненты конца осени, пока-

Таблица 3. Сводная статистика эффективности регрессионных моделей, над чертой – значения для подгоризонта L, под чертой – для подгоризонта FH

Показатель	N%		C%		C : N		N _{stk} , г/м ²		C _{stk} , г/м ²	
	тип оценки*									
	ООВ	тест	ООВ	тест	ООВ	тест	ООВ	тест	ООВ	тест
Тип прогноза**	Ср.	Ср.	Мед.	ЛМ	Мед.	Мед.	Мед.	Ср.	Мед.	ЛМ
	Мед.	Ср.	Мед.	Мед.	Ср.	ЛМ	Мед.	Мед.	Ср.	Ср.
R ²	0.48	0.57	0.46	0.46	0.71	0.77	0.58	0.49	0.61	0.54
	0.44	0.12	0.56	0.44	0.83	0.95	0.23	0.30	0.37	0.24
RMSE	0.3	0.3	1.8	1.8	2.7	1.9	3.4	3.5	72.3	77.8
	0.4	0.4	4.2	3.8	2.1	0.8	9.2	9.1	190.9	229.8
RMSE _{RNG} , %	15.8	24.4	16.8	35.2	12.5	15.1	15.5	25.5	14.3	28.1
	17.7	38.6	17.5	25.6	10.6	8.6	18.4	29.6	20.7	31.3
RMSE _{AVG} , %	12.5	11.5	4.0	4.0	12.8	9.2	39.8	43.0	40.3	45.4
	18.1	19.1	11.1	9.8	10.9	4.3	46.0	42.9	48.6	54.9
p <	0.005	0.005	0.005	0.005	0.005	0.005	0.005	0.010	0.005	0.005
	0.005	0.005	0.005	0.005	0.005	0.005	0.010	0.015	0.005	0.010

* Тип оценки эффективности моделей: ООВ – методом out-of-bag при обучении по полной выборке, тест – с предварительным разбиением выборки на обучающую и контрольную.

** Наилучший по величине RMSE тип прогнозирования модели: Ср. – простое среднее, ЛМ – среднее, скорректированное линейной моделью, Мед. – медиана.

затели ориентации и кривизны склонов, а также топографический индекс влажности.

Таким образом, оптимальный набор данных для моделирования показателей содержания и запасов N и C в лесной подстилке был составлен из четырнадцати геопространственных переменных:

– десять переменных на основе спутниковых изображений – по две главные компоненты для периодов снежной зимы, начала и середины весны, середины лета и середины осени;

– две характеристики на основе ЦМР – абсолютная высота рельефа и крутизна склонов;

– две координаты пространственного положения пикселей.

Эффективность моделей. В табл. 3 приведены показатели эффективности полученных регрессионных моделей для содержания и запасов N и C в лесной подстилке. Оценки для моделей с обучением по полной выборке (на основе ООВ-метода) более согласованы в аспекте использованных метрик (высокие значения R^2 сопровождаются низкими относительными значениями RMSE и наоборот), чем для моделей с предварительным разбиением выборки на обучающую и контрольную, однако абсолютные величины RMSE, в целом, близки для обоих подходов. Исключением являются модели для величин C : N, для которых значения RMSE по контрольной выборке в 1.4 (подгоризонт L) и в 2.6 (подгоризонт FH) раза ниже аналогичных ООВ-показателей, что может быть

случайной особенностью измерений, отбравшихся для контроля вручную.

Наилучшие результаты продемонстрировали модели для величин отношения C : N – $R^2 = 0.71$ при $RMSE_{RNG} = 12.5\%$ для подгоризонта L, и $R^2 = 0.83$ и $RMSE_{RNG} = 10.6\%$ для подгоризонта FH, – что было ожидаемо с учетом известной тесноты взаимосвязи данных показателей с соотношением хвойных и лиственных пород в древостоях. Для абсолютных показателей содержания $N_{\%}$ и $C_{\%}$ в обоих подгоризонтах R^2 находится в пределах от 0.44 до 0.56 при $RMSE_{RNG}$ от 15.8 до 17.7%, что можно оценить как умеренную степень эффективности моделей. Наихудшие результаты получены для показателей запасов N_{stk} и C_{stk} в обоих подгоризонтах – R^2 варьирует от 0.23 до 0.61 при $RMSE_{AVG}$ от 39.8 до 48.6%, что, в первую очередь, может быть следствием неоднородности исходной выборки. Тем не менее, метод случайных лесов, как правило, дает надежные результаты даже при малом объеме и неоднородности обучающих данных, в том числе и при большом количестве независимых переменных, поэтому все полученные модели статистически значимы – большинство на уровне $p < 0.005$, в худшем случае – на уровне $p < 0.015$ (для N_{stk} в подгоризонте FH). При этом невозможно однозначно отдать предпочтение ни одному из трех рассмотренных типов прогнозирования: для десяти моделей из двадцати лучшим было значение медианы, для семи – про-

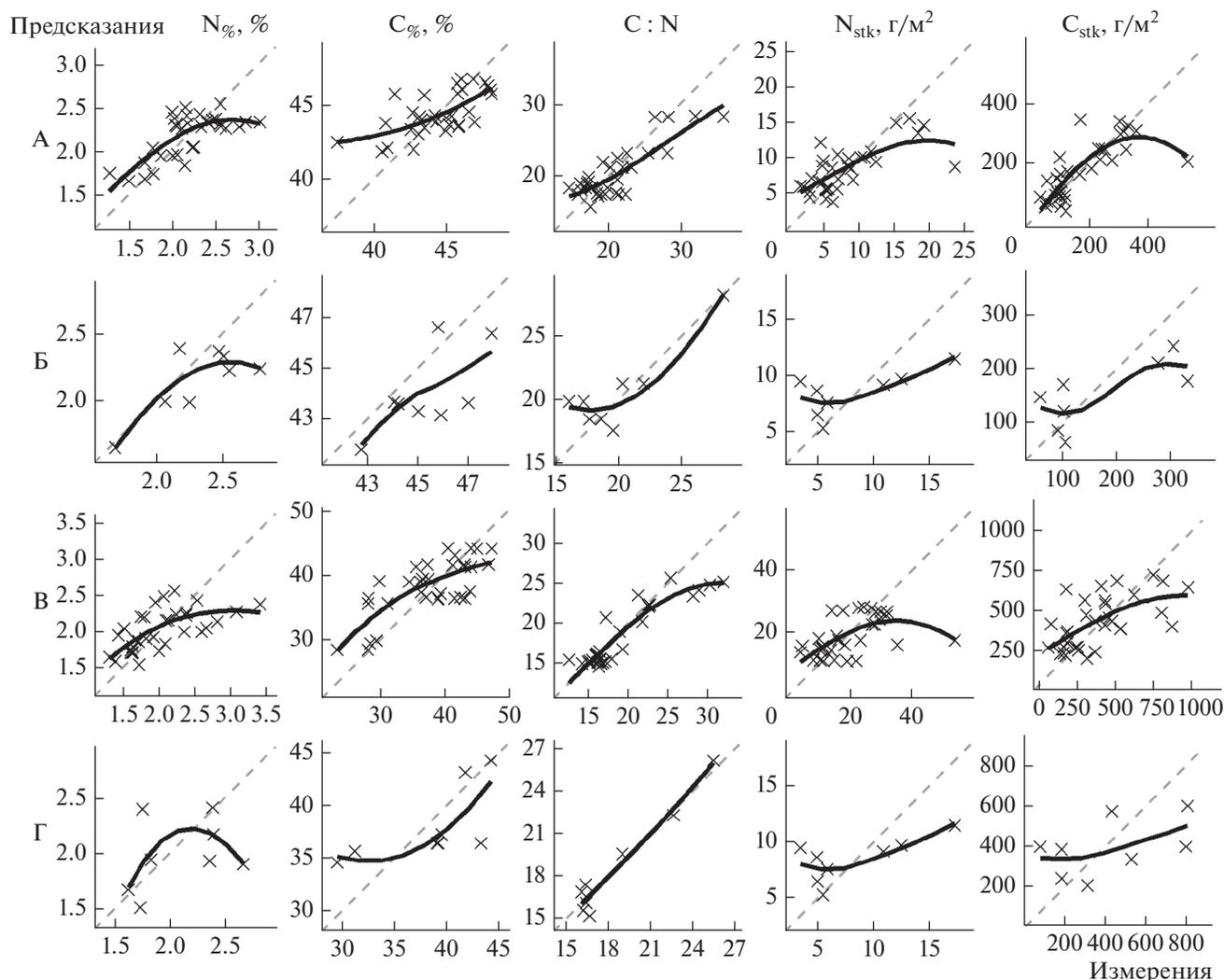


Рис. 2. Диаграммы рассеяния измеренных и предсказанных значений показателей содержания и запасов N и C в лесной подстилке для подгоризонтов L (А, Б) и FH (В, Г), оцененных по полной выборке ООВ-методом (А, В) и по отдельной контрольной выборке (Б, Г).

стое среднее, для трех оставшихся – скорректированное среднее.

На рис. 2 представлены диаграммы рассеяния измеренных и предсказанных значений (по наилучшему типу прогнозирования) для всех проанализированных показателей. Как видно из диаграмм, характерные тенденции к завышению низких и занижению высоких значений в разной степени выражены для всех моделей, причем, исходя из количественных оценок эффективности, корректировка результатов предсказания дополнительной линейной моделью не вносит заметных улучшений в данном аспекте. Наиболее вероятной причиной данной ситуации может быть низкая чувствительность использованных переменных к вариабельности анализируемых свойств подстилки по достижении ими определенных пороговых значений на обоих концах распределения (то есть на-

блюдается эффект насыщения). В целом наибольшая неопределенность предсказаний большинства моделей (с тенденцией к занижению) характерна для высоких значений оцениваемых показателей, и только для содержания C наблюдается обратная ситуация, когда для низких значений завышение выражено более явно.

Информативность переменных. Итоговая информативность отобранных переменных для каждого из моделируемых показателей приведена на рис. 3. Для величин содержания N и C, особенно для отношения C : N, можно констатировать значительное превосходство признаков, полученных на основе спутниковых изображений, над признаками, полученными на основе ЦМР, что косвенно отражает высокую взаимосвязь данных показателей с видовой структурой древостоев. Для показателей запасов N и C (кроме запаса C в

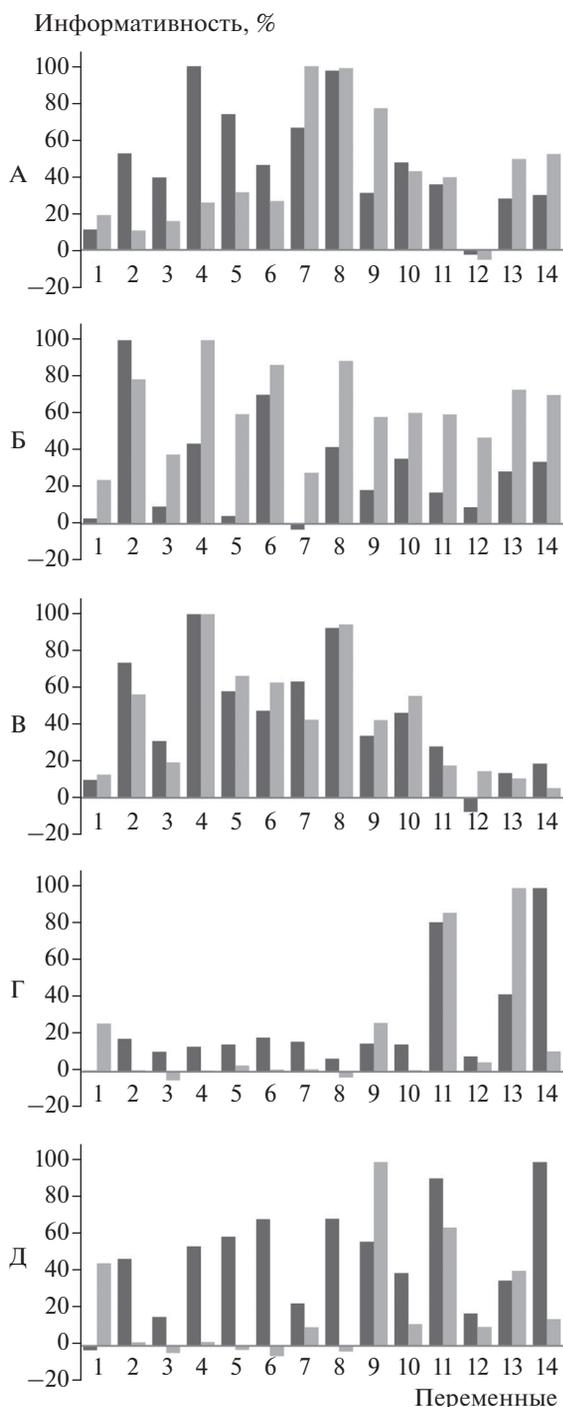


Рис. 3. Относительная информативность переменных при регрессионном моделировании показателей: $N_{\%}$ (А), $C_{\%}$ (Б), $C:N$ (В), N_{stk} (Г), C_{stk} (Д). Исходные значения отнормированы по абсолютному максимуму. Темно-серым даны значения для подгоризонта L, светло-серым – для подгоризонта FN. Обозначения переменных: 1 – зима I (первая главная компонента зимнего изображения), 2 – зима II, 3 – начало весны I, 4 – начало весны II, 5 – середина весны I, 6 – середина весны II, 7 – лето I, 8 – лето II, 9 – середина осени I, 10 – середина осени II, 11 – абсолютная высота рельефа, 12 – крутизна склона, 13 – координата пикселя по оси X, 14 – координата пикселя по оси Y.

подгоризонте FN) высота рельефа и координаты положения пикселей превосходят все спутниковые переменные по информативности. Это можно трактовать как следствие более низкой взаимосвязи данных показателей с видовым составом древостоев, с одной стороны, и более высокой зависимости от их положения в ландшафте, с другой. Кроме того, запасы N и C в подстилке связаны не только с качеством опада, но и с его массой, зависящей в первую очередь от фитомассы и продуктивности древостоев, определяемой условиями местообитаний, которые не всегда явно отражаются на спектральных свойствах лесного полога.

Наиболее значимыми периодами года при моделировании, в целом, оказались ранняя весна, лето и снежная зима. Однако степень информативности отдельных переменных сильно варьирует от показателя к показателю. Интересно, что изображения осеннего периода, несмотря на высокий потенциал распознавания видовой структуры вследствие изменения окраски листвы, оказались малоинформативными для моделирования характеристик подстилки (не считая запаса C в подгоризонте FN). Также необходимо отметить, что в большинстве случаев, вторые главные компоненты периодов, которые отражают межканальную вариабельность значений спектральной яркости, закономерно более информативны, чем первые, которые показывают различия в суммарной интенсивности отраженного излучения. Тем не менее, полностью исключить первые компоненты из моделей без значительной потери их эффективности не представляется возможным.

Результаты геопространственного моделирования. Исходя из анализа эффективности моделей и информативности переменных, наиболее надежные результаты геопространственного моделирования на основе спутниковых данных могут быть получены для отношения C : N (рис. 4). Визуальное сопоставление с картой пород (рис. 1) показывает четкую пространственную согласованность предсказанных величин C : N с видовым составом древостоев, что обусловливается высокой информативностью спутниковых переменных в процессе обучения. Самые низкие значения C : N соответствуют широколиственным лесам, чуть более высокие – мелколиственным, самые высокие – хвойным, смешанные хвойно-лиственные древостои характеризуются промежуточными значениями. Для результатов моделирования остальных показателей (не приводятся) также характерна пространственная дифференциация по видовому составу древостоев. Однако вариабельность значений в пределах однородных массивов леса выражена в меньшей степени, чем для отношения C : N, – сказывается более низкий уровень взаимосвязей с использованными переменными (что отражено в более умеренных значениях коэффициента детерминации моделей). Кроме то-

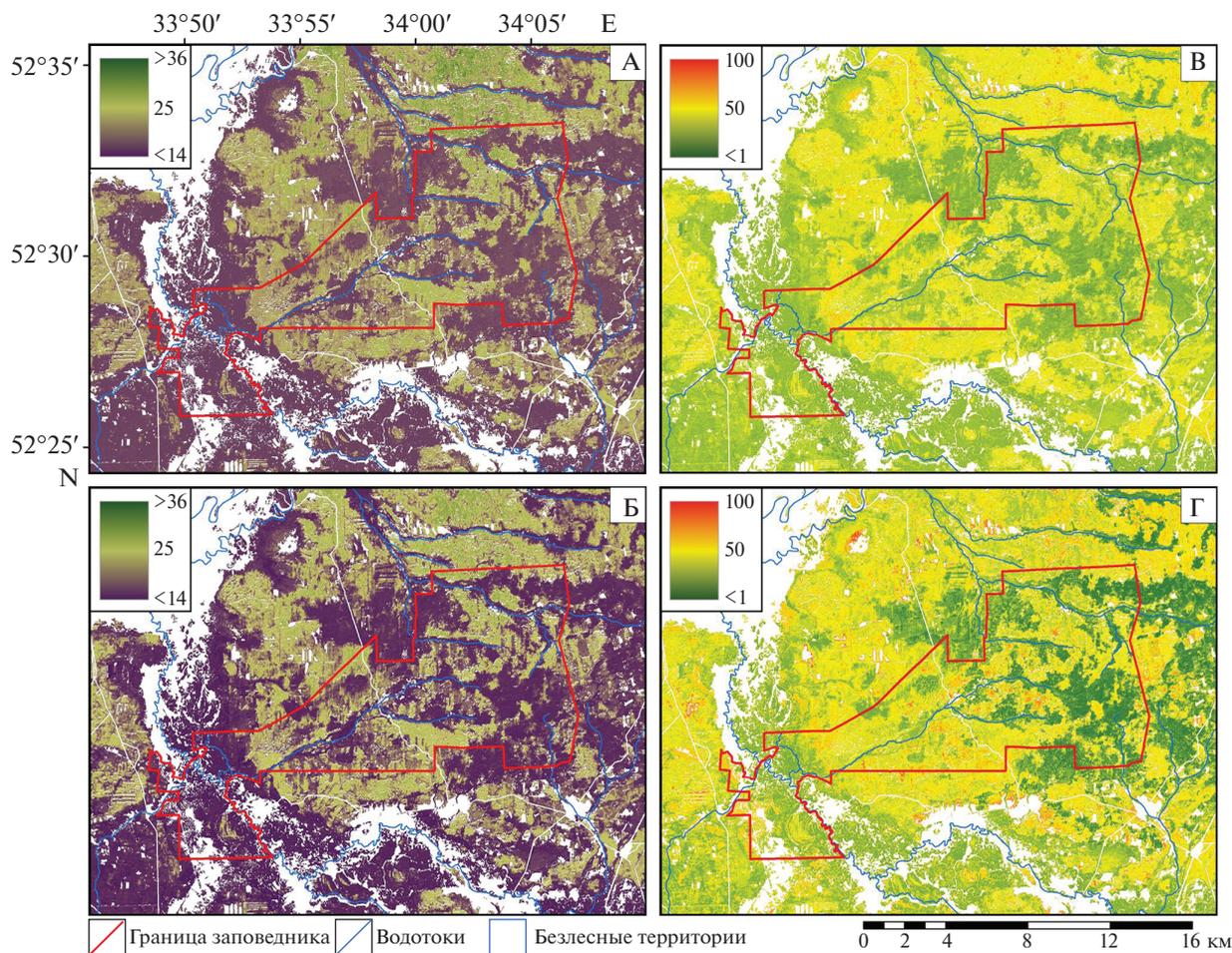


Рис. 4. Результаты геопространственного моделирования показателей С : N лесной подстилки в подгоризонтах L (A) и FH (B) для района исследований с попиксельными оценками неопределенности (B, Г, выражены в %).

го, для запасов наблюдаются локальные эффекты “блочности” (выраженные вертикальные и горизонтальные границы между участками изображения) из-за высокой информативности переменных, отвечающих за пространственные координаты пикселей.

Пространственная согласованность результатов моделирования (рис. 5) между двумя подгоризонтами лесной подстилки явно выражена для содержания N (коэффициент корреляции Пирсона $r = 0.87$) и отношения С : N ($r = 0.97$), для остальных показателей характерна умеренная положительная корреляция (r от 0.41 до 0.65). Величины неопределенности моделирования растут пропорционально предсказанным значениям для отношения С : N в обоих подгоризонтах ($r = 0.86$ для L и $r = 0.79$ для FH), а также для содержания N в подгоризонте FH ($r = 0.78$), для остальных показателей ярко выраженной зависимости не наблюдается (r от -0.43 до 0.66). В целом наибольшие значения неопределенности характерны для участков с относительно низкой сомкнутостью полога и/или

находящихся на границе леса. Очевидно, что пиксели изображения, для которых характерна “смешанная” спектральная яркость, сформированная из сигналов от подстилающих поверхностей разного типа, сложно однозначно интерпретировать (если не закладывать целенаправленно для таких участков НПП), что соответствующим образом отражается на работе моделей.

ОБСУЖДЕНИЕ

Двумя основными факторами, не позволяющими сделать однозначный вывод о стабильности и универсальности полученных в работе результатов, являются локальность района исследования и относительно небольшой объем наземных данных, использованных для обучения регрессионных моделей. В частности, локальность накладывает ограничения на выводы об относительной информативности переменных различного типа, поскольку очевидно, что роль орографических и/или климатических данных (которые не рас-

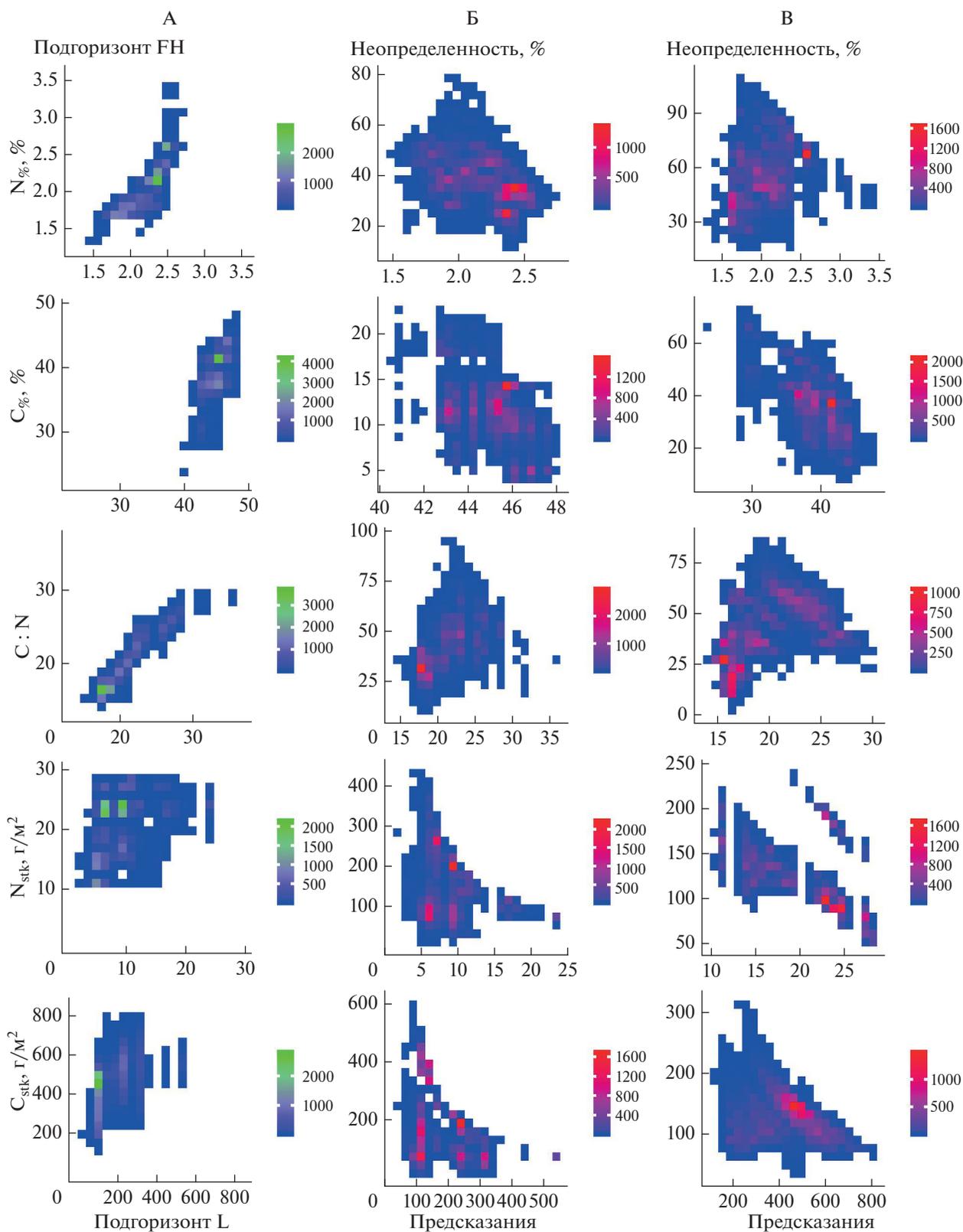


Рис. 5. Двумерные гистограммы распределения площади района исследования (га) по показателям содержания и запасов N и C в лесной подстилке: результаты моделирования по двум подгоризонтам (А) и неопределенность моделирования относительно предсказанных значений для подгоризонтов L (Б) и FH (В).

сма тривали в работе из соображений рациональности) может значительно возрасти по мере увеличения пространственного охвата и разнообразия условий произрастания лесов территории, для которой проводится моделирование. В свою очередь, малый объем наземных данных ограничивает возможности для надежной верификации результатов предсказания моделей, поэтому полученные в работе оценки эффективности носят в большей мере сравнительный, нежели точностной характер. Другими словами, определенно можно сделать вывод о том, что показатели содержания N и C, а также отношения C : N, моделируются точнее, чем показатели запасов, однако чтобы судить о том, насколько количественные оценки эффективности моделей близки к реальной точности полученных с их помощью тематических продуктов, необходимо сформировать независимый набор контрольных наземных данных, сопоставимый по объему с использованным для обучения.

Помимо объема выборки, не меньшую роль играет и пространственное расположение НПП. В данной работе при планировании наземных обследований учитывался, главным образом, видовой состав древостоев, и этого оказалось достаточно для успешного моделирования отношения C : N и удовлетворительных результатов для показателей содержания N и C. Однако показатели запасов N и C оказались в значительной степени чувствительны к положению древостоев в ландшафте, что находит подтверждение в ряде исследований. Так, запасы подстилок автоморфных и полугидроморфных почв могут различаться почти в два раза [19]. Кроме того, по результатам геопространственного моделирования низкая сомкнутость древесного полога оказалась заметным источником неопределенности для предсказаний. Таким образом, для дальнейших исследований по данному направлению при выборе мест закладки НПП необходимо учитывать как видовые и морфоструктурные характеристики древостоев, так и ландшафтные особенности территории.

Несмотря на обозначенные ограничения, полученные результаты в достаточной мере характеризуют потенциал предложенного подхода, подразумевающего использование временной серии спутниковых изображений в качестве основных переменных для геопространственного моделирования содержания и запасов N и C в лесной подстилке. Как уже отмечалось, нам не удалось найти работ, которые бы в полной мере соответствовали нашей по анализируемым показателям и использованным исходным данным. Однако несколько исследований, близких в тематических и методических аспектах, все же могут рассматриваться в качестве аналогов для сравнения. Все они используют материалы Национальной инвентаризации лесов для моделирования свойств лесной подстилки на субконтинентальном уровне. Бегуин

с соавт. использовали материалы с 500 НПП и геопространственные данные о долях хвойных и лиственных пород в составе древостоев в сочетании с абсолютной высотой рельефа для моделирования отношения C : N в органическом горизонте почв бореальных лесов Канады [21]. Сравнивались различные методы машинного обучения для построения регрессионных моделей, включая случайные леса. Показатели эффективности наилучших из рассмотренных моделей были на уровне $R^2 = 0.4$ и $RMSE = 30\%$ (авторы приводят только графические данные без точных цифр). Карре с соавт. для аналогичной задачи в лесах Европы использовали 739 НПП и около 40 переменных, включая карты преобладающих пород древостоев и форм рельефа, а также климатические данные [25]. Моделирование выполнялось с помощью простого крикинга и нейронных сетей. Результаты с использованием крикинга были наиболее точны — $R^2 = 0.6$, $RMSE = 4.91$ (относительные значения ошибок не оценивались). Као с соавт. использовали 3303 НПП и более 30 различных переменных, включающих тематические характеристики почв, климата, лесов, рельефа и материнской породы, а также разносезонные значения спектрального индекса NDVI, для моделирования запасов C в подстилке и верхнем минеральном слое почв лесов США [24]. Рассматривались три метода обучения моделей, лучшие результаты были у случайных лесов — $R^2 = 0.2$, $RMSE = 923$ г/м² (даются только абсолютные значения). Как видно из приведенных примеров, результаты моделирования свойств лесной подстилки для больших территорий, даже с использованием значительных по объему обучающих выборок и широкого спектра типов геопространственных переменных, характеризуются относительно низкими показателями точности, в том числе и в сравнении с нашим локальным исследованием. Поэтому вопросы оценки возможностей масштабирования предложенного подхода и определения условий, при которых могут быть получены достаточно надежные результаты моделирования, являются наиболее приоритетными для дальнейших исследований в данной области.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Выполненная работа демонстрирует возможность использования оптических разносезонных спутниковых изображений для геопространственного моделирования содержания и запасов N и C в лесной подстилке, без необходимости предварительного распознавания видовой структуры древостоев, которая является их главным предиктором. Такой подход позволяет автоматически учитывать вариабельность долевого участия деревьев разных видов и/или групп видов в составе (а также ряда сопутствующих характеристик лесного покрова, таких как сомкнутость, санитарное со-

стояние и др.) при построении регрессионных моделей за счет различий во внутригодовой динамике спектральных свойств древесного полога. При этом очевидно, что тематические продукты качественных и/или количественных характеристик лесного покрова, полученные на основе данных ДЗЗ или из материалов лесоустройства, могут быть успешно использованы в качестве переменных для моделирования свойств подстилки. Однако, учитывая широкую доступность оптических спутниковых изображений, которые, как правило, сразу готовы к тематической обработке, для задач оценки характеристик непосредственно органогенного горизонта почв более рационально обойтись без промежуточных продуктов, которые могут иметь разную степень генерализации, актуальности и достоверности.

Для дальнейшего развития данного исследования планируется расширить базу наземных обследований на территории заповедника “Брянский лес” с учетом полученных тематических продуктов для более надежной валидации и калибровки моделей, а также проверить достоверность наших выводов и работоспособность использованных подходов для лесов таежного биома в европейской части России.

БЛАГОДАРНОСТЬ

Авторы выражают признательность директору ЦЭПЛ РАН, д. б. н., чл.-корр. РАН Н.В. Лукиной за предложенную идею данного исследования и содействие на всех этапах его проведения, а также администрации заповедника “Брянский лес” за помощь в организации полевых работ и коллективу экоаналитической лаборатории ЦКП “Хроматография” (регистрационный номер 3297) ИБ Коми НЦ УрО РАН (аттестат аккредитации № РОСС RU.0001.511257) за выполнение количественного анализа углерода и азота.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Исследование выполнено в рамках темы ГЗ ЦЭПЛ РАН “Методические подходы к оценке структурной организации и функционирования лесных экосистем” № АААА-А18-118052590019-7 (тематическая обработка данных), а также работ по Программе Президиума РАН № АААА-А18-11802199063-2 “Биоразнообразие природных систем. Рациональное использование биологических ресурсов России” (статистический анализ результатов). Формирование баз данных наземных обследований организовано при финансовой поддержке гранта Российского научного фонда (проект № 16-17-10284).

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Гаврилюк Е.А., Горнов А.В., Ершов Д.В.* Оценка пространственного распределения видов деревьев заповедника “Брянский лес” и его охранной зоны на основе разносезонных спутниковых данных Landsat // Бюл. Брянского отделения РБО. 2018. № 3(15). С. 13–23. <https://doi.org/10.22281/2307-4353-2018-3-13-23>
2. *Горнов А.В., Горнова М.В., Тихонова Е.В., Шевченко Н.Е., Кузнецова А.И., Ручинская Е.В., Тебенькова Д.Н.* Оценка сукцессионного статуса хвойно-широколиственных лесов европейской части России на основе популяционного подхода // Лесоведение. 2018. № 4. С. 243–257. <https://doi.org/10.1134/S0024114818040083>
3. *Евстигнеев О.И.* Механизмы поддержания биологического разнообразия лесных биогеоценозов. Дис. ... докт. биол. наук. Нижний Новгород, 2010. 48 с.
4. *Евстигнеев О.И.* Неруссо-Деснянское полесье: история природопользования. Брянск: Десяточка, 2009. 139 с.
5. *Евстигнеев О.И., Федотов Ю.П.* Оценка разнообразия растительного покрова российско-украинской трансграничной экологической сети (на примере Неруссо-Деснянского полесья) // Перспективы развития экологической сети и создания трансграничных охраняемых территорий в бассейне Десны. М., 1999. С. 27–43.
6. Карта почвенно-географического районирования. М-6 1 : 1 5000 000 // Национальный атлас почв Российской Федерации / Гл. ред. С.А. Шоба. М.: Астрель, АСТ, 2011. С. 198–201.
7. *Киселева Ю.А.* Особенности формирования почв полесий на примере заповедника “Брянский лес” (вновь к вопросу о буроземо- и подзолообразовании) // Роль почв в биосфере. Тр. Ин-та почвоведения МГУ-РАН. 2002. Вып. 1. С. 56–78.
8. Классификация и диагностика почв России. Смоленск: Ойкумена, 2004. 342 с.
9. *Кузнецова А.И., Лукина Н.В., Тихонова Е.В., Горнов А.В., Горнова М.В., Смирнов В.Э., Гераськина А.П., Шевченко Н.Е., Тебенькова Д.Н., Чумаченко С.И.* Аккумуляция углерода в песчаных и суглинистых почвах равнинных хвойно-широколиственных лесов в ходе послерубочных восстановительных сукцессий // Почвоведение. 2019. № 7. С. 803–816. <https://doi.org/10.1134/S0032180X19070086>
10. *Меняйло О.В., Матвиенко А.И., Макаров М.И., Ченг Ш.-К.* Роль азота в регуляции цикла углерода в лесных экосистемах // Лесоведение. 2018. № 2. С. 143–159. <https://doi.org/10.7868/S0024114818020067>
11. *Миркин Б.М., Розенберг Л.Г., Наумова Л.Г.* Словарь понятий и терминов современной фитоценологии. М., 1989. 224 с.
12. *Раздел “Климат”* на официальном сайте заповедника “Брянский лес” <http://www.bryansky-les.ru/naturalconditions/klimat/>
13. Распоряжение Министерства природных ресурсов и экологии РФ от 30 июня 2017 г. № 20-р “О методических указаниях по количественному определению углерода в почвах”

- лению объема поглощения парниковых газов” <https://www.garant.ru/products/ipo/prime/doc/71612096/>
14. Растительность европейской части СССР / Под ред. С.А. Грибова, Т.И. Исаченко, Е.М. Лавренко. Л.: Наука, 1980.
 15. Савин И.Ю., Жоголев А.В., Прудникова Е.Ю. Современные тренды и проблемы почвенной картографии // Почвоведение. 2019. № 5. С. 517–528. <https://doi.org/10.1134/S0032180X19050101>
 16. Соколов Л.А. К вопросу классификации почвообразующих и подстилающих горных пород Брянского лесного массива // Вклад ученых и специалистов в национальную экономику. Брянск, 1998. Т. 2. 125 с.
 17. Стефурушин М.В. Оценка почвенно-экологических условий водно-ледниковых ландшафтов Брянского лесного массива // Вопросы лесоведения и лесоводства. Сб. науч. тр. Брянск: БГИТА, 2000. Вып. 10. С. 48–50.
 18. Федорец Н.Г., Бахмет О.Н. Экологические особенности трансформации соединений углерода и азота в лесных почвах. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2003. 240 с.
 19. Чернова О.В., Рыжова И.М., Подвезенная М.А. Оценка запасов органического углерода лесных почв в региональном масштабе // Почвоведение. 2020. № 3. С. 340–350. <https://doi.org/10.31857/S0032180X20030028>
 20. Altmann A., Tolosi L., Sander O., Lengauer T. Permutation importance: a corrected feature importance measure // Bioinformatics. 2010. V. 26. P. 1340–1347.
 21. Beguin J., Fuglstad G.-A., Mansuy N., Pare D. Predicting soil properties in the Canadian boreal forest with limited data: Comparison of spatial and non-spatial statistical approaches // Geoderma. 2017. V. 306. P. 195–205. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2017.06.016>
 22. Beven K.J., Kirkby M.J. A physically-based variable contributing area model of basin hydrology // Hydrology Sci. Bull. 1979. V. 24. № 1. P. 43–69.
 23. Breiman L. Random forests // Machine Learning. 2001. V. 45. № 1. P. 5–32.
 24. Cao B., Domke G.M., Russell M.B., Walters B.F. Spatial modeling of litter and soil carbon stocks on forest land in the conterminous United States // Sci. Total Environ. 2019. V. 654. P. 94–106. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.10.359>
 25. Carre F., Jeanne N., Casalegno S., Lemarchand O., Reuter H.I., Montanarella L. Mapping the CN ratio of the forest litters in Europe – lessons for global digital soil mapping // Digital Soil Mapping. / Eds. J.L. Boettinger et al. Dordrecht: Springer, 2010. P. 217–225.
 26. Conrad O., Bechtel B., Bock M., Dietrich H., Fischer E., Gerlitz L., Wehberg J., Wichmann V., Böhner J. System for Automated Geoscientific Analyses (SAGA) v. 2.1.4 // Geosci. Model Dev. 2015. V. 8. P. 1991–2007. <https://doi.org/10.5194/gmd-8-1991-2015>
 27. Cools N., Vesterdal L., De Vos B., Vanguelova E., Hansen K. Tree species is the major factor explaining C : N ratios in European forest soils // Forest Ecology and Management. 2014. V. 311. P. 3–16. <https://doi.org/10.1016/j.foreco.2013.06.047>
 28. ESA Sentinel-2 http://www.esa.int/Our_Activities/Observing_the_Earth/Copernicus/Sentinel-2 (дата обращения 20.03.2019).
 29. Escribano P., Schmid T., Chabrillat S., Rodríguez-Caballero E., García M. Optical remote sensing for soil mapping and monitoring // Soil mapping and process modelling for sustainable land use management / Eds. P. Pereira et al. Amsterdam: Elsevier, 2017. P. 87–125. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-805200-6.00004-9>
 30. Evstigneev O.I., Korotkov V.N. Pine Forest Succession on Sandy Ridges within Outwash Plain (Sandur) in Nerussa-Desna Polesie // Russ. J. Ecosystem Ecol. 2016. V. 1. № 3. <https://doi.org/10.21685/2500-0578-2016-3-2>
 31. Fassnacht F., Latifi H., Stereńczak K., Modzelewska A., Lefsky M., Waser L., Straub C., Ghosh A. Review of studies on tree species classification from remote ly-sensed data // Remote Sensing of Environment. 2016. V. 186 P. 64–87. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2016.08.013>
 32. Friedl M., Gray J., Sulla-Menashe D. MCD12Q2 MODIS/Terra + Aqua Land Cover Dynamics Yearly L3 Global 500m SIN Grid V006 [Data set]. NASA EOS-DIS Land Processes DAAC. 2019. <https://doi.org/10.5067/MODIS/MCD12Q2.006>
 33. Gallo B., Dematté J., Rizzo R., Safanelli J., Mendes W., Lepsch I., Sato M., Romero D., Lacerda M. Multi-Temporal Satellite Images on Topsoil Attribute Quantification and the Relationship with Soil Classes and Geology // Remote Sens. 2018. V. 10. P. 1571. <https://doi.org/10.3390/rs10101571>
 34. Hengl T., Mendes de Jesus J., Heuvelink G.B.M., Ruiperez Gonzalez M., Kilibarda M., Blagotić A., Shangquan W. et al. SoilGrids250m: Global gridded soil information based on machine learning // PLoS ONE. 2017. V. 12. № 2. P. e0169748. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0169748>
 35. Jiang Z., Huete A.R., Didan K., Miura T. Development of a two-band enhanced vegetation index without a blue band // Remote Sens. Environ. 2008. V. 112. P. 3833–3845. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2008.06.006>
 36. Jolliffe I.T. Principal Component Analysis, second edition. N.Y.: Springer-Verlag, 2002. 488 p. <https://doi.org/https://doi.org/10.1007/b98835>
 37. Komsta L. mblm: Median-Based Linear Models. R package version 0.12.1. <https://CRAN.R-project.org/package=mblm>
 38. Kuhn M. Classification and Regression Training. R package version 6.0–84. <https://CRAN.R-project.org/package=caret>
 39. Li Q., Ma L., Liu S., Wufu A., Li Y., Yang S., Yang X. Plant litter estimation and its correlation with sediment concentration in the Loess Plateau // PeerJ Preprints. 2019. P. e27891v1 <https://doi.org/10.7287/peerj.preprints.27891v1>
 40. Louis J., Debaecker V., Pflug B., Main-Knorn M., Bie-niarz J., Mueller-Wilm U., Cadau E., Gascon F. SENTI-NEL-2 SEN2COR: L2A Processor for Users // Proceedings “ESA Living Planet Symposium 2016”. SP-740. Prague, Czech Republic. Spacebooks Online, 2016. P. 1–8.

41. *Matasci G., Hermosilla T., Wulder M.A., White J.C., Coops N.C., Hobart G.W., Zald H.S.* Large-area mapping of Canadian boreal forest cover, height, biomass and other structural attributes using Landsat composites and lidar plots // *Remote Sens. Environ.* 2018. V. 209. P. 90–106.
<https://doi.org/10.1016/j.rse.2017.12.020>
42. *Meinshausen N.* Quantile regression forests // *J. Machine Learning Res.* 2006. V. 7. P. 983–999.
43. *Quan Q., Wang C., He N. Zhang Zh., Wen X., Su H., Wang Q., Xue J.* Forest type affects the coupled relationships of soil C and N mineralization in the temperate forests of northern China // *Scientific Reports.* 2014. V. 4. P. 6584.
<https://doi.org/10.1038/srep06584>
44. *Ramcharan A., Hengl T., Nauman T., Brungard C., Waltman S., Wills S., Thompson J.* Soil property and class maps of the conterminous US at 100 meter spatial resolution based on a compilation of national soil point observations and machine learning // *Soil Sci. Soc. Am. J.* 2018. V. 82. P. 186–201.
<https://doi.org/10.2136/sssaj2017.04.0122>
45. *Sabetta L., Zaccarelli N., Mancinelli G., Mandrone S., Salvatori R., Costantini M.L., Zurlini G., Rossi L.* Mapping litter decomposition by remote-detected indicators // *Annals of Geophysics.* 2006. V. 49. № 1. P. 219–226.
46. *Shary P.A.* Land surface in gravity points classification by complete system of curvatures // *Mathematical Geology.* 1995. V. 27. № 3. P. 373–390.
47. *Siegel A.F.* Robust Regression Using Repeated Medians // *Biometrika.* 1982. V. 69. № 1. P. 242–244.
48. *Wang S., Adhikari K., Wang Q., Jin X., Li H.* Role of environmental variables in the spatial distribution of soil carbon (C), nitrogen (N), and C : N ratio from the north-eastern coastal agroecosystems in China // *Ecol. Indic.* 2018. V. 84. P. 263–272.
<https://doi.org/10.1016/j.ecolind.2017.08.046>
49. World Reference Base for Soil Resources 2014. International soil classification system for naming soils and creating legends for soil maps. World Soil Resources Reports / IUSS Working Group. Rome: FAO, 2015. 203 p.
50. *Wright M.N., Ziegler A.* A Fast Implementation of Random Forests for High Dimensional Data in C++ and R // *J. Statistical Software.* 2017. V. 77. № 1. P. 1–17.
<https://doi.org/10.18637/jss.v077.i01>
51. *Yang X., Yu Y., Hu H., Sun L.* Moisture content estimation of forest litter based on remote sensing data // *Environ. Monitoring Assessment.* 2018. V. 190. № 7. P. 421.
<https://doi.org/10.1007/s10661-018-6792-2>
52. *Yang Y., Luo Y., Finzi A.C.* Carbon and nitrogen dynamics during forest stand development: a global synthesis // *New Phytologist.* 2011. V. 190. P. 977–989.
<https://doi.org/10.1111/j.1469-8137.2011.03645.x>

Geospatial Modeling of Nitrogen and Carbon Content and Stock in the Forest Soil Organic Horizon Based on Sentinel-2 Multi-Seasonal Satellite Imagery

E. A. Gavrilyuk^{1, *}, A. I. Kuznetsova¹, and A. V. Gornov¹

¹Center for Forest Ecology and Productivity, Russian Academy of Sciences, Moscow, 117997 Russia

*e-mail: egor@ifi.rssi.ru

The capabilities of Sentinel-2 optical multispectral satellite data for modeling nitrogen (N) and carbon (C) contents, their ratio (C : N), and stocks in the forest soil organic horizon were assessed. The study was conducted in the Bryansk Forest Nature Reserve and its buffer zone. The organic horizon samples were taken at 33 plots selected with due account for the tree species diversity of the reserve's forests. Two layers of the organic horizon—L and FH—were sampled separately. The main variables for geospatial modeling were derived from a time series of eight Sentinel-2 multi-seasonal satellite images. Basic terrain characteristics and pixel position coordinates were also added to variables' stack. We used random forest to build regression models and the corresponding standard methods to assess their performance. The best results were obtained for the C : N ratio: the coefficient of determination $R^2 = 0.71$ with a scaled root-mean-square error RMSE = 12.5% in the L layer, and $R^2 = 0.83$ with RMSE = 10.6% in the FH layer. For other models, the values of R^2 ranged from 0.23 to 0.61, and the RMSE ranged from 15.8 to 48.6% with the least reliable results for the N and C stocks. Satellite-based variables were most informative for the contents of N and C, and, notably, for the C : N ratio. The most significant periods in the time series were early spring, summer, and snowy winter. To conclude, Sentinel-2 satellite imagery can be successfully used for estimation and mapping the contents and stocks of N and C in the forest soil organic horizon as a free and relevant alternative to thematic data on the species composition and related properties of stands.

Keywords: forest soil, coniferous–broadleaved forests, C : N ratio, remote sensing data, random forest, machine learning

УДК 631.415.1/2:006.86

ИССЛЕДОВАНИЕ КИСЛОТНОСТИ СИЛЬНОКИСЛЫХ ПОЧВ $pH_{KCl} < 3.3$, СОДЕРЖАЩИХ ОБМЕННЫЕ ИОНЫ ЖЕЛЕЗА (III)

© 2021 г. Е. В. Ванчикова^а, Е. В. Шамрикова^{а, *}, М. А. Королев^а,
Е. В. Кызырова^а, В. И. Михайлов^б

^аИнститут биологии Коми научного центра Российской академии наук,
ул. Коммунистическая, 28, Сыктывкар, 167982 Россия

^бИнститут химии Коми научного центра Российской академии наук,
ул. Первомайская, 48, Сыктывкар, 167000 Россия

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

Поступила в редакцию 28.03.2020 г.

После доработки 25.06.2020 г.

Принята к публикации 20.07.2020 г.

Сильнокислым почвам ($pH_{KCl} \leq 3.3$), широко распространенным на европейском северо-востоке, свойственна низкая прецизионность потенциметрического измерения компонентов обменной кислотности. Цель работы – выявить причины, снижающие точность измерения обменной кислотности почв с использованием одно- и двухкомпонентных модельных систем ионов алюминия и железа (III) в концентрациях, аналогичных вытяжкам из почв. С помощью модельных растворов показано, что высокая кислотность солевых вытяжек из почв вызвана присутствием в них ионов железа (III). Точность измерения ионов металлов определяется порядком перемешивания анализируемого раствора (непрерывное или дискретное), а также временем взаимодействия титранта с компонентами кислотности. Это связано с наличием в исходных модельных растворах дисперсных систем. Параметры частиц (гидродинамический диаметр 70–90 нм, дзета-потенциал 19–30 мВ) определены методами динамического рассеяния света и лазерного доплеровского электрофореза. Присутствие в солевых вытяжках из почв иных компонентов: органических соединений, тонкодисперсных частиц силикатов и гидроксидов Fe, способных проходить через поры фильтра “синяя лента”, еще более снижает точность измерения суммарного содержания Al^{3+} и Fe^{3+} (обменную кислотность) потенциметрическим методом и ставит под сомнение возможность его использования. При работе с образцами сильнокислых почв рекомендовано применять атомно-эмиссионный метод.

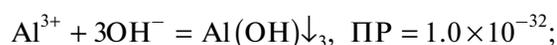
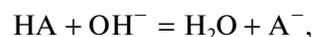
Ключевые слова: обменная кислотность почв, потенциметрический метод, дисперсные системы

DOI: 10.31857/S0032180X21020155

ВВЕДЕНИЕ

Кислотность почвы – способность почвы проявлять свойства кислот. Под кислотами понимают все компоненты почвы, способные присоединять ионы OH^- . Эти компоненты могут находиться в жидкой фазе почв, на поверхности частиц, в составе комплексных соединений, а также представлять самостоятельные твердые фазы [10, 12]. Обменная кислотность почв определяется компонентами, которые вытесняются катионами в раствор хлорида калия. При обработке почвы раствором KCl ($c = 1$ моль/дм³) ионы калия замещают протоны кислотных группировок ($pK_a < 8$) и катионы металлов почвенного поглощающего комплекса, способные к гидролизу: алюминия(III), железа(III), марганца(II) и др., переводя их в жидкую фазу. Отделяют раствор от осадка фильтрованием. Первую аликвотную часть фильтрата титруют

раствором гидроксида натрия до pH 8.2, контролируя pH раствора с помощью pH-метра:



При титровании раствором основания происходит депротонирование карбоксильных групп органических кислот, а также нейтрализация протонов, образовавшихся за счет диссоциации кислот и гидролиза вытесненных в раствор обменных Al^{3+} , Fe^{3+} , Mn^{2+} и их гидроксикомплексов разной основности с образованием гидроксидов.

Обменную кислотность представляют как сумму количеств эквивалентов ионов H^+ , Al^{3+} ,

Fe^{3+} и Mn^{2+} , способных извлекаться раствором хлорида калия из 1000 г почвы. Число эквивалентности алюминия(III) и железа(III) принимают равным трем, марганца(II) – двум. Кислотность почв, обусловленную всеми ионами, рассчитывают по формуле:

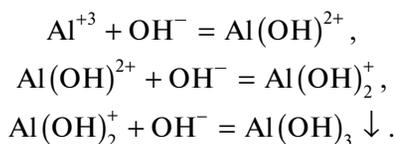
$$\frac{n\left(\frac{1}{z}\text{M}^{z+}\right) + n\left(\frac{1}{1}\text{H}^+\right)}{m} = \frac{(V_1 - V_{x1})c(\text{NaOH})V_3 \times 1000}{V_a m},$$

где $n\left(\frac{1}{z}\text{M}^{z+}\right) = n\left(\frac{1}{3}\text{Al}^{3+}\right) + n\left(\frac{1}{3}\text{Fe}^{3+}\right) + n\left(\frac{1}{2}\text{Mn}^{2+}\right)$; $(V_1 - V_{x1})$ – разность объемов раствора гидроксида натрия, пошедших на титрование аликвотной части экстракта и раствора хлорида калия, см^3 ; $c(\text{NaOH})$ – молярная концентрация гидроксида натрия в титранте, моль/дм^3 ; V_3 – объем раствора хлорида калия (экстрагента), добавленного к навеске почвы, см^3 ; V_a – аликвотная часть отфильтрованного экстракта, взятого для титрования, см^3 ; m – навеска почвы, г.

Как правило, в почвах содержание алюминия(III), способного обмениваться на ионы калия, многократно больше, чем железа(III) и марганца(II). Поэтому, кислотность, обусловленную подвижными ионами металлов, относят только к ионам алюминия. Число эквивалентности (z) алюминия в стандартном растворе, рассчитанное по формуле: $z = \frac{c(1/3 \text{AlCl}_3)}{c(\text{AlCl}_3)}$, $z = 2.998$,

где $c(1/3 \text{AlCl}_3)$ – измеренная молярная концентрация эквивалентов хлорида алюминия в приготовленном растворе, моль/дм^3 ; $c(\text{AlCl}_3)$ – заданная молярная концентрация хлорида алюминия в растворе, моль/дм^3 [14].

Таким образом, в подобных случаях в системе протекают реакции:



Отдельные стадии образования осадка гидроксида алюминия не проявляются на кривой титрования. При добавлении раствора гидроксида натрия в системе существует равновесие всех форм алюминия(III), которое постепенно смещается в сторону образования осадка. Осаждение осадка заканчивается при pH 8.2. Избыток гидроксида натрия первоначально приводит к частичному растворению осадка с образованием тетрагидроксиалюминат-ионов



Однако из-за малой растворимости осадка гидроксида алюминия и разбавленного раствора гидроксида натрия, используемого в качестве титранта, этот процесс обратим. Стабильным в системе является гидроксид алюминия.

В солевом растворе ($c(\text{KCl}) = 1 \text{ моль/дм}^3$) коэффициент активности трехвалентных катионов не превышает $\gamma = 3 \times 10^{-5}$, двухвалентных – 10^{-2} , одновалентных – 0.3.

В сильнокислых почвах ($\text{pH}_{\text{H}_2\text{O}} < 4.4$ и $\text{pH}_{\text{KCl}} < 3.2$) содержание ионов железа может быть существенным [16]. Такие почвы широко распространены в районах Крайнего Севера. В столь кислой среде начинают растворяться многие соединения Al, Fe и Mn, которые не являются обменными [12].

В литературе есть сведения, что вытяжки из почв, приготовленные согласно ГОСТ26423-85-2009, не всегда являются истинными растворами. Ранее доказанная нами низкая прецизионность измерения обменной кислотности сильнокислых почв, содержащих ионы железа(III) [1, 15], может быть связана с образованием дисперсных систем. В этой связи целесообразно изучение состава дисперсных частиц и учет факта их присутствия. При проведении титрования систем, содержащих коллоидные частицы, время взаимодействия почвы с титрантом с момента добавления очередной порции раствора основания до определения pH может быть существенным. Данное обстоятельство не отражено в прописях по оценке кислотности почв (ГОСТ 26423-85-2009).

К компонентам вытяжек из почв, способным образовывать устойчивые дисперсные системы, относятся гидроксиды алюминия и железа(III), частицы глинистых минералов, силикат-ион, органические соединения. Гидроксиды в кислой среде имеют положительный заряд поверхности, силикат-ион и глинистые минералы – отрицательный [9, 18]. Состав дисперсной фазы почвенных вытяжек, вероятно, определяется элементарным составом почвы, который в свою очередь зависит от типа почвы и горизонта, гранулометрического состава, специфических свойств химического элемента. Количество органических и органо-минеральных соединений в минеральных горизонтах может быть существенным за счет миграции в условиях промывного водного режима [11]. Полярные органические соединения в водных растворах преимущественно являются поверхностно активными веществами. Заряд их поверхности зависит от сочетания значений констант диссоциации органических кислот и pH вытяжек.

Удобным инструментом для понимания физико-химических процессов, протекающих в вытяжках из почв в процессе их титрования, являются модельные солевые (KCl) растворы. При этом авторы отдают себе отчет в том, что прямой перенос данных, полученных в модельных систе-

мах, на почвенные экстракты не всегда возможен из-за сложности состава последних.

Экспрессным методом изучения водных дисперсных систем является метод динамического рассеяния света (ДРС, DynamicLightScattering, DLS). Метод позволяет исследовать системы, содержащие частицы диаметром (D) от 0.3 нм до 10 мкм. Принцип измерения размеров частиц основан на фиксации и анализе временной автокорреляционной функции флуктуации интенсивности рассеянного света при прохождении лазерного луча через систему. Флуктуации интенсивности возникают благодаря случайному броуновскому движению частиц, ведущему к колебаниям локальной концентрации частиц, и, следовательно, к флуктуациям показателя преломления. Рассеянный свет принимается фотоприемником. Сигнал с выхода фотоприемника обрабатывается цифровым коррелятором. Из анализа полученной автокорреляционной функции можно определить коэффициент диффузии, средний гидродинамический диаметр частиц (по уравнению Стокса–Эйнштейна) и их распределение по размерам. В случае, если частицы плавают в виде одного агрегата, прибор детектирует их как одну крупную частицу, так как агрегат движется с соответствующей для крупной частицы скоростью [7].

Помимо определения размерных характеристик дисперсной фазы, ряд лазерных анализаторов позволяет измерять электрокинетический потенциал (ζ -потенциал) – потенциал на плоскости скольжения, который не равен поверхностному потенциалу, но его измерение часто является единственным доступным способом для оценки свойств двойного электрического слоя (ДЭС). ДЭС представляет собой слой ионов, образующийся на поверхности в результате адсорбции ионов из раствора и диссоциации поверхностных функциональных групп. ζ -потенциал является важным экспериментально определяемым параметром двойного электрического слоя, который во многих случаях характеризует агрегативную устойчивость коллоидных систем. В лазерных анализаторах определение ζ -потенциала частиц основано на измерении электрофоретической подвижности частиц с использованием эффекта Доплера (метод лазерного доплеровского электрофореза).

Ранее метод ДРС был использован для исследования как синтетических наноразмерных систем неорганического [17] и органического [21] состава, так и для природных объектов, в том числе наночастиц почв [22]. Последняя работа посвящена исследованию агрегативной устойчивости наночастиц почвы в присутствии электролитов и природных органических веществ.

Цель работы – исследование влияния ионов железа(III) и дисперсной фазы, присутствующих в солевых (KCl) вытяжках из почв, на оценку ком-

понентов обменной кислотности почв потенциометрическим методом.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

В качестве объектов исследований выбрали сильнокислые ($pH_{H_2O} \leq 4.8$, $pH_{KCl} \leq 3.3$) образцы минеральных горизонтов почв разного генезиса (табл. 1). Названия почв даны в соответствии с [6, 8].

Рассматриваемые почвы сформированы в широком диапазоне природно-климатических условий: в подзоне средней тайги (разрезы 27-Ж, 29-Ж), северной тайги (разрезы 3-Ж, Р 21-Ж, 37-Ж, 3, 57, 25, 1, 4, 44, 56), в маршевой зоне побережья Баренцева моря (разрезы 17, 20). Существенные различия в биоклиматических, литолого-геоморфологических и геоэкологических условиях определили специфические черты почвообразования исследуемого ряда почв и отличия в физико-химических свойствах. При этом ведущая роль в пространственном разнообразии сравниваемых объектов принадлежит минералогическому и гранулометрическому составам, а также литологической неоднородности почвообразующих пород. Различия климатических условий сказываются на гидротермических режимах почв и их отдельных свойствах.

Выбранные объекты характеризуются следующими показателями: массовая доля илистой фракции составляет 2–13%, валовое содержание оксида кремния 75–87%, оксида алюминия – 3–12%, оксида железа(III) – 0.5–4%, углерода органических соединений – <2.5%. Детальная аналитическая полнопрофильная характеристика почв, включающих эти объекты, приведена ранее [3–5, 16].

Водные и солевые вытяжки из почв готовили в соответствии с ГОСТ 26423-85-2009. Содержание ионов Fe(III), Al(III) и Si(IV) в солевых и водных вытяжках из образцов почв определяли методом атомно-эмиссионной спектроскопии (табл. 2). Относительная погрешность измерения содержания ионов железа и алюминия, приписанная аттестованной методике, равна $\delta = 28\%$. Массовая доля углерода водорастворимых органических соединений почв измерена методом высокотемпературного каталитического окисления. Относительная погрешность измерения составляет $\delta(C_{орг}) = 12\%$.

Для понимания проблем, снижающих точность потенциометрического измерения обменной кислотности, исследованы модельные системы ионов алюминия и железа(III). Выбор двух указанных компонентов вызван многократным (до 400 раз) превышением их содержания в солевых вытяжках над кремнием(IV). Для приготовления модельных растворов использовали гексагидрат хлорида алюминия и гексагидрат хлорида железа(III). Растворы из кристаллогидратов готовили на основе хлорида калия ($c = 1$ моль/дм³).

Таблица 1. Характеристика образцов почв

Горизонт	Глубина, см	pH		Массовая доля компонента										ИФ
		H ₂ O	KCl	C _{вос} , мг/кг	C _{орг}	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O		
Разрез 21-Ж. Подзол иллювиально-гумусово-железистый (на элювии алевролитовых сланцев), Albic Podzols, 61°41' N, 54°53' E [3-5]														
E	4-16	4.4	3.3	4_	-	86.2	1.93	6.26	0.26	0.33	1.45	1.08	6	
Разрез 3. Подзол иллювиально-гумусово-железистый (на флювиогляциальных отложениях, подстилаемых моренными суглинками), Albic Podzols, 65°22' N, 49°23' E														
E	7-13	4.1	3.2	0.50	0.8	88.4	1.52	5.24	0.35	0.86	1.07	-	7	
Разрез 57. Подзол иллювиально-гумусово-железистый (на флювиогляциальных отложениях, подстилаемых моренными суглинками), Albic Podzols, 65°23' N, 50°47' E														
E	3-14	4.2	3.2	0.91	1.3	90.3	1.30	4.09	0.24	0.47	0.80	-	6	
Разрез 25. Торфяно-подзол глееватый (на флювиогляциальных отложениях), Gleyic Histic Podzols, 65°38' N, 49°22' E														
Eg	15-29	4.1	3.2	0.14	0.3	94.2	0.50	3.26	0.20	0.59	0.54	-	2	
Разрез 27-Ж. Светлозем иллювиально-железистый (на пылеватых суглинках), Albic Luvisols [5]														
E	10-18	4.3	3.1	-	-	74.8	2.86	10.54	0.75	0.58	1.98	1.57	14	
Разрез 1. Глееподзолистая почва с микропрофилем подзола (сильноопесчаненные моренные суглинки), Stagnic Cutanic Albeluvisols (Siltic), 65°24' N, 49°25' E														
EL[e-h]fg	5-20	3.8	2.9	-	0.8	-	-	-	-	-	-	-	8	
Разрез 44. Торфяно-подзолисто-глеевая почва (на флювиогляциальных отложениях), Stagnic Histic Albeluvisols, 65°25' N, 50°51' E														
ELg	17-24	4.0	3.1	1.56	2.4	74.7	3.77	11.89	0.27	1.22	1.42	-	16	
Разрез 37-Ж. Подзол иллювиально-гумусово-железистый (на элювии алевролитовых сланцев), Albic Podzols, 63°57' N, 52°12' E														
E	4-10	3.9	2.8	0.36	0.82	86.6	1.94	5.92	0.27	0.96	1.44	0.81	5	
E	10-15	4.2	3.1	-	0.54	85.0	2.24	6.97	0.30	1.05	1.73	0.09	5	
Разрез 3-Ж. Подзол иллювиально-гумусово-железистый (на элювии алевролитовых сланцев), Albic Podzols, 63°57' N, 52°12' E [4]														
E	8-16	4.1	2.8	-	1.63	81.8	1.81	8.60	0.12	0.21	1.68	0.75	8	
Разрез 29-Ж. Светлозем иллювиально-железистый (на пылеватых суглинках), Albic Luvisols [4]														
E	4-11	4.3	3.1	-	-	80.5	2.17	8.92	0.65	0.37	1.9	1.8	11	
Разрез 4. Глееподзолистая (на сильноопесчаненных моренных суглинках), Stagnic Albeluvisols (Siltic), 65°28' N, 49°32' E														
ELg	6-16	4.2	3.2	0.47	1.0	85.2	2.56	6.78	0.304	0.87	1.19	-	13	
Разрез 56. Торфяно-карболитозем потечно-гумусовый (на элювии известняков), Histic Calcare Leptosols Humic, 65°23' N, 50°48' E														
ELg	14-25	4.1	3.1	0.87	0.6	87.4	1.30	6.55	0.48	0.58	1.39	-	4	
Разрез 17. Серогумусовая глееватая мерзлотная почва (морские отложения), Reductaque Umbric Cryosols, 68°21' N, 59°28' E														
AY	6-22	4.8	3.1	0.40	-	75.3	3.85	10.54	0.80	1.25	1.78	-	18	
Разрез 20. Маршевая дерново-глеевая (морские отложения), Tidalic Fluvisol (Arenic, Ochric, Epiptotosalic), 68°19' N, 59°31' E [16]														
АСао.g	19-30	3.6	3.3	0.53	0.5	82.0	1.75	9.65	0.68	1.10	1.46	0.57	8	

Примечание. C_{вос} – углерод водорастворимых органических соединений, C_{орг} – углерод органических соединений, ИФ – илистая фракция, прочерк – не определяли.

Таблица 2. Массовая доля ионов в солевых вытяжках из образцов почв, измеренная атомно-эмиссионным методом

Объект	Массовая доля элемента, мг/кг		
	Si(IV)	Al(III)	Fe(III)
E(4–16), разрез 21-Ж	–	181.8	57.4
E(7–13), разрез 3	–	178.8	22.3
E(3–14), разрез 57	0.6	238.1	47.1
Eg(15–29), разрез 25	0.7	46.5	3.2
E(10–18), разрез 27-Ж	2.8	277.7	151.3
ELg(17–24), разрез 44	1.6	429.0	59.8
E(4–10), разрез 37-Ж	–	214.9	103.9
E(10–15), разрез 37-Ж	–	362.2	180.9
E(8–16), разрез 3-Ж	–	186.3	6.9
ELg(6–16), разрез 4	1.8	370.7	51.9
E(4–11), разрез 29-Ж	1.5	286.6	162.2
ELg(16–25), разрез 56	0.9	79.5	13.6
AY(6–22), разрез 17	2.6	70.0	1.5

Примечание. Прочерк – не определяли.

Таблица 3. Состав однокомпонентных солевых (KCl) растворов хлоридов алюминия и железа(III)

№ раствора	рН	$c_1(1/3X^{3+})$	$V_a(X^{3+})$	$V_a(KCl)$	$V(NaOH)$	$c_2(1/3X^{3+})$	$\bar{c}(1/3X^{3+})/S$
		моль/дм ³	см ³			моль/дм ³	
Al(III)							
1	4.15	0.0181	15.00	10.00	13.4	0.01787	0.01778/0.00015
2	4.13		20.00	5.00	17.6	0.01760	
3	4.12		22.50	2.50	20.1	0.01787	
Fe(III)							
1	2.76	0.0183	10.00	15.00	13.4	0.01720	0.01680/0.00040
2	3.02		5.00	20.00	17.6	0.01640	
3	3.20		2.50	22.50	20.1	0.01680	

Примечание. Здесь и далее: c_1 – расчетная молярная концентрация эквивалентов компонента в исходном растворе, $V_a(X^{3+})$ – объем аликвоты исходного раствора, $V(NaOH)$ – объем гидроксида натрия, пошедший на титрование, $c_2(1/3X^{3+})$ – измеренная молярная концентрация эквивалентов компонента в исходном растворе, \bar{c} – среднее значение измеренной молярной концентрации эквивалентов компонента в исходном растворе, S – стандартное отклонение единичного результата измерений молярной концентрации эквивалентов компонента в исходном растворе.

Исследовали изомолярную серию растворов, содержащих Al^{3+} и Fe^{3+} , в количествах, сопоставимых с их содержанием в исследуемых солевых вытяжках из почв (табл. 3, 4).

При титровании применяли различные порядки перемешивания анализируемых растворов: непрерывное перемешивание в течение всего периода титрования и дискретное перемешивание (однократное перемешивание после добавления очередной порции титранта). При непрерывном перемешивании модельных растворов использовали разные режимы, изменяя скорость титрова-

ния (время t между добавлением очередных порций титранта):

а) $t = 20$ мин (время, достаточное для установления равновесия в системах при добавлении раствора щелочи),

б) фиксированный объем титранта $V(NaOH) = 0.5$ см³, $t = 5$ мин, $(V(NaOH)/t) = 0.1$ см³/мин),

в) фиксированный объем титранта $V(NaOH) = 0.5$ см³, $t = 1$ мин, $(V(NaOH)/t) = 0.5$ см³/мин).

Титрование солевых вытяжек из почв выполняли в условиях непрерывного перемешивания в режиме $t = 20$ мин.

Таблица 4. Состав двухкомпонентных солевых (KCl) растворов хлоридов алюминия и железа(III)

№ раствора	рН	$V_a(\text{Al}^{3+})$	$V_a(\text{Fe}^{3+})$	Расчетные значения			Измеренные значения		$\delta, \%$
				$c_1(1/3\text{Al}^{3+})$	$c_1(1/3\text{Fe}^{3+})$	$c_1(1/3\text{M}^{3+})$	$V(\text{NaOH}),$	$c_2(1/3\text{M}^{3+}),$	
		см ³		моль/дм ³			см ³	моль/дм ³	
1	2.72	15.00	10.00	0.01068	0.00672	0.01740	22.3	0.01784	2.5
2	2.95	20.00	5.00	0.01424	0.00336	0.01760	21.8	0.01744	-0.9
3	3.08	22.50	2.50	0.01602	0.00168	0.01770	22.3	0.01784	0.8

Примечание. Здесь и далее: $c_1(1/3\text{M}^{3+})$ – расчетная молярная концентрация эквивалентов хлорида алюминия и хлорида железа(III) в исходном растворе, $c_2(1/3\text{M}^{3+})$ – измеренная молярная концентрация эквивалентов хлорида алюминия и хлорида железа(III) в разбавленных растворах.

Измерения проводили в Экоаналитической лаборатории Института биологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, аккредитованной в Системе аккредитации аналитических лабораторий Росстандарта России (аттестат РОСС RU.0001.511257 от 16.04.14).

Характеристики коллоидных частиц модельных коллоидных растворов, такие как средний диаметр частиц и ζ -потенциал, измеряли в Институте химии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН с помощью методов ДРС и лазерного доплеровского электрофореза (табл. 5). Данные получали с использованием лазерного анализатора ZetaSizer-NanoZS (MalvernInstruments). Источник излучения – He–Ne-газовый лазер с длиной волны излучения 633 нм и мощностью 4 мВт. Измерения выполняли при фиксированном значении угла рассеяния света – 173°. Данная оптическая конфигурация, использующая в своей основе детектирование обратно рассеянного излучения, является более чувствительной и позволяет проводить измерения образцов с более низкими концентрациями и меньшими размерами частиц по сравнению со стандартной оптической схемой с углом рассеяния 90°. Для контроля повторяемости результатов на каждом образце выполняли не менее трех повторных измерений. Для измерения размеров и ζ -потенциала частиц использовали U-образные капиллярные поликарбонатные кюветы с позолоченными электродами DTS1070 (MalvernInstruments).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Исследование модельных солевых (KCl) растворов алюминия и железа(III)

Оценка молярной концентрации хлоридов алюминия или железа(III), их смеси в солевых растворах (KCl) по результатам титрования. При титровании солевых растворов Al^{3+} раствором NaOH в режиме непрерывного перемешивания и времени взаимодействия с титрантом, достаточном для установления равновесия при добавлении раствора щелочи ($t = 20$ мин – время от добавления

очередной порции титранта до регистрации *каждого* шага титрования), на кривых титрования наблюдается три участка. Увеличение рН до 4.3, выход на плато (связывание добавляемых ионов OH^-), образование гидроксоионов и гидроксида алюминия, и резкое увеличение до рН 8.2, свидетельствующее об осаждении гидроксида алюминия. Результат измерений – молярная концентрация эквивалентов ионов алюминия равна $\bar{c}(\text{Al}^{3+}) = 0.0178 \pm 0.0003$ моль/дм³ (рис. 1, А).

При титровании солевых растворов железа(III) раствором NaOH в режиме непрерывного перемешивания и времени взаимодействия с титрантом, достаточном для установления равновесия при добавлении раствора щелочи, формирование гидроксоионов и гидроксида железа(III) начинается сразу при добавлении раствора гидроксида натрия и заканчивается при рН 7.0 (резкое увеличение рН). Результат измерений $\bar{c}(1/3\text{Fe}^{3+}) = 0.0168 \pm 2\text{S}$ (рис. 1, Б). Поскольку раствор хлорида железа(III) готовили из неустойчивого кристаллогидрата, молярная концентрация эквивалентов железа(III) в растворе меньше рассчитанного значения.

Значения рН модельных солевых систем ионов алюминия равны 4.1–4.2, ионов железа(III), а также двухкомпонентных систем (Al^{3+} и Fe^{3+}) – 2.7–3.2 (табл. 3, 4). Последние совпадают со значениями рН солевых (KCl) вытяжек из почв, содержащих сопоставимые количества названных обменных ионов. Следовательно, высокая кислотность солевых экстрактов изучаемых почв может обуславливаться обменными формами ионов железа(III).

В двухкомпонентных системах относительная погрешность измерения молярных концентраций эквивалентов хлоридов алюминия и железа(III) незначительна $|\delta| \leq 2.5$. Таким образом, совместное присутствие ионов и высокая ионная сила раствора не влияют на измерение суммарной молярной концентрации эквивалентов ионов алюминия и железа(III) методом потенциометрического титрования (рис. 2) в случае, если выдержано время установления равновесия между исследуемым раствором и электродной системой.

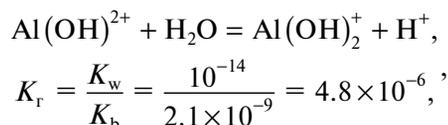
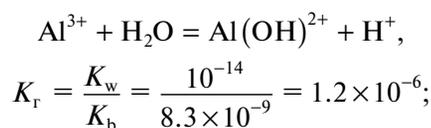
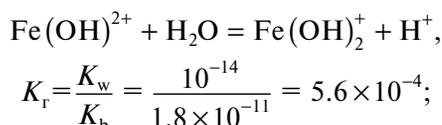
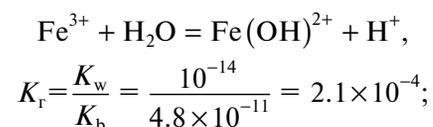
Таблица 5. Параметры коллоидных частиц модельных систем

Молярная концентрация эквивалентов $c(1/3X^{3+})$, моль/дм ³	Средний размер частиц (D), нм	ζ -потенциал, мВ	pH	
Солевой (KCl) раствор				
$c(1/3Al^{3+}) = 0.01072$	Частицы однозначно не диагностируются		4.08	
$c(1/3Al^{3+}) = 0.01480$	52.0 (3.0)*	20.4 (1.9)	4.00	
$c(1/3Fe^{3+}) = 0.00688$	67.6 (1.4)	24.3 (6.7)	2.86	
$c(1/3Fe^{3+}) = 0.00328$	83.1 (7.1)	18.9 (9.0)	3.06	
$c(1/3Fe^{3+}) = 0.00168$	89.7 (2.2)	29.5 (2.8)	3.20	
$c(1/3Fe^{3+}) = 0.00672$	77.5 (6.9)	25.5 (2.8)	2.82	
$c(1/3Al^{3+}) = 0.01068$				
$\Sigma c(1/3M^{3+}) = 0.01740$	76.6 (5.8)	—	3.00	
$c(1/3Fe^{3+}) = 0.00336$				
$c(1/3Al^{3+}) = 0.01424$				
$\Sigma c(1/3M^{3+}) = 0.01740$	84 (22)	23 (15)	3.08	
$c(1/3Fe^{3+}) = 0.00168$				
$c(1/3Al^{3+}) = 0.01602$				
$\Sigma c(1/3M^{3+}) = 0.01770$	Водный раствор			
$c(1/3Fe^{3+}) = 0.00328$	56 (18)	18.8 (3.8)	3.06	
$c(1/3Fe^{3+}) = 0.00168$	31.2 (2.0)	7.5 (3.1)	3.18	
$c(1/3Fe^{3+}) = 0.00672$	69 (35)	21.8 (4.4)	2.82	
$c(1/3Al^{3+}) = 0.00107$				
$\Sigma c(1/3M^{3+}) = 0.00779$	72 (15)	17.1 (5.3)	3.05	
$c(1/3Fe^{3+}) = 0.00336$				
$c(1/3Al^{3+}) = 0.00142$				
$\Sigma c(1/3M^{3+}) = 0.00478$				

* В скобках указано стандартное отклонение.

Однако столь длительный промежуток времени, необходимый для достижения равновесия в системе при добавлении каждой порции титранта, ставит под сомнение возможность использования данного режима титрования при выполнении массовых исследований.

В двухкомпонентных системах происходят следующие реакции взаимодействия с водой



где K_r – константа гидролиза, K_w – ионное произведение воды, K_b – константа основности.

На кривых титрования двухкомпонентных модельных растворов четко прослеживаются только два скачка – в точке эквивалентности для ионов железа(III) и алюминия. Следовательно, стадии гидролиза ионов Al^{3+} и Fe^{3+} не отражаются на кривых титрования. Кроме того, ход кривой титрования ионов железа(III) при совместном присутствии

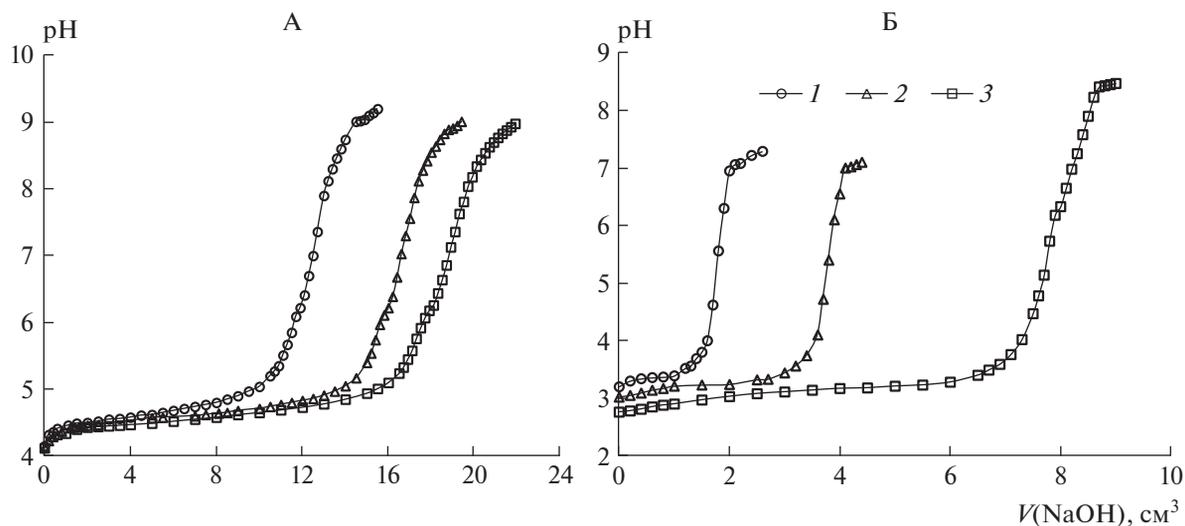


Рис. 1. Кривые потенциметрического титрования хлорида алюминия (А): $V_a(\text{Al}^{3+}) = 15 \text{ см}^3$, $V_a(\text{KCl}) = 10 \text{ см}^3$ (1), $V_a(\text{Al}^{3+}) = 20 \text{ см}^3$, $V_a(\text{KCl}) = 5 \text{ см}^3$ (2), $V_a(\text{Al}^{3+}) = 22.5 \text{ см}^3$, $V_a(\text{KCl}) = 2.5 \text{ см}^3$ (3) и хлорида железа(III) (Б): $V_a(\text{Fe}^{3+}) = 2.5 \text{ см}^3$, $V_a(\text{KCl}) = 22.5 \text{ см}^3$ (1), $V_a(\text{Fe}^{3+}) = 5 \text{ см}^3$, $V_a(\text{KCl}) = 20 \text{ см}^3$ (2), $V_a(\text{Fe}^{3+}) = 10 \text{ см}^3$, $V_a(\text{KCl}) = 15 \text{ см}^3$ (3).

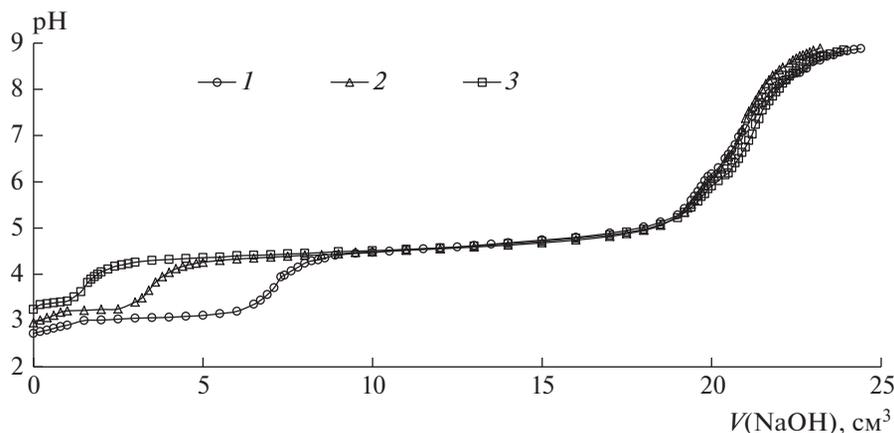


Рис. 2. Кривые потенциметрического титрования суммы хлоридов алюминия и железа(III) в солевых растворах: $V_a(\text{Al}^{3+}) = 15 \text{ см}^3$, $V_a(\text{Fe}^{3+}) = 10 \text{ см}^3$ (1), $V_a(\text{Al}^{3+}) = 20 \text{ см}^3$, $V_a(\text{Fe}^{3+}) = 5 \text{ см}^3$ (2), $V_a(\text{Al}^{3+}) = 22.5 \text{ см}^3$, $V_a(\text{Fe}^{3+}) = 2.5 \text{ см}^3$ (3).

ионов Al^{3+} и Fe^{3+} в солевых вытяжках искажается. Это, вероятно, связано с тем, что гидролиз ионов железа(III) препятствует взаимодействию ионов алюминия с водой. В то же время ионы H^+ расходуются на взаимодействие с гидроксоионами алюминия, что усиливает гидролиз ионов железа(III). Поэтому нет “вертикального” скачка на кривой титрования для образования гидроксида железа(III), и невозможно четко выявить значение рН конца образования гидроксида железа(III). Причем, чем меньше молярная концентрация ионов железа(III) в растворе, тем меньшее значение рН соответствует эквивалентному количеству добавленных гидроксид-ионов, необходи-

мых для образования гидроксида железа(III). Если молярная концентрация ионов железа(III) в растворе $c(1/3\text{Fe}^{3+}) > 0.005$ моль/дм³, можно оценить ее значение с погрешностью <10%, используя для расчета объем титранта, израсходованный до рН 4.3.

Следует отметить, что осадки гидроксидов алюминия и железа(III) – аморфные. В отличие от кристаллических аморфные осадки образуются не сразу при прибавлении титранта, а до некоторого предела рН остаются в жидкой фазе из-за образования коллоидных частиц разного состава, которые удерживаются в растворе вплоть до достижения порога коагуляции. При увеличении

pH системы их образование сопровождается несколькими процессами, например, гидролизом ионов, смещением равновесия гидроксокомплексных частиц, образованием моно-, поли- и гетероядерных коллоидных частиц и их коагуляцией.

Поэтому еще одна причина, препятствующая образованию осадка гидроксида железа(III) в двухкомпонентных Al–Fe-системах, следующая. В случае, если $[Al^{3+}] : [Fe^{3+}] > 1$ (именно такое соотношение реализуется в модельных системах и исследуемых вытяжках из почв, табл. 2–4), ионы алюминия стабилизируют частицы золя гидроксида железа(III), а его коагуляция происходит только после полного связывания Al^{3+} в частицы $Al(OH)_3$ [13].

Кроме того, препятствием к осаждению $Fe(OH)_3$ в подобных системах может выступать окклюзия оксигидроксидами Fe(III), в том числе имеющими в своем составе ионы Al. Известно, что подобные формы железа(III) присутствуют в почвах. Особенно оксигидроксидами Fe(III) распространены в почвах гумидных областей [2, 19, 23].

Оценка влияния условий титрования на результат измерений молярной концентрации эквивалентов ионов алюминия и железа(III) и их суммы в солевых растворах. Порядок перемешивания (скорость титрования равна $V(NaOH)/t = 0.5 \text{ см}^3/\text{мин}$). Результат измерения ионов железа(III) в двухкомпонентной системе при обоих способах перемешивания оказывается ниже расчетного. Следует отметить, что в условиях дискретного перемешивания относительная погрешность измерения концентрации эквивалентов ионов железа(III) при их совместном присутствии с ионами алюминия меньше по сравнению с непрерывным перемешиванием. Кривая титрования в диапазоне значений $pH > 4.8$ при дискретном перемешивании смещена в область больших количеств гидроксид-ионов (рис. 3). Следовательно, осаждению гидроксида железа(III) помимо перечисленных выше причин препятствует и непрерывное перемешивание, вероятно, способствующее разрыву связей между дисперсными частицами. Это подтверждается и визуальными наблюдениями – выпадение рыжего осадка в системе при непрерывном перемешивании происходит спустя 10 мин после завершения титрования при $pH 9.26$, тогда как при дискретном перемешивании при $pH 5.91$. Результат измерения суммы ионов при обоих порядках перемешивания оказываются выше по сравнению с расчетными, причем относительная погрешность измерения при дискретном перемешивании – больше.

Таким образом, порядок перемешивания анализируемого раствора в процессе титрования влияет на результаты измерения молярной концентрации ионов железа(III) и его суммы с ионами алюминия в солевом растворе.

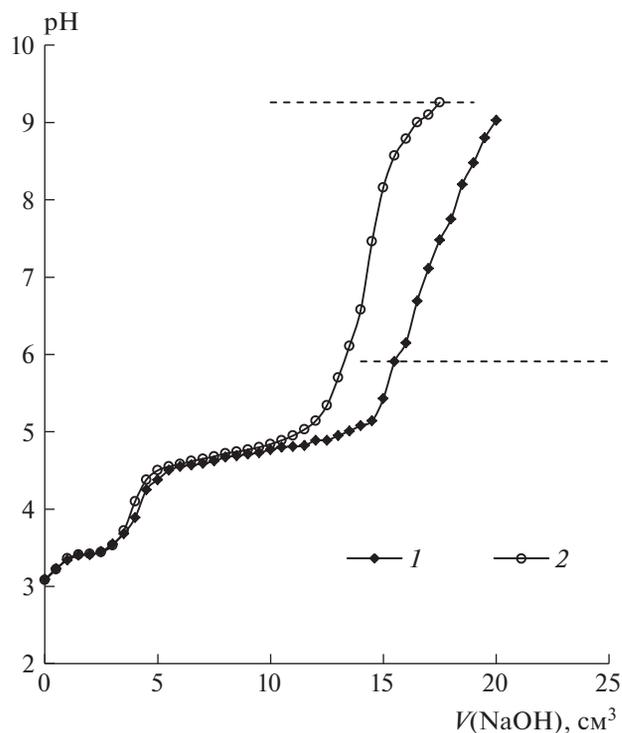


Рис. 3. Кривые потенциометрического титрования суммы хлоридов алюминия и железа(III) в солевых растворах: $V_a(Al^{3+}) = 10 \text{ см}^3$, $V_a(Fe^{3+}) = 5 \text{ см}^3$, $V_a(KCl) = 10 \text{ см}^3$ в условиях дискретного (1), непрерывного (2) перемешивания. Пунктирными линиями указаны значения pH, начиная с которых визуально отмечено выпадение рыжих хлопьев.

Скорость титрования. Измеренные значения молярной концентрации эквивалентов ионов железа(III) при разных скоростях титрования отличны от расчетных, что определяется недостаточностью времени взаимодействия и реакциями гидролиза. Результаты показали, что и 1, и 5 мин недостаточно для установления равновесия, удовлетворительной является продолжительность в 20 мин (рис. 4).

Исследование характеристик коллоидных частиц в солевых и водных растворах, содержащих смеси хлоридов алюминия и железа(III) методом ДРС. Анализ водных и солевых растворов алюминия и железа(III) в концентрациях, аналогичных вытяжкам из почв, выявил наличие коллоидных частиц уже в исходных растворах.

При этом в солевых растворах одно- и двухкомпонентных систем ζ -потенциал частиц колеблется в диапазонах 8–30 мВ и в 1.2–2.4 раз превышает заряд частиц в водных (табл. 5). Наличие положительного заряда частиц в растворах, содержащих только ионы железа и (или алюминия) с $pH 2.8–3.2$, ожидаемо и соответствует данным литературы, согласно которым в кислой сре-

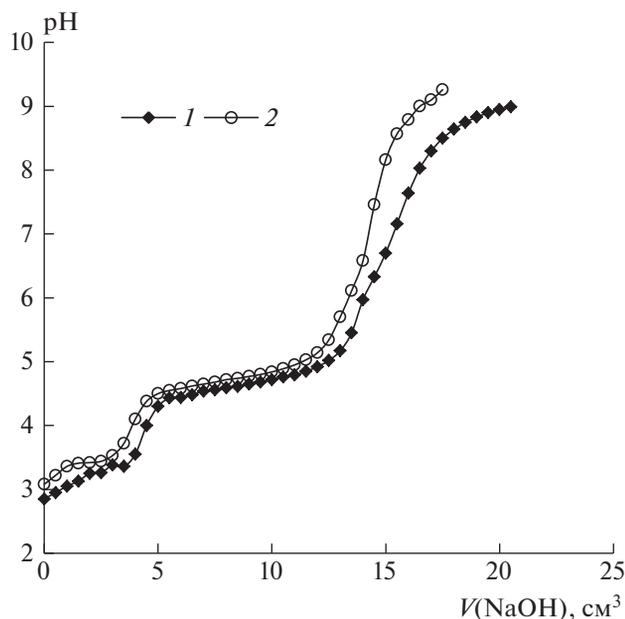


Рис. 4. Кривые потенциометрического титрования суммы хлоридов алюминия и железа(III) в солевых растворах: $V_a(\text{Al}^{3+}) = 10 \text{ см}^3$, $V_a(\text{Fe}^{3+}) = 5 \text{ см}^3$, $V_a(\text{KCl}) = 10 \text{ см}^3$ при скорости титрования $V(\text{NaOH})/t = 0.5 \text{ см}^3/\text{мин}$ (1) и $V(\text{NaOH})/t = 0.1 \text{ см}^3/\text{мин}$ (2).

де ионы алюминия и железа образуют положительно заряженные частицы [9, 18].

Средний размер коллоидных частиц в модельных растворах составляет 30–90 нм. Закономерно, что в солевых растворах размер частиц 1.5–2 раза больше, чем в водных из-за влияния ионов сильного электролита, способствующих объединению и коагуляции коллоидных частиц.

Указанные в таблице размеры частиц существенно (до двух порядков) превышают диаметр мономерных частиц Fe^{3+} и Al^{3+} , связанных с хлорид-ионами, OH^- -группами и молекулами воды. Следовательно, частицы, присутствующие в исходном растворе, не являются мономерными продуктами гидролиза. Возможно, их образование связано с полимеризацией. Известно, что продукты полимеризации гидрохлоридов алюминия имеют общую формулу $[\text{Al}_x(\text{OH})_y]_{3x-y}$, причем значения x и y могут варьировать в пределах $1 \leq y \leq 54$ и $1 \leq x \leq 144$ [20]. Можно предположить, что обнаруженные методом ДРС коллоидные частицы соизмеримы по размеру с продуктами полимеризации гидрохлоридов алюминия.

Кинетику формирования агломератов в данной системе не исследовали, измерение размера частиц осуществляли в свежеприготовленных растворах.

Таким образом, методом ДРС показано, что исходные модельные растворы помимо ионных

форм содержат полимерные коллоидные частицы. При титровании раствором щелочи, последовательное укрупнение коллоидных частиц может препятствовать осаждению осадков гидроксидов Fe^{3+} и Al^{3+} вплоть до точки эквивалентности. Кроме того, коллоидные частицы вне зависимости от их происхождения (имеют место в исходном растворе или образуются в процессе титрования) могут влиять на результаты титрования и в области значений pH свыше 8 — pH точки нулевого чистого протонного заряда гидроксидов Fe и Al. Это значит, что при более высоких значениях pH может осуществляться депротонирование поверхностных гидроксильных групп этих частиц, и на эту реакцию будут расходоваться OH^- -группы титранта. Данные предположения требуют экспериментальной проверки, для чего нужны дополнительные исследования.

Исследование солевых (KCl) вытяжек из почв.

В солевых вытяжках из почв массовая доля ионов Al(III) составляет 46.51–429 мг/кг, Fe(III) — 3–180 мг/кг, Si(IV) — 0.6–2.8 мг/кг (табл. 2). Содержание углерода водорастворимых органических соединений колеблется в диапазоне 0.1–1.56 мг/кг (табл. 1). Таким образом, даже при равенстве молярных концентраций Al^{3+} и Fe^{3+} состав солевых экстрактов из почв иной в сравнении с модельными двухкомпонентными системами. Как следствие, состав дисперсных частиц, продуктов гидролиза, а также агрегатов с компонентами фона солевых вытяжек из почв отличен от таковых в модельных растворах. Физико-химические процессы, протекающие при титровании вытяжек почв, еще более неоднозначны так как нарушается четкая последовательность взаимодействия гидроксид-ионов с продуктами, образовавшимися в системе.

Некоторые примеры несовпадения результатов измерения содержания ионов железа(III) и алюминия в вытяжках атомно-эмиссионным (табл. 2) и титриметрическим методами представлены на рис. 5. Наблюдаются случаи как не достижения точек эквивалентности, так и их пропуска. Как было указано, образование аморфных осадков, в частности гидроксида алюминия, происходит не сразу при прибавлении титранта. Вплоть до достижения порога коагуляции, до некоторого предела значений pH осадок остается в жидкой фазе из-за образования коллоидных частиц разного состава. Пороги коагуляции коллоидов зависят от концентрации ионов алюминия в растворе и от состава фона — посторонних частиц в растворе. Чем меньше концентрация Al^{3+} в растворе, тем сложнее получить осадок его гидроксида. Данное явление отчетливо наблюдается на кривых титрования. При высоких концентрациях Al^{3+} в солевых вытяжках (190–290 мг/кг, табл. 2) на кривой титрования наблюдается достаточно крутой скачок

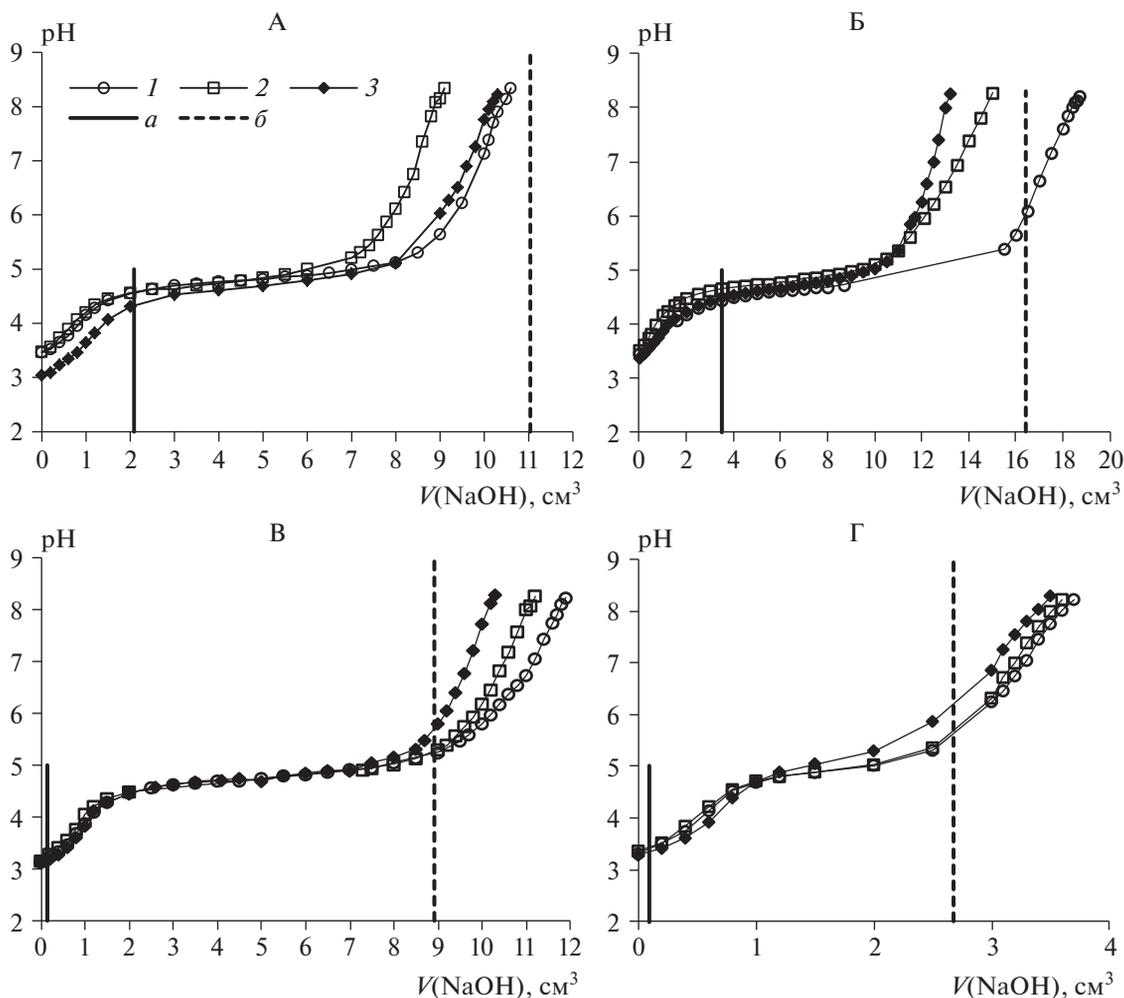


Рис. 5. Кривые титрования солевых (KCl) вытяжек из почв, полученные в условиях повторяемости (1–3): А – Е(4–10), разрез 37-Ж, Б – Е(4–11), разрез 29-Ж, В – Е(8–16), разрез 3-Ж, Г – Ег(15–29), разрез 25. Вертикальными линиями отмечено значение $V(\text{NaOH})$, при котором в системе достигается значение pH точки эквивалентности при титровании Fe^{3+} (а), суммы Fe^{3+} и Al^{3+} (б).

(рис. 5, А–В), тогда как при низкой концентрации Al^{3+} (50 мг/кг) скачок более пологий (рис. 5, Г). Кроме того, отмечено отсутствие скачка титрования, соответствующего эквивалентной точке ионов железа(III). Причины, препятствующие осаждению $\text{Fe}(\text{OH})_3$ в подобных системах, приведены выше. Дополнительным фактором, искажающим закономерное осаждение ионов железа в солевых вытяжках, наблюдаемое в однокомпонентной модельной системе Fe^{3+} , может быть присутствие ионов фона: силикат-ионов и органических соединений.

Наложение и выраженность всех указанных факторов, а также старение коллоидных систем (самопроизвольное медленное изменение их свойств, проявляющееся в укрупнении частиц дисперсной фазы), с большой вероятностью имеющее место при выполнении массовых анализов, являются причиной существенного разброса результатов

титрования солевых вытяжек из сильнокислых почв, содержащих ионы железа, даже в условиях повторяемости (рис. 5, А–В). Следует отметить, что встречаются случаи с высокой воспроизводимостью результатов измерения обменной кислотности почв. Примером является образец горизонта Ег(15–29) торфяно-подзола глееватого (разрез 25, рис. 5, Г). Очевидно, высокая прецизионность результатов связана с тем, что данный объект характеризуется самым низким содержанием в вытяжке $\text{Al}(\text{III})$, $\text{Fe}(\text{III})$, $\text{Si}(\text{IV})$, а также водорастворимых органических соединений (табл. 1).

В солевых вытяжках также возможно присутствие различных химических элементов, в том числе Si, Al и Fe, не только в растворе, но и в составе кристаллических решеток минеральных частиц, способных проходить через поры фильтра квалификации “синяя лента”(3–5 мкм). Факт

присутствия минеральных частиц и минералов в вытяжках наблюдается визуально и может привести к завышению значений обменной кислотности в связи с реакциями депротонирования поверхностных OH^- -групп минералов.

Таким образом, в отличие от модельных систем оценка суммарного содержания ионов алюминия и железа(III) (обменная кислотность) в солевых вытяжках из почв с $\text{pH}_{\text{KCl}} < 3.3$ может быть не адекватна и при выполнении условий, актуальных для модельных систем: 1) титрование при непрерывном перемешивании, 2) титрование в режиме $t = 20$ мин. При работе с сильноокислыми образцами почв рекомендовано использовать атомно-эмиссионный метод.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Исследованием одно- и двухкомпонентных модельных систем Fe(III) и Al(III) с концентрациями, аналогичными солевым вытяжкам из почв, методом динамического рассеяния света доказано, что условия титрования влияют на точность измерения концентрации ионов в растворах. Воспроизводимость измерений повышает непрерывное перемешивание растворов в процессе титрования, а также увеличение времени взаимодействия титранта с компонентами растворов до 20 мин при добавлении каждой порции титранта. Причина низкой прецизионности потенциометрического измерения содержания ионов — присутствие в растворах частиц, средний диаметр которых 70–90 нм, ζ -потенциал 19–30 мВ.

Оценка суммарного содержания ионов алюминия и железа(III) в солевых вытяжках из почв (обменная кислотность почв) с $\text{pH}_{\text{KCl}} < 3.3$ может быть не адекватна и при выполнении условий, актуальных для модельных систем из-за наличия в солевых вытяжках компонентов фона (органических соединений и тонкодисперсных частиц силикатов и гидроксидов Fe, способных проходить через поры фильтра “синяя лента”). При работе с сильноокислыми образцами почв ($\text{pH}_{\text{KCl}} < 3.3$) рекомендовано использовать атомно-эмиссионный метод.

БЛАГОДАРНОСТЬ

Авторы выражают глубокую благодарность к. б. н. С.В. Деневой и к. с.-х. н. Е.В. Жангурову (Институт биологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН) за предоставленную информацию о почвах и ценные консультации.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Исследования выполнены в рамках бюджетной темы НИР “Выявление общих закономерностей формирования и функционирования торфяных почв на тер-

ритории Арктического и Субарктического секторов Европейского Северо-Востока России” (номер государственной регистрации: АААА-А17-117122290011-5) и гранта РФФИ № 20-04-00445а “Факторы и механизмы стабилизации органического вещества в почвах экстремальных условий (на примере арктических экосистем)”.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ванчикова Е.В., Шамрикова Е.В., Беспятовых Н.В., Кызьюрова Е.В., Кондратенко Б.М. Метрологическая оценка методики измерений содержания кислот и ионов металлов, обуславливающих обменную кислотность // Почвоведение. 2015. № 2. С. 188–195. <https://doi.org/10.7868/S0032180X14120107>
2. Водяницкий Ю.М. Соединения железа и их роль в охране почв. М.: Почв. ин-т им. В.В. Докучаева, 2010. 154 с.
3. Жангуров Е.В., Голубева И.И. Морфологическая характеристика и петрографические особенности пород автоморфных почв Северного Тимана // Вестник Ин-та геологии Коми НЦ УрО РАН. 2010. № 2(182). С. 13–17.
4. Жангуров Е.В., Лебедева (Верба) М.П., Забоева И.В. Микростроение генетических горизонтов автоморфных таежных почв Тимана // Почвоведение. 2011. № 3. С. 288–299.
5. Жангуров Е.В., Тонконогов В.Д., Забоева И.В. Автоморфные почвы среднего и южного Тимана // Почвоведение. 2008. № 12. С. 1413–1422.
6. Классификация и диагностика почв России. Смоленск: Ойкумена, 2004. 342 с.
7. Куликов К.Г., Кошлан Т.В. Определение размеров коллоидных частиц при помощи динамического рассеяния света // Журн. технической физики. 2015. Т. 85. № 12. С. 26–32.
8. Мировая реферативная база почвенных ресурсов 2014. Международная система почвенной классификации для диагностики почв и создания легенд почвенных карт. Исправленная и дополненная версия 2015 / Научные редакторы перевода: М.И. Герасимова, П.В. Красильников. ФАО и Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, 2017.
9. Пинский Д.Л. Ионообменные процессы в почвах. Пушино, 1997. 166 с.
10. Соколов А.В. Агрохимические методы исследования почв. М.: Наука, 1975. 656 с.
11. Соколова Т.А. Низкомолекулярные органические кислоты в почвах: источники, состав, функции в почвах (обзор) // Почвоведение. 2020. № 5. С. 559–575. <https://doi.org/10.31857/S0032180X20050159>
12. Соколова Т.А., Толпешта И.И., Трофимов С.Я. Почвенная кислотность. Кислотно-основная буферность почв. Соединения алюминия в твердой фазе

- почвы и почвенном растворе. Тула: Гриф и К, 2007. 96 с.
13. *Тарабан Е.А., Криворучко О.П., Плясова Л.М., Оленькова И.П., Буянов Р.А.* Соосажденные гидроксиды Fe(III)–Al(III): закономерности формирования и кристаллизации при старении // Известия Сибирского отделения наук СССР. Сер. химических наук. 1990. № 1. С. 10–15.
 14. *Шамрикова Е.В., Ванчикова Е.В., Соколова Т.А., Жангуров Е.В., Денева С.В., Боброва Ю.В., Кызыурова Е.В.* Возможные источники обменной кислотности в сильнокислых почвах ($pH_{KCl} < 3.3$) и оценка правильности ее определения // Почвоведение. 2018. № 12. С. 1431–1445. <https://doi.org/10.1134/S0032180X18120110>
 15. *Шамрикова Е.В., Денева С.В., Кубик О.С., Пунегов В.В., Кызыурова Е.В., Боброва Ю.И., Зуева О.М.* Кислотность органогенных горизонтов арктических почв побережья Баренцева моря // Почвоведение. 2017. № 11. С. 1325–1335. <https://doi.org/10.7868/S0032180X17110107>
 16. *Шамрикова Е.В., Денева С.В., Панюков А.Н., Кубик О.С.* Свойства почв и характер растительности побережья Хайпудырской губы Баренцева моря // Почвоведение. 2018. № 4. С. 402–412. <https://doi.org/10.7868/S0032180X18040020>
 17. *Delgado A., González-Caballero F., Bruque J.* On the zeta potential and surface charge density of montmorillonite in aqueous electrolyte solutions // Colloid Interface Sci. 1986. V. 113. P. 203–211.
 18. *Kosmulski M.* Isoelectric points and points of zero charge of metal (hydr)oxides: 50 years after Parks' review years after Parks' review // Advances in Colloid and Interface Science. 2016. V. 238. P. 1–61.
 19. *Schwertmann U., Comell R.M.* Iron Oxides in the Laboratory. Preparation and Characterization. Weinheim: WILEY-VCH Verlag GmbH & Co, 1991. 189 p.
 20. *Sposito G. (Ed.)* The Environmental Chemistry of Aluminum. London: Lewis Publishers, Boca Raton, 1996. 464 p.
 21. *Torlopov M.A., Mikhaylov V.I., Udoratina E.V., Aleshina L.A., Prusskii A.I., Tsvetkov N.V., Krivoschapkin P.V.* Cellulose nanocrystals with different length-to-diameter ratios extracted from various plants using novel system acetic acid/phosphotungstic acid/octanol-1 // Cellulose. 2018. V. 25. P. 1031–1046.
 22. *Zhu X., Chen H., Li W., He Y., Brookes P.C., White R., Xu J.M.* Evaluation of the stability of soil nanoparticles: the effect of natural organic matter in electrolyte solutions // Eur. J. Soil Sci. 2017. V. 68. P. 105–114.
 23. *Wells M.A., Fitzpatrick R.W., Gilkes R.J.* Thermal and mineral properties of Al-, Cr-, Mn-, Ni- and Ti-substituted goethite // Clays Clay Miner. 2006. V. 54. № 2. P. 176–194.

Application of Model Systems Containing Exchangeable Iron(III) to Study Acidity Characteristics of Strongly Acid Soils ($pH_{KCl} < 3.3$)

E. V. Vanchikova¹, E. V. Shamrikova^{1,*}, M. A. Korolev¹, E. V. Kyzurova¹, and V. I. Mikhailov²

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

²*Institute of Chemistry, Komi Science Center, Ural Branch of the Russian Academy of Sciences, Syktyvkar, 167000 Russia*

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

Strongly acid soils ($pH_{KCl} < 3.3$) are widespread in the European northeast and are characterized by low precision potentiometric measurements of the components of exchange acidity. The goal of our study was to identify the reasons that reduce the accuracy of measuring the exchange acidity of these soils with the use of single- and two-component model systems of aluminum and iron(III) ions in concentrations similar to those in extracts from the soils. Using model solutions, it was shown that the high acidity of salt extracts from the soils is caused by the presence of iron(III) ions. The accuracy of measurements of metal ions is determined by the order of mixing of the analyzed solution (continuous or discrete), as well as by the duration of interaction of the titrant with it. This is due to the presence of disperse systems in the initial model solutions. Particle parameters (hydrodynamic diameter D 70–90 nm, ζ -potential 19–30 mV) were determined by dynamic light scattering and laser Doppler electrophoresis. The presence in the salt extracts from soils of other components—organic compounds, fine particles of silicates and iron hydroxides capable of passing through the blue ribbon filter pores further reduces the accuracy of measuring the total Al^{3+} and Fe^{3+} content (exchange acidity) by the potentiometric method and casts doubt on the possibility of its application. When working with strongly acidic soil samples, the use of atomic emission method is recommended.

Keywords: exchange acidity of soils, potentiometric method, iron(III) ions, disperse systems, model systems

УДК 546.815:550.42:631.416.8

СВИНЕЦ В ПОЧВАХ ДЕЛЬТЫ РЕКИ СЕЛЕНГА© 2021 г. С. Б. Сосорова^{a, *}, В. К. Кашин^a^aИнститут общей и экспериментальной биологии Сибирского отделения РАН,
ул. Сахьяновой, 6, Улан-Удэ, 670047 Россия

*e-mail: soelma_sosorova@mail.ru

Поступила в редакцию 24.12.2019 г.

После доработки 23.04.2020 г.

Принята к публикации 25.05.2020 г.

Изучено пространственное и профильное распределение валового содержания свинца и содержания кислоторастворимой фракции свинца в пяти типах почв и в почвообразующих породах дельты р. Селенга. Низкое содержание свинца в почвообразующих породах (среднее значение 6.0 мг/кг), наряду с почвенно-геохимическими условиями, обуславливает его низкую концентрацию в почвах. Валовое содержание свинца в верхнем 0–20 см слое почв варьирует в пределах 3–17 мг/кг при среднем значении 10 мг/кг, что ниже ПДК и кларка в почвах мира. В аллювиальных болотных и аллювиальных дерновых почвах валовое содержание свинца в 2 раза больше, чем в аллювиальных луговых, серых лесных почвах и борových песках. Установлены различия в содержании свинца между почвами лево- и правобережной частей дельты. В аллювиальных болотных и аллювиальных луговых почвах доля кислоторастворимой фракции свинца от валового содержания составляет от 24 до 68%, в аллювиальных дерновых – 15–43%, в серых лесных почвах и борových песках – 11–26%. Профильное распределение свинца в большинстве почв элювиально-иллювиальное (аллювиальные болотные, аллювиальные луговые почвы, боровой песок) или аккумулятивно-элювиально-иллювиальное (дерновые, серые лесные почвы). Выявлена его аккумуляция в органогенном и глеевом горизонте аллювиальных болотных и луговых почв. В аллювиальных дерновых и серых лесных почвах, относительно однородных по гранулометрическому и минералогическому составу, свинец распределяется в профиле равномерно с некоторым обогащением дернины. Корреляционные зависимости валового содержания свинца от почвенных свойств оцениваются как слабые. Для содержания кислоторастворимой фракции свинца эти связи несколько сильнее. Результаты могут использоваться при организации биогеохимического мониторинга Байкальского региона.

Ключевые слова: тяжелые металлы, дельты, Fluvisols, Luvisols, Arenosols

DOI: 10.31857/S0032180X21020143

ВВЕДЕНИЕ

Свинец является одним из наиболее значимых факторов загрязнения биосферы. По глобальной антропогенной эмиссии в атмосферу, а также по вредности воздействия на организмы он занимает первое место среди рассеянных элементов [46]. Свинец не является биологически значимым, но достаточно распространенным, чтобы представлять серьезную биохимическую угрозу при повышенных концентрациях. Поэтому он отнесен к группе токсичных элементов [4]. Воздействие повышенных концентраций свинца отрицательно сказывается на репродуктивной, нервной, сердечно-сосудистой, иммунной и эндокринной системах [61].

Свинец относится к халькофильным элементам. На поведение свинца в почве, наряду с почвенно-геохимическими условиями, оказывают влияние особенности химических свойств элемента, прежде всего, электронной конфигурации атомов. На внешнем электронном уровне его ато-

ма ($6s^26p^2$) находится 4 электрона, которые являются валентными, поэтому в соединениях он может в двух- и четырехвалентной форме, в биосфере преобладает первая [44]. В почвах он находится главным образом в состоянии окисления Pb^{2+} (PbS). Это является причиной его слабой подвижности [63]. Состояние Pb^{4+} неустойчиво, при взаимодействии с кислотами дает растворимые соли, например, $Pb(NO_3)_2$.

Преобладающая часть соединений свинца в почве характеризуется небольшой подвижностью и высокой аккумулярующей способностью [35]. Это обусловлено тем, что, выступая в роли “промежуточной кислоты” (согласно концепции “жестких и мягких кислот и оснований” по Льюису), ионы свинца могут образовывать прочные связи с мягкими основаниями, а с жесткими основаниями – легко растворимые соединения [47, 60]. С жестким основанием OH^- свинец способен вступать в реакцию гидролиза с образованием $Pb(OH)_2$ в условиях нейтральной и щелочной реакции и по-

следующей конденсации $[Pb_6O(OH)_6]^{4+}$ [11]. Если почва содержит растворимые фосфаты, то $Pb(OH)_2$ переходит постепенно в $Pb_3(PO_4)_2$ или другие труднорастворимые фосфаты [35].

Наибольшее влияние на состояние свинца в почвах оказывают следующие анионы: CO_3^{2-} , OH^- , S^{2-} , PO_4^{3-} , SO_4^{2-} [35], с которыми он образует соединения различной растворимости. Так, свинец формирует относительно слабые водные комплексы с хлорид, фторид, нитрат и сульфат ионами. Более прочные с карбонат-ионом, а наиболее устойчивые комплексы образуются с гидроксид-ионом.

Среди механизмов связывания Pb^{2+} почвой следует назвать осаждение его малорастворимых солей, поглощение гидроксидами металлов, силикатами и органическим веществом [63]. Он может активно связываться глинистыми минералами, карбонатами, оксидами железа и марганца, фосфатами [44, 63]. При этом оксиды железа в почвах могут непосредственно адсорбировать металлы, в то время как органическое вещество хелатирует и адсорбирует металлы через функциональные группы гуминовой кислоты, а глинистые минералы — через гидроксильные группы [65]. Органическим веществом почвы и глинистыми минералами свинец поглощается специфично [23]. Эти особенности способны определять процессы мобилизации, миграции элемента в почвах.

В связи с этим экогеохимический мониторинг содержания свинца, наряду с другими элементами [52], актуален в области здравоохранения, сельского хозяйства и охраны окружающей среды.

Несмотря на значительную историю изучения содержания свинца в почвах, исследование различных аспектов его поведения как в техногенных, так и в фоновых условиях разных регионов активно продолжается [28, 30, 33, 34, 37].

В Западном Забайкалье изучено содержание свинца в почвообразующих породах (делювиальные отложения гранитоидов) и почвах автономных ландшафтов степной и сухостепной зон. Определены диапазоны и среднее содержание в них элемента [16, 25, 54]. Для гидроморфных ландшафтов, в частности, важной для экосистемы оз. Байкал дельты р. Селенга, имеются лишь фрагментарные данные по содержанию свинца в почвах [9, 12, 36, 48].

Дельта служит индикатором экологического состояния бассейна р. Селенга в целом. Это определяется тем, что через нее проходит около 50% годового стока речных вод и 60% терригенных наносов в оз. Байкал; экосистемы дельты являются своеобразным “биологическим фильтром”, способствующим очистке воды от различных примесей [13, 40].

В дельтовой части происходит отложение взвешенных веществ, в среднем ежегодно 2600 тыс. т. По данным [9], с водным стоком р. Селенга в

оз. Байкал в 2014 г. поступило соединений свинца около 7.7, в 2015 г. — 19 т.

Цель настоящего исследования — изучение содержания и распределения свинца в почвообразующих породах и почвах дельты р. Селенга. Задачи работы: определить характеристики содержания свинца в почвообразующих породах и почвах, выявить особенности пространственного и профильного распределения в почвах, выявить степень подвижности в почвах, оценить уровень содержания свинца в почвах с имеющимися нормативами.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Исследования проводили в дельте р. Селенга (самой крупной в мире пресноводной дельты), расположенной в центральной зоне юго-восточного побережья оз. Байкал. Она занимает площадь 1120 км². На этой территории расположен ряд населенных пунктов Кабанского района Республики Бурятия и производится сельскохозяйственная продукция. Карта-схема района исследования [70] приведена на рис. 1.

Дельта р. Селенга представлена системой террас и низких, большей частью заболоченных равнин и островов, разделенных протоками [21]. По физико-географическому районированию иссле-

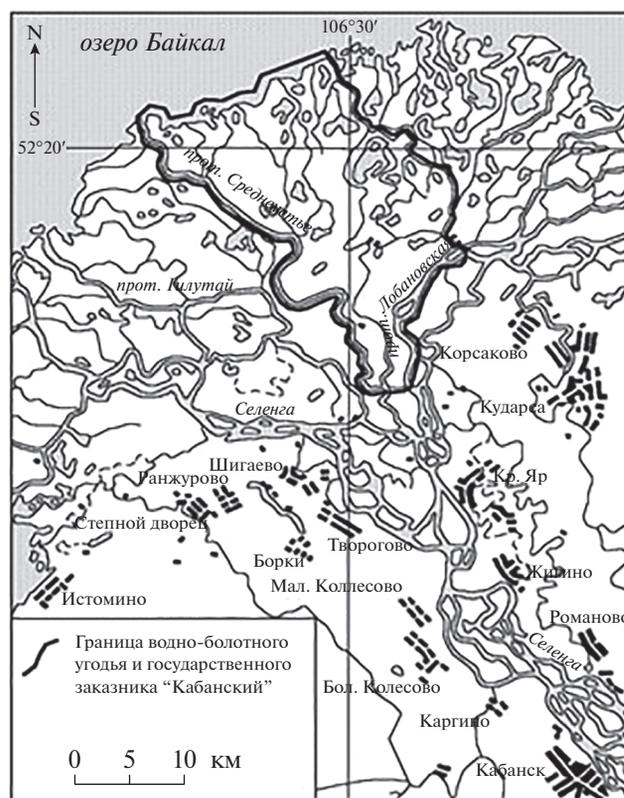


Рис. 1. Карта-схема района исследования — дельты р. Селенга [70].

дуемая территория относится к Южно-Байкальскому таежно-равнинному округу Джидинско-Нижнеселенгинской котловинно-горнотаежной провинции Байкало-Джугджурской горнотаежной области [3]. Основные закономерности формирования почвенного покрова в дельте р. Селенга определяются рельефом и почвообразующими породами [12].

В качестве объектов исследований служили почвообразующие породы (аллювиальные, делювиальные, песчаные отложения) и различные типы почв дельты Селенги — аллювиальные (болотного, лугового, дернового ряда почвообразования (Fluvisols по классификации WRB [62])), серые лесные почвы (Luvisols) и боровые пески (Arenosols). Название типов почв даны по [26]. Всего отобрано 85 образцов из 15 разрезов, заложенных на типичных участках дельты с морфологическим описанием и взятием проб по генетическим горизонтам. В отобранных образцах после предварительной подготовки определяли содержание гумуса по методу Тюрина, общего азота по методу Кьельдаля, подвижных форм фосфора и калия по методу Мачигина, железа и алюминия по методу Тамма, обменных кальций и магний трилометрическим, рН — потенциометрическим методами, емкости поглощения по методу Бабко и Аскинази, карбонатов по методу Голубева, гранулометрического состава по методу Качинского [2].

Основные физико-химические свойства некоторых исследуемых почв приведены в табл. 1. Почвы характеризуются нейтральной или слабощелочной реакцией среды, невысоким содержанием гумуса, преобладанием в составе обменных оснований кальция, среднеобеспечены обменным калием и низко — подвижным фосфором. Гранулометрический состав почв изменялся от песчаного до среднесуглинистого.

Содержание свинца определяли методом атомно-абсорбционной спектрофотометрии с пламенной атомизацией на приборе AAS Solaar M: валовое после разложения прокаленной почвы HF в присутствии H_2SO_4 (удельная масса 1.84) и перевода осадка в солянокислый раствор, а кислоторастворимой формы после экстракции 1 М раствором HCl в соотношении почва — экстрагент 1 : 10. Нижний предел обнаружения свинца в почвах 0.04 мг/кг. Погрешность анализа 7–10%. Аналитическая погрешность трехкратная. Статистическая обработка данных произведена стандартными методами с использованием программы Microsoft Excel.

Интенсивность перераспределения свинца по генетическим горизонтам оценивали коэффициентом радиальной дифференциации (R), представляющим собой отношение содержания элемента в том или ином генетическом горизонте ($C_{г.г.п.}$) к его содержанию в почвообразующей породе ($C_{п.о.п.}$): $R = C_{г.г.п.}/C_{п.о.п.}$. Данный показатель позволяет судить о накоплении ($R > 1.0$) или выносе ($R < 1.0$)

элемента в каждом горизонте почвенного профиля по сравнению с почвообразующей породой [1].

Вклад техногенной составляющей в общее содержание ТМ в почве рассчитывали, как отношение содержания ТМ в кислотной вытяжке к их валовому содержанию, выраженному в процентах. В зависимости от физико-химических свойств и гранулометрического состава для фоновых почв это отношение составляет 5–20%, а для техногеннозагрязненных — более 50% [27, 43].

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Свинец в почвообразующих породах. Почвообразующие породы дельты р. Селенга представлены в основном аллювиальными и иными рыхлыми осадочными отложениями четвертичного периода [22]. Их минералогический состав сформирован кварцем, полевыми шпатами, роговой обманкой, минералами группы эпидота, слюдой [5].

По данным [51], основными характерными минералами донных отложений дельты являются кварц (60–70%), полевые шпаты (15–20%), слюды (5–10%), а содержание таких минералов, как хромит, гранат, оливин, сфен, турмалин, рутил, дистен, силлиманит, амфиболы, эпидот, пироксены не превышает 5–8%.

Содержание свинца в почвообразующих породах дельты р. Селенга изменялось в пределах 4.7–10.9 мг/кг при среднем значении 6.0 ± 0.7 мг/кг (табл. 2), что ниже кларка литосферы и осадочных пород [10, 63], а также среднего содержания в почвообразующих породах — 34 мг/кг [25] и в аллювиальных отложениях степной и сухостепной зон Забайкалья — 24.5 мг/кг [16].

Низкое содержание свинца отмечено в почвообразующих породах, подстилающих аллювиальные болотные и луговые почвы. Относительно повышенное содержание свинца выявлено в супесчаных и песчаных отложениях (5.8–10.9 мг/кг), подстилающих аллювиальные дерновые и серые лесные почвы, которые занимают более высокое положение в рельефе дельты.

Причинами различий содержания свинца в породах дельты от его содержания в породах степной и сухостепной зон Забайкалья могут быть, прежде всего, разное содержание полевых шпатов, являющихся основными минералами-носителями свинца [25], а также выщелачивание элемента водой при выветривании в гидроморфных условиях дельты. Судя по содержанию полевых шпатов в донных отложениях дельты, можно предположить, что их количество в почвообразующих породах исследуемого района также невысокое.

Низкое содержание свинца в почвообразующих породах, подстилающих аллювиальные болотные и луговые почвы, возможно, связано с преобладанием пыли во фракции физической глины и миграцией его растворимых соединений в виде водных

Таблица 1. Основные физико-химические свойства почв дельты р. Селенги

Горизонт	Глубина, см	рН _{H2O}	C _{орг} , %	N, %	P ₂ O ₅		K ₂ O	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃		СаСО ₃ , %		Фракция, %	
					по Мачигину, мг/100 г						по Тамму, %		<0.01 мм	>0.01 мм		
Разрез 1. Аллювиальная торфяно-глебовая почва																
А ₀	0–3	–	–	–	–	–	–	48.0*	–	1.40	1.43	–	–	–	–	–
А _{T1}	3–30	7.8	–	–	1.93	2.6	76.0*	–	–	1.40	1.53	–	–	4.38	27.01	72.99
А _{T2}	30–46	7.9	3.41	0.25	1.07	3.2	36.0*	–	–	1.36	0.66	–	–	8.95	26.06	73.94
В _{qnp}	46–61	7.7	0.55	0.09	0.53	4.6	20.8	0.8	–	0.84	0.25	–	–	4.27	15.71	84.29
В _g	60–120	5.6	0.22	0.05	1.47	6.2	5.5	1.2	–	–	–	–	–	0.32	7.87	92.13
Разрез 9. Аллювиальная торфянисто-глебовая почва																
А _{T1}	5–9	7.2	–	0.81	2.67	3.4	57.1	10.0	–	1.44	0.52	–	–	0.85	11.56	88.44
А _{T2}	9–14	7.8	1.80	0.02	4.33	4.4	25.5	1.8	–	0.68	0.46	–	–	0.64	6.23	93.77
В _{ca}	14–20	7.9	1.14	0.12	5.00	6.2	21.8	–	–	1.12	0.34	–	–	1.71	6.28	93.72
А	20–37	7.6	3.41	0.39	6.27	6.6	22.0*	–	–	3.07	0.65	–	–	6.29	15.46	84.54
В _{lg}	38–59	7.3	0.47	0.06	3.67	4.6	7.8	4.2	–	0.52	–	–	–	–	7.28	92.64
В _{gC}	59–68	7.3	0.31	0.13	3.20	4.0	5.6	1.2	–	0.60	–	–	–	1.07	4.36	95.64
В _{2g}	68–90	7.5	0.92	0.13	1.93	6.0	10.8	4.2	–	0.40	–	–	–	–	13.69	86.31
Разрез 20. Аллювиальная торфянисто-глебовая почва																
А _T	0–5	7.4	3.93	0.43	7.60	25.0	28.0	15.8	–	–	–	–	–	–	–	–
А _T	5–19	7.5	2.04	0.20	1.93	10.0	25.0	3.0	–	–	–	–	–	0.64	42.68	57.32
В _g	19–56	7.5	1.64	0.20	1.20	10.0	20.0	9.0	–	–	–	–	–	0.85	37.04	62.96
С	56–82	7.2	0.60	0.11	1.40	8.0	7.5	6.3	–	–	–	–	–	0.43	12.32	87.68
Разрез 12. Аллювиальная луговая слоистая почва																
А _д	0–4	7.2	2.48	0.24	1.07	9.0	21.4	8.8	–	0.52	0.48	–	–	0.21	18.20	81.80
А	4–28	7.6	2.50	0.24	1.87	4.8	23.6	6.8	–	0.34	0.46	–	–	1.07	14.28	85.72
В	28–38	7.7	0.52	0.09	9.33	2.8	11.4	4.9	–	0.52	–	–	–	–	9.81	90.19
АВ	38–49	8.0	1.12	0.12	9.33	4.0	20.3	7.4	–	0.68	–	–	–	0.11	24.44	75.56
[А]	49–57	7.2	2.10	0.18	0.80	4.2	28.1	7.3	–	0.76	–	–	–	0.21	35.35	64.65
В	57–86/90	7.3	1.40	0.15	2.33	4.3	29.2	7.6	–	1.16	–	–	–	0.21	37.21	62.79
С	86/90–120	7.7	0.52	0.08	2.13	4.8	17.4	4.6	–	1.04	–	–	–	0.21	11.59	88.41

Таблица 1. Окончание

Горизонт	Глубина, см	pH _{H2O}	Сорг. %	N, %	P ₂ O ₅		K ₂ O	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃		СаСО ₃ , %		Фракция, %	
					по Мачигину, мг/100 г	обменные, смоль(экв)/кг					по Тамму, %	СаСО ₃ , %	<0.01 мм	>0.01 мм		
Разрез 15. Аллювиальная луговая карбонатная почва																
A	0–5	6.9	–	0.38	6.53	29.0	34.0	12.0	0.52	0.42	1.07	–	–	–	–	–
A	5–23/28	7.2	1.22	0.36	0.33	5.0	21.0	6.0	0.52	0.76	0.64	21.95	78.05	–	–	–
B _g	23/28–49	7.9	0.28	0.06	0.93	3.0	7.5	2.5	0.34	0.41	0.85	9.21	90.79	–	–	–
Вса	49–73	7.8	0.41	0.13	0.56	8.0	–	–	0.52	0.79	0.43	29.09	70.91	–	–	–
C	73–110	7.7	0.10	0.08	0.60	2.0	15.0	3.0	–	–	0.85	4.20	95.80	–	–	–
Разрез 11. Аллювиальная дерновая остепняющаяся почва																
Ад	0–4	7.5	5.76	0.50	16.7	16.2	38.8	9.2	–	–	Следы	27.36	72.64	–	–	–
A	4–21	7.3	2.49	0.20	0.40	4.0	30.3	7.6	–	–	Следы	36.86	63.14	–	–	–
AB	21–34	7.1	1.15	0.11	0.73	4.6	22.7	7.3	–	–	0.21	32.63	67.37	–	–	–
B	34–95	7.2	0.28	0.06	1.67	3.2	10.6	2.2	–	–	0.21	6.83	93.17	–	–	–
C	95–116	7.0	0.26	0.04	1.07	1.6	5.4	3.6	–	–	0.11	6.32	93.68	–	–	–
Разрез 3. Серая лесная почва																
A _{st}	0–4	6.5	1.50	–	6.93	9.6	6.6	3.1	0.52	0.36	0.21	6.37	93.63	–	–	–
A	4–17	7.1	0.79	0.06	3.20	3.6	5.5	2.0	0.40	0.26	0.11	5.78	94.22	–	–	–
AB	17–38	6.6	0.24	0.04	3.87	4.0	4.4	2.2	0.40	0.28	0.11	8.72	91.28	–	–	–
B	38–58	7.0	0.32	0.04	2.80	5.4	4.4	4.0	0.30	0.20	0.11	5.74	94.26	–	–	–
BC	58–87	7.4	0.18	0.02	3.20	4.8	5.5	3.0	0.34	0.30	0.11	7.55	92.45	–	–	–
C	87–105	7.2	0.06	0.04	1.60	3.2	2.4	1.2	0.28	0.25	Следы	0.60	99.40	–	–	–
Разрез 8. Боровой песок																
A _{корк}	0–3	6.7	0.13	0.11	1.33	4.0	3.8	1.5	0.26	0.20	1.07	1.70	98.30	–	–	–
C1	3–58	6.6	0.13	0.08	1.73	5.0	3.0	0.8	0.2	0.28	0.11	1.24	98.76	–	–	–
C2	58–71	6.2	0.32	0.04	3.47	4.0	3.8	3.0	–	–	Следы	2.88	97.12	–	–	–
[A] ₁	71–78	6.8	0.53	0.14	4.20	4.0	6.0	5.0	–	–	Следы	4.88	95.12	–	–	–
C ₃	78–84	6.8	0.20	0.11	2.00	5.0	3.8	0.3	–	–	Следы	4.12	95.88	–	–	–
[A] ₂	84–90	6.8	0.13	0.11	.33	4.0	3.8	1.5	–	–	0.11	9.64	90.36	–	–	–

* Емкость поглощения по Бабко-Аскинази. Примечание. Прочерк – определение не проводили.

Таблица 2. Содержание свинца в почвообразующих породах дельты р. Селенги, мг/кг

Почвообразующая порода	$M \pm m$
Аллювиальные супесчаные отложения (подстилающие болотные почвы)	4.7
Аллювиальные супесчаные отложения (подстилающие луговые почвы)	5.2
Рыхлые супесчаные отложения (подстилающие дерновые почвы)	10.9
Рыхлые песчаные отложения (подстилающие серые лесные почвы)	5.8
Песчаные отложения (боровые пески)	6.6
Среднее по дельте ($n = 9$)	6.0 ± 0.7
Кларк литосферы [10]	17
Среднее региональное [25]	34

Примечание. M – среднее арифметическое, m – ошибка среднего арифметического.

растворов. Подвижность свинца в этих почвообразующих породах выше, чем в супесчаных и песчаных отложениях.

Относительно повышенное содержание свинца в супесчаных и песчаных отложениях, по-видимому, связано с тем, что в данных почвообразующих породах преобладает илистая фракция в составе физической глины и его нахождением в составе первичных минералов и других минеральных компонентов, где он закрепляется прочнее, чем в суглинистых отложениях. Так, согласно А. Andersson (1977, цит. по [20]), J. Garcia-Miragaya Levels (1984, цит. по [39]), свинец не может изоморфно замещать октаэдрические позиции в глинистых минералах из-за большого ионного радиуса. Как отмечают Минкина с соавт. [31], илистая фракция обладает большей емкостью поглощения и сродством к тяжелым металлам (ТМ), чем фракция пыли.

Дренированность территории также оказывает влияние на процесс выщелачивания и выноса свинца в нижележащие ландшафты.

Наши данные близки к результатам, полученным [53] для почвообразующих пород, подстилающих серые лесные почвы Бурятии: в песках и аллювии – 8–10, элюво-делювии – 12, при среднем значении – 10 мг/кг. В породах юга Западной Сибири свинец содержится в пределах 6.7–17.9 мг/кг: песчаных и супесчаных – 6.7, среднесуглинистых – 17.9 [19], лёссовидных суглинках – 13.3, аллювиальных песках – 8.0 [18].

В почвообразующих породах, подстилающих аллювиальные луговые карбонатные почвы Западной Сибири, концентрация свинца колеблется в пределах 13–15 мг/кг [49], а в почвообразующих породах поймы р. Дон его средняя концентрация составляет 14.0 мг/кг [32], что выше наших определений.

По данным [46], среднее валовое содержание свинца в верхнем слое 1–20 см песков соснового бора Семипалатинского Прииртышья, сформированных на древнеаллювиальных песчаных отложениях, составляет в среднем 23.1 мг/кг при диапазоне от 3.1 до 29.6, а кислоторастворимой формы – 0.8 мг/кг при колебании от 0.2 до 1.6.

Как отмечает [19], в зависимости от гранулометрического состава пород кларковое содержание свинца в них значительно различается: в глинистых породах – 20, карбонатных – 9 и песчаных – 7 мг/кг.

Таким образом, литохимические и минералогические особенности почвообразующих пород дельты р. Селенга обуславливают различия в концентрации в них свинца.

Свинец в почвах. Диапазоны и среднее содержание свинца в поверхностном (0–20 см) и 0–100 см слоях почв дельты представлены в табл. 3. Из

Таблица 3. Статистические показатели валового содержания свинца в почвах дельты р. Селенга, мг/кг

Почва	<i>lim</i>	$M \pm m$	$V, \%$
В поверхностном слое (0–20 см)			
Аллювиальные болотные ($n = 6$)	8.9–17.4	12.2 ± 1.14	23
Аллювиальные луговые ($n = 8$)	3.2–11.4	7.3 ± 0.88	34
Аллювиальные дерновые ($n = 4$)	9.5–14.8	12.0 ± 1.09	18
Серые лесные ($n = 3$)	9.0–10.8	9.7 ± 0.54	10
Боровые пески ($n = 1$)	–	6.2	–
Среднее по дельте ($n = 22$)	3.2–17.4	10.1 ± 0.65	31
В слое 0–100 см (без гор. С)			
Аллювиальные болотные ($n = 21$)	5.7–15.7	10.6 ± 0.6	29
Аллювиальные луговые ($n = 26$)	3.0–12.0	7.6 ± 0.6	40
Аллювиальные дерновые ($n = 8$)	8.6–14.8	11.3 ± 0.7	17
Серые лесные ($n = 13$)	7.0–10.8	8.6 ± 0.3	13
Боровые пески ($n = 4$)	5.7–10.1	7.3 ± 1.3	27
Среднее по дельте ($n = 72$)	3.0–14.8	9.5 ± 0.6	–
Среднее региональное [25]		34	

Примечание. *lim* – пределы колебаний, M – среднее арифметическое, m – ошибка среднего арифметического, V – коэффициент вариации, $P = 0.95$, прочерк – расчет не проводили.

Таблица 4. Распределение валового и кислоторастворимого свинца по генетическим горизонтам почв дельты р. Селенга

Горизонт	Глубина, см	Валовое, мг/кг	R	Кислоторастворимая форма (1 М HCl), мг/кг	% от валового
Разрез 1. Аллювиальная торфяно-глеевая почва (с. Исток)					
A ₀	0–3	10.5	–	4.2	40
A _{T1}	3–30	12.0	–	4.0	33
A _{T2}	30–46	15.7	–	5.5	35
B _{ОХР}	46–61	12.1	–	4.0	33
B _g	60–120	12.6	–	3.2	26
Разрез 9. Аллювиальная торфянисто-глеевая почва (с. Дубинино)					
A _{T2}	9–14	7.2	–	2.7	38
B	14–20	10.4	–	2.9	28
A	20–37	8.2	–	4.0	48
B _{1g}	38–59	10.1	–	2.4	24
B _{gC}	59–68	5.7	–	2.2	39
B _{2g}	68–90	8.8	–	2.9	33
Разрез 20. Аллювиальная торфянисто-глееватая почва (о. Шаманка)					
A _o	0–5	11.1	2.36	–	–
A _T	5–19	11.4	2.43	5.7	50
B _g	19–56	12.1	2.57	5.6	47
C	56–82	4.7	1.0	3.4	73
Разрез 12. Аллювиальная луговая слоистая почва (с. Кудара)					
A _д	0–4	10.9	2.30	2.7	25
A	4–28	11.6	2.47	2.8	25
B	28–38	10.4	2.21	2.6	25
AB	38–49	11.9	2.57	3.6	30
[A]	49–57	12.0	2.55	3.2	27
B	57–86/90	6.5	1.38	4.1	62
C	86/90–120	4.7	1.0	2.6	57
Разрез 15. Аллювиальная луговая карбонатная почва (о. Шустовский)					
A _д	0–5	9.8	2.33	3.4	34
A	5–23/28	9.6	2.29	1.9	20
B _g	23/28–49	4.3	1.0	1.8	42
B _{Ca}	49–73	3.0	0.70	2.0	68
C	73–110	4.2	1.0	1.2	29
Разрез 11. Аллювиальная дерновая остепняющаяся почва (с. Фофаново)					
A _д	0–4	13.2	1.21	3.4	26
A	4–21	12.0	1.10	3.7	31
AB	21–34	14.8	1.36	3.3	22
B	34–95	11.7	1.07	1.9	16
C	95–116	10.9	1.0	1.6	15
Разрез 3. Серая лесная почва (с. Истомино)					
A _o	0–4	9.5	1.63	2.0	22
A	4–17	8.8	1.51	1.6	18
AB	17–38	8.1	1.40	1.5	19
B	38–58	8.8	1.51	1.8	21
BC	58–87	7.7	1.33	2.0	26
C	87–105	5.8	1.0	1.4	25

Таблица 4. Окончание

Горизонт	Глубина, см	Валовое, мг/кг	R	Кислоторастворимая форма (1 М HCl), мг/кг	% от валового
Разрез 18. Боровой песок (с. Степной Дворец)					
A _{корк}	0–3	6.1	0.86	1.2	20
C ₁	3–58	7.1	1.0	1.2	17
C ₂	58–71	10.1	1.42	1.1	11
[A] ₁	71–78	5.7	0.80	1.2	21
[A] ₂	84–90	12.4	1.75	1.4	11
ПДК	32		6		
Кларк	17				
Среднее в почвах мира [15]	12				

приведенных данных видно, что средние концентрации свинца в верхнем 0–20 см слое по типам почв различались не более 1.5 раз относительно его среднего содержания в почвах дельты. Однако по отдельным точкам содержание элемента различалось до 3.2 раза в левобережной части и до 1.8 раза в правобережной части дельты (табл. 4, рис. 2), что обусловлено геоморфологическими, гидрогеологическими и гидрологическими условиями. Это различие отмечено также Гыниновой с соавт. [12]. Ими установлено его относительно высокое содержание в почвах островов р. Селенга и северо-восточного сектора дельты выдвигания и поймы р. Шумиха. В почвах Калтусного болотного массива в неосушенной части данными автора выявлена аккумуляция свинца в количествах,

превышающих ПДК, и его пониженное содержание в осушенной части. При осушении торфяных почв активная минерализация органического вещества и изменение окислительно-восстановительных условий в сторону окислительных процессов способствуют повышению подвижности и миграции свинца за счет образования растворимых соединений [64]. Например, в аэрируемых почвенных горизонтах сульфид свинца окисляется до сульфата с последующей трансформацией в карбонат:

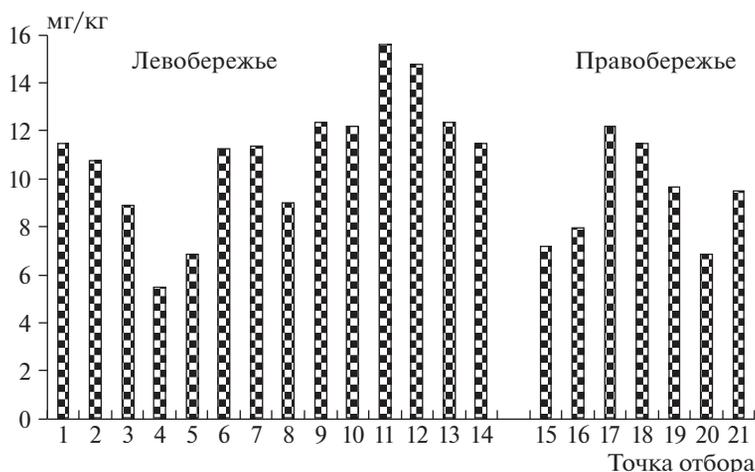
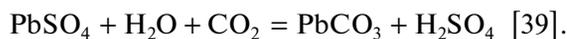


Рис. 2. Пространственное распределение свинца в поверхностном слое (0–20 см) почв право- и левобережной частей дельты р. Селенга (номер разреза и место отбора проб (село, поселок, остров)). *Левобережная часть*: 1 – разрез 1 (с. Исток), 2 – разрез 2 (с. Истомино), 3 – разрез 3 (с. Истомино), 4 – разрез 4 (с. Степной Дворец), 5 – разрез 18 (с. Степной Дворец), 6 – разрез 20 (о. Шаманка), 7 – разрез 21 (о. Семеновский), 8 – разрез 22 (Истокско-Твороговское поднятие), 9 – точка 1 (п. Кабанск), 10 – точка 2 (пгт. Селенгинск), 11 – точка 3 (пгт. Селенгинск), 12 – точка 4 (на северо-запад от п. Кабанск 5 в направлении п. Кабанск–с. Бол. Колесово), 13 – точка 5 (на юго-запад от п. Кабанск в направлении с. Закалтус–Кабанск), 14 – точка 6 (с. Ньюки). *Правобережная часть*: 15 – разрез 9 (с. Дубинино), 16 – разрез 10 (с. Красный Яр), 17 – разрез 11 (с. Фофоново), 18 – разрез 12 (с. Кудара), 19 – разрез 15 (о. Шустовский), 20 – разрез 16 (с. Корсаково), 21 – разрез 17 (с. Корсаково).

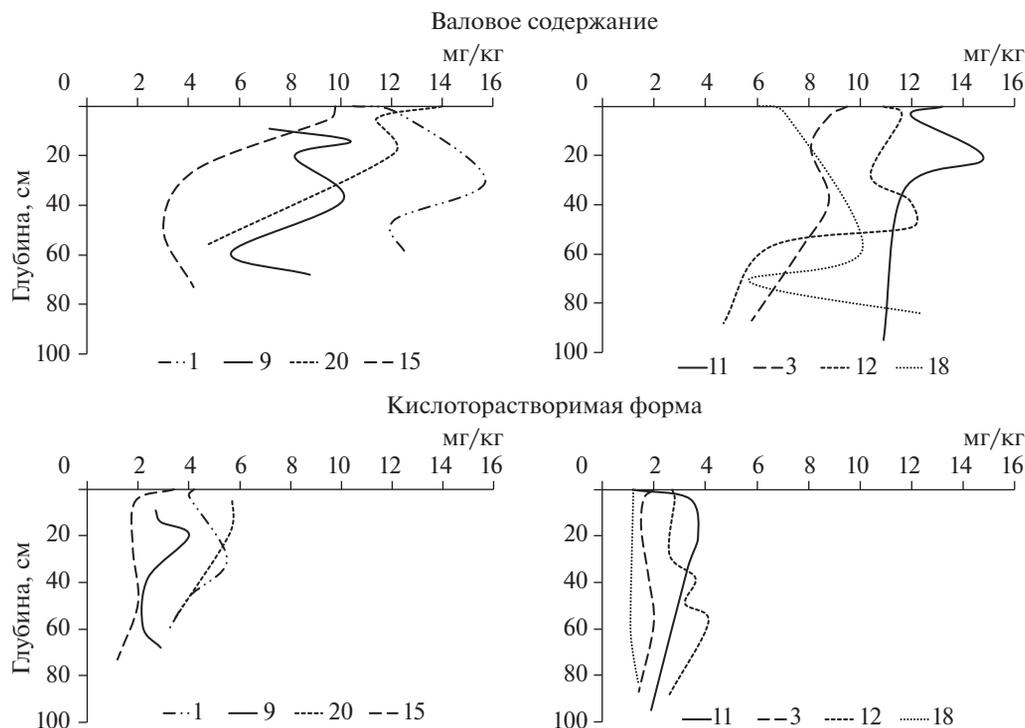


Рис. 3. Профильное распределение свинца в почвах дельты р. Селенга в разрезах: 1 – аллювиальная торфяно-глеевая почва, 9 – аллювиальная торфянисто-глееватая почва, 20 – аллювиальная торфянисто-глееватая почва, 15 – аллювиальная карбонатная почва, 12 – аллювиальная луговая слоистая почва, 11 – аллювиальная дерновая остепняющаяся почва, 3 – серая лесная почва, 18 – боровой песок.

Растворимость $PbCO_3$ больше, чем PbS (произведение растворимости соответственно 7.4×10^{-14} и 2.5×10^{-27}) [35].

По данным рекогносцировочного исследования, проведенного в верхней части левобережья дельты [36], содержание свинца в поверхностном слое почв варьировало в пределах 11.5–15.6 мг/кг (рис. 2, точки 1–5), что находится в интервале значений наших определений.

Концентрация свинца в поверхностном слое почв дельты р. Селенга значительно меньше по сравнению с его средним содержанием в поверхностном слое почв Европы – 32 мг/кг, США – 19 мг/кг [63].

При изучении содержания ТМ, в том числе свинца, в синлитогенных почвах, целесообразно принимать во внимание их содержание в метровом, а не только в верхнем 0–20 см слое. Содержание ТМ в верхнем слое почв в основном отражает биогенное накопление, а также аэральное и гидрогенное поступление поллютанта в почву [6]. Часто значительная доля ТМ с высокой реакционной способностью мигрирует в глубь почвы – вплоть до соответствующего геохимического барьера. Такая ситуация типична для слоистых аллювиальных почв [17].

В метровом слое изученных почв концентрация свинца превышала его среднее содержание в

1.1 (в серых лесных почвах) и в 1.9 раз (в аллювиально-луговых).

Данные табл. 3 и 4 свидетельствуют, что валовое содержание свинца в почвах не превышает его кларкового значения для почв мира и литосферы [10, 15], среднего регионального в почвах Западного Забайкалья – 34 мг/кг [25] и предельно допустимой концентрации (ПДК) [15].

Невысокие концентрации свинца в почвах дельты обусловлены его низким содержанием в почвообразующих породах. Вместе с тем разнообразие почвенно-геохимической обстановки определяет различие в уровнях накопления свинца в почвах и особенности его пространственного и профильного распределения в почвенном покрове дельты (рис. 2, 3).

Так, аллювиальные болотные (торфяно-глеевые, торфянисто-глеевые) и аллювиальные дерновые почвы характеризовались относительно повышенным содержанием свинца по сравнению с аллювиальными луговыми, серыми лесными почвами и боровыми песками.

Подчиненное положенное гидроморфных почв в ряду элементарных ландшафтов, обеспечивает дополнительное их обогащение свинцом за счет притока почвенно-грунтовых вод с водосборной территории. Показано, что реки бассейна Селенги обогащены относительно среднего содержания в реках мира растворенным свинцом, мигрирую-

Таблица 5. Коэффициенты корреляции между содержанием свинца в почвах дельты р. Селенга и их свойствами (поверхностный слой 0–20 см)

Тип почвы	<i>n</i>	Валовое содержание	pH	$C_{орг}$	$Ca^{2+} + Mg^{2+}$	Физическая глина
Валовое содержание						
Аллювиальные болотные и лугово-болотные	9	–	–0.48	0.27	–0.25	0.10
Аллювиальные луговые	14	–	–0.02	0.47	0.21	0.11
Аллювиальные дерновые	4	–	0.30	0.43	0.72	0.62
Серые лесные	7	–	–0.16	0.57	0.32	–0.03
В целом по дельте	34	–	0.09	0.53	0.11	0.26
Кислоторастворимая форма						
Аллювиальные болотные и лугово-болотные	9	0.85	0.71	0.39	–0.27	0.50
Аллювиальные луговые	14	–0.25	0.38	0.72	0.73	0.37
Аллювиальные дерновые	4	–0.24	0.26	–0.87	–0.41	0.44
Серые лесные	7	0.73	0.62	0.94	0.78	0.14

щим в форме комплексных соединений с органическим веществом [24].

Кроме того, к факторам, увеличивающим аккумуляцию свинца в профиле гидроморфных почв, следует отнести относительно высокое содержание органического вещества, физической глины, щелочную реакцию среды и восстановительные условия.

Повышенное накопление свинца в профиле аллювиальных дерновых почв обусловлено его повышенным содержанием в почвообразующей породе, подстилающей их, и подвижного фосфора в верхних горизонтах профиля, слабощелочной или щелочной реакцией среды, относительно низким залеганием грунтовых вод, развитием дернового процесса.

Следует отметить, что повышенный фон свинца свойственен относительно тяжелым по гранулометрическому составу и хорошо гумусированным почвам (разрезы 1, 11, 20 и др.), пониженное – почвам легкого гранулометрического состава, содержащим небольшое количество гумуса (разрезы 3, 15, 18 и др.).

Среди почвенных свойств, определяющих уровень концентрирования и мобильности металлов, выделяют количественный и качественный состав органического вещества почвы, минералогический и гранулометрический состав, характеристики почвенного поглощающего комплекса, кислотно-щелочные и окислительно-восстановительные режимы, содержание карбонатов, оксидов железа, марганца и алюминия, а также микробиологическую активность почвы [42].

Выявить связь между свойствами почвы и уровнем содержания в них свинца позволяют коэффициенты корреляции (r). Так, рассчитанные для верхнего 0–20 см слоя коэффициенты корреляции валового содержания и кислоторастворимой формы свинца с физико-химическими показателями почв показывают различия в степени корреляции в зависимости от типа почв. Коэффициенты корреляции указывают, что рассмот-

ренные почвенные свойства на 9–72% контролируют уровень валового содержания и на 14–87% кислоторастворимой формы свинца. Корреляция оценивается в основном как очень слабая и слабая (табл. 5). В целом для аллювиальных дерновых почв корреляция валового содержания свинца с их физико-химическими свойствами сильнее, чем для гидроморфных и полугидроморфных почв. Уровень содержания физической глины оказывает меньшее влияние на валовую концентрацию свинца, чем другие показатели, за исключением аллювиальных дерновых почв, где содержание илистой фракции больше, чем в других почвах.

Сравнение коэффициентов корреляции содержания свинца со свойствами почв для других регионов показало также различие в уровнях корреляционных связей. Так, в пойменных почвах Северного Зауралья выявлена прямая корреляционная зависимость содержания свинца от содержания гумуса ($r = 0.6–0.9$), гидролитической кислотности ($r = 0.4–0.6$), валового содержания азота и калия ($r = 0.6–0.8$) [6]. Для аллювиальных луговых почв Западной Сибири [49] отмечена очень слабая корреляция валового содержания свинца с гумусом ($r = 0.20$) и слабая с реакцией почвенной среды ($r = 0.25$), содержанием физической глины ($r = 0.46$). Для почв Каталонии коэффициенты корреляции содержания свинца составляли для содержания органического вещества – 0.22, pH – 0.46, $CaCO_3$ – 0.32, песка – 0.09, глины – 0.08 [56].

В целом способность к сорбции свинца почвой возрастает с увеличением содержания органического вещества и pH среды и положительно коррелирует с pH, катионообменной способностью, содержанием глины, $CaCO_3$ и органического вещества [59, 67].

При анализе загрязнения почв следует обращать внимание не только на средние величины содержания ТМ, но и на размах варьирования, так как в техногенных аномалиях изменение содержания многих ТМ и металлоидов больше, чем на фоне [7]. В дельте р. Селенга, по нашим расче-

там, диапазоны варьирования валового содержания свинца в верхнем слое почв составляли в 10–34% (табл. 3), что свидетельствует об отсутствии техногенного загрязнения и соответствует нормальному уровню варьирования [41]. Максимальная вариабельность содержания свинца выявлена в почвах полугидроморфного, а минимальная – автоморфного ряда (табл. 3 и 4). Значения коэффициента вариации содержания свинца почвах в исследуемого района по мнению [66] указывают на умеренные воздействия внешних факторов, включая промышленную деятельность.

Наши данные по вариабельности содержания свинца в почвах несколько отличаются от данных для других регионов. Так, вариабельность содержания свинца в различных видах аллювиальных почв Северного Зауралья составляет по данным [6]: дерновой – 27%; луговой – 23%; болотной – 12%.

Следует отметить, что величины концентраций свинца и особенности их распределения с глубиной в почвах дельты Селенги существенно не разнятся с результатами исследований в других районах без значительных антропогенных влияний. Так, его валовое содержание в аллювиальных луговых карбонатных почвах Западной Сибири колеблется в пределах 15–20 мг/кг [49]. Известно [29], что среднее содержание свинца в аллювиальных почвах (0–20 см) долинно-речных экосистем бассейна р. Вилюй составляет 11.9 мг/кг. В почвах поймы р. Дон концентрация свинца составляла 2.5–33.0 мг/кг [32], в верхнем слое аллювиальных почв восточной части дельты р. Нил в пределах 4.9–10.6 мг/кг с максимальной аккумуляцией в дерново-луговой [14].

Кислоторастворимая форма свинца. Валовое содержание ТМ в почве отражает общую картину их накопления и не учитывает миграционную активность химических веществ и возможность их поступления в другие компоненты природной среды. Более детальную информацию об этом дает анализ форм их нахождения, прежде всего, содержание подвижных форм [8], которые способны участвовать в химических реакциях, вовлекаться в биологическую и другие виды миграции и активно воздействовать на биоту.

В исследуемых почвообразующих породах и почвах содержание кислоторастворимой формы свинца не превышает ПДК для его подвижной формы, разработанной и утвержденной с использованием вытяжки ацетатно-аммонийного буфера. Низкое содержание кислоторастворимого свинца в них связано с его способностью образовывать труднорастворимые соединения с компонентами почвы и отсутствием значительных антропогенных воздействий.

Согласно полученным результатам, в почвах болотного и лугового рядов почвообразования содержится от 24 до 68% кислоторастворимой формы свинца от его валового количества. Больше всего свинца извлекалось из аллювиальных

болотных почв, что связано с его поступлением с поверхностно-грунтовыми водами, взвешенными частицами, а также с его менее жесткой связью с поверхностью гранулометрических фракций по сравнению супесчаными и песчаными почвами. Во взвешенных наносах р. Селенга и ее притоков повышенное содержание свинца обусловлено как геохимическими особенностями региона, так и техногенным воздействием.

С увеличением автоморфности почв уменьшалось содержание кислоторастворимой формы свинца в них. Так, в аллювиальных дерновых почвах содержание данной формы свинца составляло 15–43% от валового содержания. Наименьшее количество свинца извлекалось из серых лесных почв и бортовых песков. Это, по-видимому, связано с тем, что в данных почвах свинец входит в состав минералов и других минеральных компонентов, где он закреплен прочно. Свинец обычно проявляет большое сродство к оксидной и остаточным фракциям [55].

Кроме того, на токсичность и подвижность свинца в почве влияет не только общая концентрация, но и формы его соединения: обменные, железо-марганцево-связанные, органически ассоциированные и остаточные [68]. Формы нахождения свинца в разных типах почв могут значительно различаться. В целом можно предположить, что в исследуемых условиях большая часть свинца образует малорастворимые соединения: в нейтральных почвах с оксидами Fe, Mn и органическим веществом, а в слабощелочных и щелочных условиях находится в “карбонатной”, “органической” и “остаточной” фракциях. В почвах при $pH > 5.6$ в присутствии карбонатов Pb^{2+} осаждается в виде $PbCO_3$ (минерала церуссита) [39]. В нейтральной или щелочной среде свинец образует гидроксид, который в присутствии растворимых фосфатов переходит в $Pb_3(PO_4)_2$ или другие труднорастворимые фосфаты [35].

Количество подвижной формы свинца в почвах связано с такими почвенными свойствами, как реакция почвенной среды, содержание органического вещества, гранулометрический состав, а также с геохимической обстановкой, определяющей процессы миграции металла в почвенном покрове. Как указывают [69], высокое содержание органического вещества, нейтральное значение pH, оптимальные гидрологические условия и окислительно-восстановительные свойства ограничивают миграцию свинца в почвах. Так, в высокогумусированных почвах свинец обладает слабой подвижностью за счет образования стабильных Pb^{2+} -органических комплексов. В слабогумусированных почвах доминирующую роль в адсорбции свинца играют оксиды Mn и Fe [57, 58].

Для кислоторастворимой формы свинца корреляционные связи со свойствами исследуемых почв несколько сильнее, чем для его валового содержания (табл. 5). Так, отмечалась тесная корре-

ляция содержания кислоторастворимой формы свинца с количеством органического вещества и слабая – с физической глиной. Также значительное влияние на подвижность свинца в серых лесных и аллювиальных луговых почвах оказывала сумма $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$, в аллювиальных болотных – реакция почвенной среды и его валовое содержание. Следует отметить высокую зависимость содержания кислоторастворимой формы свинца в серых лесных почвах от их физико-химических свойств и его валового содержания.

Внутрипрофильное распределение свинца. Почвообразовательный процесс вносит определенные коррективы в распределение свинца по профилю почв. Так, растворимые формы свинца, поступающие на поверхность почвы в процессе миграции, частично закрепляются на поверхности дисперсных частиц, входят в состав устойчивых гумусовых соединений. Это обусловлено тем, что свинец способен образовывать комплексы гетерополярные соли с гумусовыми кислотами, в которых металл входит в состав анионной части молекулы или, реагируя одновременно с двумя группами гумусовых кислот, образует комплексные соединения хелатного типа. Степень закомплексованности свинца может достигать 80% [50]. Комплексы свинца с фульвокислотами способны передвигаться с током фильтрующейся влаги вниз по почвенному профилю и оседать на щелочном карбонатном барьере в виде труднорастворимой соли карбоната свинца или гидрооксида свинца [35]. Также с увеличением содержания иллитой и глинистой фракций в почвах происходит накопление свинца, как и при уменьшении кислотности почвы [47].

Сопоставление профильного распределения свинца с изменением свойств почв по профилю наряду с другими факторами позволяет выявить его особенности и закономерности. Из данных табл. 1 видно, что для аллювиальных болотных, луговых и дерновых почв максимальные величины $\text{pH}_{\text{H}_2\text{O}}$, содержания органического вещества, обменных оснований, подвижного фосфора и оксидов железа, алюминия, глинистых частиц относятся к верхнему слою 0–50 см почвы, где происходила аккумуляция и миграция свинца. В то время как наличие погребенных гумусовых горизонтов в профиле аллювиальных луговых слоистых почв и борových песков способствовало некоторому перераспределению свинца по профилю данных почв. Для серых лесных почв меньшие значения $\text{pH}_{\text{H}_2\text{O}}$, содержания обменных оснований, физической глины способствовали меньшей аккумуляции и подвижности свинца.

Профильное распределение свинца в исследуемых почвах в основном носило элювиально-иллювиальный (аллювиальные болотные, аллювиальные луговые почвы, боровой песок) или аккумулятивно-элювиально-иллювиальный характер (аллювиальные дерновые, серые

лесные почвы) с уменьшением в почвообразующей породе (рис. 3, табл. 4).

В распределении свинца по профилю аллювиальных болотных и луговых почв дельты отмечалась его аккумуляция в гумусовых и оглеенных горизонтах. Это дает основание считать, что органический и глеевый горизонты являются барьером на пути миграции свинца. Так, R для аллювиальной торфянисто-глеевой почвы (разрез 20) изменялся в пределах 2.43–2.98, аллювиальных луговых (разрезы 12 и 15) – 0.70–2.57. Для серых лесных и аллювиальных дерновых почв R варьировал от 1.07–1.36 (аллювиальная дерновая, разрез 11) до 1.33–1.63 (серая лесная, разрез 3). В этих почвах выявлена незначительная аккумуляция свинца в дернине и подстилке, а также в горизонтах АВ аллювиальной дерновой почвы на карбонатном барьере и иллювиальном горизонте В серой лесной почвы в связи со сменой кислотно-основных условий в сторону слабощелочных. Незначительные колебания R свинца в автоморфных почвах, возможно, связаны с замедлением интенсивности выветривания свинца в них. В борovém песке колебания R составляли 0.80–1.75, отмечалась аккумуляция свинца в погребенных гумусовых горизонтах. Помимо свойств почв, различие в R связано как с изменением окислительно-восстановительных условий, так и с наличием геохимических барьеров, формирующихся на границах генетических горизонтов в профиле почв.

Следует отметить, что характер профильного распределения кислоторастворимой формы и валового содержания свинца в основном был сходным (рис. 3). В целом в профильном распределении свинца в почвах дельты р. Селенга отмечалась его аккумуляция в верхнем слое 0–50 см почв, что в основном связано с биогенной аккумуляцией, утяжелением гранулометрического состава, а также наличием геохимического барьера.

По данным [38], как правило, значение R валового содержания свинца в гумусовых и иллювиальных горизонтах почв гумидных зон не превышает 1.5–2, в гумусовых горизонтах степных почв – 1.2–1.5.

Относительно равномерное распределение свинца по профилю отмечено для аллювиальных луговых карбонатных почв Западной Сибири. Так, R для аллювиальной луговой карбонатной почвы Васюганской равнины изменялось в пределах 1.23–1.54, а луговой карбонатной Кулундинской равнины – 1.0–1.13 с максимумом в иллювиальном карбонатном горизонте [49].

Таким образом, пространственное и внутрипрофильное распределение свинца в разных почвах дельты характеризовалось контрастностью. Это можно объяснить, наряду с различием физико-химических свойств почв, особенностями химических свойств элемента. Эти особенности могут определять процессы мобилизации, миграции и иммобилизации элемента в существенно различа-

ющихся почвенно-геохимических условиях дельты и неоднородность его пространственного и профильного распределения.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Существенные различия эколого-геохимических факторов обуславливают разнообразие почв дельты р. Селенга и неравномерность содержания в них свинца. Диапазоны различий содержания свинца в верхнем 0–20 см слое почв составляли 3–17 мг/кг, а среднее значение 10 мг/кг, что значительно ниже ПДК и его кларка в почвах мира.

В пространственном распределении аллювиальные болотные и аллювиальные дерновые почвы характеризуются повышенным в 2 раза содержанием свинца по сравнению с аллювиальными луговыми, серыми лесными почвами и борowymi песками. Однако по отдельным точкам содержание элемента различалось до 3.2 раза в левобережной части и до 1.8 раза в правобережной части дельты, что обусловлено геоморфологическими, гидрогеологическими и гидрологическими условиями.

В аллювиальных болотных и аллювиальных луговых почвах кислоторастворимой формы свинца содержится от 24 до 68% от его валового количества. С увеличением автоморфности почв уменьшалось содержание данной формы свинца: в аллювиальных дерновых почвах оно составляло 15–43%, в серых лесных почвах и борowych песках – 11–26%. Содержание кислоторастворимой формы свинца не превышало предельно допустимой концентрации, разработанной для ацетатно-аммонийной вытяжки.

Профильное распределение свинца в исследуемых почвах в основном носило элювиально-иллювиальный (аллювиальные болотные, аллювиальные луговые почвы, боровой песок) или аккумулятивно-элювиально-иллювиальный (дерновые, серые лесные почвы) характер. Выявлена его аккумуляция в органогенном и глеевом горизонтах аллювиальных болотных и луговых почв. В метровом слое профиля аллювиальных дерновых и серых лесных почв свинец распределялся относительно равномерно в связи со сравнительной однородностью гранулометрического и минералогического состава, а также окислительно-восстановительных условий.

Корреляция содержания свинца со свойствами исследуемых почв оценивается в основном как очень слабая и слабая. Для кислоторастворимой формы свинца эти корреляционные связи несколько сильнее, чем для его валового содержания.

Таким образом, концентрация свинца, его подвижность, пространственное и профильное распределение в почвах дельты определяются как внешними, так и внутренними факторами: его содержанием в почвообразующих породах, свойствами почв (емкостью поглощения, рН, содержанием гумуса и илистой фракции, степенью гидроморфизма), геоморфологическими и геохимическими

особенностями территории, свойствами элемента и его соединений [32, 67].

Уровни содержания свинца в почвах исследуемого района свидетельствует о благополучной ситуации в отношении данного элемента.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена в рамках темы государственного задания номер регистрации АААА-А17-117011810038-7.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Авессаломова И.А.* Геохимические показатели при изучении ландшафтов. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1987. 108 с.
2. *Агрохимические методы исследования почв.* М.: Наука, 1975. 656 с.
3. *Атлас Забайкалья. Бурятская АССР и Читинская область / Под ред. В.Б. Сочава.* Иркутск: ГУГК, 1967. 176 с.
4. *Бертини И., Грей Г., Стифель Э., Валентине Дж.* Биологическая неорганическая химия: структура и реакционная способность. М.: БИНОМ. Лаборатория знаний, 2013. Т. 1. 456 с.
5. *Болдырев Г.С.* Осадкообразование и четвертичная история котловины Байкала. Новосибирск: Наука, 1982. 182 с.
6. *Бужин А.В.* Состав и свойства аллювиальных почв средних рек Северного Зауралья. Автореф. дис. ... канд. биол. наук. Тюмень, 2012. 20 с.
7. *Водяницкий Ю.Н., Васильев А.А., Кожева А.В.* Тяжелые металлы в аллювиальных почвах Среднего Предуралья // Доклады Российской академии сельскохозяйственных наук. 2004. № 5. С. 23–25.
8. *Головатый С.Е., Савченко С.В., Самусик Е.А.* Кадмий, цинк и свинец в почвах в зоне воздействия промышленных предприятий // Журн. Белорусского гос. ун-та. Экология. 2017. № 4. С. 70–80.
9. Государственный доклад “О состоянии озера Байкал и мерах по его охране в 2015 г.”. Иркутск: ИНЦХТ, 2016. 372 с. <http://www.mnr.gov.ru>
10. *Григорьев Н.А.* Среднее содержание химических элементов в горных породах, слагающих верхнюю часть континентальной коры // Геохимия. 2003. № 7. С. 785–792.
11. *Гринвуд Н.Н., Эрншо А.* Химия элементов. М.: Бином, 2008. Т. 1. 601 с.
12. *Гынинова А.Б., Шоба С.А., Балсанова Л.Д., Гынинова Б.Д.* Почвы дельты реки Селенги (генезис, география, геохимия). Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 2012. 344 с.
13. Дельта реки Селенги – естественный биофильтр и индикатор состояния озера Байкал / Под ред. Тулохонова А.К., Плюснина А.М. Новосибирск: Наука, Сибирское отд. РАН, 2008. 314 с.
14. *Елсайед Саид Мохамед Мохамед, Гома Ботхина Саад Мохамед Али, Шуравилин А.В.* Оценка загрязнения почв восточной части дельты Нила тяжелыми

- ми металлами // Доклады Российской академии сельскохоззяйственных наук. 2014. № 5. С. 44–48.
15. *Иванов В.В.* Экологическая геохимия элементов. Справочник. М.: Недра, 1996. Кн. 3. 351 с.
16. *Иванов Г.М.* Микроэлементы-биофилы в ландшафтах Забайкалья. Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 2007. 237 с.
17. *Изерская Л.А., Воробьева Т.Е.* Формы соединения тяжелых металлов в аллювиальных почвах Средней Оби // Почвоведение. 2000. № 1. С. 56–62.
18. *Ильин В.Б.* Тяжелые металлы в почвах Западной Сибири // Почвоведение. 1987. № 11. С. 87–94.
19. *Ильин В.Б., Сысо А.И., Конрабаева Г.А., Байдина Н.Л., Черевко А.С.* Содержание тяжелых металлов в почвообразующих породах юга Западной Сибири // Почвоведение. 2000. № 9. С. 1086–1090.
20. *Ильин В.Б.* Тяжелые металлы и неметаллы в системе почва–растение. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2012. 220 с.
21. *Ильичева Е.А., Корытный Л.М., Павлов М.В.* Руслонная сеть дельты реки Селенги на современном этапе // Вестник Томского гос. ун-та. 2014. № 380. С. 190–194.
22. *Иметхенов А.Б.* Позднекайнозойские отложения побережья озера Байкал. Новосибирск: Наука, 1987. 152 с.
23. *Карпунин М.М., Ладонин Д.В.* Влияние компонентов почвы на поглощение тяжелых металлов в условиях техногенного загрязнения // Почвоведение. 2008. № 11. С. 1388–1398.
24. *Касимов Н.С., Лычагин М.Ю., Чалов С.Р., Шинкарева Г.Л., Пашикина М.П., Романченко А.О., Промахова Е.В.* Бассейновый анализ потоков веществ в системе Селенга–Байкал // Вестник Моск. ун-та. Сер. 5. География. 2016. № 3. С. 69–83. <https://rucont.ru/efd/501276>
25. *Кашин В.К.* Свинец в абиотических компонентах и растениях ландшафтов Западного Забайкалья // Геохимия. 2002. № 7. С. 794–800.
26. Классификация и диагностика почв СССР. М.: Колос, 1977. 225 с.
27. *Ладонин Д.В.* Влияние техногенного загрязнения на фракционный состав меди и цинка в почвах // Почвоведение. 1995. № 10. С. 1299–1305.
28. *Ладонин Д.В.* Фракционно-изотопный состав соединений свинца в почвах заповедника “Кологривский лес” // Почвоведение. 2018. № 8. С. 994–1003.
29. Ландшафтно-геохимические особенности формирования микроэлементозов в среднетаежной зоне Якутии / Под ред. Д.Д. Саввинова. М.: ООО “Недра–Бизнес-центр”, 2006. 319 с.
30. *Липатов Д.Н., Щеглов А.И., Манахов Д.В., Карпунин М.М., Завгородняя Ю.А., Цветнова О.Б.* Распределение тяжелых металлов и бенз(а)пирена в торфяных олиготрофных почвах и торфяно-глееземах на северо-востоке о. Сахалин // Почвоведение. 2018. № 5. С. 551–562.
31. *Минкина Т.М., Статовой А.А., Крыщенко В.С.* Механизмы поглощения свинца гранулометрическими фракциями чернозема обыкновенного // Известия вузов. Северо-Кавказский регион. Естественные науки. 2004. № 4. С. 66–69.
32. *Минкина Т.М., Федоров Ю.А., Невидомская Д.Г., Манджиева С.С., Козлова М.Н.* Особенности содержания и подвижность тяжелых металлов в почвах поймы реки Дон // Аридные экосистемы. 2016. Т. 22. № 1(66). С. 86–98.
33. *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.
34. *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.
35. *Орлов Д.С., Садовникова Л.К., Суханова Н.И.* Химия почв. М.: Высшая школа, 2005. 558 с.
36. Отчет о научно-исследовательской работе “Оценка состояния и загрязнения почв Бурятии по результатам рекогносцировочного экспедиционного обследования в 2014 г.”. Обнинск, 2015. 158 с.
37. *Пампура Т.В., Мейли М., Холм К., Кандопап Ф., Пробст А.* Погребенные палеопочвы как фоновые объекты для оценки уровня загрязнения свинцом современных почв Нижнего Поволжья // Почвоведение. 2019. № 1. С. 43–60.
38. *Перельман А.И., Касимов Н.С.* Геохимия ландшафта. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1999. 610 с.
39. *Понизовский А.А., Мироненко Е.В.* Механизмы поглощения свинца(II) почвами // Почвоведение. 2001. № 4. С. 418–429.
40. *Потемкина Т.Г.* Распределение стока воды и наносов в протоках дельты р. Селенги // География и природные ресурсы. 1995. № 1. С. 75–78.
41. *Савич В.И.* Применение вариационной статистики в почвоведении. М., 1972. 104 с.
42. *Савосько В.Н.* Тяжелые металлы в почвах Кривбасса. Кривой Рог: Діонат, 2016. 288 с.
43. *Садовникова Л.К., Ладонин Д.В.* Метод изучения соединений цинка в фоновых и загрязненных почвах // Физические и химические методы исследования почв. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1994. С. 130–141.
44. *Самофалова И.А.* Химический состав почв и почвообразующих пород. Пермь, 2009. 132 с.
45. *Сибиркина А.З.* Содержание тяжелых металлов в песках соснового бора Семипалатинского Прииртышья Республики Казахстан // Вестник ВГУ. Сер. Химия. Биология. Фармация. 2011. № 2. С. 46–52.
46. *Снакин В.В.* Свинец в биосфере // Вестник РАН. 1998. Т. 68. № 3. С. 214–224.
47. *Соколова Т.А., Трофимов С.Я.* Сорбционные свойства почв. Адсорбция. Катионный обмен: учебное пособие по некоторым главам химии почв. Тула: Гриф и К, 2009. 172 с.
48. *Сосорова С.Б., Кашин В.К.* Тяжелые металлы в почвах и растениях дельты реки Селенги. Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 2009. 162 с.
49. *Сысо А.И.* Закономерности распределения химических элементов в почвообразующих породах и почвах Западной Сибири. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2007. 274 с.
50. *Хаданович А.В., Свириденко В.Г.* Экологическая химия. Природные сорбенты, свойства и использование. Гомель, 2005. 56 с.
51. *Хажеева З.И.* Вещественный и дисперсный состав седиментационных отложений проток дельты р. Селенга // Горный информационно-аналитический бюллетень. 2008. № 5. С. 384–386.
52. *Чернова О.В., Бекецкая О.В.* Допустимые и фоновые концентрации загрязняющих веществ в эко-

- логическом нормировании (тяжелые металлы и другие химические элементы) // Почвоведение. 2011. № 9. С. 1102–1113.
53. *Чимитдоржиева Г.Д., Нимбуева А.З., Бодеева Е.А.* Тяжелые металлы (медь, свинец, никель, кадмий) в органической части серых лесных почв Бурятии // Почвоведение. 2012. № 2. С. 166–172.
 54. *Чимитдоржиева Г.Д., Бодеева Е.А., Нимбуева О.З.* Свинец в системе: порода–почва–гумусовые вещества–растения на примере степных и лесостепных почв Западного Забайкалья // Сибирский экологический журн. 2014. Т. 21. № 3. С. 485–492.
 55. *Шахин С.М., Ринклебе Й., Цадилаас Х.Д.* Формы токсичных элементов в пойменных почвах Египта, Германии и Греции: сравнительное исследование // Почвоведение. 2015. № 12. С. 1450–1461.
 56. *Bech J., Reverter F., Tume P., Longan L., Bech J., Oliver T.* Pedogeochemical mapping of Al, Ba, Pb, Ti and V in surface soils of Barcelona Province (Catalonia, NE Spain): Relationships with soil physicochemical properties // J. Geochemical Exploration. 2011. V. 109. № 1–3. P. 26–37.
 57. *Bradl H.B.* Adsorption of heavy metal ions on soils and soils constituents // J. Colloid Interface Sci. 2004. V. 277(1). P. 1–18.
 58. *Covelo E.F., Vega F.A., Andrade M.L.* Competitive sorption and desorption of heavy metals by individual soil components // J. Hazardous Materials. 2007. V. 140(1–2). P. 308–315.
 59. *Elbana T.A., Magdi Selim H., Akrami N., Newman A., Shaheen S.M., Rinklebe J.* Freundlich sorption parameters for cadmium, copper, nickel, lead, and zinc for different soils: influence of kinetics // Geoderma. 2018. V. 324. P. 80–88.
 60. *Essington M.E.* Soil and Water Chemistry. Boca Raton: CRC Press, 2004. 534 p.
 61. Health risks of heavy metals from long–range transboundary air pollution. /Joint WHO/Convention Task-Force on the Health Aspects of Air Pollution. Copenhagen: World Health Organization Regional Office Europe, 2007. 144 p.
 62. IUSS Working Group WRB. 2014. World Reference-Base for Soil Resources 2014. International soil classification system for naming soils and creating legends for soil maps. World Soil Resources Reports № 106. FAO, Rome.
 63. *Kabata A.* Trace elements in soils and plants. Boca Raton: CRC Press Taylor & Francis, 2011. 534 p.
 64. *Kõlli R., Asi E., Apuhtin V., Kauer K., Szajdak L.W.* Chemical properties of surface peat on forest land in Estonia // Mires and Peat. 2010. V. 6. Article 06.
 65. *Li J., Wu Z., Wu W., Wang S.L., Zhen G.L., Chen D., Xie Y., Niazi N.K., Ok Y.S., Rinklebe J., Wang H.* Sorption of lead in soil amended with coconut fiber biochar: geochemical and spectroscopic investigations // Geoderma. 2019. V. 350. P. 52–60.
 66. *Mahmoudabadi E., Sarmadian F., Nazary Moghaddam R.* Spatial distribution of soil heavy metals in different land uses of an industrial area of Tehran (Iran) // Int. J. Environ. Sci. Technol. 2015. № 12. P. 3283–3298. <https://doi.org/10.1007/s13762-015-0808-z>
 67. *Strawn D.G., Sparks D.L.* Effects of soil organic matter on the kinetics and mechanisms of Pb(II) sorption and desorption in soil // Soil Sci. Soc. Am. J. 2000. V. 64. № 1. P. 144–156.
 68. *Tian H., Duan C., Fang L., Wang Y., Wu H.* Dominant factor affecting Pb speciation and the leaching risk among land–use types around PB–ZN Mine // Geoderma. 2018. V. 326. C. 123–132.
 69. *Węgrzyn Michał, Wietrzyk Paulina, Lisowska Maja, Klimek Beata, Nicia Paweł.* What influences heavy metals accumulation in arctic lichen *Cetrariella delisei* in Svalbard? // Polar Sci. 2016. V. 10. № 4. P. 532–540.
 70. www.sib-man.ru.

Lead in Soils of the Selenga River Delta

S. B. Sosorova^{1,*} and V. K. Kashin¹

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

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

Distribution of total and acid-extractable lead in five major soil types and parent rocks have been studied in the Selenga River Delta, the major affluent of Lake Baikal. A generally low content of this element in soil-forming rocks (6.0 mg/kg on the average), along with the local soil-geochemical conditions, is responsible for its low concentration in soils. Thus, the bulk lead content in the topsoil (0–20 cm) layer varies from 3 to 17 mg/kg with the average value of 10 mg/kg, which is lower than the maximum permissible concentration and natural abundance (Clarke) of lead in world soils. Against this background, the lead content in swampy and soddy alluvial soils is two times higher than its content in meadow alluvial, gray forest, and sandy soils under pine stands in the studied region. Differences in the lead content in soils of the left- and right-bank parts of the Selenga Delta were found. The content of acid-extractable lead varies within 24–68% of the total lead content in swampy and meadow alluvial soils, within 15–43% in soddy alluvial soils, and within 11–26% in gray forest soils and sandy soils under pine stands. The distribution of lead in the vertical soil profile has an eluvial–illuvial pattern in the swampy and meadow alluvial soils and in sandy soils under pine stands and an accumulative–eluvial–illuvial pattern in soddy alluvial and gray forest soils. Lead tends to accumulate in the organic and gley horizons of swampy and meadow alluvial soils. In the soddy alluvial and gray forest soils with relative uniformity of their textural and mineralogical characteristics, lead is evenly distributed in the soil profile with some enrichment of the upper sod layer. In general, correlative dependences between the total lead content and the soil properties are weak. Their are somewhat stronger for the acid-extractable lead. The results obtained in this study can be used for the purposes of biogeochemical monitoring in the Baikal region.

Keywords: heavy metal, distribution, Delta, Fluvisols, Luvisols, Arenosols

УДК 631.417.1:631.445.12

ПРОСТРАНСТВЕННОЕ ВАРИИРОВАНИЕ ЗАПАСОВ ОРГАНИЧЕСКОГО УГЛЕРОДА В ТОРФЯНЫХ ПОЧВАХ И ГЛЕЕЗЕМАХ НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ о. САХАЛИН

© 2021 г. Д. Н. Липатов^а, *, А. И. Щеглов^а, Д. В. Манахов^а, П. Т. Брехов^б^аМГУ им. М.В. Ломоносова, Ленинские горы, 1, Москва, 119991 Россия^бВГАУ им. императора Петра I, ул. Мичурина, 1, Воронеж, 394087 Россия

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

Поступила в редакцию 08.04.2020 г.

После доработки 25.04.2020 г.

Принята к публикации 30.06.2020 г.

Запасы органического углерода, зафиксированные на северо-востоке о. Сахалин, в торфяных олиготрофных среднемощных почвах составляют в среднем 109.8 кг/м², в торфяных олиготрофных глеевых – 75.8 кг/м², в торфяно-глееземах – 20.9–42.7 кг/м², в глееземах – 16.6 кг/м². Исследовано вертикальное распределение объемной концентрации и запасов углерода по профилям различных подтипов торфяных почв и глееземов. Построены уравнения линейной регрессии для оценки запасов углерода в зависимости от глубины торфяной толщи. Коэффициенты вариации запасов углерода на площадках 50 × 50 м увеличиваются в следующем ряду почв: торфяные олиготрофные среднемощные (3.1–7.3%) < торфяные олиготрофные глеевые (3.3–12.9%) < торфяно-глееземы (9.2–21.7%) < глееземы (22.9%). С помощью иерархического дисперсионного анализа определено соотношение дисперсии запасов углерода на трех пространственных масштабах (50 × 50 м, 5 × 5 км, 10 × 10 км). Проведено планирование необходимого количества профилей для оценки средних запасов углерода в торфяных почвах и глееземах. Предложены номограммы для определения наименьшей значимой разности между оценками средних запасов углерода в почве при малых объемах выборочных исследований.

Ключевые слова: болотные почвы, почвенный профиль, пробоотбор, почвенный мониторинг, Fibric Histosols, Histic Gleysols

DOI: 10.31857/S0032180X21020088

ВВЕДЕНИЕ

Торфяники обладают огромными запасами органического вещества, выполняя важную функцию природных резервуаров углерода. В различных регионах мира запасы углерода в торфяных почвах достигают 50–300 кг/м² и более [1, 12, 14, 15, 25, 30, 32, 33]. Несколько меньшие запасы углерода выявлены в почвах, имеющих глубину торфяной толщи 0.1–0.5 м, они составляют 10–50 кг/м² [17, 30, 32, 35]. Как правило, запасы углерода в болотных торфяных почвах значительно больше, чем в живой биомассе и почвах сопряженных автоморфных ландшафтов [9, 13, 14]. На о. Сахалин распространены различные типы торфяных почв: олиготрофные, мезотрофные, эутрофные, а также торфяно-глееземы с глубиной торфяной толщи менее 0.5 м. Наиболее протяженные и мощные залежи торфа залегают на территории Северо-Сахалинской равнины и Тымь-Поронайской низменности [3, 5].

Важнейшим этапом оценки запасов углерода в почвах является определение глубины их органической толщи, которая на торфяниках может достигать 6–10 м. В ряде исследований зафиксировано значительное варьирование глубины торфяной толщи даже в пределах одного болотного ландшафта [5, 15, 29, 30]. Поэтому важно выполнять оценку запасов углерода для полной глубины профилей торфяных почв и с учетом ее пространственного варьирования. При расчете запасов органического углерода в очесе и торфяных горизонтах могут использоваться показатели зольности и потери от прокаливания, определяемые в большинстве натуральных исследований. В ряде работ показано, что на основе этих показателей, используя регрессионные уравнения или педотрансферные функции, можно рассчитать другие необходимые параметры и саму величину запасов органического углерода в торфяных почвах [26, 31, 35].

В болотных торфяных почвах отмечается неравномерный характер профильного распределе-

ния и высокая степень пространственного варьирования зольности и других свойств на отдельных микроучастках [8, 21]. Результаты измерения плотности (удельного веса), полученные в некоторых исследованиях, также выявили значительное варьирование этого показателя в торфяных горизонтах в вертикальном и горизонтальном направлениях [31, 34], которое необходимо учитывать при оценке запасов углерода. Изучение особенностей профильного распределения зольности и плотности необходимо для получения более точных оценок запасов органического углерода в торфяных почвах и глееземах.

Закономерности пространственного варьирования запасов углерода в торфяных почвах связаны с неоднородностью процессов аккумуляции и разложения органического вещества. Варьирование измеряемых параметров может существенно затруднять интерпретацию динамики потоков углерода [19]. Опробование по нескольким вертикальным почвенным профилям позволяет учесть горизонтальное варьирование на контрольных участках и значительно улучшить точность оценки запасов органического углерода [36]. При оценке пространственного варьирования запасов органического углерода в почвах анализируются погрешности измерений и вклады природной вариабельности показателей, используемых в расчетных выражениях [18, 29]. Перспективным подходом является применение иерархических схем почвенного опробования [4] для оценки пространственного варьирования запасов углерода на нескольких масштабах: от микровариабельности в пределах пробоотборной площади до структурной организации ландшафтных комплексов.

Определение пространственного варьирования запасов углерода в почвах необходимо для выявления статистически достоверных изменений этого показателя в краткосрочной и долгосрочной динамике при проведении многолетнего мониторинга или в экологическом прогнозировании. В ряде работ отмечалось, что для обнаружения статистически достоверного изменения запасов органического углерода в почвах ландшафта необходимо опробование 50–200 контрольных точек [12, 16, 24, 28]. Важной практической задачей является оптимизация схем пробоотбора при проведении мониторинга запасов углерода в почвах болотных и заболоченных экосистем.

Цель работы – оценка запасов органического углерода и описание закономерностей их пространственного варьирования в различных типах почв болот и заболоченных лесов на северо-востоке о. Сахалин, что является актуальным вопросом регионального мониторинга. Важной задачей является разработка регрессионных моделей для оценки запасов органического углерода в

различных типах торфяных почв и глееземов о. Сахалин.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Исследования проводили в 2010–2013 гг. в северо-восточной части о. Сахалин на территории, расположенной к северо-западу от Луньского залива Охотского моря, в болотных и заболоченных лесных угодьях общей площадью около 100 км² от 51°21' до 51°29' N и от 143°17' до 143°26' E. Схема почвенного опробования объединяла 4 смежных квадратных участка (5 × 5 км). В каждом из них были заложены трансекты, вдоль которых с шагом 0.5–2 км выбраны 4 пробоотборные площадки 1–16 (50 × 50 м) (рис. 1). В каждой из них было исследовано по 5 почвенных разрезов. Во всех 80 заложенных разрезах проводили морфогенетическое описание почвенных профилей.

Рядом с каждым разрезом проводили отбор подстилки с площади 20 × 20 см и измеряли мощность этого горизонта. Отбор почвенных образцов выполняли послойно из каждого генетического горизонта с помощью цилиндрического бура с режущей кромкой диаметром 8.4 см. В лабораторных условиях после высушивания при температуре 105°C почвенные образцы взвешивали для определения массы подстилки и расчета плотности торфяных и нижележащих органогенных и минеральных горизонтов [11]. Зольность торфяных горизонтов измеряли методом озольнения навесок в муфельной печи с прокаливанием зольного остатка при температуре 540°C. Содержание органического вещества в них вычисляли в соответствии с ГОСТ 11306-2013 по формуле:

$$O = 100 - A, \quad (1)$$

где A – массовая доля золы, %; O – массовая доля органического вещества, %.

Оценку содержания органического углерода в исследованных пробах органогенных горизонтов проводили расчетными методами. Для подстилки долю углерода рассчитывали на основе измеренной массы сухого вещества этого горизонта, умножая ее на коэффициент 0.37 [27], в пересчете на единицу площади. Для торфяных горизонтов содержание углерода принимали равным 56% от величины потери массы при сгорании [2].

Для образцов, отобранных из минеральных горизонтов, анализировали содержание углерода по методу Тюрина в соответствии с ГОСТ 26213-91. Коэффициент пересчета, учитывающий неполную окисляемость углерода в методе Тюрина, принимали равным 1.28, данное значение характеризуется широким диапазоном 1.09–1.47 [7].

Расчет запасов углерода в каждом исследованном профиле почвы проводили, объединяя оценки запасов в подстилке, отдельных торфяных и

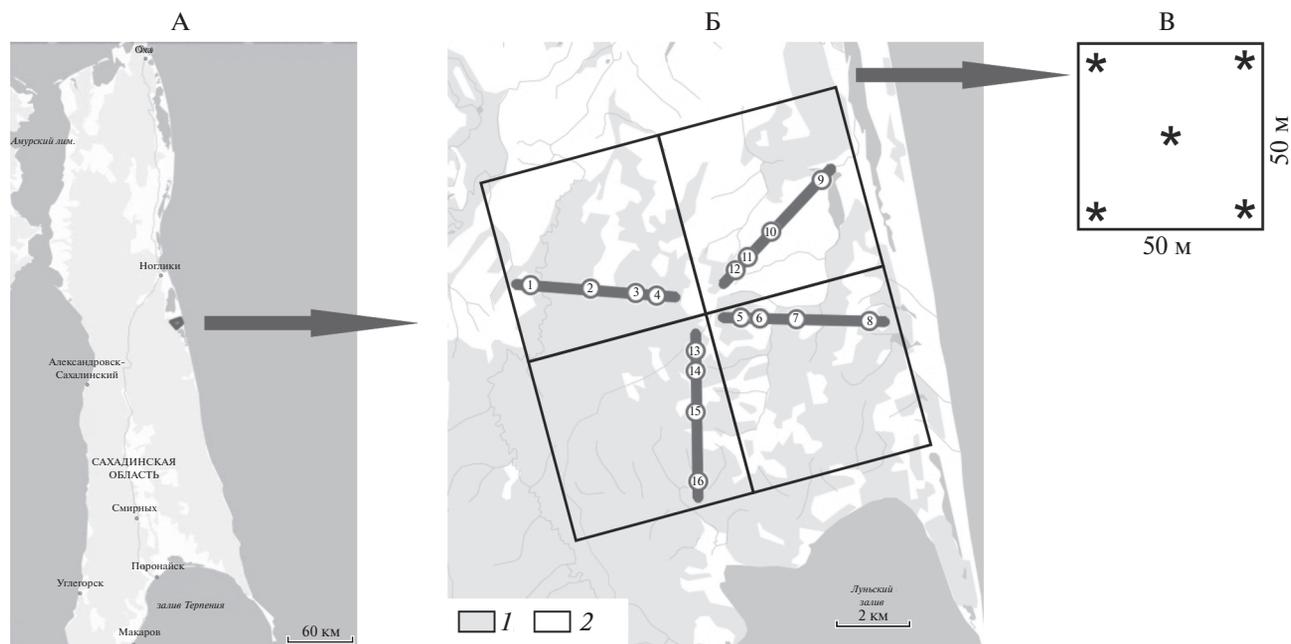


Рис. 1. Местоположение района исследования на о. Сахалин (А) и иерархическая схема почвенного опробования: на территории площадью 100 км^2 4 трансекты в квадратных участках $5 \times 5 \text{ км}$ (Б: 1 – заболоченные лесные угодья, 2 – болотные угодья), вдоль которых по 4 площадки $50 \times 50 \text{ м}$ с пятью почвенными разрезами в каждой (В).

минеральных горизонтах, по следующему выражению:

$$3C = 0.37M_0 + 0.1 \left(\sum_{i=1}^n C_i \rho_i h_i + \sum_{j=1}^m C_j \rho_j h_j \right), \quad (2)$$

где $3C$ – запасы углерода для всего почвенного профиля $\text{кг}/\text{м}^2$; M_0 – масса сухого вещества подстилки, $\text{кг}/\text{м}^2$; 0.37 – доля углерода в сухом веществе подстилки; n – число торфяных горизонтов; m – число минеральных горизонтов в почвенном профиле; C_i и C_j – содержание органического углерода в отдельных торфяных и минеральных горизонтах, %; ρ_i и ρ_j – плотность отдельных торфяных и минеральных горизонтов, $\text{г}/\text{см}^3$; h_i и h_j – мощность отдельных торфяных и минеральных горизонтов, см; 0.1 – коэффициент для перевода единиц.

Следует отметить, что ни в одном из исследованных горизонтов торфяных почв и глееземов не отмечена каменистость, поэтому этот параметр в расчет запасов углерода не включали. Относительная погрешность оценки запасов углерода по формуле (2) формируется величинами аналитических ошибок измерения содержания углерода, плотности сложения и мощности горизонтов почвы, а также уровнями неопределенности используемых пересчетных коэффициентов. Установленные в ряде исследований, значения относительной погрешности оценок запасов углерода составляли в различных почвенных профилях от 2 до 25% [18, 20, 29]. В нашей работе относитель-

ную погрешность определения запасов углерода в почве с помощью представленных методов и расчетов принимали равной 20%.

Для характеристики распределения запасов в профилях дополнительно рассчитывали показатель, оценивающий массу углерода в объеме отдельных почвенных горизонтов. В нашем исследовании этот показатель обозначен как объемная концентрация углерода – масса элемента, отнесенная к объему почвы [10]:

$$OC = 10C\rho, \quad (3)$$

где OC – объемная концентрация углерода для отдельного горизонта (или слоя) почвы, $\text{кг}/\text{м}^3$; C – содержание органического углерода в горизонте, %; ρ – плотность горизонта, $\text{г}/\text{см}^3$; 10 – коэффициент для перевода единиц.

Определение запасов органического углерода для профилей почв проводили с помощью расчета (формула (2)) на основе полученных значений зольности в подстилке и торфяных горизонтах, содержания гумуса в нижележащих минеральных горизонтах, а также их глубин и плотностей сложения. Анализ профильного распределения включал оценки запасов для отдельных горизонтов, вычисление их вклада в суммарный запас и рассмотрение вертикального варьирования объемной концентрации органического углерода в исследованных почвах.

Статистическая обработка результатов включала оценку средних значений и показателей ва-

Таблица 1. Характеристика биогеоценозов и почв на исследованных пробоотборных площадках

Биогеоценоз	Строение почвенных профилей	Название почвы [8] (согласно WRB [24])	Номера пробоотборных площадок
Пушицево-кустарничково-сфагновое болото	O–TO–TT–(G)	Торфяная олиготрофная среднемощная (Dystric Fibric Histosol)	5, 11, 15
	O–TO–TT–Ghi–CG	Торфяная олиготрофная глеевая мало-мощная (Dystric Fibric Histosol)	6, 10
	O–Tpyr–Ghi–CG	Торфяно-глеезем потечно-гумусовый пирогенный (Dystric Histic Gleysol)	12
Лиственничный лес (слово-лиственничный) осоково-кустарничково-моховый	O–Tmr–Ghi,f–CG	Торфяно-глеезем потечно-гумусовый (Dystric Histic Gleysol)	1, 2, 3, 4, 7
	O–Tmr,h–Ghi,f–CG	Торфяно-глеезем перегнойно-торфяной потечно-гумусовый (Dystric Histic Gleysol)	9, 13, 14
Пихтово-лиственничный лес осоково-кустарничковый	O–Tmr–Ghi,e–Gf–CG	Торфяно-глеезем потечно-гумусовый глубокоосветленный (Dystric Histic Gleysol)	8
Пихтово-лиственничный лес кустарничково-моховый	Oh–Ghi,f–CG	Глеезем перегнойный потечно-гумусовый (Histic Gleysol)	16

рырования на каждой площадке. Проверку гипотезы о нормальном законе распределения проводили с помощью критерия Уилка–Шапиро. Рассчитывали необходимый объем выборок для оценки средних (при относительной погрешности $P_{0,05} = 20\%$) с помощью t -критерия Стьюдента. Проводили сравнение средних и расчет наименьшей значимой разности при малых объемах выборок и установленных стандартных отклонениях на основе критерия Дункана. Выполняли регрессионный анализ и иерархический трехфакторный дисперсионный анализ [4].

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Профильное распределение и запасы органического углерода в исследованных почвах. В ходе проведенных исследований выявлено несколько типов и подтипов торфяных почв и глееземов (табл. 1). В болотных угодьях на площадках 5, 11, 15 под пушицево-кустарничково-сфагновой растительной ассоциацией зафиксированы торфяные олиготрофные среднемощные почвы, имеющие мощность органогенной толщи 100–150 см. Самый верхний слой этих почв представлен подстильным горизонтом O, который состоит из очеса растительных остатков, корней мхов и кустарничков, под ним залегают олиготрофно-торфяные горизонты TO1, TO2, TO3 слабой и средней степени разложения. В торфяной олиготрофной среднемощной почве, исследованной на площадке 15, зольность верхних органогенных горизонтов составляет менее 3.5%, но в нижнем торфяном горизонте TT достигает 10.2% (табл. 2). Плотность торфяных горизонтов в этой почве

постепенно увеличивается вниз по профилю: от 0.07 г/см³ в горизонте O до 0.23 г/см³ в горизонте TT, и затем резко возрастает при переходе к минеральному глеевому потечно-гумусовому горизонту Ghi. Увеличение плотности и зольности в торфяном горизонте на границе с минеральной толщей связано с его большей минерализацией и сильной степенью разложения. При этом именно в нижнем торфяном горизонте TT отмечен наибольший запас органического углерода, составивший 40% от суммарного в профиле, а также наблюдается увеличение объемной концентрации углерода до 114 кг/м³ (рис. 2). Еще 39% запаса органического углерода сосредоточено в средней части торфяной толщи, включающей горизонты TO2 и TO3. Наименьшая доля запаса выявлена в горизонте O, при объемной концентрации углерода лишь 25 кг/м³. В верхнем минеральном слое, представленном глеевым потечно-гумусовым горизонтом Ghi, запас углерода составляет 9% от суммарного в профиле и сформирован органическими веществами, мигрировавшими из вышележащей торфяной толщи.

В болотных угодьях на площадках 6 и 10 выявлены торфяные олиготрофные глеевые почвы, которые характеризуются мощностью органогенной толщи 50–100 см. В торфяной олиготрофной глеевой почве, изученной на площадке 6, наименьшая зольность отмечена для горизонта TO1, наибольшая – для горизонта T3, в котором она достигает 34.2%. Плотность торфяных горизонтов в этой почве постепенно увеличивается вниз по профилю: от 0.08 г/см³ в горизонте O до 0.36 г/см³ в горизонте T3, и затем резко возрастает при переходе к минеральному глеевому потечно-гуму-

Таблица 2. Распределение зольности, плотности и запасов углерода в профилях почв

Горизонт	Глубина, см	Зольность, %	Содержание гумуса, %	Плотность, г/см ³	Запасы углерода, кг/м ²	Доля запаса в профиле, %
Торфяная олиготрофная среднemocная почва (площадка 15)						
O	0–12	3.5	–	0.07	3.1	2.8
TO1	12–30	3.1	–	0.10	10.2	9.1
TO2	30–65	2.3	–	0.11	20.9	18.6
TO3	65–90	3.2	–	0.17	22.9	20.4
TT	90–130	10.2	–	0.23	45.4	40.4
G1hi	130–150	–	5.36	1.25	9.9	8.9
Суммарно в профиле:					112.4	100.0
Торфяная олиготрофная глеевая маломocная почва (площадка 6)						
O	0–10	8.3	–	0.08	3.0	3.9
TO1	10–39	2.8	–	0.16	25.1	33.4
TO2	39–58	4.6	–	0.21	21.3	28.4
T3	58–70	34.2	–	0.36	16.5	22.0
G1hi	70–92	–	3.22	1.32	6.9	9.3
CG	92–110	–	1.15	1.44	2.2	3.0
Суммарно в профиле:					75.0	100.0
Торфяно-глеезем потечно-гумусовый пирогенный (площадка 12)						
O	0–8	6.9	–	0.06	1.8	5.2
T1pyr	8–28	4.3	–	0.18	19.7	57.5
G1hi,pyr	28–40	–	7.55	0.73	4.9	14.3
G2hi	40–58	–	2.74	1.16	4.2	12.4
G3f	58–75	–	1.19	1.12	1.7	4.9
CG	75–105	–	0.80	1.09	1.9	5.7
Суммарно в профиле:					34.2	100.0
Торфяно-глеезем потечно-гумусовый (площадка 2)						
O	0–11	6.5	–	0.07	2.8	6.7
T1	11–20	9.4	–	0.15	6.8	15.9
T2mr	20–45	22.3	–	0.26	28.8	67.5
G1hi	45–58	–	3.16	0.77	2.3	5.5
G2f	58–82	–	0.52	1.34	1.2	2.9
CG	82–110	–	0.29	1.42	0.7	1.6
Суммарно в профиле:					42.6	100.0
Торфяно-глеезем перегнойно-торфяный потечно-гумусовый (площадка 13)						
O	0–9	9.5	–	0.06	2.1	8.9
Tmr,h	9–21	29.8	–	0.20	9.4	40.0
G1hi	21–30	–	10.57	0.62	4.4	18.6
G2hi	30–42	–	4.87	0.93	4.0	17.1
G3f	42–65	–	0.92	1.18	1.9	7.9
CG	65–110	–	0.41	1.30	1.8	7.5
Суммарно в профиле:					23.6	100.0
Торфяно-глеезем потечно-гумусовый глубоководный (площадка 8)						
O	0–9	7.6	–	0.10	3.2	10.9
Tmr	9–31	37.3	–	0.22	16.8	58.0
G1hi,e	31–43	–	3.59	0.92	2.9	10.1
G2hi	43–57	–	3.50	1.08	3.9	13.6
G3f	57–85	–	0.59	1.32	1.6	5.6
CGf	85–100	–	0.32	1.44	0.5	1.8
Суммарно в профиле:					28.9	100.0

Таблица 2. Окончание

Горизонт	Глубина, см	Зольность, %	Содержание гумуса, %	Плотность, г/см ³	Запасы углерода, кг/м ²	Доля запаса в профиле, %
Глеезем перегнойный потечно-гумусовый (площадка 16)						
O	0–5	19.9	–	0.07	1.2	7.3
Oh	5–10	20.6	–	0.16	3.6	21.7
G1hi	10–19	–	5.33	0.83	3.0	17.8
G2hi,f	19–35	–	3.25	0.74	2.8	17.2
G3f	33–65	–	1.82	1.13	3.8	23.1
CG	65–100	–	0.55	1.32	2.2	13.0
Суммарно в профиле:					16.6	100.0

совому горизонту G1hi. Наибольший запас углерода зафиксирован в верхних олиготрофно-торфяных горизонтах TO1, TO2, составляя для них более 60% от суммарного в профиле торфяной олиготрофной глеевой почвы. При этом максимальная объемная концентрация углерода наблюдалась в нижнем торфяном горизонте T3, достигая 136 кг/м³ (рис. 2). Низкие запасы и объемная концентрация углерода отмечены в подстилочном горизонте O и нижнем глеевом горизонте CG, тогда как в глеевом потечно-гумусовом горизонте G1hi запас углерода составляет 9% от суммарного в профиле.

В болотном угодье на площадке 12 описан торфяно-глеезем потечно-гумусовый пирогенный, имеющий укороченный органогенный профиль вследствие частичного сгорания верхних горизонтов в результате пожаров. В этой почве основной запас углерода сосредоточен в горизонте T1rug, который является единственным торфяным горизонтом, сохранившимся в профиле. Запасы углерода в верхних минеральных горизонтах G1hi,руг и G2hi пирогенного торфяно-глеезама меньше, чем в горизонте G1hi торфяной олиготрофной почвы, но их доля существеннее и составляет 27% от суммарных значений в профиле.

В заболоченных лиственничных и елово-лиственничных лесах на площадках 1, 2, 3, 4, 7 почвенный покров представлен торфяно-глееземами потечно-гумусовыми с мощностью органогенной толщи 20–50 см. В торфяно-глееземе потечно-гумусовом, исследованном на площадке 2, зольность органогенных горизонтов увеличивается вниз по профилю, достигая 22.3% в горизонте Tmr, который характеризуется сильной степенью разложения торфа. Плотность горизонтов в этой почве увеличивается вниз по профилю в пределах как торфяной, так и нижележащей минеральной толщи. Основной запас углерода в профиле торфяно-глеезама потечно-гумусового сосредоточен в горизонте T2mr, который имеет и большую мощность – 25 см. Объемная концентрация углерода в горизонте T2mr достигает 115 кг/м³, тогда как в других горизонтах значительно меньше.

В заболоченных лиственничных и елово-лиственничных лесах на площадках 9, 13, 14 зафиксированы торфяно-глеезема перегнойно-торфяные потечно-гумусовые. В почве на площадке 13 отмечена высокая зольность перегнойно-торфяного горизонта Tmr,h и увеличение содержания гумуса в глеевом потечно-гумусовом горизонте G1hi по сравнению с аналогичными горизонтами торфяных почв и других торфяно-глееземов. Плотность горизонтов в торфяно-глееземе перегнойно-торфяном потечно-гумусовом постепенно увеличивается вниз по профилю. Наибольший запас углерода в этой почве сосредоточен в горизонте Tmr,h, в ко-

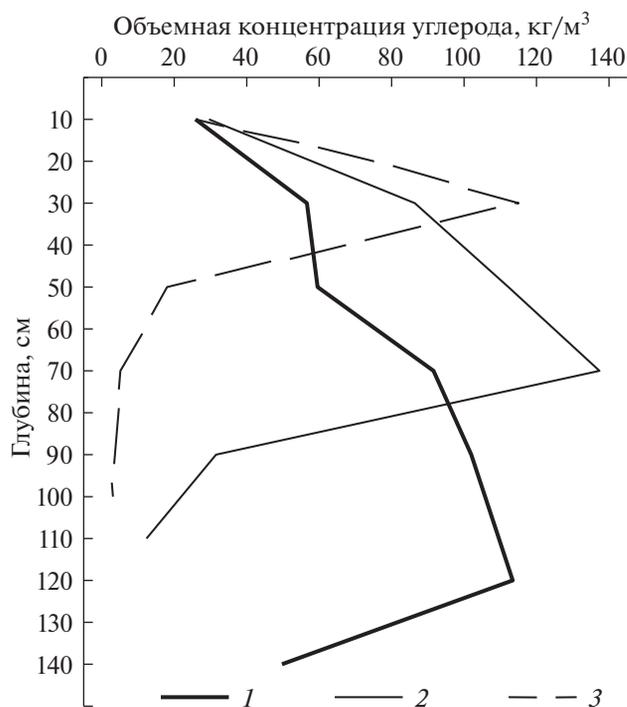


Рис. 2. Распределение объемной концентрации органического углерода в профилях почв: 1 – торфяной олиготрофной среднечеткой, 2 – торфяной олиготрофной глеевой маломощной, 3 – торфяно-глееземе потечно-гумусовом.

тором он составляет 40% от суммарного в профиле. Следует отметить, что более половины запаса углерода в торфяно-глееземе перегнойно-торфяном потечно-гумусовом отмечено в минеральной толще, сформированной горизонтами G1hi, G2hi, G3f, CG. Объемная концентрация углерода в горизонте Tmr,h составляет 78 кг/м³, уменьшаясь в G1hi и G2hi в 1.5–2.5 раза (рис. 3).

В слабозаболоченном пихтово-лиственничном лесу на площадке 8 выявлен торфяно-глеезем потечно-гумусовый глубокоосветленный. Зольность горизонта Tmr в этой почве достигает наибольшего значения (37.3%), при этом содержание гумуса в нижележащем минеральном горизонте G1hi,e невелико вследствие развития в нем элювиального процесса. Основной запас углерода в торфяно-глееземе потечно-гумусовом глубокоосветленном сосредоточен в горизонте Tmr, который является единственным торфяным горизонтом в этом профиле. Объемная концентрация углерода в горизонте Tmr составляет 76 кг/м³, уменьшаясь в горизонтах G1hi,e и G2hi в 3 раза.

На умеренно дренированной территории в пихтово-лиственничном лесу описаны глееземы. В профиле глеезема перегнойного потечно-гумусового, изученного на площадке 16, проявляется оторфованность только в нижней части подстилочного горизонта Oh, зольность такой постилки составляет около 20%. Для исследованного глеезема характерно постепенное уменьшение содержания гумуса вглубь минеральной толщи, что свидетельствует о выраженной вертикальной миграции органических веществ, связанной, по-видимому, с корневыми системами деревьев. Плотность в глееземе увеличивается вниз по профилю неравномерно, отмечено ее уменьшение в горизонте G2hi,f. В органогенной части профиля, включавшей подстилочные горизонты, сосредоточено лишь 29% запаса углерода, но в горизонте Oh отмечена его наибольшая объемная концентрация – 72 кг/м³. Основная часть запасов углерода в глееземе зафиксирована в верхних и средних минеральных горизонтах G1hi, G2hi,f, G3f.

Полученные результаты показывают, что зольность верхних торфяных горизонтов увеличивается в ряду исследованных почв: торфяные олиготрофные среднеспособные < торфяные олиготрофные глеевые < торфяно-глееземы. В торфяных почвах и торфяно-глееземах увеличение значений зольности приурочено к нижним горизонтам TГ, TЗ, T2mr, характеризующимся средней и сильной степенью разложения торфа. В большинстве исследованных профилей плотность увеличивается постепенно вниз по органогенной толще и резко при переходе к минеральным горизонтам. При анализе вертикального распределения углерода выявлено, что его основные запасы сосредоточены в торфяных горизонтах исследованных почв. В торфяно-

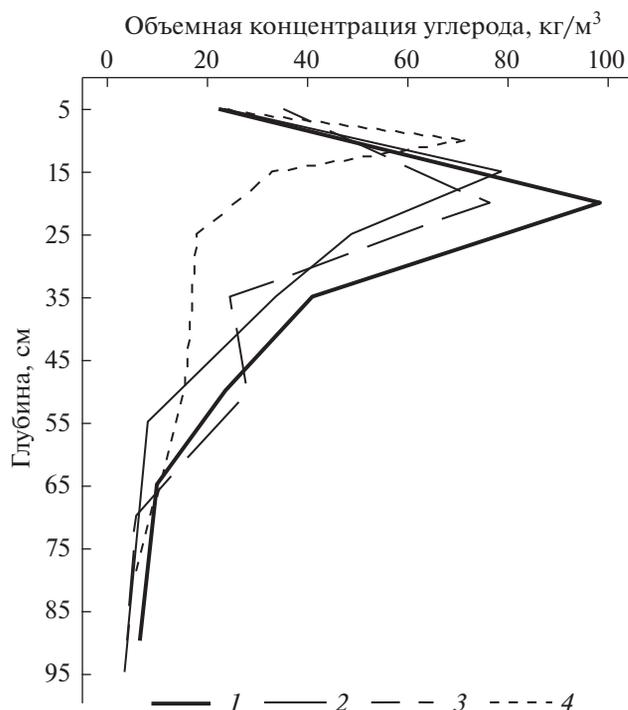


Рис. 3. Распределение объемной концентрации органического углерода в профилях почв: 1 – торфяно-глееземе потечно-гумусовом пирогенном, 2 – торфяно-глееземе перегнойно-торфяном потечно-гумусовом, 3 – торфяно-глееземе потечно-гумусовом глубокоосветленном, 4 – глееземе перегнойном потечно-гумусовом.

глееземах существенная доля запасов углерода отмечается также в верхней части минеральной толщи, а в глееземах ее роль превалирует. Вклад подстилки мал, в торфяных олиготрофных почвах она содержит всего 2–4%, в торфяно-глееземах и глееземах – 5–10% от суммарных запасов в профиле. При этом наибольшая объемная концентрация углерода наблюдается в нижней части торфяной толщи всех исследованных почв.

Пространственное распределение запасов органического углерода в исследованных почвах. Пространственное варьирование запасов углерода в почвах исследовано на 16 пробоотборных площадках. Проверка с помощью критерия Уилка–Шапиро показала, что распределение значений запасов углерода в почве на каждой из площадок удовлетворяло нормальному закону ($p = 0.05$). Используемые площадки имеют стандартные размеры 50 × 50 м и применяются для различных задач почвенного мониторинга. В нашей работе определены средние уровни и диапазоны варьирования запасов углерода в почвах (табл. 3), показывающие слабую пространственную неоднородность на отдельных площадках, но значительные различия этого показателя между биогеоценозами. Следует отметить, что полученные стандартные отклонения

Таблица 3. Статистические характеристики варьирования и расчетные значения необходимого объема выборки для оценки среднего запаса углерода (кг/м²) в почвах исследованных площадок 50 × 50 м

Номер площадки	Объем выборки	Среднее	Минимум	Максимум	Стандартное отклонение	Коэффициент вариации, %	Необходимый объем выборки для оценки среднего при $P_{0.05} = 20\%$
1	5	50.2	44.3	55.6	5.0	10.0	4
2	5	30.2	23.8	37.7	5.6	18.5	6
3	5	48.8	42.6	53.6	4.5	9.2	4
4	5	47.8	36.5	57.0	7.5	15.7	5
5	5	109.7	106.4	114.4	3.4	3.1	3
6	5	70.4	57.0	77.4	9.1	12.9	5
7	5	36.5	30.4	43.2	5.1	14.0	5
8	5	28.6	23.2	33.2	3.6	12.6	5
9	5	25.5	22.4	29.5	3.3	12.9	5
10	5	81.2	77.6	84.6	2.7	3.3	3
11	5	106.3	102.1	110.7	4.1	3.9	3
12	5	38.3	29.5	48.6	8.3	21.7	8
13	5	20.5	16.0	24.3	4.1	20.0	7
14	5	16.6	13.3	20.7	3.0	18.1	6
15	5	113.4	102.4	125.6	8.3	7.3	3
16	5	15.3	10.6	18.9	3.5	22.9	8

и коэффициенты вариации отражают микроварибельность, зафиксированную в пределах исследованных пробоотборных площадок, включая неопределенность, обусловленную методической погрешностью оценок запасов углерода в почвенных профилях.

Коэффициенты вариации запасов углерода для торфяных олиготрофных среднемошных почв (площадки 5, 11, 15) низкие — от 3.1 до 7.3%. Для торфяных олиготрофных глеевых почв (площадки 6, 10) коэффициенты вариации составляют от 3.3 до 12.9%. Для изученных подтипов торфяно-глеземов коэффициенты вариации запасов углерода возрастают до 9.2–21.7%. Наибольший коэффициент вариации зафиксирован для глееземов (площадка 16) и составляет 22.9%. Увеличение коэффициентов вариации запасов углерода в торфяно-глеземках и глееземках указывает на более выраженную пространственную неоднородность этого показателя в заболоченных лесных биогеоценозах по сравнению с торфяными почвами болотных угодий. В других регионах мира отмечены сходные и более высокие уровни пространственного варьирования запасов углерода в отдельных типах болотных почв [17, 23, 26].

Полученные статистические характеристики варьирования запасов углерода в почвах использованы для планирования объемов выборок. Необходимые объемы выборок для статистически достоверных (при $P_{0.05} = 20\%$) оценок средних запасов углерода в почвах составляют от 3 до 8 вертикальных профилей на исследованных площадках 50 × 50 м. При этом для торфяных олиготрофных почв доста-

точно трех, для торфяных олиготрофных глеевых почв 3–5 профилей. Для торфяно-глеземов и глееземов объем выборки для оценки среднего запаса углерода следует увеличить до 5–8 вертикальных профилей на площадке.

Сравнение средних значений запасов углерода в различных типах и подтипах исследованных почв проведено для объединенных выборок с разных площадок (рис. 4, А). Исследованные почвы формируют следующий ряд по уменьшению средней величины запасов углерода: торфяные олиготрофные среднемошные > торфяные олиготрофные глеевые > торфяно-глеземы потечно-гумусовые > торфяно-глеземы потечно-гумусовые пирогенные > торфяно-глеземы потечно-гумусовые глубокоосветленные > торфяно-глеземы перегнойно-торфяные потечно-гумусовые > глееземы перегнойные потечно-гумусовые. При этом почти для всех сравниваемых групп отмечены статистически значимые различия ($p = 0.05$). Не выявлены статистически значимые различия запасов углерода только между торфяно-глеземками потечно-гумусовыми и торфяно-глеземками потечно-гумусовыми пирогенными, а также между торфяно-глеземками перегнойно-торфяными потечно-гумусовыми и глееземками перегнойными потечно-гумусовыми. Полученные результаты свидетельствуют, что на исследованной территории северо-восточного Сахалина наибольшими запасами органического углерода обладают торфяные олиготрофные почвы болотных угодий, их среднее значение составило 109.8 кг/м². В тор-

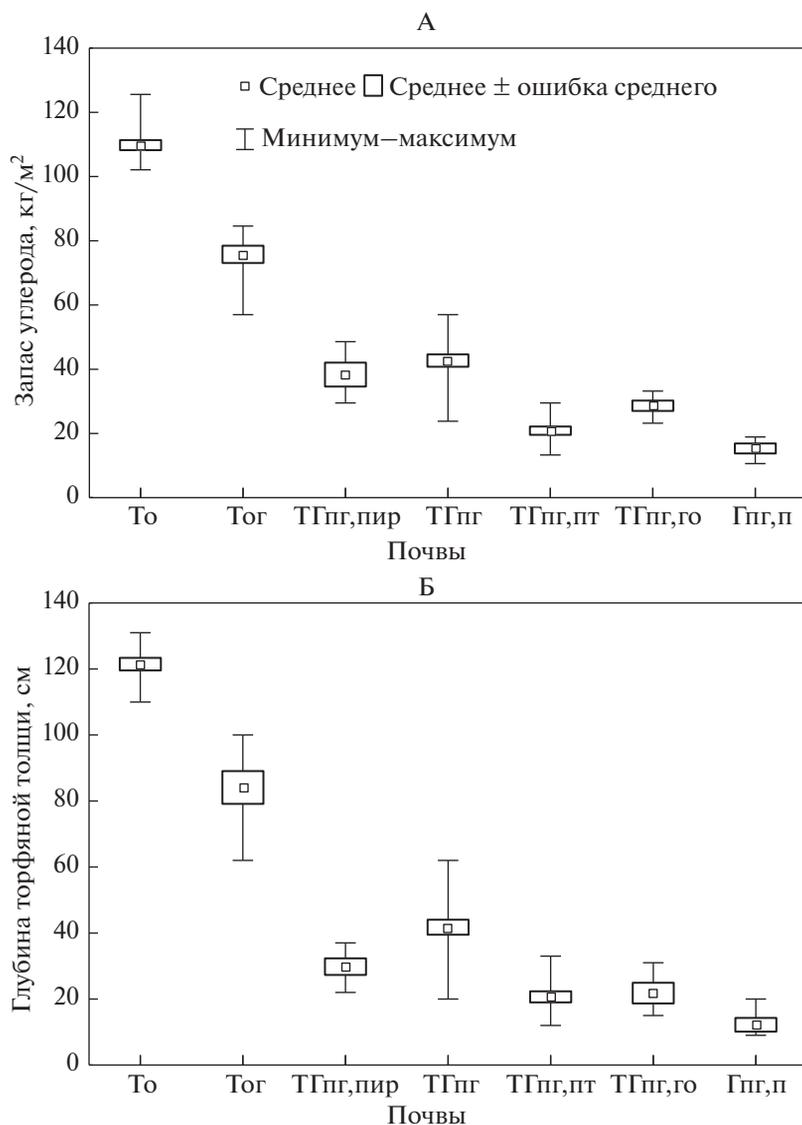


Рис. 4. Вариирование запасов углерода (А) и глубины торфяной толщи (Б) в различных типах и подтипах исследованных почв: То – торфяные олиготрофные; Тог – торфяные олиготрофные глеевые; ТГпг,пир – торфяно-глееземы потечно-гумусовые пирогенные; ТГпг – торфяно-глееземы потечно-гумусовые; ТГпг,пт – торфяно-глееземы перегнойно-торфяные потечно-гумусовые; ТГпг,го – торфяно-глееземы потечно-гумусовые глубокоосветленные; Гпг,п – глееземы перегнойные потечно-гумусовые.

фяных олиготрофных глеевых почвах запасы углерода составляют 75.8 кг/м². В различных подтипах торфяно-глееземов средняя величина запасов углерода составляет от 20.9 до 42.7 кг/м², что в несколько раз меньше, чем в торфяных олиготрофных почвах. Однако в заболоченных лесах северо-восточного Сахалина именно торфяно-глееземы занимают большую площадь, поэтому в них также сосредоточены значительные запасы органического углерода этого региона.

Главным параметром, который определяет вариирование запасов органического углерода в исследованных почвах, является суммарная мощ-

ность их торфяных горизонтов. Этот показатель варьирует в торфяных олиготрофных почвах от 110 до 132 см, в торфяных олиготрофных глеевых – от 62 до 100 см, в различных подтипах торфяно-глееземов – от 12 до 60 см, в глееземках – от 9 до 20 см (рис. 4, Б). Проверка с помощью критерия Уилка–Шапиро показала, что распределение значений мощности торфяной толщи в почвах удовлетворяло нормальному закону ($p = 0.05$). Результаты проведенного регрессионного анализа подтверждают, что величины запасов углерода достоверно связаны с глубиной торфяной толщи почв. На основе данных по всем проанализированным профилям торфяных почв, торфяно-глее-

земов и глееземов получено статистически значимое ($n = 80, p = 0.05$) уравнение регрессии следующего вида:

$$3C = 7.75 + 0.83h, R^2 = 0.95, \quad (4)$$

где $3C$ – запасы углерода в почве, $\text{кг}/\text{м}^2$; h – мощность торфяной толщи (от 9 до 132 см).

Для торфяных олиготрофных среднемощных и торфяных олиготрофных глеевых почв статистически значимое ($n = 25, p = 0.05$) уравнение регрессии имеет следующий уточненный вид:

$$3C = 16.12 + 0.75h, R^2 = 0.81, \quad (5)$$

где $3C$ – запасы углерода в почве, $\text{кг}/\text{м}^2$; h – мощность торфяной толщи (от 62 до 132 см).

В ходе регрессионного анализа для запасов в торфяно-глееземах и глееземах выявлено статистически значимое ($p = 0.05$) влияние еще одного параметра – содержания органического углерода в верхнем минеральном глеевом потечно-гумусовом горизонте G_{hi} , залегающем непосредственно под торфяной толщей. Поэтому для торфяно-глееземов и глееземов статистически значимое ($n = 55, p = 0.05$) уравнение регрессии имеет следующий уточненный вид:

$$3C = 4.08 + 0.83h + 0.63C_{G_{hi}}, R^2 = 0.78, \quad (6)$$

где $3C$ – запасы углерода для всего почвенного профиля, $\text{кг}/\text{м}^2$; h – мощность торфяной толщи (от 9 до 60 см); $C_{G_{hi}}$ – содержание углерода в горизонте G_{hi} (от 0.8 до 9.2%).

Подобные линейные регрессионные модели с целью предварительной оценки запасов углерода в зависимости от глубины торфяной толщи использовались для почв болотных экосистем Ирландии [30].

Важной практической задачей является планирование опробования при проведении многолетнего мониторинга запасов органического углерода в почвах. Как правило, подобные исследования выполняются на площадках мониторинга в различные сроки и основаны на почвенном пробоотборе по нескольким контрольным точкам. Такое планирование необходимо для того, чтобы выявить изменения показателя во времени на фоне его пространственного варьирования. Полученные в нашей работе, значения стандартных отклонений запасов органического углерода в торфяных почвах, торфяно-глееземах и глееземах использованы с целью планирования многолетних исследований. Построены номограммы для малых объемов сравниваемых выборок, представляющие значения наименьшей значимой разности, вычисляемой по критерию Дункана, между оценками средних запасов углерода в почве при различных

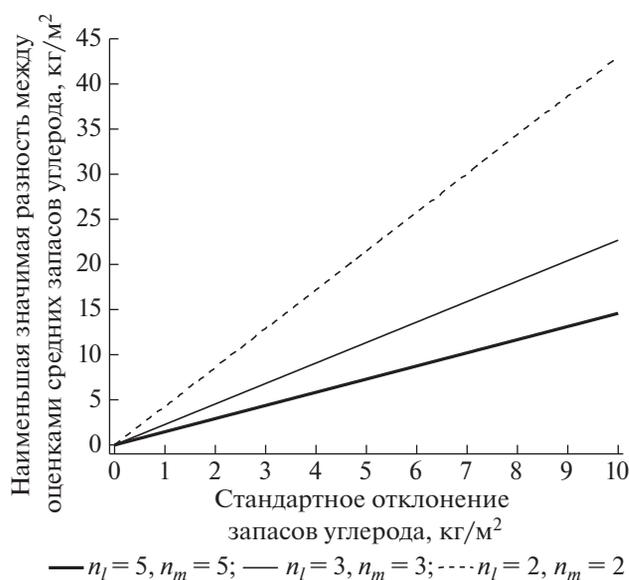


Рис. 5. Номограммы определения наименьшей значимой разности, вычисляемой по критерию Дункана, между оценками средних значений запасов углерода в почве ($\text{кг}/\text{м}^2$) в зависимости от их стандартного отклонения при различных объемах (n_l, n_m) сравниваемых выборок.

стандартных отклонениях (рис. 5). Так, для большинства исследованных почв стандартное отклонение запасов углерода на площадках не превышает $4.5 \text{ кг}/\text{м}^2$, поэтому при использованной схеме опробования с пятью контрольными вертикальными профилями можно статистически достоверно ($p = 0.05$) зафиксировать наименьшую значимую разность $6.7 \text{ кг}/\text{м}^2$ и больше. Однако статистически значимое различие не будет выявлено в случае недостаточных изменений средних запасов углерода за период мониторинга, так как оно превышает пространственным варьированием. Наименьшая значимая разность существенно возрастает при увеличении стандартного отклонения запасов углерода и использовании очень малых объемов выборок, включающих всего 2–3 контрольных вертикальных профиля.

Пространственное варьирование запасов органического углерода в почвах при различных масштабах исследования. Представленные результаты были использованы для оценки варьирования запасов углерода в почвах на различных пространственных масштабах. При этом вариабельность между контрольными точками в пределах площадок $50 \times 50 \text{ м}$ рассматривали в качестве микроварьирования, между площадками вдоль трансекты квадратного участка $5 \times 5 \text{ км}$ – в качестве мезоварьирования, между квадратными участками на территории $10 \times 10 \text{ км}$ – макроварьирования. Реализованная в нашей работе, схема почвенного опробования формирует трехфакторный иерархический дисперсионный комплекс, в

Таблица 4. Результаты трехфакторного иерархического дисперсионного анализа для оценки варьирования запасов углерода в почвах ($\text{кг}/\text{м}^2$) на различных пространственных масштабах

Масштаб варьирования	Число степеней свободы	Сумма квадратов центральных отклонений	Средний квадрат	F-критерий Фишера	Составляющие дисперсии	Доля дисперсии, %
На территории 10×10 км	3	683005	227668	11.7*	3471	72.5
В квадрантах 5×5 км	12	232630	19386	217.8**	1287	26.9
На площадках 50×50 м	64	5718	89	6.8**	17	0.35
Методическая погрешность	160	2054	13		13	0.25
Факторы в целом	239	923407			4788	

* $F > F_{0.05}$.** $F > F_{0.01}$.

котором каждый пространственный масштаб варьирования соответствует отдельному фактору (табл. 4). При проведении иерархического дисперсионного анализа значения запасов углерода в каждой контрольной точке задавали с учетом выбранной методической погрешности 20%. Для этого наряду с экспериментально установленным значением этого показателя в каждой точке были смоделированы еще две его реализации (-10 и $+10\%$).

Результаты показывают значимое ($p = 0.05$) влияние всех трех факторов на варьирование запасов углерода в почвах. Следовательно, в каждом пространственном масштабе наблюдается статистически достоверное приращение дисперсии этого показателя. Рассчитанная доля дисперсии, обусловленная методической погрешностью оценок запасов углерода в почвенных профилях, составляет 0.25%. Доля дисперсии, соответствующая микроварьированию в пределах площадок 50×50 м, оказалась также достаточно мала — 0.35%. Доля, отражающая мезоварьирование в квадрантах 5×5 км, составляет 26.9% от общей дисперсии. Наибольшая доля дисперсии, составившая 72.5%, зафиксирована для макроварьирования при переходе от квадрантов ко всей исследованной территории 100 км^2 и обусловлена резкими изменениями запасов углерода между рассмотренными ландшафтами: болотными угольями с торфяными олиготрофными почвами и заболоченными лесными биогеоценозами с преобладанием торфяно-глееземов и глееземов.

Приведенные результаты показывают, что оценки, полученные на отдельных пробоборных площадках, отражают лишь очень малую долю варьирования запасов углерода в почвенном покрове болотных и заболоченных территорий на северо-востоке о. Сахалин. Поэтому региональный мониторинг запасов углерода следует проводить для преобладающих типов и подтипов почв в различных биогеоценозах по всей протяженности района исследования.

ВЫВОДЫ

1. На северо-востоке о. Сахалин в торфяных олиготрофных почвах, имеющих мощность органической толщи 110–130 см, средние запасы углерода составляют $109.8 \text{ кг}/\text{м}^2$, из которых 40% сосредоточено в горизонте ТТ (90–130 см) и еще 40% суммарно в горизонтах Т02 (30–65 см) и Т03 (65–90 см). В торфяных олиготрофных глеевых почвах с мощностью органической толщи 50–100 см запасы углерода составляют $75.8 \text{ кг}/\text{м}^2$. В исследованных почвах запасы углерода проявляют линейную зависимость от мощности торфяной толщи.

2. В различных подтипах торфяно-глееземов, имеющих мощность органической толщи менее 50 см, средние запасы углерода варьируют от 20.9 до $42.7 \text{ кг}/\text{м}^2$, а в глееземе уменьшаются до $16.6 \text{ кг}/\text{м}^2$, при этом их существенная доля сосредоточена в минеральных горизонтах. Запасы углерода в торфяно-глееземах и глееземах проявляют линейную зависимость от мощности торфяной толщи и содержания этого элемента в верхнем минеральном глеевом потечно-гумусовом горизонте G1h1.

3. Коэффициенты вариации запасов углерода увеличиваются в следующем ряду почв: торфяные олиготрофные среднемощные (3.1–7.3%) < торфяные олиготрофные глеевые (3.3–12.9%) < торфяно-глееземы (9.2–21.7%) < глееземы (22.9%), что указывает на более выраженную пространственную неоднородность этого показателя в заболоченных лесных биогеоценозах по сравнению с болотными угольями.

4. Микроварьирование запасов углерода в пределах площадок 50×50 м формирует малую долю дисперсии — 0.35%, мезоварьирование на участках 5×5 км — 26.9%. Наибольшая доля дисперсии, составившая 72.5%, характерна для макроварьирования при переходе ко всей исследованной территории 100 км^2 и обусловлена резкими изме-

нениями запасов углерода между болотными угодьями с торфяными олиготрофными почвами и заболоченными лесными биогеоценозами с преобладанием торфяно-глееземов и глееземов.

5. На контрольной площадке 50 × 50 м планируемые объемы выборок для получения статистически достоверных (при $P_{0.05} = 20\%$) оценок средних запасов углерода в торфяных олиготрофных почвах составляют 3 вертикальных профиля, в торфяных олиготрофных глеевых — 3–5, в торфяно-глееземах и глееземах — 5–8 профилей. При проведении мониторинга по схеме опробования с пятью вертикальными профилями на контрольной площадке можно статистически достоверно ($p = 0.05$) зафиксировать многолетние изменения запасов углерода, превышающие наименьшую значимую разность 6.7 кг/м².

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алексеев В.А., Бердси Р.А. Углерод в экосистемах лесов и болот России. Красноярск: ВЦ СО РАН, 1994. 224 с.
2. Базин Е.Т., Копенкин В.Д., Косов В.И., Корчунов С.С., Петрович В.М. Технический анализ торфа / Под ред. Е.Т. Базина. М.: Недра, 1992. 431 с.
3. Властова Н.В. Торфяные болота Сахалина. Л.: Изд-во АН СССР, 1960. 167 с.
4. Дмитриев Е.А. Математическая статистика в почвоведении. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1995. 320 с.
5. Инишева Л.И. Болотоведение. Томск: Изд-во ТГПУ, 2009. 210 с.
6. Классификация и диагностика почв России. Смоленск: Ойкумена, 2004. 342 с.
7. Козут Б.М., Фрид А.С. Сравнительная оценка методов определения содержания гумуса в почвах // Почвоведение. 1993. № 9. С. 119–123.
8. Липатов Д.Н., Щеглов А.И., Манахов Д.В., Завгородняя Ю.А., Розанова М.С., Брехов П.Т. Пространственное варьирование свойств торфяных почв в нефтегазодобывающем регионе на северо-востоке о. Сахалин // Почвоведение. 2017. № 7. С. 874–885. <https://doi.org/10.7868/S0032180X1707005X>
9. Пастухов А.В., Каверин Д.А. Запасы почвенного углерода в тундровых и таежных экосистемах северо-восточной Европы // Почвоведение. 2013. № 9. С. 1084–1094. <https://doi.org/10.7868/S0032180X13070083>
10. Смагин А.В., Садовникова Н.Б., Смагина М.В., Глаголев М.В., Шевченко Е.М., Хайдапова Д.Д., Губер А.К. Моделирование динамики органического вещества почв. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2001. 120 с.
11. Теория и методы физики почв / Под ред. Е.В. Шенина, Л.О. Карпачевского. М.: Гриф и К, 2007. 616 с.
12. Akumu C.E., McLaughlin J.W. Regional variation in peatland carbon stock assessments, northern Ontario, Canada // Geoderma. 2013. V. 209–210. P. 161–167. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2013.06.021>
13. Astiani D., Mujiman, Rafiastanto A. Forest type diversity on carbon stocks: Cases of recent land cover conditions of tropical lowland, swamp, and peatland forests in West Kalimantan, Indonesia // Biodiversitas. 2017. V. 18. № 1. P. 137–144. <https://doi.org/10.13057/biodiv/d180120>
14. Ausseil A.G.E., Jamali H., Clarkson B.R., Golubiewski N.E. Soil carbon stocks in wetlands of New Zealand and impact of land conversion since European settlement // Wetlands Ecology and Management. 2015. V. 23. № 5. P. 947–961. <https://doi.org/10.1007/s11273-015-9432-4>
15. Beilman D.W., Vitt D.H., Bhatti J.S., Forest S. Peat carbon stocks in the southern Mackenzie River Basin: Uncertainties revealed in a high-resolution case study // Global Change Biology. 2008. V. 14. P. 1221–1232. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2008.01565.x>
16. Conen F., Zerva A., Arrouays D., Jolivet C., Jarvis P.G., Grace J., Mencuccini M. The carbon balance of forest soils: detectability of changes in soil carbon stocks in temperate and boreal forests // The carbon balance of forest biomes / Eds. H. Griffith, P.G. Jarvis. Oxford: Garland Science/BIOS Scientific, 2004. P. 233–247.
17. Garnett M.H., Ineson P., Stevenson A.C., Howard D.C. Terrestrial organic carbon storage in a British moorland // Global Change Biology. 2001. V. 7. № 4. P. 375–388.
18. Goidts E., Van Wesemael B., Crucifix M. Magnitude and sources of uncertainties in soil organic carbon (SOC) stock assessments at various scales // Eur. J. Soil Sci. 2009. V. 60. № 5. P. 723–739. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2389.2009.01157.x>
19. Griffiths N.A., Hanson P.J., Ricciuto D.M., Iversen C.M., Jensen A.M., Malhotra A., McFarlane K.J., Norby R., Sargsyan K., Sebesteyen S.D., Shi X., Walker A.P., Ward E.J., Warren J.M., Weston D.J. Temporal and spatial variation in peatland carbon cycling and implications for interpreting responses of an ecosystem-scale warming experiment // Soil Sci. Soc. Am. J. 2017. V. 81. № 6. P. 1668–1688. <https://doi.org/10.2136/sssaj2016.12.0422>
20. Hoffmann U., Hoffmann T., Johnson E.A., Kuhn N.J. Assessment of variability and uncertainty of soil organic carbon in a mountainous boreal forest (Canadian Rocky Mountains, Alberta) // Catena. 2014. V. 113. P. 107–121. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2013.09.009>
21. Howie S.A., van Meerveld H.J. Are point measurements in a bog representative of their surrounding area? // Mires and Peat. 2019. V. 24. Article 09. P. 1–16. <https://doi.org/10.19189/MaP.2018.OMB.364>
22. 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. Word Soil Resources Report 106. FAO. Rome.
23. Kauffman J.B., Arifanti V.B., Basuki I., Kurnianto S., Novita N., Murdiyarso D., Donato D.C., Warren M.W. Protocols for the measurement, monitoring, and reporting of structure, biomass, carbon stocks and green-

- house gas emissions in tropical peat swamp forests. 2016. Center for International Forestry Research Working paper 221. Bogor, Indonesia. 44 p. <https://doi.org/10.17528/cifor/006429>
24. *Maillard É., McConkey B.G., Angers D.A.* Increased uncertainty in soil carbon stock measurement with spatial scale and sampling profile depth in world grasslands: a systematic analysis // *Agriculture, Ecosystems and Environment*. 2017. V. 236. P. 268–276. <https://doi.org/10.1016/j.agee.2016.11.024>
 25. *Mitra S., Wassmann R., Vlek P.L.* An appraisal of global wetland area and its organic carbon stock // *Current Sci*. 2005. V. 88. № 1. P. 25–35.
 26. *Parry L.E., Charman D.J.* Modelling soil organic carbon distribution in blanket peatlands at a landscape scale // *Geoderma*. 2013. V. 211–212. P. 75–84. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2013.07.006>
 27. *Penman J., Gytarski M., Hiraishi T., Krug T., Kruger D., Pipatti R., Buendia L., Miwa K., Ngara T., Tanabe K., Wagner F.* Good Practice Guidance for Land Use, Land-Use Change and Forestry. Intergovernmental Panel on Climate Change, National Greenhouse Gas Inventories Programme (IPCC-NGGIP). Kanagawa, Japan, 2003.
 28. *Schrumpf M., Schulze E.D., Kaiser K., Schumacher J.* How accurately can soil organic carbon stocks and stock changes be quantified by soil inventories? // *Biogeosciences*. 2011. V. 8. № 5. P. 1193–1212. <https://doi.org/10.5194/bg-8-1193-2011>
 29. *Weissert L.F., Disney M.* Carbon storage in peatlands: a case study on the Isle of Man // *Geoderma*. 2013. V. 204–205. P. 111–119. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2013.04.016>
 30. *Wellock M.L., Reidy B., Laperle C.M., Bolger T., Kiely G.* Soil organic carbon stocks of afforested peatlands in Ireland // *Forestry*. 2011. V. 84. № 4. P. 441–451. <https://doi.org/10.1093/forestry/cpr046>
 31. *Wüst-Galley C., Mössinger E., Leifeld J.* Loss of the soil carbon storage function of drained forested peatlands // *Mires and Peat*. 2016. V. 18. Article 07. <https://doi.org/10.19189/MaP.2015.OMB.189>
 32. *Xing W., Bao K., Gallego-Sala A.V., Charman D.J., Zhang Z., Gao C., Lu X., Wang G.* Climate controls on carbon accumulation in peatlands of Northeast China // *Quatern. Sci. Rev.* 2015. V. 115. P. 78–88. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.03.005>
 33. *Yu Z.C.* Northern peatland carbon stocks and dynamics: a review // *Biogeosciences*. 2012. V. 9. № 10. P. 4071–4085. <https://doi.org/doi:10.5194/bg-9-4071-2012>
 34. *Zauft M., Fell H., Glaßer F., Roszkopf N., Zeitz J.* Carbon storage in the peatlands of Mecklenburg-Western Pomerania, north-east Germany // *Mires and Peat*. 2010. V. 6. Article 04.
 35. *Zerva A., Ball T., Smith K.A., Mencuccini M.* Soil carbon dynamics in a Sitka spruce (*Picea sitchensis* (Bong.) Carr.) chronosequence on a peaty gley // *Forest Ecol. Managem.* 2005. V. 205. № 1–3. P. 227–240. <https://doi.org/10.1016/j.foreco.2004.10.035>
 36. *Zhang Y., Hartemink A.E.* Sampling designs for soil organic carbon stock assessment of soil profiles // *Geoderma*. 2017. V. 307. P. 220–230. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2017.08.013>

Spatial Variation of Organic Carbon Stocks in Peat Soils and Gleyzems in the Northeast of Sakhalin Island

D. N. Lipatov^{1,*}, A. I. Shcheglov¹, D. V. Manakhov¹, and P. T. Brekhov²

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

²*Voronezh State Agrarian University, Voronezh, 394087 Russia*

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

Stocks of organic carbon in the northeast of Sakhalin Island average 109.8 kg/m² in oligotrophic medium-deep peat soils, 75.8 kg/m² in oligotrophic peat gley soils, 20.9–42.7 kg/m² in peat gleyzems, and 16.6 kg/m² in gleyzems. The vertical distribution of volumetric concentrations and stocks of carbon in different subtypes of peat soils and gleyzems have been studied. Linear regression equations for estimating carbon stocks depending on the depth of the peat layer have been developed. The coefficients of variation of carbon stocks on test plots of 50 × 50 m in size increase in the following order: oligotrophic medium-deep peat soils (3.1–7.3%) < oligotrophic peat gley soils (3.3–12.9%) < peat gleyzems (9.2–21.7%) < gleyzems (22.9%). The ratio of carbon stock variances has been estimated for three spatial scales (50 × 50 m, 5 × 5 km, and 10 × 10 km) using a hierarchical analysis of variance. The required number of sampled profiles for adequate data on the average carbon stocks in peat soils and gleyzems has been estimated. Nomograms for determining the least significant difference between the estimates of average soil carbon stocks are proposed for studies with a small number of samples.

Keywords: bog soils, soil profile, sampling, soil monitoring, Fibric Histosols, Histic Gleysols

УДК 579.63.631.427

БАКТЕРИАЛЬНЫЕ КОМПЛЕКСЫ УРБАНОЗЕМОВ НЕКОТОРЫХ ЮЖНЫХ ГОРОДОВ РОССИИ

© 2021 г. А. М. Глушак^{а, б, *}, Л. В. Лысак^а, А. Б. Умарова^а, Т. В. Прокофьева^а,
Ю. В. Подушин^с, Г. С. Быкова^а, Л. П. Малюкова^д

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

^бНИИ вакцин и сывороток им. И.И. Мечникова, Малый Казенный пер., 5А, Москва, 105064 Россия

^сКубанский ГАУ, ул. Калинина, 13, Краснодар, 35004 Россия

^дВНИИ цветоводства и субтропических культур, ул. Яна Фабрициуса, 2/28, Сочи, 354002 Россия

*e-mail: aglush1982@gmail.com

Поступила в редакцию 12.03.2020 г.

После доработки 05.06.2020 г.

Принята к публикации 10.06.2020 г.

Исследованы урбаноземы, характеризующиеся различной интенсивностью антропогенного воздействия, на территории некоторых крупнейших (Краснодар), крупных (Сочи, Симферополь) и больших (Майкоп) городов России. Полученные данные о разнообразии бактериальных комплексов городских почв свидетельствуют о том, что в урбаноземах с высокой антропогенной нагрузкой (Сочи, Симферополь, Краснодар) происходит значительная трансформация бактериального комплекса в сторону увеличения представленности семейства *Enterobacteriaceae*. Кроме санитарно-показательных микроорганизмов (*E. coli*, *En. faecalis*), в почвах этих городов выявлено присутствие бактерий родов *Klebsiella*, *Enterobacter*, *Citrobacter*, *Serratia*, некоторые виды которых могут вызывать кишечные и аллергические заболевания. В урбаноземе Сочи обнаружены споры сульфитредуцирующих клостридий, в том числе *Clostridium perfringens*. В урбаноземе Майкопа, где численность населения наименьшая из всех исследованных городов, изменения в структуре бактериальных сообществ практически не выражены. Индексы санитарно-показательных микроорганизмов (бактерий группы кишечной палочки и энтерококков) в урбаноземах всех исследованных городов, за исключением Майкопа, превышали нормативный показатель для чистых почв (<10 КОЕ/г).

Ключевые слова: урбоэкосистема, экологическое состояние городов, санитарная обстановка, *Escherichia coli*, *Enterococcus faecalis*, *Klebsiella*, *Enterobacter*, *Citrobacter*, *Serratia*, *Clostridium perfringens*

DOI: 10.31857/S0032180X21020052

ВВЕДЕНИЕ

Почвы представляют собой обязательный и неотъемлемый компонент урбоэкосистемы [1, 16, 19]. Они во многом определяют экологическое и санитарное состояние городов [16, 22]. Городские почвы существенно отличаются от зональных (фоновых) аналогов по ряду химических, физических и биологических свойств. Это отражается на выполнении городскими почвами важнейших экологических функций [14, 15, 27]: обеспечения нормального роста и развития растений в городе, способности почвы к самоочищению от различного рода загрязняющих твердых, жидких и газообразных веществ, трансформации углерода и азота, регуляции газового состава воздуха в городской среде. Основная экологическая функция почвы заключается в обеззараживании городской среды от патогенных и потенциально патогенных микроорганизмов и их токсинов [16, 24].

Постоянными и обязательными обитателями почв являются микроорганизмы, играющие важную роль в круговороте веществ в природе, и определяющие состояние других компонентов экосистемы [4, 5, 25]. Почвы населены микроорганизмами разных таксономических и экологотрофических групп (целлюлозолитики, азотфиксаторы, аммонификаторы, нитрификаторы и др.) [4, 5]. В условиях города высокая численность населения, промышленная и хозяйственная деятельность человека неизбежно приводят к трансформации автохтонных микробных сообществ [12, 25]. Ранее показано [12, 13], что в городских почвах в условиях сильного антропогенного воздействия в сапротрофном бактериальном комплексе происходит перераспределение таксонов в пользу увеличения удельного веса бактерий, адаптированных к определенным типам загрязнений. Особого внимания заслуживает увеличение представленности семейства

Enterobacteriaceae (роды *Escherichia*, *Enterobacter*, *Klebsiella*) при хозяйственно-бытовом загрязнении почвы, среди которых большое число видов относится к патогенным, потенциально патогенным и аллергенным бактериям [13, 14].

Получение репрезентативных результатов о таксономическом разнообразии культивируемых сапротрофных бактерий и присутствии санитарно-показательных бактерий в урбаноземах городов России с различной антропогенной нагрузкой является актуальной задачей. Следует отметить, что комплексная оценка изменений в структуре сапротрофного бактериального комплекса одновременно с оценкой санитарно-микробиологического состояния городской почвы до настоящего времени не проводилась.

Получение достоверных результатов о составе сапротрофного бактериального комплекса одновременно с оценкой санитарно-микробиологического состояния почвы в городской среде необходимо для разработки эффективных природоохранных мероприятий по улучшению городской среды. Очевидно, что комплексная характеристика сообщества культивируемых бактерий может стать перспективной системой для дальнейшего мониторинга и биоиндикации состояния городской среды в целом [2, 21–23].

Цель работы – комплексная характеристика бактериальных сообществ урбаноземов на территории городов Сочи, Симферополь, Краснодар и Майкоп, различающихся по интенсивности антропогенной нагрузки.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Исследовали образцы урбаноземов, отобранные на территории городов Краснодар, Майкоп, Симферополь и Сочи. Для исследования выбрали почвы, расположенные на внутренних дворовых территориях образовательных и научных учреждений с основными постройками зданий в 1950–1970 гг. Почвы представляли собой урбаноземы с включениями хозяйственно-бытовых и строительных материалов, они имели признаки зональности и специфики отложений, на которых были сформированы. Для простоты изложения результатов все типичные городские почвы, имеющие значительную степень антропогенной трансформации, названы “урбаноземы”. С одной стороны, этот термин, введенный для определенного типа почв [16], давно используется для обозначения всех почв, на формирование которых активно повлияла селитебная среда. С другой стороны, все почвы, объединенные нами под этим названием, имеют в профиле диагностический горизонт урбик [17]. Подробные названия даны в соответствии с Классификацией и диагностикой почв России (2004) [7] и с проектом груп-

пы авторов введения городских почв в эту классификацию [17]. Так, в Краснодаре они представлены урбочерноземом миграционно-сегрегационным тяжелосуглинистым на карбонатных лёссовидных суглинках (WRB – Calcic Chernozem (Technic)), в Майкопе – урбостратоземом техногенным, маломощным, карбонатсодержащим, глинистым, на техногенных отложениях, подстилаемых аллювием речных террас (Urbic Technosol), в Симферополе – темногумусовой мелкой супесчаной на техногенных отложениях (Urbic Technosol), в Сочи – урбостратоземом среднемощным гидроморфизованным среднесуглинистым, подстилаемым бетонной плитой (Isolatic Urbic Technosol).

Для контроля фоновой антропогенной нагрузки в городской среде использовали почвы ботанических садов, расположенных в центральных районах Краснодара, Симферополя, Сочи. Они представлены следующими почвами: черноземом урбостратифицированным миграционно-сегрегационным мощным тяжелосуглинистым на карбонатных лёссовидных суглинках (Calcic Chernozem), стратоземом темногумусовым водноаккумулятивным на щебнистом делювии (Skeletal Regosol) и желтоземом глееватым галечниковым (Stagnic Alisol) соответственно.

В качестве фоновых выбирали почвы территорий в нескольких километрах от городской черты. Для Краснодара почва представлена черноземом миграционно-сегрегационным тяжелосуглинистым на карбонатных лёссовидных суглинках (Calcic Chernozem), для Майкопа – темной слитой типичной среднемощной тяжелосуглинистой почвой на отложениях речной террасы (Leptic Vertisol) и Симферополя – агрочерноземом маломощным среднепахотным гидрометаморфизованным легкосуглинистым на гравелистом делювии (Gleyic Chernozem).

Отбор почвенных образцов проводили в 2019 г. в летне-осенний период на глубинах: 0–10, 30–50 и 60–70 см. Всего проанализировано 49 смешанных образцов.

Численность и таксономическую структуру культивируемых бактерий сапротрофного комплекса на родовом уровне определяли классическим методом посева. Расчет производили на грамм абсолютно-сухой почвы. Использовали агаризованную глюкозо-пептонно-дрожжевую среду, которая позволяет выделить из почвы до 50 родов блока аэробных и факультативно-анаэробных бактерий [6, 10, 11]. Идентификацию бактерий до рода проводили на основании фенотипических (микроморфологических, физиолого-биохимических и некоторых хемотаксономических) признаков по ключу для определения почвенных бактерий и общепринятым определителям [6, 11]. В соответствии с относительным обилием отдельных родов (таксонов) бактерий выделяли следующие груп-

пы: доминанты – относительное обилие >30%; субдоминанты – от 20 до 30%; группа среднего обилия – от 10 до 20%; минорные компоненты – <10% [11]. Статистическую обработку данных по численности и относительному обилию бактерий проводили с использованием программ Microsoft Office Excel 2010 и Statistica 8.0.

Содержание санитарно-показательных микроорганизмов определяли в соответствии с методическими указаниями Федерального центра Госсанэпиднадзора Минздрава России (МУ 2.1.7.730-99 Гигиеническая оценка качества почвы населенных мест). В соответствии с МУ 2.1.7.730-99, при выборе объектов санитарного контроля почв в первую очередь обследуют территории повышенного риска воздействия на здоровье населения (детские дошкольные, школьные и лечебные учреждения, селитебные территории, зоны санитарной охраны водоемов, питьевого водоснабжения, земли занятые под сельхозкультуры, рекреационные зоны и т. д.). Отбор образцов рекомендуется проводить два раза в год в осенний и весенний периоды.

В образцах почвы определяли численность бактерий группы кишечной палочки (БГКП) и энтерококков, присутствие спор сульфитредуцирующих клостридий (в том числе *Clostridium perfringens*) в соответствии с методическими рекомендациями (Методы микробиологического контроля почвы. Методические рекомендации № ФЦ/4022-2004). В России количественный учет спор *Clostridium perfringens* предусмотрен при санитарных исследованиях почвы, лечебных грязей, воды открытых водоемов, контроле качества водоподготовки. При контроле почв данный показатель именуется перфрингенс-титром. Это наименьшее весовое количество почвы, в котором обнаруживаются жизнеспособные клетки *C. perfringens*.

Для учета БГКП использовали метод посева на агаризованную среду Эндо. При обнаружении роста лактозоположительных колоний их исследовали на наличие оксидазной активности, проводили тест Грегерсена с 3%-ным КОН для определения грам-принадлежности и ферментацию лактозы до кислоты и газа. Рассчитывали численность колиформных бактерий в 1 г почвы, а также коли-индекс (количественный показатель фекального загрязнения субстрата, определяется числом микроорганизмов, нормальных обитателей кишечника человека, главным образом, *Escherichia coli* в 1 г почвы).

Численность энтерококков определяли методом мембранной фильтрации в соответствии с методическими рекомендациями (Методы микробиологического контроля почвы. Методические рекомендации № ФЦ/4022-2004). Рассчитывали количество энтерококков в образце в 1 г почвы.

Для выявления и учета спор сульфитредуцирующих клостридий использовали высокоспецифичную коммерческую среду, содержащую соли тиогликолевой кислоты и антибиотики (SPS-agar). Численность спор сульфитредуцирующих клостридий определяли методом мембранной фильтрации в соответствии с методическими рекомендациями (Методы микробиологического контроля почвы. Методические рекомендации № ФЦ/4022-2004). При идентификации *Clostridium perfringens*, доминирующих бактерий среди сульфитоокисляющих клостридий, определяли подвижность клеток, каталазную активность, способность к нитратредукции, утилизации лактозы и разжижению желатина.

Идентификацию энтеробактерий до видового и родового уровней, проводили на основании анализа варибельной последовательности v3-v4 региона 16S рНК. Согласно рекомендациям Всемирной организации здравоохранения, в групповом показателе “энтерококки” (*Enterococcus faecalis*, *E. faecium*, *E. durans*) определяли долю санитарно-показательного вида *Enterococcus faecalis*. Всего идентифицировали 108 штаммов (что составило 62% от всех выделенных штаммов).

ДНК выделяли из чистых культур бактерий с использованием набора PrepMan Ultra Sample Preparation Reagent в соответствии с рекомендациями производителя. ПЦР-продукт варибельной последовательности v3-v4 региона 16S рНК секвенировали по стандартному протоколу MicroSeq 500 16S rDNA Bacterial Identification Kits Protocol (ThermoFisher) с использованием стандартных праймеров fD1/rD1 [26]. Капиллярный форез проводили на генетическом анализаторе ABI Prism 3130. Для анализа полученных электрофореграмм и последовательностей нуклеотидов применяли программное обеспечение MicroSeq ID v.2.0 Software и валидированную библиотеку MicroSeq ID 16S rDNA 500 Library v2.0. 55. Последовательности 16S рДНК анализировали в Научно-производственной компании “Синтол” (Москва).

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Общая численность культивируемых бактерий сапротрофного комплекса (метод посева на глюкозо-пептонно-дрожжевую среду) во всех исследованных почвах была наибольшей на глубине 0–10 см в горизонтах А1 и U1 (табл. 1). В верхних гумусовых горизонтах А1 городских фоновых почв, зональных фоновых почв и в горизонте U1 урбаноземов она составила 10⁶ КОЕ/г. В урбаноземах в горизонте U1 численность бактерий была незначительно больше, чем в горизонте А1. В горизонте U2/U3 почв Сочи численность бактерий была значительно, на порядок, больше, чем в аналогичном горизонте других исследованных урбаноземов и в горизонте А1/АВ городских фоновых и зональных фоновых почв. Вниз по профилю фоно-

Таблица 1. Общая численность бактерий сапротрофного комплекса (среднее и доверительный интервал) в урбано-землах, городских фоновых и зональных фоновых почвах Сочи, Симферополя, Краснодара и Майкопа, КОЕ/г

Горизонт, глубина, см	Сочи	Симферополь	Краснодар	Майкоп
Урбанозем				
U1, 0–10	$(2.72 \pm 0.49) \times 10^6$	$(2.51 \pm 0.66) \times 10^6$	$(2.11 \pm 0.36) \times 10^6$	$(1.99 \pm 0.40) \times 10^6$
U2/U3, 30–50	$(3.14 \pm 0.52) \times 10^5$	$(3.52 \pm 0.50) \times 10^4$	$(2.78 \pm 0.54) \times 10^4$	$(2.14 \pm 0.61) \times 10^4$
U3/U5, >60	$(1.69 \pm 0.72) \times 10^3$	$(1.17 \pm 0.56) \times 10^3$	$(1.11 \pm 0.50) \times 10^3$	$(0.82 \pm 0.61) \times 10^3$
A1, 0–10	$(2.12 \pm 0.61) \times 10^6$	$(2.10 \pm 0.40) \times 10^6$	$(1.97 \pm 0.56) \times 10^6$	–
Городской фон				
A1/AB, 30–50	$(3.96 \pm 0.44) \times 10^4$	$(3.54 \pm 0.62) \times 10^4$	$(2.82 \pm 0.40) \times 10^4$	–
AB/B, >60	$(1.16 \pm 0.52) \times 10^3$	$(1.22 \pm 0.24) \times 10^3$	$(1.02 \pm 0.61) \times 10^3$	–
Загородный фон				
A1, 0–10	–	$(1.90 \pm 0.42) \times 10^6$	$(1.82 \pm 0.66) \times 10^6$	$(1.91 \pm 0.52) \times 10^6$
A1/AB, 30–50	–	$(3.74 \pm 0.45) \times 10^4$	$(3.14 \pm 0.55) \times 10^4$	$(1.56 \pm 0.44) \times 10^4$
AB/B, >60	–	$(0.98 \pm 0.64) \times 10^3$	$(1.19 \pm 0.36) \times 10^3$	$(1.12 \pm 0.61) \times 10^3$

Примечание. Прочерк – не определяли.

вых почв и урбаноземов численность бактерий закономерно уменьшалась. Минимальные значения численности зафиксированы на глубине более 60 см (горизонты AB/B и U3/U5).

Таким образом, распределение бактерий в пределах почвенного профиля носило общий характер и состояло в уменьшении плотности популяций по мере перехода от верхнего к нижним горизонтам.

Таксономическая структура сапротрофного бактериального комплекса исследованных урбаноземов характеризовалась специфическими особенностями. В верхних горизонтах всех исследованных городских почв доминировали представители семейства *Enterobacteriaceae* и род *Arthrobacter*, которые указывают на присутствие хозяйственно-бытового и строительного загрязнения. Структура сапротрофного бактериального блока городских фоновых и зональных фоновых почв в городах Сочи, Симферополь, Краснодар и Майкоп характеризовалась схожим составом группы доминантов и субдоминантов, а также группы среднего обилия (табл. 2) и была близка основным закономерностям в распределении таксономического разнообразия бактерий сапротрофного комплекса в фоновых (зональных) почвах [4, 10, 14].

Определение содержания санитарно-показательных микроорганизмов в урбаноземах (табл. 3) крупнейших, крупных и больших городов России выявило минимальное превышение индекса (<10 КОЕ/г) содержания санитарно-показательных микроорганизмов по показателю БГКП в горизонте U1 (34 КОЕ/г) в Краснодаре, максимальное – в Сочи в горизонтах U1 (96 КОЕ/г) и U2 (82 КОЕ/г) и Симферополе в горизонте U1

(68 КОЕ/г) и U2 (46 КОЕ/г). Индекс содержания санитарно-показательных микроорганизмов по показателю энтерококки характеризовался минимальным превышением (14 КОЕ/г) в Краснодаре в горизонте U1 и максимальным в Сочи (38 КОЕ/г) в горизонтах U1 и U2 (15 КОЕ/г). Перфрингес-титр (наименьшее количество почвы в граммах, в котором определяется одна жизнеспособная клетка *C. perfringens*) для всех исследованных урбаноземов, за исключением урбанозема Сочи (горизонт U1), не превышал допустимых нормативных значений (≤ 0.01 г). В Сочи он составил 0.02 г. В нижней части профиля в горизонте U3 (глубина более 60 см) в урбаноземах Сочи, Симферополя, Краснодара, а также во всех горизонтах городских фоновых и зональных фоновых почв санитарно-показательные микроорганизмы не обнаружены. В изученном урбаноземе Майкопа санитарно-показательные микроорганизмы не обнаружены ни в одном горизонте, что требует дальнейших исследований территории города (табл. 3). Превышение индексов санитарно-показательных микроорганизмов свидетельствуют как о недавнем (индексы БГКП, энтерококков), так и давнем (перфрингес-титр) фекальном загрязнении урбаноземов.

Величина содержания микроорганизмов в урбаноземах Сочи и Симферополя позволяет оценить их санитарное состояние как умеренно опасное по общепринятой шкале в горизонте U1 на глубине 0–10 см (Методы микробиологического контроля почвы. Методические рекомендации № ФЦ/4022-2004). Следует отметить, что в Сочи значения санитарно-микробиологических показателей (оценочных индексов) были особенно высокими. Это связано как со значительной плотностью населения, так и с высокой антропогенной нагрузкой на городскую среду в крупнейшем курортном городе

Таблица 2. Структура сапротрофного бактериального комплекса урбаноземов, городских фоновых и зональных фоновых почв в исследованных городах (цифры около таксонов обозначают города: 1 – Сочи; 2 – Симферополь; 3 – Майкоп; 4 – Краснодар)

Горизонт, глубина, см	Доминанты, >30%	Субдоминанты 20–30%	Группа среднего обилия, 10–20%
Урбанозем			
U1, 0–10	<i>Enterobacteriaceae</i> (1, 2, 3) <i>Arthrobacter</i> (1, 2, 3, 4) <i>Streptomyces</i> (4)	<i>Bacillus</i> (1, 2, 3, 4) <i>Mycococcus</i> (4) <i>Enterobacteriaceae</i> (4)	<i>Rhodococcus</i> (4) <i>Pseudomonas</i> (4)
U2/U3, 30–50	<i>Arthrobacter</i> (1, 2, 3, 4) <i>Streptomyces</i> (4)	<i>Bacillus</i> (1, 2, 3, 4)	<i>Rhodococcus</i> (4)
U3/U5, >60	<i>Arthrobacter</i> (1, 2, 3, 4)	<i>Bacillus</i> (1, 2, 3, 4)	<i>Rhodococcus</i> (1, 2, 3, 4)
Городской фон			
A1, 0–10	<i>Pseudomonas</i> (4) <i>Flavobacterium</i> (2) <i>Xanthomonas</i> (1)	<i>Xanthomonas</i> (2, 4) <i>Flavobacterium</i> (1)	<i>Streptomyces</i> (1, 2, 4) <i>Enterobacteriaceae</i> (1, 2, 4) <i>Mycococcus</i> (1, 2) <i>Cytophaga</i> (1, 2, 4)
A1/AB, 30–50	<i>Bacillus</i> (1, 2, 4)	<i>Pseudomonas</i> (4) <i>Arthrobacter</i> (1, 2, 4)	<i>Cellulomonas</i> (4) <i>Streptomyces</i> (1, 2)
AB/B, >60	<i>Bacillus</i> (1, 2, 4)	<i>Arthrobacter</i> (1, 2, 4)	<i>Cytophaga</i> (4)
Загородный фон			
A1, 0–10	<i>Pseudomonas</i> (2, 3, 4) <i>Flavobacterium</i> (2, 3, 4)	<i>Cytophaga</i> (2) <i>Cellulomonas</i> (4) <i>Mycococcus</i> (3)	<i>Streptomyces</i> (2, 3) <i>Rhodococcus</i> (4)
A1/AB, 30–50	<i>Bacillus</i> (2, 3, 4) <i>Arthrobacter</i> (2, 3, 4)	<i>Pseudomonas</i> (3) <i>Cytophaga</i> (2, 4)	<i>Streptomyces</i> (2, 3, 4)
AB/B, >60	<i>Bacillus</i> (2, 3, 4)	<i>Arthrobacter</i> (2, 3, 4)	<i>Streptomyces</i> (2, 3, 4)

Таблица 3. Содержание санитарно-показательных микроорганизмов в урбаноземах городов Сочи, Симферополь, Краснодар и Майкоп

Горизонт, глубина, см	Индекс, КОЕ/г	
	энтерококков	БГКП
Сочи		
U1, 0–10	38 ± 0.22	96 ± 0.37
U2, 30–50	15 ± 0.54	82 ± 0.41
U3, >60	–	–
Симферополь		
U1, 0–10	16 ± 0.76	68 ± 0.37
U1, 30–50	9 ± 0.11	46 ± 0.43
U3, >60	–	–
Краснодар		
U1, 0–10	14 ± 0.11	34 ± 0.19
U2, 30–50	2 ± 0.10	4 ± 0.12
U3, >60	–	–
Майкоп		
U1, 0–10	–	–
U2, 30–50	–	–
U3, >60	–	–

Примечание. Прочерк – не обнаружено.

России (численность населения в Сочи более 400 тыс. человек, а в летний период, с учетом туристической нагрузки на город, превышает 5 млн человек). Сочи характеризуется самой большой в мире протяженностью пляжной зоны, где (а также в прилегающих участках) микробиологическое загрязнение почвы особенно велико. Со сточными водами микроорганизмы попадают в иловые осадки, что может приводить к инфицированию почвы. Патогенные и потенциально патогенные бактерии, адсорбируясь на поверхности частиц и осадков сточных вод, строительного мусора, могут продолжительное время сохранять жизнеспособность и вирулентность.

Микробное загрязнение урбаноземов больших городов (Майкоп) по сравнению с крупнейшими (Краснодар) и крупными (Сочи, Симферополь) менее выражено, что является следствием меньшей хозяйственно-бытовой антропогенной нагрузки на городские почвы. Численность населения в Майкопе составляет около 140 тыс. человек, туристическая нагрузка на город невелика.

Из-за высокой численности населения в городах увеличивается количество бытовых отходов, зон их размещения в городской среде и количество поступающих в почву экскрементов домашних животных. Именно хозяйственно-бытовые и

Таблица 4. Относительное обилие *E. coli*, *E. faecalis* и других бактерий, входящих в группу БГКП и энтерококков К, выделенных из урбаноземов Сочи, Симферополя, Краснодара и Майкопа, %

Род и вид бактерий	Сочи	Симферополь	Краснодар	Майкоп
<i>E. coli</i>	58.7	52.5	26.5	—
<i>E. faecalis</i>	11.5	10.0	8.0	—
<i>E. faecium</i>	5.3	4.7	2.2	—
<i>E. durans</i>	3.2	1.3	1.1	—
<i>Klebsiella</i> spp.	7.1	11.2	11.4	—
<i>Enterobacter</i> spp.	5.1	10.5	12.1	—
<i>Citrobacter</i> spp.	3.2	6.1	4.1	—
<i>Serratia</i> spp.	2.2	1.2	—	—
Другие	3.6	2.6	34.6	100.0

фекальные отходы являются главными источниками загрязняющих почву веществ, а также аллергенных, патогенных и потенциально патогенных микроорганизмов [2, 12].

Видовая идентификация выделенных санитарно-показательных микроорганизмов, проведенная с помощью секвенирования гена *16SpPHK*, выявила присутствие в значительном количестве как санитарно-показательных видов, так и родов бактерий с высокой долей потенциально-патогенных видов в исследованных урбаноземах городов Сочи, Симферополь и Краснодар по сравнению с Майкопом. Кроме бактерий видов *E. coli* и *En. faecalis*, занимающих ведущие позиции как показатели фекального загрязнения и представляющих наибольшую угрозу здоровью человека, среди выделенных бактерий присутствовали представители родов *Klebsiella*, *Enterobacter*, *Citrobacter*, *Serratia* (табл. 4). Значительное число видов этих родов также может вызывать кишечные и аллергические заболевания у людей с пониженным иммунным статусом [8, 19].

Обнаруженные в горизонте U1 г. Сочи споры сульфитредуцирующих клостридий, представленные, в основном, видом *Clostridium perfringens*, свидетельствует о давнем фекальном загрязнении. Кроме того, сульфитредуцирующие клостридии рассматриваются как индикаторные микроорганизмы. Наличие их в почве указывает на возможное присутствие сходных по устойчивости цист и ооцист простейших и яиц гельминтов [19].

Ранее установлено, что бактериальные сообщества городских почв в различных городах России значительно отличаются по таксономической структуре от зональных ненарушенных почв. В сильнозагрязненных городских почвах в сапротрофном бактериальном комплексе происходит перераспределение таксонов в пользу увеличения удельного веса бактерий, адаптированных к определенным типам загрязнений: пигментированные родококки — нефть, полихлорбифенилы, артро-

бактерии, азотобактер — подщелачивание почвы, энтеробактерии — хозяйственно-бытовое загрязнение. Подобные изменения предлагается рассматривать как индикационные. В загрязненных городских почвах и сопряженных субстратах аккумулируются опасные для человека потенциально патогенные энтеробактерии и аллергенные родококки [10, 12, 13].

Близкие по направленности изменения обнаружены при изучении почвенных комплексов микроскопических грибов и дрожжей. По сравнению с зональными аналогами в городских загрязненных почвах регистрируется уменьшение содержания грибного мицелия и увеличение содержания спор. Таксономическое разнообразие урбаноземов характеризуется сравнительно небольшим числом доминантов и наличием большого количества видов с низкой встречаемостью. При анализе различных городских почв, в частности, Москвы, выявлен высокий уровень присутствия потенциально патогенных грибов (более 60%). Как наиболее частых представителей этой группы в почвах Москвы выделяли виды родов *Aspergillus* (*A. fumigatus*, *A. niger*, *A. flavus*), *Fusarium* (*F. moniliforme*, *F. oxysporum*), *Paecilomyces variotii*; в городах Московского региона (Серпухов, Пушкино) те же виды, а в городах Заполярья — *Acremonium kilense*, *F. moniliforme* (Кандалакша) и *Fusarium moniliforme*, *F. oxysporum*, *Alternaria flavus*, *Paecilomyces variotii* (Лабытнанги). В урбаноземах также возрастает по сравнению с природными зональными почвами присутствие темноокрашенных грибов. Среди них большинство видов является аллергенными для человека, например, *Alternaria alternata*, *Cladosporium* spp. и др. [9, 15].

Наибольшее таксономическое разнообразие почвенных дрожжей характерно для урбаноземов, примыкающих к придомовым зонам складирования бытовых отходов. Обнаружено, что в урбаноземах города-миллионника Москвы вблизи зон складирования бытовых отходов, частота встречаемости клинически важных видов дрож-

жей (*Candida parapsilosis*, *C. tropicalis*, *Diutina catenulata* и *Pichia kudriavzevii*) достигала 35% [20]. Повышенную опасность вызывает тот факт, что у многих природных штаммов оппортунистических дрожжей рода *Candida*, в том числе выделенных из урбаноземов, выявляется резистентность к широко применяемым антибиотикам [3].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Впервые проведено комплексное исследование структуры сапротрофного бактериального комплекса городских почв одновременно с оценкой санитарно-микробиологического состояния. Показано, что в урбаноземах на территории некоторых южных крупнейших (Краснодар) и крупных (Симферополь, Сочи) городов России происходит трансформация бактериального комплекса в сторону увеличения представленности семейства *Enterobacteriaceae* по сравнению с городскими фоновыми и зональными фоновыми почвами. Чем интенсивнее антропогенное воздействие (высокая численность населения, туристическая нагрузка, близость прибрежной полосы), тем сильнее выражено изменение в структуре комплекса. При доминировании в сапротрофном бактериальном комплексе почв семейства *Enterobacteriaceae* в верхнем горизонте городских почв, находящихся под влиянием значительной антропогенной нагрузки, происходит увеличение численности и разнообразия санитарно-показательных микроорганизмов. Максимальное содержание *E. coli*, *En. faecalis*, *Cl. perfringens*, представляющих наибольшую угрозу здоровью человека, выявлено в южных урбаноземах Сочи, для которого деформация природного биоценоза под воздействием антропогенных факторов выражена наиболее ярко. Наряду с санитарно-показательными микроорганизмами в урбаноземах обнаружены потенциально-патогенные бактерии родов *Klebsiella*, *Enterobacter*, *Citrobacter*, *Serratia*, некоторые виды которых могут вызывать кишечные и аллергические заболевания. Очевидно, что в городских почвах, находящихся под влиянием сильной антропогенной нагрузки, может происходить нарушение такой важной экологической функции почвы, как “бактериальный фильтр”, что может представлять определенную опасность для здоровья населения.

Известно, что почва, как среда обитания микроорганизмов, тесно взаимосвязана с воздушной и водными средами. Очевидно, что урбаноземы с высоким содержанием санитарно-показательных и потенциально-патогенных микроорганизмов будут оказывать негативное влияние на сопряженные среды. Они могут выступать в качестве агента распространения патогенных и потенциально-патогенных микроорганизмов.

Изучение разнообразия как бактериальных, так микробных комплексов городских почв пред-

ставляет значительный интерес не только с точки зрения фундаментальной науки, но и в практическом отношении, вследствие важной роли микроорганизмов в создании и поддержании устойчивости городских экосистем, а также с точки зрения изучения микроорганизмов, которые могут прямо или косвенно оказывать неблагоприятное воздействие на здоровье населения городов.

Дальнейшие мониторинговые исследования микробных комплексов урбаноземов необходимы для разработки эффективных гигиенических и природоохранных рекомендаций по улучшению состояния городской среды.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 19-29-05252 мк.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Ананьева Н.Д.* Микробиологические аспекты самоочищения и устойчивости почв. М.: Наука, 2003. 223 с.
2. *Ашихмина Т.Я., Домрачева Л.И., Кондакова Л.В., Широких И.Г., Широких А.А., Фокина А.И., Скугорова С.Г., Горностаева Е.А., Соловьёва Е.С., Товстик Е.В., Огородникова С.Ю., Зыкова Ю.Н.* Микроорганизмы как агенты биомониторинга и биоремедиации загрязненных почв. Киров: Науч. изд-во ВятГУ, 2018. 254 с.
3. *Глушаклова А.М., Качалкин А.В., Ахапкина И.Г.* Мониторинг чувствительности к антимикотикам природных штаммов и клинических изолятов дрожжевых грибов // Клиническая лабораторная диагностика. 2017. Т. 62. № 5. С. 296–300.
4. *Добровольская Т.Г.* Структура бактериальных сообществ почв. М.: ИКЦ “Академкнига”, 2002. 282 с.
5. *Добровольская Т.Г., Звягинцев Д.Г., Чернов И.Ю., Головченко А.В., Зенова Г.М., Лысак Л.В., Манучарова Н.А., Марфенина О.Е., Полянская Л.М., Степанов А.Л., Умаров М.М.* Роль микроорганизмов в экологических функциях почв // Почвоведение. 2015. № 9. С. 1087–1096.
6. *Звягинцев Д.Г.* (ред.). Методы почвенной микробиологии и биохимии. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1991. 304 с.
7. Классификация и диагностика почв России Смоленск: Ойкумена, 2004. 342 с.
8. *Кондакова Г.В.* Санитарная микробиология. Ярославль: ЯрГУ, 2005. 84 с.
9. *Кулько А.Б., Марфенина О.Е.* Распространение микроскопических грибов в придорожных зонах городских автомагистралей // Микробиология. 2001. Т. 70. № 5. С. 709–713.

10. Лысак Л.В. Бактериальные сообщества городских почв. Автореф. дис. ... докт. биол. наук. М., 2010. 46 с.
11. Лысак Л.В., Добровольская Т.Г., Скворцова И.Н. Методы оценки бактериального разнообразия почв и идентификация почвенных бактерий. М.: Макс-пресс, 2003. 120 с.
12. Лысак Л.В., Лапыгина Е.В. Разнообразие бактериальных сообществ городских почв // Почвоведение. 2018. № 9. С. 1108–1114.
13. Лысак Л.В., Сидоренко Н.Н. О видовом разнообразии родококков в городских почвах // Микробиология. 1997. Т. 66. № 4. С. 574–576.
14. Лысак Л.В., Сидоренко Н.Н., Марфенина О.Е., Звягинцев Д.Г. Микробные комплексы городских почв // Почвоведение. 2000. № 1. С. 80–85.
15. Марфенина О.Е. Антропогенная экология почвенных грибов. М.: Медицина для всех, 2005. 196 с.
16. Почва, город, экология / Отв. ред. Г.В. Добровольский. М.: Фонд “За экономическую грамотность”, 1997. 320 с.
17. 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>
18. Руководство по медицинской микробиологии. Общая и санитарная микробиология / Под ред. А.С. Лабинской. М.: Изд-во БИНОМ, 2008. 1080 с.
19. Соколов М.С., Соколов Д.М., Тымчук С.Н., Ларин В.Е. Методология и показатели санитарно-микробиологического контроля безопасности почвы (аналитический обзор) // Биосфера. 2014. Т. 6. № 2. С. 158–169.
20. Тепеева А.Н., Глушакова А.М., Качалкин А.В. Особенности дрожжевых сообществ почв города Москвы // Микробиология. 2018. Т. 87. № 3. С. 303–313.
21. Терехова В.А. Биотестирование почв: подходы и проблемы // Почвоведение. 2011. № 2. С. 190–198.
22. Трошина Е.Н. Мониторинг гигиенического состояния городских почв как элемент оценки риска здоровью населения // Здоровье населения и среда обитания. 2008. № 12. С. 34–35.
23. Трухина Г.М., Егорова И.П., Дерябкина Л.А. Гигиеническая оценка результатов мониторинговых наблюдений за состоянием почв города // Гигиена: прошлое, настоящее и будущее. 2001. Вып. 1. С. 601–603.
24. Экологические функции городских почв / Отв. ред. А.С. Курбатова. — М. Смоленск: Маджента, 2004. 232 с.
25. Andreoni V., Cavalca L., Rao M.A., Nocerino G., Bernasconi S., Dell’Amico E., Colombo M., Gianfreda L. Bacterial communities and enzyme activities of PAHs polluted soils // Chemosphere. 2004. № 57. P. 401–412.
26. Baker G.S., Smith J., Cowan D.A. Review and reanalysis of domain-specific 16S primers // J. Microbiol. Methods. 2003. № 55. P. 541–555.
27. Braun B., Bockelmann U., Grohmann E., Szewzyk U. Polyphasic characterization of the bacterial community in an urban soil profile with *in situ* and culture-dependent methods // Appl. Soil Ecology. 2006. V. 31. № 3. P. 267–279.

Bacteriological Complexes of Urbanozems from Some Southern Cities of Russian Federation

A. M. Glushakova^{1,2,*}, L. V. Lysak¹, A. B. Umarova¹, T. V. Prokofieva¹,
Yu. V. Podushin³, G. S. Bykova¹, and L. P. Malukova⁴

¹Lomonosov Moscow State University, Moscow, 119991 Russia

²Mechnikov Research Institute of Vaccines and Sera, Moscow, 105064 Russia

³Kuban SAU, Krasnodar, 350044 Russia

⁴Research Institute of Floriculture and Subtropical Crops, Sochi, 354002 Russia

*e-mail: aglush1982@gmail.com

Urban soils differing in the intensity of anthropogenic loads in them were studied in several largest (Krasnodar), large (Sochi, Simferopol), and moderately large (Maikop) cities of southern Russia. The obtained data on the diversity of bacterial complexes in these soils suggest that in the urban soils with the high anthropogenic load (Sochi, Simferopol, Krasnodar), a considerable transformation of natural bacterial complexes takes place with a sharp increase in representation of Enterobacteriaceae. Along with microorganisms indicative of the sanitary state of urban soils (*E. coli*, *En. faecalis*), the soils also contain bacteria belonging to *Klebsiella*, *Enterobacter*, *Citrobacter*, and *Serratia* genera; some of their species may cause intestinal and allergic diseases. In the urban soil of Sochi, the spores of sulfite-reducing *Clostridia*, including *Clostridium perfringens* have been found. In the urban soil of Maikop with the lowest population density among the studied cities, changes in the structure of natural bacterial complexes are virtually absent. The abundances of sanitary-indicative microorganisms (*E. coli* and *Enterococcus faecalis*) enterococci in urban soils of all the studied cities, except for Maikop, exceeded the normative value for sanitary-safe clean soils (<10 CFU/g soil).

Keywords: urboecosystem, ecological state of cities, sanitary conditions, *Escherichia coli*, *Enterococcus faecalis*, *Klebsiella*, *Enterobacter*, *Citrobacter*, *Serratia*, *Clostridium perfringens*

УДК 631.46+579.6

ВЛИЯНИЕ РАЗЛИЧНЫХ ТИПОВ ЗЕМЛЕПОЛЬЗОВАНИЯ НА ПРОКАРИОТНЫЕ СООБЩЕСТВА И СТАБИЛИЗАЦИЮ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА ДЕРНОВО-ПОДЗОЛИСТОЙ ПОЧВЫ

© 2021 г. Н. Е. Завьялова^а, *, И. Г. Широких^б, М. Т. Васбиева^а, Д. С. Фомин^а^аПермский федеральный исследовательский центр УрО РАН,
ул. Культуры, 12, Лобаново, Пермский край, Пермский район, 614532 Россия^бФедеральный научный центр Северо-Востока им. Н.В. Рудницкого, ул. Ленина, 166а, Киров, 610007 Россия

*e-mail: nezavyalova@gmail.com

Поступила в редакцию 13.02.2020 г.

После доработки 01.06.2020 г.

Принята к публикации 07.06.2020 г.

В длительном стационарном опыте (1977–2018 гг.) на дерново-подзолистой почве (Eutric Albic Re-tisols (Abruptic, Loamic, Cutanic)) Пермского края изучали влияние севооборотов с различным насыщением бобовыми травами и бессменных посевов зерновых культур (озимая рожь, яровой ячмень) на структуру прокариотных сообществ и сохранность органического вещества (ОВ). В качестве эталонов сравнения использовали бессменный чистый пар и залежь. Минимальные значения коэффициентов минерализации (0.37) и педотрофности (0.28), найденные на основании учета численности при посеве на традиционные среды МПА, КАА и ПА, выявлены в залежной почве, максимальные (1.97 и 1.30 соответственно) – в парующей почве. Обнаружена обратная зависимость между содержанием в почве $C_{\text{орг}}$ и коэффициентами минерализации ($r = -0.67$; $p < 0.01$); между соотношением $C_{\text{ГК}}/C_{\text{ФК}}$ в составе ОВ почвы и коэффициентами ее педотрофности ($r = -0.64$; $p < 0.02$). Показано, что стабилизация ОВ дерново-подзолистой почвы зависит от типа использования, ухудшаясь в ряду: залежь > севообороты (0–28.6–42.9% бобовых) > бессменный посев зерновых > бессменный чистый пар. В возделываемых и парующей почвах, наряду с общим уменьшением запаса ОВ, повысилась его лабильность, о чем свидетельствуют более низкие, чем в залежной почве (0.96), соотношения $C_{\text{ГК}}/C_{\text{ФК}}$ (0.55–0.79). Между коэффициентами минерализации и показателями $C_{\text{ГК}}/C_{\text{ФК}}$ в почве длительного стационара прослеживалась наиболее тесная отрицательная корреляция ($r = -0.81$; $p < 0.001$). Показано также, что различное использование дерново-подзолистой почвы сопровождалось структурными перестройками комплекса актиномицетов, выбранных в качестве модельной группы почвенных микроорганизмов. В частности, регулярная механическая обработка почвы и внесение минеральных удобрений (N60P30K60) способствовали увеличению видового спектра стрептомицетов, изменению частоты встречаемости и долевого участия представителей отдельных секций и серий, смене доминантных форм. Полученные результаты указывают на возможность использования микробиологических показателей в качестве биомаркеров состояния почвенного ОВ.

Ключевые слова: коэффициенты минерализации и педотрофности, органический углерод, актиномицеты, севооборот, бессменная культура, залежь

DOI: 10.31857/S0032180X21020167

ВВЕДЕНИЕ

Проблема рационального использования органического вещества (ОВ) приобрела большое научно-практическое значение в связи со значительными его потерями в пахотных почвах, как в нашей стране [2, 5], так и за рубежом [1, 9]. К числу основных факторов, контролирующих степень дегумификации почв, относят тип землепользования, структуру севооборотов, обработку почвы, системы удобрений и др.

Вопросы стабилизации ОВ в агроэкосистемах не могут быть решены без выявления роли микроорганизмов в формировании бездефицитного баланса. Результаты ранее выполненной оценки величины углерода микробной биомассы по вариантам варьируют от 1.50 до 3.24% от общих запасов почвенного ОВ дерново-подзолистой тяжелосуглинистой почвы [7]. Очевидно, это является причиной недостаточного внимания к важной роли почвенной микробиоты в динамике ОВ. Между тем для разработки мер, препятствующих

щих развитию потерь ОВ, повсеместно проводятся исследования, направленные на выявление связей между динамикой ОВ почвы и другими микробиологическими показателями в разных почвенно-климатических зонах и типах почв [10–12, 14, 16].

Действие различных биологических факторов и агротехнических приемов на состояние ОВ и плодородие почвы становится очевидным по истечении десятков лет. Поэтому особую ценность представляют исследования, выполненные в длительных полевых стационарах, где на фоне изменения факторов окружающей среды действие изучаемого фактора накапливается во времени.

Цель работы – сравнительная оценка состояния почвенных микробных сообществ и ОВ, сформировавшихся за сорокалетний период при различных типах землепользования в тяжелосуглинистой дерново-подзолистой почве Предуралья.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Исследования выполнены в условиях длительного стационарного опыта, заложенного в 1977 г. на дерново-подзолистой тяжелосуглинистой почве (Eutric Albic Retisols (Abruptic, Loamic, Cutanic)). Варианты опыта: 1 – чистый пар бессменно; 2 – ячмень бессменно; 3 – озимая рожь бессменно; 4 – зерновой пятипольный севооборот (0% бобовых культур) (ячмень, рожь озимая, пшеница яровая, ячмень, овес); 5 – полевой семипольный севооборот (типичный, 28.6% бобовых культур) (унавоженный чистый пар, рожь озимая, пшеница яровая с подсевом клевера, клевер 1 года пользования (г. п.), клевер 2 г. п., ячмень, овес); 6 – полевой семипольный севооборот (42.9% бобовых культур) (сидеральный пар (клевер 1 г. п.), рожь озимая, пшеница яровая с подсевом клевера, клевер 1 г. п., клевер 2 г. п., ячмень, овес с подсевом клевера); 7 – залежь. Представленные варианты изучали без применения минеральных удобрений и при внесении удобрений в дозе N по 60, P по 30 и K по 60 кг д. в./га. Минеральные удобрения вносили под зерновые культуры, на клевере изучали последствие. В опыте использовали аммиачную селитру или мочевины, хлористый калий, суперфосфат. В паровом поле типичного для Предуралья полевого севооборота вносили подстилочный навоз в дозе 40 т/га пашни.

На момент закладки опыта почва имела следующие агрохимические показатели: pH_{KCl} 5.2–5.3, гидролитическая кислотность 2.1–2.3 смоль (экв)/кг, сумма поглощенных оснований 14.0–15.5 смоль (экв)/кг, содержание органического углерода по Тюрину 1.10–1.12%, подвижного фосфора 225–240 мг/кг, подвижного калия 196–204 мг/кг (по Кирсанову). Почвенные образцы для исследований отбирали осенью 2018 г. с двух несмежных повторений в слое 0–20 см.

Для микробиологического анализа из каждого образца брали по две усредненных навески массой 1.0 г. Количество микроорганизмов определяли методом посева из разведений почвенных суспензий на мясо-пептонном (МПА), крахмало-аммиачном (КАА), почвенном (ПА) агаре. Количество колониеобразующих единиц различных групп микроорганизмов пересчитывали на 1 г воздушно-сухой почвы с учетом разведения суспензий в 10^4 раз при посеве на МПА и КАА, в 10^5 раз – при посеве на ПА. Для характеристики изменений в структуре почвенного микробного сообщества по вариантам рассчитывали коэффициент минерализации (КАА/МПА), отражающий интенсивность мобилизации азота, и коэффициент педотрофности (ПА/МПА), характеризующий развитие в почве автохтонной микрофлоры [6].

При выявлении структурных перестроек микробного сообщества в качестве модельной группы микроорганизмов использовали вырастающие на казеин-глицериновом (КГА) агаре актиномицеты, проводя дифференцированный учет колонии разных морфотипов. Для характеристики структуры комплексов определяли частоту встречаемости и долевое участие представителей отдельных секций и серий рода *Streptomyces* [1].

Морфологические признаки исследовали при помощи светового микроскопа Leica DM 2500 (Carl Zeiss, Германия). Принадлежность выделенных культур актиномицетов к роду *Streptomyces* определяли на основании характерных морфологических признаков: нефрагментированный мицелий, длинные цепочки спор – на воздушном и отсутствие спор – на субстратном мицелии.

Диагностические признаки природных изолятов стрептомицетов изучали на минеральном агаре I, органическом агаре II, глицерин-нитратной, овсяной и пептон-дрожжевой средах в соответствии с ключом Гаузе с соавт. [1].

Таксономическое положение выборочно отобранных штаммов (культуры с различными морфотипами колоний) определяли на основе анализа фрагментов 16S рРНК в НПК “Синтол” (г. Москва). Первичный сравнительный анализ полученных нуклеотидных последовательностей с последовательностями из базы данных GenBank проводили с помощью программы NCBI BLAST (<http://www.ncbi.nlm.nih.gov/blast>). Парное выравнивание последовательностей осуществляли с помощью программы LALIGN (https://embnet.vital-it.ch/software/LALIGN_form.html).

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

За сорокалетний период использования дерново-подзолистой тяжелосуглинистой почвы в длительном полевом опыте выявлены существен-

Таблица 1. Агрохимические свойства дерново-подзолистой почвы

Тип землепользования (фактор А)	Минеральные удобрения (фактор В)	C _{орг} , %	C _{ГК} /C _{ФК}	pH _{KCl}	S	Нг	Ca	Mg	P ₂ O ₅ , мг/кг
					смоль(экв)/кг				
Чистый пар бессменно	Без удобрений	0.78	0.55	5.0	21.1	3.1	16.2	3.9	340
Ячмень бессменно		1.01	0.72	5.1	22.5	3.1	18.6	2.0	440
Озимая рожь бессменно		0.95	0.70	5.1	19.8	3.2	18.4	2.7	294
Севооборот									
0% бобовых		1.07	0.72	5.2	20.1	3.2	17.9	3.6	420
28.6% бобовых		1.47	0.76	5.5	21.5	3.0	17.2	3.2	537
42.9% бобовых	1.21	0.78	4.9	21.7	3.5	18.2	2.9	314	
Залежь		1.36	0.96	4.8	19.8	4.8	17.2	2.8	473
Ячмень бессменно	NPK	1.03	0.76	5.0	19.6	3.7	18.2	1.9	679
Озимая рожь бессменно		1.06	0.76	5.1	19.3	3.0	16.3	3.7	321
Севооборот									
0% бобовых		1.12	0.72	5.1	20.0	3.5	17.7	2.9	462
28.6% бобовых		1.56	0.78	5.3	21.0	3.2	17.9	2.7	732
42.9% бобовых		1.25	0.79	5.0	20.5	3.2	19.4	1.2	495
Главные эффекты	Фактора А	0.06	—	0.1	—	0.3	$F_{\Phi} < F_T$	$F_{\Phi} < F_T$	70
	Фактора В и взаимодействия АВ	$F_{\Phi} < F_T$	—	0.1	—	0.2	1.1	$F_{\Phi} < F_T$	53
Частные различия	I порядка	0.10	—	0.1	—	0.4	4.5	4.6	99
	II порядка	0.07	—	0.1	—	0.5	3.0	4.1	141

ные различия между вариантами с бессменными посевами зерновых культур, севооборотами с различным насыщением бобовыми травами, бессменным чистым паром и залежью. Так, залежная почва по агрохимическим характеристикам (по кислотности почвенного раствора, содержанию углерода и другим параметрам) стала соответствовать целинной [3]. В 2018 г. в ней отмечено характерное для дерново-подзолистых почв Предуралья содержание углерода — 1.36% (табл. 1). Наименьшие в опыте значения коэффициентов минерализации (0.37) и педотрофности (0.28), рассчитанные по данным учета численности прокариот, показывают, что в залежной почве процессы деструкции ОВ протекают гораздо медленнее, чем при других типах землепользования (табл. 2, рис. 1). Исходя из этих результатов, залежь можно охарактеризовать как климаксную экосистему, в которой процессы разложения и синтеза ОВ уравновешены и хорошо сбалансированы.

Минимальный уровень содержания углерода отмечен в бессменном чистом пару — 0.78%. Эта величина на 30% меньше, чем перед закладкой опыта. В условиях отсутствия растительности и связанного с ней поступления свежих растительных остатков, преобладали процессы разложения почвенного ОВ. Состояние микробной системы в

длительно парующей почве типичное для поздних стадий микробных сукцессий: почти в два раза увеличилась численность бактерий, утилизирующих минеральные формы азота, возросло количество олиготрофных бактерий и актиномицетов, участвующих в разложении наиболее трудногидролизуемых органических соединений. По сравнению с залежью коэффициент минерализации в бессменном чистом пару выше в 5.3 раза, а коэффициент педотрофности — в 4.6 раза. Это свидетельствует об интенсивных процессах разложения ОВ в пару. Уровень углерода, установившийся за 41 год в бессменном пару, условно принят за минимальное содержание углерода в дерново-подзолистой тяжелосуглинистой почве Предуралья [4].

Бессменное возделывание ячменя и озимой ржи без удобрений и при внесении N60P30K60 способствовало поддержанию агрохимических параметров почвы на уровне, близком к исходному. Поживные и корневые остатки, прижизненная корневая экссудация зерновых культур способствовали поддержанию численности микроорганизмов, участвующих в цикле углерода. Но почва в посевах зерновых культур, очевидно, вследствие дефицитного поступления азота, характеризовалась невысокими значениями коэффициентов минера-

Таблица 2. Количество микроорганизмов, вырастающих на традиционных средах, в зависимости от способа хозяйственного использования почвы (среднее \pm стандартное отклонение)

Вариант	Общая численность, тыс./г почвы		
	МПА	КАА	ПА
Чистый пар бесменно	1733 \pm 340	3467 \pm 2721	2250 \pm 989
Ячмень бесменно без удобрений	4358 \pm 860	3142 \pm 807	3983 \pm 2025
НРК	3883 \pm 914	2842 \pm 1124	3900 \pm 1081
Озимая рожь бесменно без удобрений	4800 \pm 604	3892 \pm 1408	6650 \pm 1438
НРК	8300 \pm 5166	5367 \pm 4945	7417 \pm 1459
Севооборот (0% бобовых) без удобрений	6558 \pm 2157	3700 \pm 775	5417 \pm 3032
НРК	4267 \pm 1684	3500 \pm 1341	8650 \pm 1014
Типичный семипольный сево- оборот (28.6% бобовых) навоз	10542 \pm 5851	5050 \pm 1723	8483 \pm 3540
навоз + НРК	5975 \pm 1690	3733 \pm 866	4117 \pm 801
Севооборот (42.9% бобовых) без удобрений	8792 \pm 2716	3333 \pm 2048	5150 \pm 1716
НРК	10592 \pm 1320	3767 \pm 1413	6950 \pm 1858
Залежь	4308 \pm 716	1717 \pm 740	1200 \pm 839

лизации (0.70–0.79) и близкими к единице индексами педотрофности (0.91–1.38).

В отличие от яровой культуры (ячменя), бесменное выращивание озимой ржи, даже без удобрений, привело к формированию в почве большего пула микроорганизмов. Вероятно, это связано с тем, что биомасса корневых и пожнивных остатков озимой культуры превосходит такую для яровой культуры. На фоне внесения под озимую рожь минеральных удобрений коэффициенты минерализации (0.63) и педотрофности (0.89) имели более близкие значения, чем в вариантах без удобрений (0.79 и 1.38 соответственно), что говорит об оптимизирующем влиянии минеральных удобрений на процессы трансформации ОВ в посевах озимой ржи.

В севообороте без бобовых трав и минеральных удобрений коэффициенты минерализации и педотрофности по величине были сопоставимы со значениями в вариантах с посевами зерновых культур бесменно. На фоне НРК численность микроорганизмов, вырастающих на МПА и КАА, практически не изменилась, тогда как численность учтенных на ПА бактерий олиготрофного блока, довольствующийся незначительным количеством питательных веществ и завершающий сложный процесс разложения ОВ увеличилась в пределах порядка. В результате индекс педотрофности в этом варианте возрос до максимального в

опыте значения – 2.03, а коэффициент минерализации составил 0.81.

Возделывание сельскохозяйственных культур в севообороте с долей бобовых 42.9% без внесения органических удобрений обеспечило стабилизацию исходного уровня ОВ в почве, не ухудшая ее другие агрохимические свойства. Бобовые травы в севообороте являются центрами формирования бобово-ризобияльного комплекса, который обеспечивает биологическим азотом практически все микробное население почвы. Коэффициенты минерализации в почве севооборотов, включающих 42.9% бобовых (0.34 и 0.36), имели низкие значения, сопоставимые с коэффициентом минерализации залежной почвы (0.37), а в почве севооборотов с меньшим насыщением (28.6%) бобовыми травами увеличивались до 0.46 (при внесении навоза) и до 0.60 (при внесении навоза + НРК). Ведение традиционного севооборота с двумя полями клевера, применением органической и органо-минеральной систем удобрения привело к улучшению комплекса агрохимических параметров дерново-подзолистой почвы. Кислотность почвы изменилась от кислой (pH_{KCl} 4.8) до слабокислой (pH_{KCl} 5.3–5.4), содержание $\text{C}_{\text{орг}}$ увеличилось от 1.10 до 1.47–1.56%, фосфора – до 537.5–732.5 мг/кг.

Приведенные результаты показывают, что стабилизация ОВ дерново-подзолистой почвы зависит от типа использования и снижается в ряду: залежь >

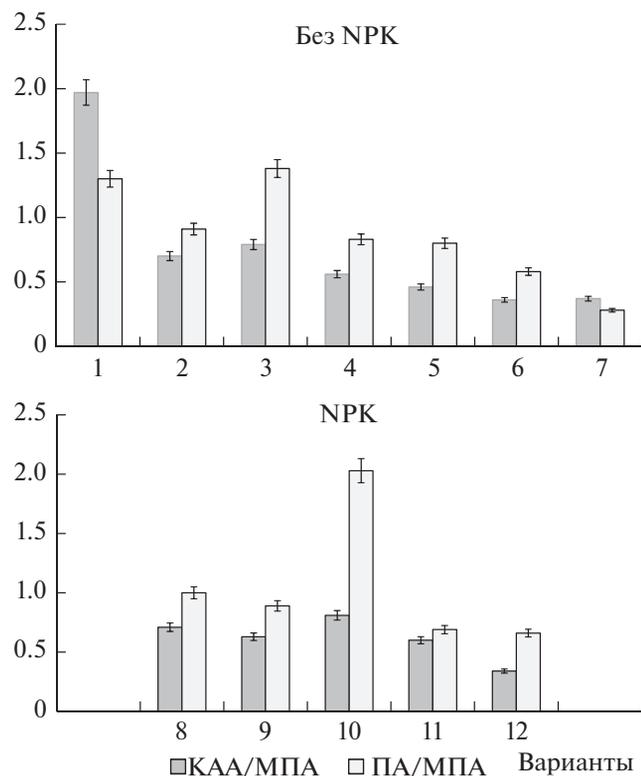


Рис. 1. Коэффициенты минерализации (КАА/МПА) и педотрофности (ПА/МПА) по вариантам: 1 – чистый пар бессменно; 2, 8 – ячмень бессменно; 3, 9 – озимая рожь бессменно; 4, 10 – зерновой пятипольный севооборот (0% бобовых культур) (ячмень, рожь озимая, пшеница яровая, ячмень, овес); 5, 11 – полевой севооборот (типичный, 28.6% бобовых культур) (унавоженный чистый пар, рожь озимая, пшеница яровая с подсевом клевера, клевер 1 г. п., клевер 2 г. п., ячмень, овес); 6, 12 – полевой севооборот (42.9% бобовых культур) (сидеральный пар (клевер 1 г. п.), рожь озимая, пшеница яровая с подсевом клевера, клевер 1 г. п., клевер 2 г. п., ячмень, овес с подсевом клевера); 7 – залежь.

> севообороты (0–28.6–42.9% бобовых) > бессменный посев зерновых > бессменный чистый пар. При сопоставлении полученных в опыте агрохимических данных с результатами микробиологических исследований обнаружена обратная зависимость между содержанием в почве $C_{орг}$ и коэффициентами минерализации ($r = -0.67$; $p < 0.01$). Отрицательная корреляция выявлена также между соотношением гуминовых и фульвокислот ($C_{ГК}/C_{ФК}$) в составе ОВ почвы и коэффициентами ее педотрофности ($r = -0.64$; $p < 0.02$). Помимо количественных различий в бессменно парующей и возделываемых почвах произошли качественные изменения в составе ОВ: увеличилась его лабильность, о чем свидетельствуют меньшие (0.55–0.79), чем в залежной почве (0.96), соотношения $C_{ГК}/C_{ФК}$. Между показателями $C_{ГК}/C_{ФК}$ и коэффициентами минерализации в почве длительного стационара установ-

лена наиболее тесная отрицательная корреляция ($r = -0.81$; $p < 0.001$). Таким образом, по соотношению в почве микроорганизмов, вырастающих при посеве на средах с различными источниками азота – минеральными (КАА), органическими (МПА) и теми и другими одновременно, взятыми в минимальных концентрациях (ПА). Были рассчитаны экологические коэффициенты минерализации и педотрофности, величины которых тесно коррелируют с показателями гумусности почвы. Это не только позволяет судить о направленности микробных процессов трансформации ОВ дерново-подзолистой почвы за сорокалетний период ее различного использования, но и прогнозировать дальнейшую динамику содержания ОВ при различных типах землепользования.

Для выявления структурных перестроек микробного сообщества в результате различного использования дерново-подзолистой тяжелосуглинистой почвы в качестве модельной группы использовали актиномицеты – мицелиальные бактерии, которые играют ключевую роль в поддержании почвенного гомеостаза [15].

Дифференцированный учет в посевах на КГА колоний по морфотипам позволил установить, что во всех вариантах опыта на дерново-подзолистой почве преобладали колонии, микроскопия которых выявила типичные для рода *Streptomyces* морфологические признаки.

Выборочная идентификация выделенных штаммов, основанная на анализе фрагментов гена 16S рРНК, подтвердила, что изоляты с данным морфотипом являются представителями рода *Streptomyces*, семейства Streptomycetaceae, порядка Streptomycetales, класса Actinobacteria. В то же время видовая идентификация стрептомицетов, основанная на анализе гена 16s рРНК, была затруднена из-за высокого сходства нуклеотидных последовательностей данного гена для представителей всех таксонов внутри семейства Streptomycetaceae [8]. Действительно, все нуклеотидные фрагменты, выданные BLAST, для исследуемых штаммов более, чем на 98% соответствовали введенным последовательностям. В связи с этим помимо генетических данных в работе были изучены такие фенотипические признаки изолятов, как цвет воздушного и субстратного мицелия на диагностических средах. Это позволило в образцах почвы из различных вариантов опыта определить частоту встречаемости и долевое участие представителей отдельных цветковых секций и серий.

Анализ структуры комплексов актиномицетов в почвах сравниваемых вариантов показал, что залежную и бессменно парующую почву от других отличает узкий спектр выделяемых таксонов. С высокой частотой встречались виды серии Clnereus Achromogenes и секции Imperfectus, доминирующие в большинстве и других вариантов

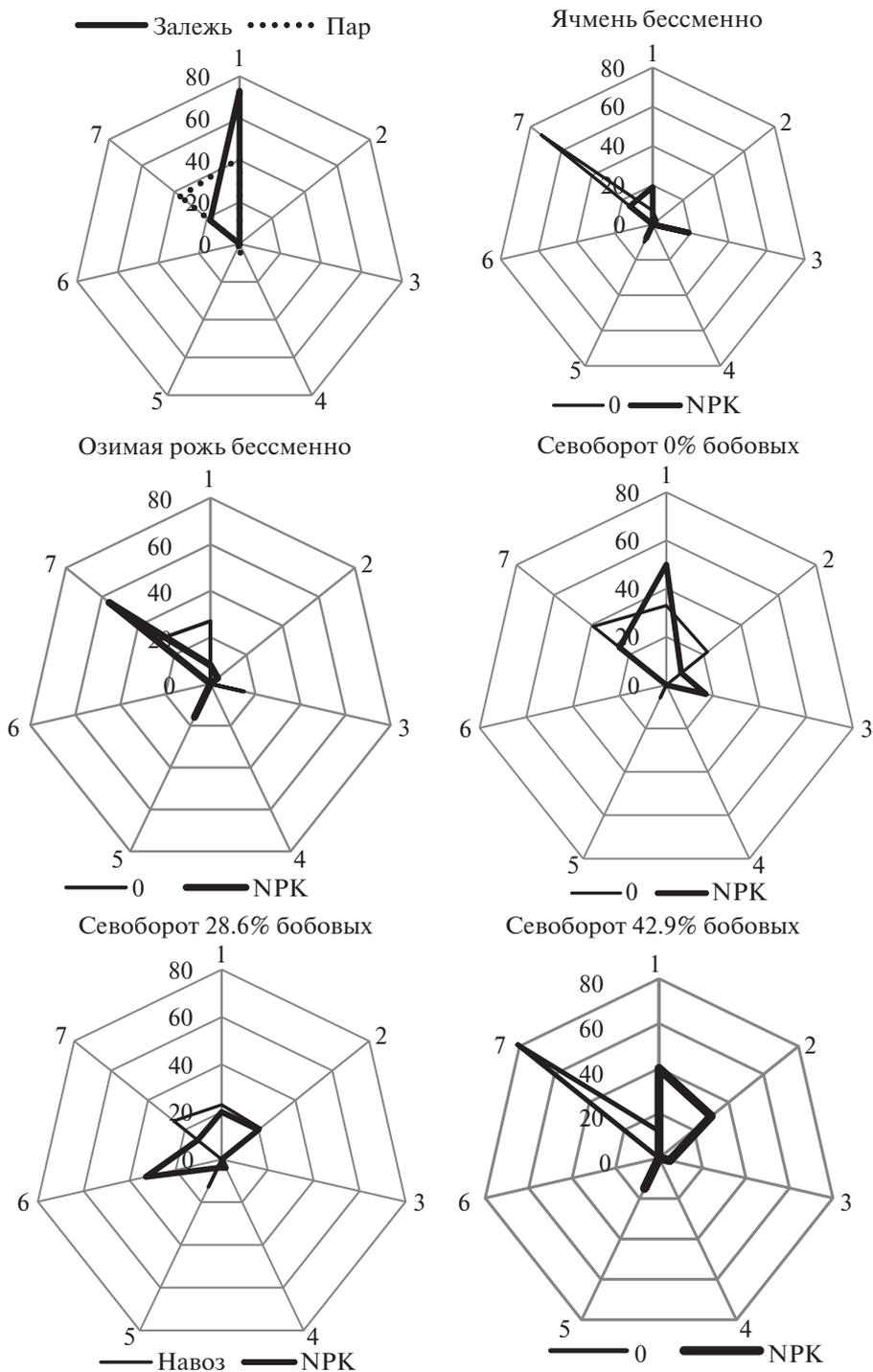


Рис. 2. Долевое участие (%) в комплексах актиномицетов дерново-подзолистой почвы при разных способах ее использования видов: 1 – *Clnereus Achromogenes*, 2 – *Clnereus Chromogenes*, 3 – *Clnereus Aureus*, 4 – *Clnereus Violaceus*, 5 – *Albus*, 6 – *Helvolus*, 7 – *Imperfectus*.

опыта. В парующей почве отмечены случайные представители *Clnereus Violaceus* и секции *Albus* (рис. 2). В бесценных посевах ячменя и озимой ржи видовой спектр актиномицетов расширился за счет видов из секций и серий *Clnereus Chromo-*

genes, *Clnereus Aureus*, *Albus*, выявляемых в различных соотношениях в зависимости от вида культуры (яровая или озимая) и внесения NPK. Сходный видовой состав имели комплексы актиномицетов в вариантах с севооборотами без включения бобовых

трав, отличаясь лишь более значительной долей участия пигментированных видов серии *Clnereus Chromogenes*.

Насыщение севооборота на 28.6% бобовыми травами, при одновременном внесении в почву навоза отдельно и в сочетании с NPK, привело к формированию актиномицетных комплексов, в структуре которых все выявляемые секции и серии были представлены относительно равномерно, без выделения явных доминантов. Актиномицетный комплекс в почве севооборота с увеличенной до 42.9% долей бобовых трав, напротив, характеризовался сильной концентрацией доминирования. В его структуре на долю видов секции *Imperfectus* приходилось более 80% всего актиномицетного разнообразия. Внесение NPK в этом же варианте расширило видовой состав от двух до четырех различных секций и серий, при этом в комплексе произошла элиминация представителей секции *Imperfectus*. Таким образом, различный характер использования дерново-подзолистой почвы нашел отражение в специфической структуре комплекса почвенных актиномицетов по вариантам длительного полевого стационара.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Различным типам землепользования соответствуют различные структуры сообществ почвенных микроорганизмов. Бессменные посевы зерновых культур, севообороты с различным насыщением бобовыми травами, бессменные чистый пар и залежь, внесение минеральных удобрений и навоза сопровождались структурными перестройками в комплексе мицелиальных прокариот, заключавшимися в изменении количества выявляемых секций и серий рода *Streptomyces*, частоте встречаемости отдельных представителей, их долевого участия в комплексе, состава доминантов. Главным фактором, ответственным за выявленные различия в структуре микробных комплексов, является, по-видимому, содержание органического углерода в почве и его качество. Механическая обработка почвы сама по себе и возделывание на ней сельскохозяйственных культур ведут к повышению интенсивности микробных процессов трансформации ОВ, что выразилось в увеличении коэффициентов минерализации и педотрофности почвы. Отказ от земледелия (залежь) привел к сдвигу в структуре микробного сообщества, первичным эффектом которого явилось снижение коэффициентов минерализации и педотрофности. Изменения структуры комплексов актиномицетов, взятых в качестве модельной группы почвенных микроорганизмов, согласуются с показателями численности других почвенных микроорганизмов, учитываемых на традиционных средах, и величинами коэффициентов минерализации и педотрофности по вариантам опыта.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гаузе Г.Ф., Преображенская Т.П., Свешникова М.А., Терехова Л.П., Максимова Т.С. Определитель актиномицетов. Роды *Streptomyces*, *Streptovorticillium*, *Chainia*. М.: Наука, 1983. 248 с.
2. Добровольский Г.В., Куст Г.С., Чернов И.Ю., Добровольская Т.Г., Лысак Л.В. и др. Почвы в биосфере и жизни человека. М., 2012. 584 с.
3. Завьялова Н.Е. Органическое вещество дерново-подзолистых почв Предуралья. Пермь, 2014. 328 с.
4. Наумкин В.Н. Биологизация и экологизация земледелия Юго-Запада России // Агро XXI. 2001. № 3. С. 20–21.
5. Семенов В.М., Когут Б.М. Почвенное органическое вещество. М.: ГЕОС, 2015. 233 с.
6. Титова В.И., Козлов А.В. Методы оценки функционирования микробоценоза почвы, участвующего в трансформации органического вещества. Нижний Новгород: Нижегородская с.-х. акад., 2012. 64 с.
7. Ковалевская Н.П., Завьялова Н.Е., Шаравин Д.Ю., Фомин Д.С. Биологическая активность дерново-подзолистой почвы в длительном опыте с различными агротехническими приемами // Российская сельскохозяйственная наука. 2019. № 3. С. 38–41. <https://doi.org/10.31857/S2500-26272019338-41>
8. Labeda D.P., Goodfellow M., Brown R., Ward A.C., Lanoot B., Vannanneyt M., Tamura T. Phylogenetic study of the speCles within the family Streptomycetaceae // Anton. Leeuw. Int. J. G. 2012. V. 1. 101. P. 73–104. <https://doi.org/10.1007/s10482-011-9656-0>
9. Lehmann J., Kleber M. The contentious nature of soil organic matter // Nature. 2015. V. 528. P. 60–68. <https://doi.org/10.1038/nature16069>
10. Manzoni S., Taylor P., Richter A., Porporato A., Ågren G.I. Environmental and stoichiometric controls on microbial carbon-use efficiency in soils // New Phytol. 2012. V. 196. P. 79–91. <https://doi.org/10.1111/j.1469-8137.2012.04225.x>
11. Martí-Roura M., Hagedorn F., Rovira P., Romanyà J. Effect of land use and carbonates on organic matter stabilization and microbial communities in Mediterranean soils // Geoderma. 2019. V. 351. P. 103–115. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2019.05.021>
12. Miltner A., Bombach P., Schmidt-Brücken B., Kästner M. SOM genesis: microbial biomass as a significant source // Biogeochemistry. 2012. V. 111. P. 41–55. <https://doi.org/10.1007/s10533-011-9658-z>
13. Schmidt M.W.I., Torn M.S., Abiven S., Dittmar T., Gugenberger G., Janssens I.A., Kleber M., Kögel-Knabner I. et al. Persistence of soil organic matter as an ecosystem property // Nature. 2011. V. 478. № 7367. P. 49–56. <https://doi.org/10.1038/nature10386>
14. Soares M., Rousk J. Microbial growth and carbon use efficiency in soil: Links to fungal-bacteria dominance, SOC-quality and stoichiometry // Soil Biol. Biochem.

2019. V. 131. P. 195–205.
<https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2019.01.010>
15. *Strohl W.R.* Antimicrobials // Microbial Diversity and Bioprocessing / Ed. A.T. Bull. Washington DC: American Society for Microbiology, 2004. P. 336–355.
16. *Zornoza C.G., Mataix-Solera J., Scow K.M., Arcenegui V.V., Mataix-Beneyto J.* Changes in soil microbial community structure following the abandonment of agricultural terraces in mountainous areas of Eastern Spain // Appl. Soil Ecol. 2009. V. 42 P. 315–323.
<https://doi.org/10.1016/j.apsoil.2009.05.011>

Influence of Different Types of Land Use on the Microbial Communities and Organic Matter Stabilization in Soddy-Podzolic Soil

N. E. Zavyalova^{1,*}, I. G. Shirokikh², M. T. Vasbieva¹, and D. S. Fomin¹

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

²Rudnitsky Northeast Federal Research Center, Kirov, 610007 Russia

*e-mail: nezavyalova@gmail.com

In a long-term stationary experiment (1977–2018) on a soddy-podzolic soil (Eutric Albic Retisol (Abruptic, Loamic, Cutanic)) of Perm oblast, the influence of crop rotation with different saturation with legumes and continuous grain crops (winter rye and spring barley) on the structure of microbial communities and preservation of soil organic matter were studied. Permanent black fallow and unmanaged fallow were used as reference standards. Minimum values of the coefficients of mineralization (0.37) and pedotrophicity (0.28) calculated on the basis of direct counting of abundances of microbial colonies cultivated on standard nutrient media (MPA, SAA, and SA) were found in the unmanaged fallow soil, and maximum values of these coefficients (1.97 and 1.30, respectively) were found in the black fallow soil. Inverse relationships were found between the C_{org} content in the soil and the mineralization coefficient ($r = -0.67$; $p < 0.01$), as well as between the Cha : Cfa ratio and the pedotrophicity coefficient ($r = -0.64$; $p < 0.02$). It was shown that the OM stabilization in soddy-podzolic soil depends on the type of soil use and decreases in the following sequence: unmanaged fallow > crop rotation (0–28.6–42.9% of legumes) > continuous grain crop > permanent black fallow. In the cultivated and black fallow soils, along with a general decrease in the organic matter stock, its lability increased as evidenced by the Cha : Cfa ratios (0.55–0.79), which were lower than in the unmanaged fallow soil (0.96). The closest negative correlation ($r = -0.81$; $p < 0.001$) was observed between the mineralization coefficient and the Cha : Cfa ratio. It was also shown that the different uses of soddy-podzolic soil were accompanied by structural rearrangements of the complex of actinomycetes selected as a model group of soil microorganisms. In particular, regular mechanical tillage and application of mineral fertilizers (N60P30K60) contributed to an increase in the species spectrum of streptomycetes, a change in the frequency of occurrence and relative abundance of individual sections and series, and a change in dominant forms. The results of this study attest to the possibility of using microbiological indicators as biomarkers of the state of soil organic matter.

Keywords: mineralization and pedotrophicity coefficients, organic carbon, actinomycetes, species composition, complex structure

АГРОХИМИЯ
И ПЛОДОРОДИЕ ПОЧВ

УДК 631.4

**ВЛИЯНИЕ ТЕХНОЛОГИИ ПРЯМОГО ПОСЕВА НА РАСПРЕДЕЛЕНИЕ
ОРГАНИЧЕСКОГО УГЛЕРОДА И АЗОТА ВО ФРАКЦИЯХ АГРЕГАТОВ
ЧЕРНОЗЕМОВ ТИПИЧНЫХ, ОБЫКНОВЕННЫХ И ЮЖНЫХ**

© 2021 г. В. А. Холодов^{а, *}, В. П. Белобров^а, Н. В. Ярославцева^а, М. А. Яшин^а,
С. А. Юдин^а, Н. Р. Ермолаев^а, В. К. Дридигер^б, Б. С. Ильин^с, В. И. Лазарев^с

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

^бСеверо-Кавказский федеральный научный центр, ул. Никонова, 49, Михайловск,
Шпаковский район, Ставропольский край, 356241 Россия

^сКурский федеральный научный центр, п. Черемушки, 10, Курский район, Курская область, 305526 Россия

*e-mail: vkholod@mail.ru

Поступила в редакцию 10.03.2020 г.

После доработки 15.04.2020 г.

Принята к публикации 27.05.2020 г.

Проведена оценка особенностей накопления и распределения органического углерода и азота в агрегатах типичных, обыкновенных и южных черноземов при переходе от традиционной обработки почвы к прямому посеву. В структурных отдельностях размерных фракций >10, 10–2, 2–1, 1–0.25 и <0.25 мм определено содержание органического углерода и азота. Все три подтипа черноземов значительно отличались друг от друга по содержанию органического углерода. Во всех вариантах с прямым посевом оно было значительно больше по сравнению с контролем (пахотным черноземом). Содержание азота значительно не отличалось в прямом посеве и контроле к нему. При этом во всех вариантах с прямым посевом в отличие от пахотных содержание азота значительно зависело от размеров агрегатов. В типичных черноземах при прямом посеве наблюдалось большее содержание азота во всех агрономически ценных агрегатах (0.25–10 мм), в обыкновенных черноземах во фракциях 2–0.25 мм, а в южных во фракциях <0.25 и 2–1 мм. Кроме того, для обыкновенного чернозема варианта прямого посева обнаружена зависимость содержания углерода от размеров агрегатов. Введение прямого посева существенно изменяет особенности трансформации органического вещества и биологическую активность в черноземах.

Ключевые слова: структура почв, органическое вещество почв, нулевая обработка, no-till, восстановление почв, восстановление запасов углерода, Chernozems

DOI: 10.31857/S0032180X21020076

ВВЕДЕНИЕ

Тренды развития сельского хозяйства и требования охраны окружающей среды в настоящее время способствуют широкому внедрению почвосберегающих технологий. Развиваются и совершенствуются способы возделывания культур при минимальной обработке почвы. Одним из наиболее перспективных и распространенных в мировой практике подходов является полный отказ от обработки почвы, когда производится только посев специальной сеялкой с внесением необходимых питательных веществ и средств защиты растений. При этом сев проводится по стерне и мульчирующему слою предшествующей культуры в борозды или ленты [5, 6, 8, 26]. Метод известен под терминами: нулевая обработка почвы, система no-till, прямой посев (ПП) — и позволяет не только получать адекватную продуктивность почвы, но и со-

хранять, а в некоторых случаях и повышать показатели почвенного плодородия [10, 24].

Если следствием традиционной обработки почвы в интенсивном земледелии из-за ухудшения структурного состояния (в первую очередь разрушения агрономически ценных агрегатов) является потеря органического вещества (ОВ) [9, 14], то при использовании системы ПП, когда почва не подвергается механической обработке, вышеописанные негативные явления маловероятны. Кроме того, стерня и отсутствие разрушения почвы способствуют накоплению влаги в поверхностном слое, что уменьшает зависимость урожайности культур от погодных условий, препятствует процессам эрозии [3, 5].

Таким образом, в настоящее время технология ПП является перспективной заменой традиционным системам обработки почвы. При внедрении

технологии ПП возникает ряд нерешенных вопросов. В отличие от традиционных систем система ПП изучена слабо. В научной литературе мало данных о процессах структурообразования, динамике ОВ и его качественных характеристиках, о местах локализации ОВ в почвах обрабатываемых по этой системе [1, 3].

Например, растительные остатки обладают полифункциональными свойствами, оказывая действие на биологические, химические и физические свойства почвы, а также являясь источником элементов питания, служат энергетической основой функционирования микробиоценозов, осуществляющих минерализацию и иммобилизацию соединений азота [8]. Постоянное наличие на поверхности почвы слоя мульчи неизбежно будет влиять на трансформацию отмершего растительного вещества. Например, мульчирующий слой уменьшает потери влаги из почвы и понижает температуру поверхностного слоя. Кроме того, отсутствие стимуляции активности почвенных аэробов за счет обработки почвы приводит к меньшей минерализации соединений углерода и азота. С другой стороны, большое количество свежего опада, наоборот может увеличить биологическую активность других групп организмов и способствовать разложению устойчивых органических веществ – “эффект заправки” [8]. Поэтому экспериментальные данные о влиянии технологии ПП на содержание углерода и азота актуальны в настоящее время.

Содержание ОВ в гумусовых горизонтах тесно взаимосвязано со структурным состоянием почвы. ОВ формирует устойчивые агрегаты – основные иерархические единицы структуры на уровне горизонта. Почвенные агрегаты защищают ОВ от разложения и способствуют его сохранению [7, 12, 16, 19, 20, 25–27].

Если в мировой научной литературе содержатся указания, что введение ПП способствует накоплению ОВ и улучшает структурные характеристики [26], то для почв России таких работ очень мало. Вероятно, это связано с недавним внедрением технологии в практику [3]. Особенно остро недостаток данных ощущается для старопашотных черноземов России, на которых в последнее десятилетие активно внедряется ПП [8].

При переходе на ПП в агроценозе убирают обработки, соответственно перестают регулярно разрушаться агрегаты, при этом должны активно реализовываться восстановительные процессы. Для подтверждения этого предположения и понимания механизмов преобразования (восстановления) ОВ на уровне структурных отдельностей перспективно проводить сравнительную оценку содержания ОВ для фракций разного размера. Ранее показано, что распределение агрегатов по размерам зависит от вида землепользования [19]. Резонно предположить, что при смене технологий изменится и рас-

пределение агрегатов и, совместно с ним не может не измениться и ОВ в структурных отдельностях. Возможно, что скорость изменения распределения агрегатов и ОВ будет разной.

Известно, что содержание углерода в воздушно-сухих агрегатах (естественного сложения) не зависит от их размера. [17]. Однако, учитывая, что распределение агрегатов по размерам зависит от вида использования почвы [19], а содержание углерода в них – от землепользования [25], следовательно, можно обнаружить связь между размерами агрегатов естественного сложения и содержанием в них углерода.

В связи с этим для понимания процессов структурообразования в агрегатах при переходе на ПП перспективно изучить распределение ОВ по структурным отдельностям. Для изучения распределения ОВ наиболее простой и информативный способ – оценка распределений органического углерода и азота.

Цель работы – оценка особенностей накопления и распределения органического углерода и азота в структурных отдельностях типичных, обыкновенных и южных черноземов при переходе их от традиционной обработки к прямому посеву.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

В работе использовали полевые опыты с ПП длительностью 4, 5 и 12 лет. Отбор образцов проводили в 2017 г.

Образцы типичных черноземов, *Na_{np}lic Chernozems (Loamic, Aric, Pachic)* [11, 23] отобрали на полевом стационаре ФГБНУ “Курский ФАНЦ” (п. Черемушки, Курского района, 51°37'46" N; 36°15'40" E). В 2013 г. здесь заложен научно-полевой опыт [21] в четырехпольном зерновом севообороте (озимая пшеница, кукуруза, ячмень и горох). На поле площадью 2.4 га изучали влияние четырех систем обработки (вспашки, комбинированной обработки, минимальной – поверхностной обработки, без обработки – ПП) на делянках размером 60 × 100 м. Отбирали образцы варианта ПП, в качестве контроля к нему использовали вариант со вспашкой.

Образцы чернозема обыкновенного *Endocalcic Chernozem (Loamic, Aric, Pachic)* [11, 23] отобрали на опытном поле стационара ФГБНУ “Северо-Кавказского ФНАЦ”, расположенного в Шпаковском районе Ставропольского края (45°07'34.9" N; 42°03'24.0" E). Полевой опыт площадью 2 га и размером делянок 50 × 18 м направлен на оценку влияния технологии ПП в зоне неустойчивого увлажнения Ставропольского края на агрофизические свойства черноземов обыкновенных и продуктивность полевых культур в севообороте: соя, озимая пшеница, подсолнечник и кукуруза

[6]. Опыт заложен в 2012 г. В работе использовали вариант с ПП и контроль к нему (вспашку).

Образцы чернозема южного Calcic Chernozem (Loamic, Aric) [11, 23] были получены на производственных полях территории ООО “Урожайное” (45°09′04.8″ N; 42°03′25.2″ E) Ипатовского района Ставропольского края, где в течение 12 лет успешно используется система ПП [5]. В качестве контроля служили образцы почв рядом расположенного поля, где используют традиционную интенсивную систему обработки. На основе анализа рельефа можно сделать заключение о близости гидрологических, тепловых режимов и общности подстилающей породы.

Отбор образцов осуществляли как описано в [18]. Образцы брали в пяти точках: в центре (где с помощью GPS определяли координаты), и в четырех точках в радиусе 5 м от центра со сдвигом на 90° для каждой точки относительно предыдущей (метод конверта). В качестве образца использовали полный объем, занимаемый почвой примерно 15 × 15 × 25 см, массой около 5 кг, глубина отбора 0–15 см. Такой подход позволяет избежать потерь и искусственного перераспределения размерных фракций агрегатов. Далее образцы высушивали до воздушно-сухого состояния.

Ранее на основе анализа структуры типичных черноземов многолетних опытов показано [19], что достаточно использовать пять размерных классов структурных отдельностей, которые поразному отзываются на вид использования почв: >10, 10–2, 2–1, 1–0.25 и <0.25 мм. Внутри названных размерных фракций структурные отдельности практически не отличаются друг от друга. Эти классы были выделены сухим просеиванием по методу Саввинова [4] и использованы для определения в них углерода и азота. Все работы выполняли в трех повторностях.

Анализ на содержание общего углерода и азота в структурных отдельностях черноземов проводили методом сухого сжигания в токе кислорода на автоматическом анализаторе Vario Macro CN [22]. Количество органического углерода рассчитывали по разнице между общим углеродом и карбонатным.

Количественное определение карбонатов в образцах почвы проводили по методу Козловского, при положительной реакции на карбонаты: проба с HCl или рН водной вытяжки >7 [13, 15]. В пахотных горизонтах эти соединения были обнаружены только в образцах южных черноземов.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Распределение органического углерода в черноземах с применением ПП и контролю к ним показано на рис. 1. В целом в типичных черноземах содержание органического углерода было за-

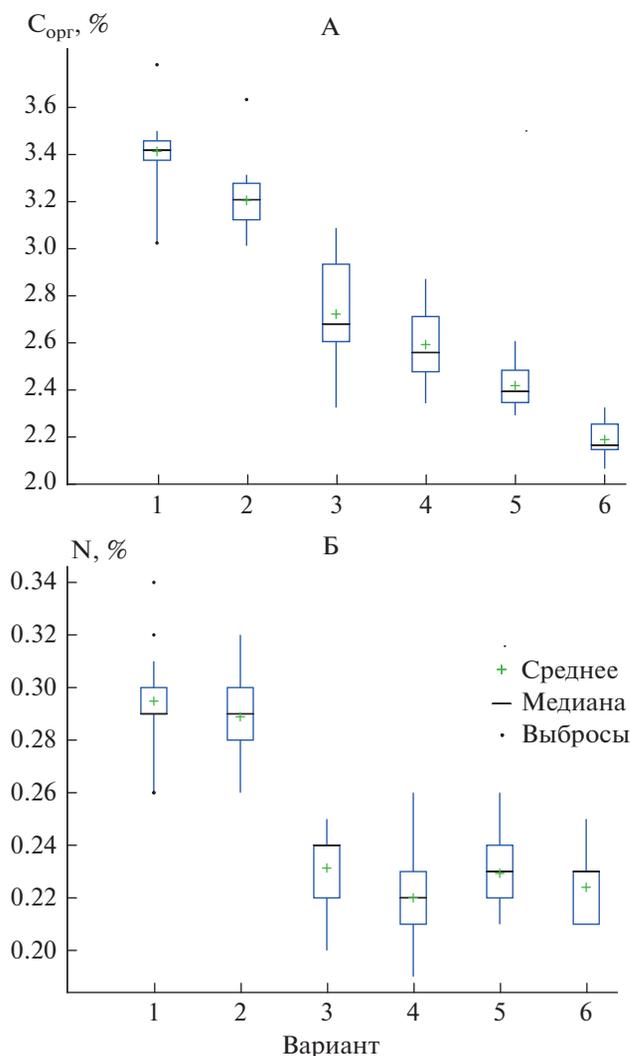


Рис. 1. Распределение (максимум, минимум, квартили, среднее и медиана) $C_{орг}$ (А) и N (Б) в черноземах под ПП и вспашкой; варианты: 1 – типичный чернозем, ПП, 2 – типичный чернозем, вспашка, 3 – обыкновенный чернозем, ПП, 4 – обыкновенный чернозем, вспашка, 5 – южный чернозем, ПП, 6 – южный чернозем, вспашка.

кономерно больше по сравнению с обыкновенными черноземами, наименьшее отмечено в южных черноземах. Среднее по выборке содержание углерода в типичных черноземах составило 3.8%, обыкновенных – 2.7%, южных – 2.6%.

Содержание органического углерода значительно зависело от вида использования черноземов (однофакторный дисперсионный анализ при $\alpha = 0.05$). В вариантах ПП оно было значительно больше контроля для всех рассматриваемых почв. Так, для типичного чернозема содержание углерода для варианта ПП составило 3.4%, а для контрольного варианта 3.2%, в черноземах типичных 2.72 и 2.59%, а в черноземах южных 2.66 и 2.65% соответственно.

Распределение азота в черноземах с применением ПП и контролю к ним на показано на рис. 1, Б. В целом содержание азота было значимо больше в типичных черноземах (0.26–0.34%), чем в обыкновенных и южных (0.21–0.26%). Между собой два последних подтипа по уровню азота значимо не отличались. Кроме того, однофакторный дисперсионный анализ, проведенный отдельно для каждого подтипа чернозема, в котором фактором была агротехнология (ПП или контроль), не выявил значимых различий в рассматриваемом показателе. Таким образом, в отличие от органического углерода количество азота в агроценозе при введении ПП не изменилось.

Для выяснения особенностей распределения органического углерода и азота между структурными отдельностями в зависимости от размера последних значимость этой взаимосвязи оценивали дисперсионным анализом, если она обнаруживалась, то полученные данные анализировали более подробно.

Содержание углерода или азота в группах рассматривали как зависимую переменную, принадлежность к размерной группе – как фактор для дисперсионного анализа. Показано, что только в одном варианте ПП на обыкновенных черноземах наблюдается значимая (при $\alpha = 0.05$) зависимость содержания углерода от размера агрегатов. При этом содержание азота значимо (при $\alpha = 0.05$) зависит от размера структурных отдельностей во всех черноземах, где применяли ПП.

Распределения углерода и азота, которые зависят от размеров структурных отдельностей, приводятся на рис. 2. В обыкновенном черноземе под ПП максимальное содержание углерода было в агрегатах 2–1 и 1–0.25 мм (2.9%), что существенно превышало показатели для других структурных отдельностей этого варианта (2.5–2.6%). В то же время контрольный вариант к этому опыту – аналогичный севооборот с традиционной интенсивной технологией возделывания – не только не демонстрировал отличия в концентрации углерода в структурных отдельностях, но и в целом в его содержание было значимо меньшим. Отсюда следует важный вывод, что технология ПП способствует накоплению углерода в черноземах. Этот процесс идет более интенсивно во фракциях мелких агрегатах 1–0.25 и 2–1 мм. Следует отметить, что подобного не отмечено в опытном варианте ПП на типичных и южных черноземах. В этих вариантах не выявлено зависимости содержания углерода от его принадлежности к размерной фракции структурных отдельностей. Но при этом содержание углерода в этих вариантах было значимо больше, чем в контрольных пахотных образцах. Невыраженность различий в содержании углерода ПП на типичных черноземах, возможно, следует объяснить меньшим временем

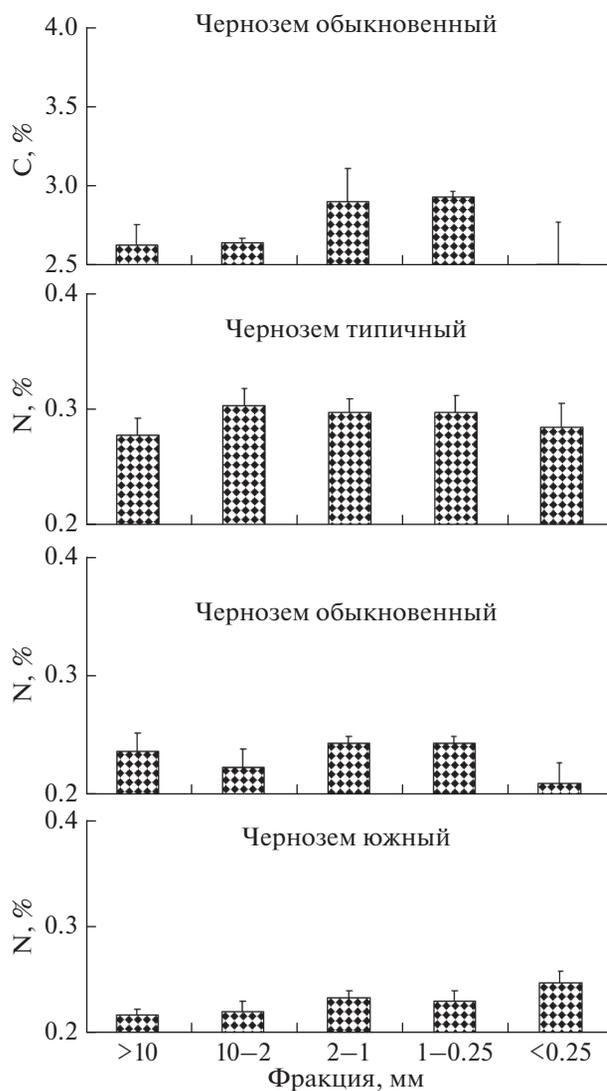


Рис. 2. Распределение органического углерода и азота в структурных отдельностях разных размеров в черноземах под ПП.

опыта. в Курской области опыт на момент отбора образцов велся 4 года, а в Ставрополе – 5 лет. Видимо, за это время ПП способствовал дивергенции свойств почвенных агрегатов. Другое возможное объяснение: типичным черноземам, как подтипу, характерно большее содержание углерода, чем в обыкновенных, возможно, ему требуется больше времени накопления, чтобы различия в агрегатах стали заметны.

В южном черноземе много карбонатов, связанных с кальцием. Вероятно, в этом подтипе почв зависимость трансформации ОВ больше определяется этим элементом, чем размером структурных отдельностей. Это предположение хорошо согласуется с ранее полученными данными [2].

Как уже указывалось, все варианты с ПП демонстрировали статистически значимые разли-

чия в содержании азота в структурных отдельностях разных размеров. При этом в контрольных вариантах подобной зависимости не наблюдали. Вероятно, при переходе на ПП, агрегаты перестают разрушаться из-за обработки, их размеры сохраняются. В связи с этим внутри агрегатов возникают градиенты биогенных факторов, например, анаэробные микрзоны. Различие условий должно способствовать увеличению разнообразия микробного сообщества в отдельно взятом агрегате, и, как следствие этого, увеличение путей трансформации ОВ. В первую очередь это будет отражаться на различиях в содержании азота в зависимости от размеров фракций.

Вариант ПП в типичном черноземе не демонстрировал зависимости содержания углерода от размера агрегатов. Более того, по содержанию азота он не отличался от контрольного варианта. При этом на фоне низкого варьирования во всех агрегатах содержание азота было значимо больше, чем в глыбах >10 мм и частицах <0.25 мм. Следует отметить тенденцию увеличения содержания азота с ростом размера агрегата. Ничего подобного в контрольном варианте не выявлено. За четыре года внедрение ПП инициировало перераспределение на уровне структуры микробной активности, что выражается в неоднородности педов по содержанию азота и способствует накоплению ОВ (увеличению содержания углерода по сравнению с контролем).

Эти предположения подтверждаются опытом с обыкновенным черноземом, где пики максимумов содержания азота наблюдаются в тех же фракциях, что для углерода (2–1 и 1–0.25 мм). Следовательно, места накопления углерода совпадают с местами локализации азота и, вероятно, биологической активности, направленной на трансформацию ОВ и благоприятствующей его накоплению. Так как содержание азота можно связать с микробной деятельностью, то и расхождения в количестве углерода в агрегатах следует связать с ней.

В южном черноземе наблюдается иная картина: максимум азота отмечен в частицах <0.25 мм, кроме того, есть локальный максимум в агрегатах 2–1 мм. Минимум содержания азота отмечен в глыбистых частицах >10 мм. В противоположность южным черноземам в других рассматриваемых опытах с ПП в частицах <0.25 мм наблюдалось минимальное количество азота. Возможно, это связано с большим сроком применения ПП в южных черноземах. При введении ПП растительные остатки не заделываются в почву, а оставляются в стерне. В связи с этим в первые годы в агроценозах наблюдается дефицит азота, однако со временем система приходит в равновесие, наблюдается накопление азота [8]. Возможно, накопление азота связано с медленным микробным разложением стерни, она переходит в детрит и попа-

дает во фракцию <0.25 мм, что и наблюдается в ПП южного чернозема.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Введение на черноземах в сельскохозяйственную практику ПП способствует значимому увеличению содержания углерода в агроценозе, а также вызывает перераспределение азота в структурных отдельностях в зависимости от их размера.

В типичных черноземах наблюдалось увеличение содержания азота в агрономически ценных агрегатах (0.25–10 мм), в обыкновенных черноземах – во фракциях 2–0.25 мм, а в южных – во фракциях <0.25 и 2–1 мм. Общее содержание азота в почвах под ПП не отличалось от контрольных (пахотных) вариантов.

В обыкновенных черноземах после пяти лет ПП отмечено значимое перераспределение содержания углерода в зависимости от размеров структурных отдельностей, максимумы содержания углерода наблюдались в тех же размерных фракциях, что и азота (2–0.25), что, вероятно, указывает на связанность этих процессов.

Во всех рассмотренных черноземах введение ПП способствовало накоплению ОВ. Полученные данные на примере обыкновенного чернозема демонстрируют, что в некоторых ценозах содержание и свойства ОВ в структурных отдельностях разных размеров может отличаться. Так как во всех ценозах наблюдается накопление углерода, можно предположить, что эти различия объясняются разной скоростью этого процесса в размерных фракциях структурных отдельностей.

Следует заметить, что общее содержание азота в черноземах не отличалось в варианте ПП и пахотном контроле к нему. При этом в ПП всех рассмотренных почв содержание азота зависело от размеров агрегатов. Таким образом, при отсутствии механического разрушения агрегатов азот в них накапливается по-разному. Так как накопление этого элемента связано в первую очередь с биологической активностью, очевидно, она зависит от размеров структурных отдельностей, которые формируют среду обитания для ее носителей, в первую очередь окислительно-восстановительные условия. Изменение биологической активности, в свою очередь, не может не сказаться на трансформации ОВ. Различия в трансформации на уровне агрегатов обуславливают зависимость содержания углерода от размера структурных отдельностей, что отмечено в обыкновенном черноземе, и, вероятно, будет наблюдаться через несколько лет в типичном. По-видимому, сходные взаимосвязи будут при любой агротехнике, не разрушающей агрегаты.

Таким образом, внедрение ПП существенно изменяет режимы накопления и разложения ОБ и биологическую активность в черноземах.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена при поддержке Российского научного фонда, проект № 19-16-00053 (анализ образцов), Российского фонда фундаментальных исследований, проект № 19-016-00078 (отбор образцов), а также с использованием оборудования Центра коллективного пользования научным оборудованием “Функции и свойства почв и почвенного покрова” Почвенного института им. В.В. Докучаева.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аллен Х.П. Прямой посев и минимальная обработка почвы. М.: Агропромиздат, 1985. 207 с.
2. Белобров В.П., Юдин С.А., Ярославцева Н.В., Юдина А.В., Дридигер В.К., Стукалов Р.С., Клюев Н.Н., Замотаев И.В., Ермолаев Н.Р., Иванов А.Л., Холодов В.А. Изменение физических свойств черноземов при прямом посеве // Почвоведение. 2020. № 7. С. 880–890. <https://doi.org/10.31857/S0032180X20070023>
3. Беляева О.Н. Система No-till и ее влияние на доступность азота почв и удобрений: обобщение опыта // Земледелие. 2013. № 7. С. 16–18.
4. Вадюнина А.Ф., Корчагина З.А. Методы исследования физических свойств почв. М.: Агропромиздат, 1986. 416 с.
5. Дридигер В.К., Кулинец В.В., Стукалов Р.С., Гаджиумаров Р.Г. Динамика изменения агрофизических свойств почвы при возделывании полевых культур по технологии No-till // Изв. Оренбургского гос. аграрного ун-та. 2018. № 5(73). С. 35–38.
6. Дридигер В.К., Невечеря А.В., Таран Г., Шаповалова Н.В. Ипатовский опыт возделывания полевых культур без обработки почвы (No-till) // АгроСнабФорум. 2017. № 3(151). С. 35–40.
7. Дубовик Е.В., Дубовик Д.В. Взаимосвязь содержания углерода органических соединений и структурного состояния чернозема типичного // Почвоведение. 2019. № 2. С. 171–183.
8. Завалин А.А., Дридигер В.К., Белобров В.П., Юдин С.А. Азот в черноземах при традиционной технологии обработки и прямом посеве (обзор) // Почвоведение. 2018. № 12. С. 1506–1516.
9. Замотаев И.В., Белобров В.П., Курбатова А.Н., Белоброва Д.В. Агрогенная и постагрогенная трансформация почв Львовского района Курской области // Бюл. Почв. ин-та им. Докучаева. 2016. № 85. С. 97–144.
10. Кирюшин В.И., Кирюшин С.В. Агротехнологии. СПб.: Лань, 2015. 464 с.
11. Классификация и диагностика почв СССР. М.: Колос, 1977. 223 с.
12. Козут Б.М., Сысуев С.А., Холодов В.А. Водопрочность и лабильные гумусовые вещества типичного чернозема при разном землепользовании // Почвоведение. 2012. № 5. С. 555–561.
13. Пансю М., Готеру Ж. Анализ почвы. Справочник. Минералогические, органические и неорганические методы анализа: / Пер. под ред. Д.А. Панкратова. СПб.: ЦОП Профессия, 2014. 800 с.
14. Почвоведение. Почвы и почвообразование // Под ред. В.А. Ковды, Б.Г. Розанова. М.: Высшая школа, 1988. Ч. 1. 400 с.
15. Прожорина Т.И., Затулей Е.Д. Лабораторный практикум. Химический анализ почв. Воронеж: Воронежский гос. ун-т, 2008. Ч. 1. 32 с.
16. Хайдапова Д.Д., Честнова В.В., Шейн Е.В., Милановский Е.Ю. Реологические свойства черноземов типичных (Курская область) при различном землепользовании // Почвоведение. 2016. № 8. С. 955–963.
17. Хан Д.В. Органо-минеральные соединения и структура почвы. М.: Наука, 1969. 140 с.
18. Холодов В.А., Ярославцева Н.В., Лазарев В.И., Фрид А.С. Интерпретация данных агрегатного состава типичных черноземов разного вида использования методами кластерного анализа и главных компонент // Почвоведение. 2016. № 9. С. 1093–1100.
19. Холодов В.А., Ярославцева Н.В., Фарходов Ю.Р., Белобров В.П., Юдин С.А., Айдиев А.Я., Лазарев В.И., Фрид А.С. Изменение соотношения фракций агрегатов в гумусовых горизонтах черноземов в различных условиях землепользования // Почвоведение. 2019. № 2. С. 184–193.
20. Шинкарев А.А., Перепелкина Е.Б. Содержание и состав гумусовых веществ в водопрочных агрегатах темно-серой лесной почвы // Почвоведение. 1997. № 2. С. 165–172.
21. Юдин С.А., Белобров В.П., Дридигер В.К., Гребенников А.М., Айдиев А.Я., Ильин Б.С., Ермолаев Н.Р. К вопросу о методике проведения многолетних опытов по изучению влияния технологии прямого посева на свойства почв // Бюл. Почв. ин-та им. В.В. Докучаева. 2019. Вып. 98. С. 132–152.
22. ISO 10694:1995 Soil quality – Determination of organic and total carbon after dry combustion (elementary analysis).
23. IUSS Working Group WRB. World Reference Base for Soil Resources 2014, International soil classification system for naming soils and creating legends for soil maps. FAO. World Soil Resources Reports. 2014. V. 106. 203 p.
24. Montgomery D.R. Soil erosion and agricultural sustainability // Proc Natl. Acad. Sci. USA. 2007. V. 104(33). P. 13268–13272.
25. Six J., Bossuyt H., Degryze S., DeNef K. A history of research on the link between (micro)aggregates, soil biota, and soil organic matter dynamics // Soil and Tillage Research. 2004. V. 79. P. 7–31.
26. Six J., Elliott E., Paustian K. Aggregate and soil organic matter dynamics under conventional and no-tillage systems // Soil Sci. Soc. Am. J. 1999. V. 63. P. 1350–1358.
27. Tisdall J.M., Oades J.M. Organic matter and water-stable aggregates in soils // J. Soil Sci. 1982. V. 62. P. 141–163.

Influence of No-Till System on the Distribution of Organic Carbon and Nitrogen by Aggregate-Size Fractions in Typical, Ordinary, and Southern Chernozems

V. A. Kholodov^{1,*}, V. P. Belobrov¹, N. V. Yaroslavtseva¹, M. A. Yashin¹, S. A. Yudin¹, N. R. Ermolaev¹,
V. K. Dridiger², B. S. Ilyin³, and V. I. Lazarev³

¹*Dokuchaev Soil Science Institute, Moscow, 190171 Russia*

²*North-Caucasus Federal Agrarian Science Center, Mikhailovsk, 356241 Russia*

³*Kursk Federal Agrarian Science Center, Cheremushki, 305526 Russia*

*e-mail: vkholod@mail.ru

The accumulation and distribution of organic carbon and nitrogen in the aggregates of Chernozems (Haplic Chernozems (Loamic, Aric, Pachic), Endocalcic Chernozems (Loamic, Pachic), and Endocalcic Chernozems (Loamic, Aric, Pachic)) during the transition from conventional farming to no-till farming were evaluated. For this purpose, the contents of organic carbon and nitrogen were determined in aggregate-size fractions >10, 10–2, 2–1, 1–0.25, and <0.25 mm. In all no-till Chernozems, the carbon content was higher compared to the Chernozems under conventional system. The dependence of the carbon content on the size of the aggregates was determined for Endocalcic Chernozem (Loamic, Pachic) under no-till system. The total nitrogen content in the soils under no-till system did not differ from the control (conventional system). At the same time, the dependence of the nitrogen content on aggregate size was clearly pronounced in the soils under no-till farming and absent in the soils under conventional farming. In Haplic Chernozems, the higher nitrogen content was found in all agronomically valuable aggregate fractions (10–0.25 mm); in Endocalcic Chernozems (Loamic, Pachic), in fractions 2–0.25 mm; and in Endocalcic Chernozems (Loamic, Aric, Pachic), in fractions <0.25 mm and 2–1 mm. The application of no-till farming system significantly changes transformation patterns of soil organic matter and the biological activity in Chernozems.

Keywords: soil organic matter, soil structure, Chernozems, no-till, dry sieving, carbon recovery, carbon sequestration

УДК 631.459

ЭРОЗИЯ КАК ФАКТОР ТРАНСФОРМАЦИИ РАДИОАКТИВНОГО ЗАГРЯЗНЕНИЯ ПОЧВ НА ВОДОСБОРЕ ЩЕКИНСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА (ТУЛЬСКАЯ ОБЛАСТЬ)¹

© 2021 г. В. Н. Голосов^{a, b}, М. М. Иванов^{a, b}, А. С. Цыпленков^a, М. А. Иванов^c, Ю. Вакияма^d, А. В. Коноплев^d, Е. А. Константинов^b, Н. Н. Иванова^{a, *}

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

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

^cКазанский (Приволжский) федеральный университет, ул. Кремлевская, 18, Казань, 420008 Россия

^dИнститут радиоактивности природной среды, Университет г. Фукусима, Канаягава, Фукусима, 1960–1296 Япония

*e-mail: nadine_iv@mail.ru

Поступила в редакцию 30.04.2020 г.

После доработки 16.06.2020 г.

Принята к публикации 13.07.2020 г.

На основе использования комплекса полевых методов и расчетов по эрозионным моделям выполнена оценка перераспределения наносов и транспортируемого совместно с ними ¹³⁷Cs на водосборе Щекинского водохранилища (Тульская область) и определено изменение содержания ¹³⁷Cs в почвах различных типов, произошедшее за период 1986–2018 гг. Темпы смыва почв на пашне в период снеготаяния снизились примерно в два раза по сравнению с периодом 1960–1985 гг. из-за сокращения глубины промерзания почв в зимнее время. Темпы ливневого смыва выросли примерно на треть в период 1986–2003 гг. в связи с ростом эрозионного индекса осадков, а затем несколько сократились синхронно с его уменьшением. Суммарные среднегодовые потери почв за счет водной эрозии в зависимости от типа почв меняются в интервале 1.3–1.6 т/га. Установлено, что на пашне сокращение суммарных запасов ¹³⁷Cs вследствие смыва в среднем составило 1.5–2% от его фактического запаса, уменьшившегося более чем в два раза по сравнению с запасом в мае 1986 г. за счет естественного распада. На 0.4% площади пашни, где темпы смыва максимальны, сокращение запасов ¹³⁷Cs достигало 12–40%. Более 90% смытого вместе с наносами ¹³⁷Cs переотложилось по пути транспортировки с пашни в постоянные водотоки. В днищах склоновых ложбин на участках от нижнего края пашни и до истоков сухих долин первого порядка суммарные запасы ¹³⁷Cs в почве превышают его запасы на момент выпадения из атмосферы в мае 1986 г. из-за высоких темпов аккумуляции. В днищах сухих долин (балок), у подножий распаханых склонов и на низкой пойме рек суммарные запасы ¹³⁷Cs превышают нижний порог допустимого радиоактивного загрязнения почв (37 кБк/м²) также в связи с накоплением загрязненных наносов.

Ключевые слова: талый и ливневой смыв, запас ¹³⁷Cs, перераспределение наносов, Luvic Chernic Phaeozems, Luvic Greyzemic Chernic Phaeozems, Luvic Retic Greyzemic Phaeozems, Stagnic Phaeozems (Colluvic, Pachic)

DOI: 10.31857/S0032180X21020064

ВВЕДЕНИЕ

Почвы части Европы были загрязнены после аварии на Чернобыльской АЭС в конце апреля 1986 г. преимущественно ¹³⁷Cs [28]. На большей части территорий уровни радиоактивного загрязнения почв не превышали допустимых значений и были сопоставимы по величине с загрязнением ¹³⁷Cs глобального происхождения, которое про-

исходило вследствие проведения ядерных взрывов в открытой атмосфере с начала 1950-х гг. и до 1963 г. Но локально, в том числе на европейской части России, сформировались пятна с начальными уровнями загрязнения, превышающими предельно-допустимые. Одна из таких территорий — южная половина Тульской области, где максимум выпадений ¹³⁷Cs и других радионуклидов наблюдался в полосе, протягивающейся от Чернского к Богородицкому району, получившей название “Плавского цезиевого пятна” (рис. 1). Это аграрная часть области с высокой долей па-

¹ К статье имеются дополнительные материалы, доступные для авторизованных пользователей по doi 10.31857/S0032180X21020064.

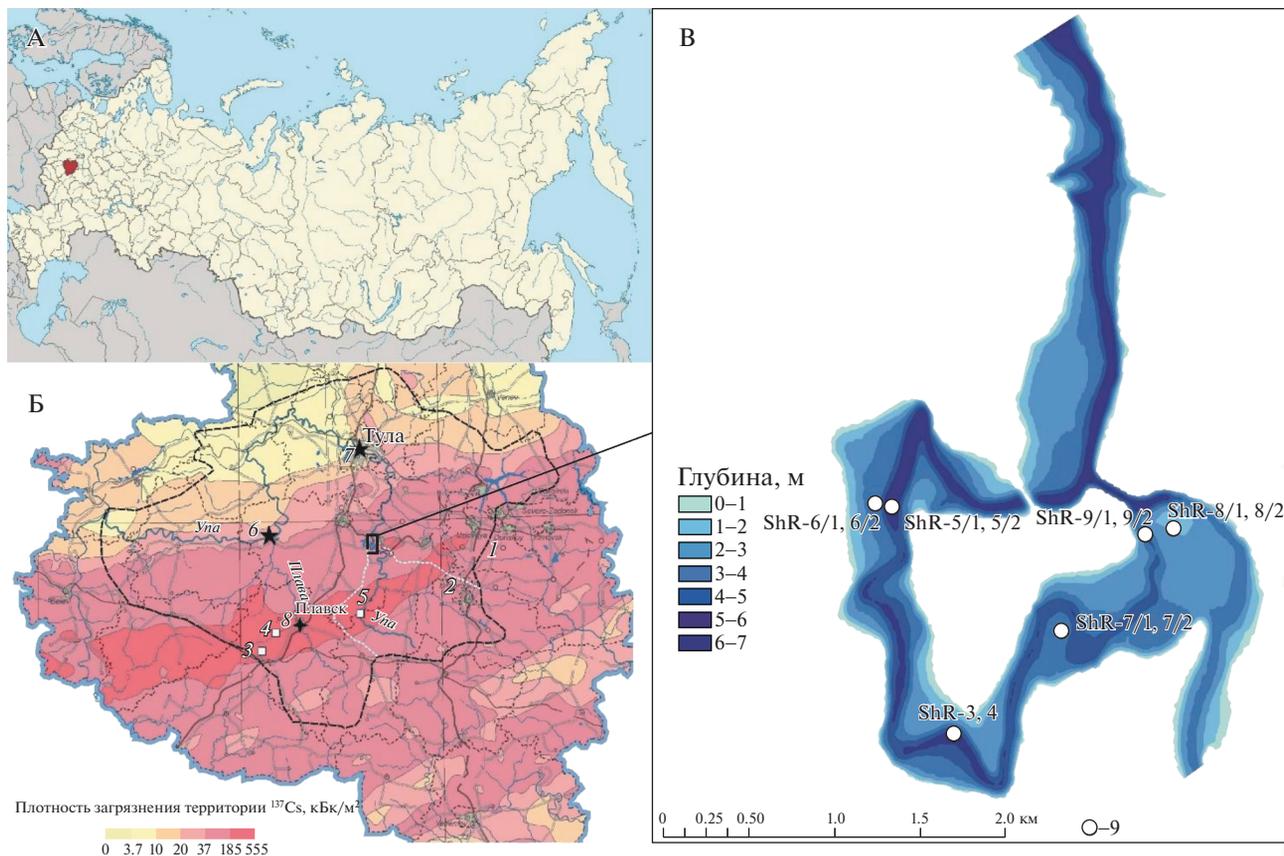


Рис. 1. Район проведения работ, местоположение гидропостов, метеостанции и расположение точек отбора проб почв и донных отложений: А – расположение Тульской области; Б – карта радиоактивного загрязнения Тульской области на 1986 г. [4]: 1 – граница бассейна р. Упы, 2 – водосбор Шекинского водохранилища; точки отбора проб почв: 3 – залуженное днище ложбины и распаханый склон, 4 и 5 – поймы рек Локны и Упы; гидрологические посты на р. Упе: 6 – Орлово, 7 – Тула; 8 – метеостанция в г. Плавск; В – батиметрическая карта Шекинского водохранилища: 9 – точки отбора колонок донных отложений.

хотных земель. При этом именно содержание ^{137}Cs , который быстро и прочно фиксируется на почвенных частицах, определяет уровень радиоактивного загрязнения почв [3, 32]. В регионах с высокой долей пашни эрозионно-аккумулятивные процессы являются основным механизмом последующего перераспределения радионуклидов в пределах речных бассейнов [31]. На севере лесостепной зоны европейской части России ветровая эрозия не развита [12], поэтому основную роль в латеральной миграции ^{137}Cs играют процессы водной эрозии, которые наблюдаются здесь в период весеннего снеготаяния и при выпадении стокоформирующих ливней. За более чем 30 лет, прошедших с момента аварии на ЧАЭС, содержание ^{137}Cs в почве уже сократилось вдвое благодаря естественному распаду (период полураспада ^{137}Cs составляет 30.2 года). Процессы водной эрозии способствуют перераспределению смываемых частиц почвы и зафиксированного на них ^{137}Cs по площади речных водосборов. В результате возникают вторичные пятна загрязнения, где суммарные запасы ^{137}Cs превышают уровни его

начального выпадения [22, 45]. К таким участкам относятся нераспаханые нижние части склонов, днища сухих долин, поймы рек и водоемы, где происходит переотложение наносов и транспортируемого совместно с ними ^{137}Cs [36, 37, 39, 41, 47].

Имеющиеся к настоящему времени оценки перераспределения ^{137}Cs в основном базируются либо на использовании расчетных эрозионных моделей, либо на их применении совместно с фактическими измерениями суммарных запасов ^{137}Cs на участках сноса и аккумуляции [31]. В отдельных случаях для водосборов малых прудов выполнены оценки баланса ^{137}Cs с учетом его накопления в донных отложениях [35]. При этом количественных оценок перераспределения ^{137}Cs для водосборов крупных водохранилищ до настоящего времени не проводилось.

Цель исследования – количественная оценка трансформации поля радиоактивного загрязнения почв за 32 года после аварии на Чернобыльской АЭС (ЧАЭС) на водосборе Шекинского во-

дохранилища вследствие деятельности эрозионно-аккумулятивных процессов.

ОБЪЕКТ ИССЛЕДОВАНИЯ

Водосбор Щекинского водохранилища, созданного в 1950 г. в верхнем течении р. Упы как прудоохладитель Щекинской ГРЭС, общей площадью 1350 км², располагается к юго-востоку от центра Тульской области (рис. 1). Это сельскохозяйственный регион с преобладанием пахотных земель и отсутствием крупных населенных пунктов.

Исследуемая часть бассейна р. Упы, согласно классификации климата Кеппен-Гейгера, располагается в зоне Dfb и характеризуется холодным климатом без сухого сезона и с теплым летом. Годовой слой осадков несколько уменьшается с северо-запада на юго-восток с 630 до 592 мм, при этом в теплое время года выпадает порядка 460 мм. Верховья р. Упы расположены у главного водораздела бассейнов рек Волги и Дона. Эта территория является частью восточного склона Среднерусской возвышенности и характеризуется сравнительно слабым расчленением с обширными выложенными приводораздельными пространствами. Максимальных значений относительные высоты рельефа достигают в западной части бассейна, где долина р. Упы делает резкий поворот на северо-восток по направлению к Щекинскому водохранилищу. Именно эта часть бассейна была наиболее сильно загрязнена после аварии на ЧАЭС (рис. 1, Б). Сеть постоянных водотоков включает саму р. Упу, ее крупный правобережный приток р. Уперту и их притоки. Почвенный покров бассейна представлен в пределах междуречных пространств черноземами выщелоченными (Luvic Chernic Phaeozems) и оподзоленными (Luvic Greyzemic Chernic Phaeozems), а также темно-серыми лесными почвами (Luvic Retic Greyzemic Phaeozems). Почвообразующей породой являются карбонатные лёссовидные суглинки [16]. В днищах долин флювиальной сети доминируют лугово-черноземные выщелоченные почвы (Stagnic Phaeozems (Colluvic, Pachic)), сформированные на делювиальных, коллювиальных и аллювиальных отложениях. Аллювиальные дерновые почвы (Umbric Fluvisol) протягиваются узкими, местами прерывающимися полосами вдоль рек.

Ранее выполненные крупномасштабные исследования трансформации поля начального радиоактивного загрязнения в пределах Плавского цезиевого пятна показали его высокую пространственную вариабельность [19], которая скрадывается за счет генерализации на карте радиоактивного загрязнения Тульской области. В работе не учитываются пространственные различия начального загрязнения почв по площади бассейна, так как на всем водосборе Щекинского водохра-

нилища исходный уровень превышал предельно допустимые значения и был выше 37 кБк/м² [2].

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Для оценки изменения загрязнения почв водосбора Щекинского водохранилища за период с 1986 по 2018 гг. использовали подход, позволяющий оценить динамику суммарных запасов ¹³⁷Cs в пределах основных типов почв и на разных элементах флювиального рельефа. Достоверность полученных оценок обеспечивается возможностью проверки расчетных величин изменений суммарных запасов ¹³⁷Cs в почвах различных типов на основе их сопоставления с приростом запаса ¹³⁷Cs в замыкающем створе – донных отложениях Щекинского водохранилища.

На начальном этапе исследований проводили оценку динамики изменения площади пашни. Для этого выполняли дешифрирование космических снимков высокого разрешения для трех интервалов времени: 1985, 2003 и 2018 гг. В качестве исходных данных использовали снимки Level-2 Data Products – Surface Reflectance Landsat 5 (Thematic Mapper, TM), Landsat 7 (Enhanced Thematic Mapper Plus (ETM+)) и Landsat 8 (Operational Land Imager, OLI). Для всего водосбора подобрали разносезонные снимки в бесснежное время. За основу взяли методику дешифрирования, используемую в проекте CORINE Land Cover 2000 (CLC2000) [25, 26], скорректированную с учетом региональных особенностей и целей нашего исследования. При картографировании использовали метод визуального дешифрирования и последующей ручной оцифровки. Для других угодий применяли автоматическую классификацию методом Random Forest с количеством деревьев равным 100. Таким образом, было получено три векторных слоя карт землепользования. Наложение этих слоев показало участки сокращения и прироста пашни и других угодий за оцениваемые интервалы времени. Расчет площадей используемой и заброшенной пашни проводили в программе MapInfo. Более детально используемая методика дешифрирования изложена в работе [10].

Для расчета ливневого смыва использовали переработанную версию универсального уравнения эрозии почв (RUSLE) [45]:

$$Y = R \times K \times LS \times C \times P, \quad (1)$$

где Y – смыв почвы с единицы площади в т/г; R – эрозионный индекс осадков, МДж мм/(ч га год); K – фактор смываемости почвы, т ч/(МДж мм); LS – фактор рельефа, безразмерный; C – агроэрозионный индекс для дождевого стока, безразмерный; P – фактор эффективности противоэрозионных мер, безразмерный.

Так как противоэрозионные мероприятия на пахотных склонах на водосборе Шекинского водохранилища не проводятся, фактор P в расчетах принят за 1. Для всех расчетных моделей использовали глобальную цифровую модель рельефа (ГЦМР) ALOS World 3D (AW3D30) Version 2.2 [54] с пространственным разрешением 1×1 с, что эквивалентно 30×30 м, для которой была выполнена гидрологическая коррекция при помощи алгоритма Fill Sinks [49], реализованного в QGIS 3.6.2. Минимальный уклон, при котором возможен сток, был оставлен по умолчанию равным 0.01° . ЦМР данного разрешения считается достаточной для моделирования эрозии почв [38, 52].

Расчет фактора рельефа LS производили в QGIS 3.6.2 с использованием модуля LS field-based из SAGA GIS [27], в соответствии с рекомендациями [43]. Данный алгоритм основан на уравнении, предложенном [30]:

$$LS = (m + 1) \left(\frac{U}{L_0} \right)^m \left(\frac{\sin \beta}{S_0} \right)^n, \quad (2)$$

где LS – фактор рельефа, безразмерный; U – вышележащая водосборная площадь, отнесенная к ширине потока, $\text{м}^2/\text{м}$; L_0 , S_0 – длина и крутизна стандартной стоковой площадки Уишмейера–Смита [51]; β – крутизна склона, град; m (0.4–0.6) и n (1.0–1.3) – эмпирические параметры, зависящие от преобладающего типа эрозии (плоскостной или ручейковой). Из расчетов были исключены склоны с уклонами $>26.6^\circ$, так как они связаны с артефактами ГЦМР.

Значения фактора C изменяются во времени в зависимости от набора культур, высеваемых на пахотных землях в конкретный период времени. Для бассейна Шекинского водохранилища не представлялось возможным определить фактические севообороты за период времени с 1986 г. Наиболее достоверные данные о соотношении посевных площадей с разными культурами были доступны только для Тульской области в целом. В многолетнем разрезе средние значения расчетных величин коэффициента C для пашен варьируют очень слабо в интервале 0.32–0.33. Для остальных типов землепользования значения агроэрозионного индекса C взяты из сводных данных [23, 43] (табл. S1).

Для расчета коэффициента эродированности почв и его распределения по площади бассейна Шекинского водохранилища использовали почвенную карту масштаба 1 : 2 500 000 и табличные данные из [9]. Расчет коэффициента эродированности почвы производили при помощи уравнений, предложенных Уильямсом [50] (приложение).

Для оценки распределения эрозионного потенциала осадков (ЭПО) для водосбора Шекинского водохранилища использовали глобальную базу данных ЭПО, созданную для территории России по 30-минутным данным об осадках с 1961

по 1983 г. [42]. Средневзвешенное значение ЭПО для водосбора составляет 306 МДж мм/(ч га год) ($SD = 4.02$), минимальные величины наблюдаются в юго-восточной части, где ЭПО понижается до 294 МДж мм/(ч га год), максимальные – на западе бассейна ($R_{\max} = 319$ МДж мм/(ч га год)). Учитывая тот факт, что пространственная вариабельность данного показателя низка и, в целом, находится в пределах погрешности его определения, данную величину принимали постоянной в пространстве, но учитывали изменения ЭПО во времени.

На территории водосбора нет метеостанций, ближайшая располагается в г. Плавск к западу от водохранилища. Ежесуточную информацию об осадках и температуре воздуха собирали за период 1986–2018 гг. в базе данных АИСОРИ [1]. Для расчета ЭПО за период после 1986 г. использовали эмпирические формулы [40], выведенные для каждого типа климата Коппен–Гейгера [45]:

$$\lg R = -0.5 + 0.266 \lg P + 3.1 \lg SDII - 0.131 \lg Z, \quad (3)$$

где R – эрозионный потенциал осадков, МДж мм/(ч га год); P – годовая сумма осадков, мм; $SDII$ – элементарный индекс интенсивности осадков, равный отношению годовой суммы осадков P к количеству дней с жидкими осадками >1 мм, мм/сут; Z – абсолютная высота метеостанции, м. Для разделения осадков на жидкие и твердые использовали граничное значение температуры воздуха в $+2^\circ\text{C}$ в соответствии с рекомендациями [18].

Для оценки перераспределения смытых с пашни наносов и транспортируемого совместно с ними ^{137}Cs в верхних звеньях флювиальной сети вплоть до русел постоянных водотоков провели расчеты коэффициента доставки наносов, предложенного [24], с использованием данных ЦМР для каждой i -ой ячейки:

$$SDR_i = \frac{SDR_{\max}}{1 + \exp\left(\frac{IC_0 - IC_i}{k}\right)}, \quad (4)$$

где SDR_{\max} – теоретический максимум коэффициента доставки наносов; IC_0 и k – калибровочные коэффициенты, определяющие форму связи $SDR = f(IC)$; IC_i – индекс связности верховьев и низовьев склона, рассчитываемый для водосбора каждого элемента гидрографической сети по формуле:

$$IC = \lg_{10} \left(\frac{D_{up}}{D_{dn}} \right), \quad (5)$$

где D_{up} – параметр, характеризующий потенциально возможное количество наносов, которые могут переноситься из зоны эрозии в зону транспорта на склоне. D_{dn} – взвешенная длина зоны транспорта на склоне, включает в себя все факторы, которые могут влиять на задержание элементарной части-

цы [48]. Эти составляющие уравнения зависят от среднего уклона склона, площади верхней части рассматриваемого частного водосбора и значения фактора C (из уравнения RUSLE).

$$D_{up} = \overline{CS}\sqrt{A}, \quad (6)$$

где C – среднее значение агроэрозионного индекса из уравнения RUSLE для верхней части водосбора; S – средний уклон верхней части склона, м/м; A – площадь зоны эрозии на склоне, м².

$$D_{dn} = \sum_i \frac{d_i}{C_i S_i}, \quad (7)$$

где d_i – длина тальвега потока внутри каждой i -ой ячейки раstra, м; C_i и S_i – значение агроэрозионного индекса и крутизна склона для каждой i ячейки.

В отличие от ливневого смыва, данные мониторинговых наблюдений за которым в пределах центра европейской части России отсутствуют, для оценок среднемноголетних темпов талого смыва использовали результаты стационарных наблюдений продолжительностью 9–12 лет, выполненных на распаханых склоновых водосборах центра Русской равнины [5, 8, 14]. Согласно данным, полученным на Курской биосферной станции (центр Среднерусской возвышенности, черноземы выщелоченные и типичные), среднемноголетний смыв в период снеготаяния составил 0.5 т/(га год) [8]. Исследования стока талых вод на ложбинных распаханых водосборах стационара Почвенного института (север Среднерусской возвышенности, серые лесные почвы) с уклонами преимущественно выпуклых склонов южной экспозиции 1°–5° позволили оценить среднемноголетний смыв в 5.4 т/(га год) [5]. Надо отметить, что результаты наблюдений за талым смывом на севере Среднерусской возвышенности [5] отражают величины потерь почвы со склонов теплых экспозиций, которые вдвое выше темпов смыва со склонов холодных экспозиций [6, 13]. Следует учитывать, что с 1990-х гг. происходит снижение коэффициента поверхностного стока, которое обусловлено повышением зимних температур воздуха и уменьшением глубины промерзания почв. С начала 2000-х гг. годы с отсутствием поверхностного стока со склонов в период снеготаяния стали доминировать [15, 20]. Это подтверждается и динамикой изменения глубины промерзания почвы и максимальных уровней половодья в бассейне р. Упы (рис. S3). Наконец, анализ данных наблюдений, имеющих на середину 1980-х гг., включая наблюдения за стоком воды и смывом в период снеготаяния на сточковых площадках, позволил оценить среднегодовой смыв в центре Восточно-Европейской равнины в 1–1.5 т/(га год) [6]. В итоге, с учетом фактически произошедших начиная с 1990 г. из-

менений климата, понизивших повторяемость формирования поверхностного талого стока на пашне, при расчетах суммарных потерь почвы в период снеготаяния использовались два варианта. Первый предполагал смыв 1 т/(га год), но только в годы с формированием поверхностного стока на склонах, число которых, согласно гидрометеорологическим данным в период 1987–2003 гг., составило 11 лет, в период 2004–2018 гг. – 6 лет. Во втором варианте использовали величину среднегодового смыва 0.5 т/(га год) за весь период с 1987 г.

Для определения темпов аккумуляции наносов и изменения запасов ¹³⁷Cs в зонах переотложения материала (днища ложбин и сухих долин, поймы рек) проводили послыйный отбор проб с площади 15 × 15 см с шагом в 3 см до глубины 60–80 см. Также на пойме после прохождения весеннего половодья отбирали пробы свежих наносов для определения содержания в них ¹³⁷Cs. В лабораторных условиях образцы почв высушивали при температуре 105°C, затем размалывали и просеивали через сито с диаметром отверстий 1 мм.

Для определения суммарных объемов накопления наносов и ¹³⁷Cs в Шекинском водохранилище на основе карты глубин выбрали точки и провели отбор донных отложений поршневым пробоотборником [11]. В верхней части водохранилища со льда было отобрано 12 колонок. Отбор в нижней части водохранилища, расположенной рядом с ГРЭС, не проводили из-за соображений безопасности из-за малой толщины льда. Отбранные колонки упаковывали в целлофановую пленку, замораживали и доставляли в лабораторию. В лаборатории колонки отложений делили на 2 см образцы для консолидированных и 5 см для слабоконсолидированных осадков. Затем пробы взвешивали, сушили при температуре 105°C в течение 8 ч и взвешивали повторно для определения содержания влаги и расчета плотности сухого осадка. После этого их перетирали и просеивали через сито с размером ячейки 2 мм.

Измерения концентраций ¹³⁷Cs в подготовленных пробах почв, наносов и донных отложений проводили на коаксиальном германиевом гамма-спектрометре фирмы ООО НИИП “Грин Стар Инструментс” (СКС-07(09) П-Г-Р, Россия) с относительной погрешностью определения удельной активности 5–10%. Подготовка (просушка, гомогенизация) и гамма-спектрометрический анализ проб почвы выполнены в Научно-исследовательской лаборатории эрозии почв и русловых процессов им. Н.И. Маккавеева Географического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова.

Дополнительно проводили гранулометрический анализ донных отложений лазерно-дифрактометрическим методом на анализаторе размеров частиц Malvern Mastersizer 3000. Распределение

Таблица 1. Процентное соотношение почв различных типов, средние (LS_{mean}) и медианные (LS_{med}) значения фактора рельефа для них на водосборе Шекинского водохранилища

Тип почв	Площадь, км ²	Доля от общей площади водосбора, %	LS_{mean}	LS_{med}
Лугово-черноземные выщелоченные	48	3.6	1.82	0.68
Темно-серые лесные	242	18.4	3.29	1.33
Черноземы выщелоченные	410	30	2.41	0.86
Черноземы оподзоленные	650	48	3.05	1.07

Таблица 2. Площадь пашни и значения фактора рельефа для участков пашни с различными типами почв и их изменения за 3 временных среза для водосбора Шекинского водохранилища

Год	Тип почв	LS_{mean}	LS_{med}	Площадь пашни, км ²	Доля пашни от общей площади, %
1985	Лугово-черноземные выщелоченные	1.09	0.60	962	71.3
	Темно-серые лесные	2.00	1.16		
	Черноземы выщелоченные	1.31	0.70		
	Черноземы оподзоленные	1.70	0.89		
2003	Лугово-черноземные выщелоченные	1.13	0.60	920	65.4
	Темно-серые лесные	2.17	1.19		
	Черноземы выщелоченные	1.53	0.76		
	Черноземы оподзоленные	1.80	0.91		
2018	Лугово-черноземные выщелоченные	1.05	0.59	846	61.2
	Темно-серые лесные	1.98	1.18		
	Черноземы выщелоченные	1.34	0.73		
	Черноземы оподзоленные	1.67	0.90		

частиц по размерным фракциям вычисляли на основе дифракционной модели Фраунгофера.

Также собирали данные по глубине промерзания почвы по метеостанции Плавск и данные по максимальным уровням и расходам воды за половодье и стоку наносов на р. Упе по гидрологическим постам Тула и Орлово за период 1987–2018 гг.

РЕЗУЛЬТАТЫ

В целом в пределах водосбора Шекинского водохранилища преобладают почвы черноземного типа почвообразования, на долю которых приходится 78% от общей площади бассейна. Темно-серые лесные почвы распространены фрагментарно и тяготеют к северо-западной, более расчлененной части водосбора. Лугово-черноземные выщелоченные почвы занимают участки днищ речных долин, днища балок, а также локально развиты на склонах междуречий. Их доля минимальна по сравнению с другими типами почв.

Начиная с 1990-х гг., распаханность водосбора Шекинского водохранилища постепенно снижалась. За период 1985–2018 гг. пашня сократилась с 71.3 до 61.2% от его общей площади с одновре-

менным ростом залуженных земель (табл. 2). Судя по изменению во времени значений фактора рельефа для разных типов почв, забрасывание земель было обусловлено не исключением из состава пашни наиболее крутых склонов, а другими причинами (возможно, транспортной доступностью полей). В меньшей степени забрасывались пашни на черноземах оподзоленных и лугово-черноземных почвах. Одновременно примерно на 9% за этот же период возросла доля лугов.

Согласно расчетам по эрозионной модели, ливневой смыв на пашне вырос с 0.65 т/(га год) в 1985 г. до 1.15 т/(га год) к началу 2000-х гг. благодаря росту ЭПО более чем в 1.5 раза. Но к 2018 г. смыв сократился до 0.95 т/(га год) в связи с уменьшением ЭПО (табл. S4).

Рост ЭПО связан с увеличением годовой суммы жидких осадков (рис. S4). Подобная тенденция характерна для центра Среднерусской возвышенности [34]. При этом на изменениях темпов смыва почвы в целом для черноземов выщелоченных (табл. 3), в пределах распространения которых к 2003 г. отмечены максимальные площади залежей, сказались и более высокие значения фак-

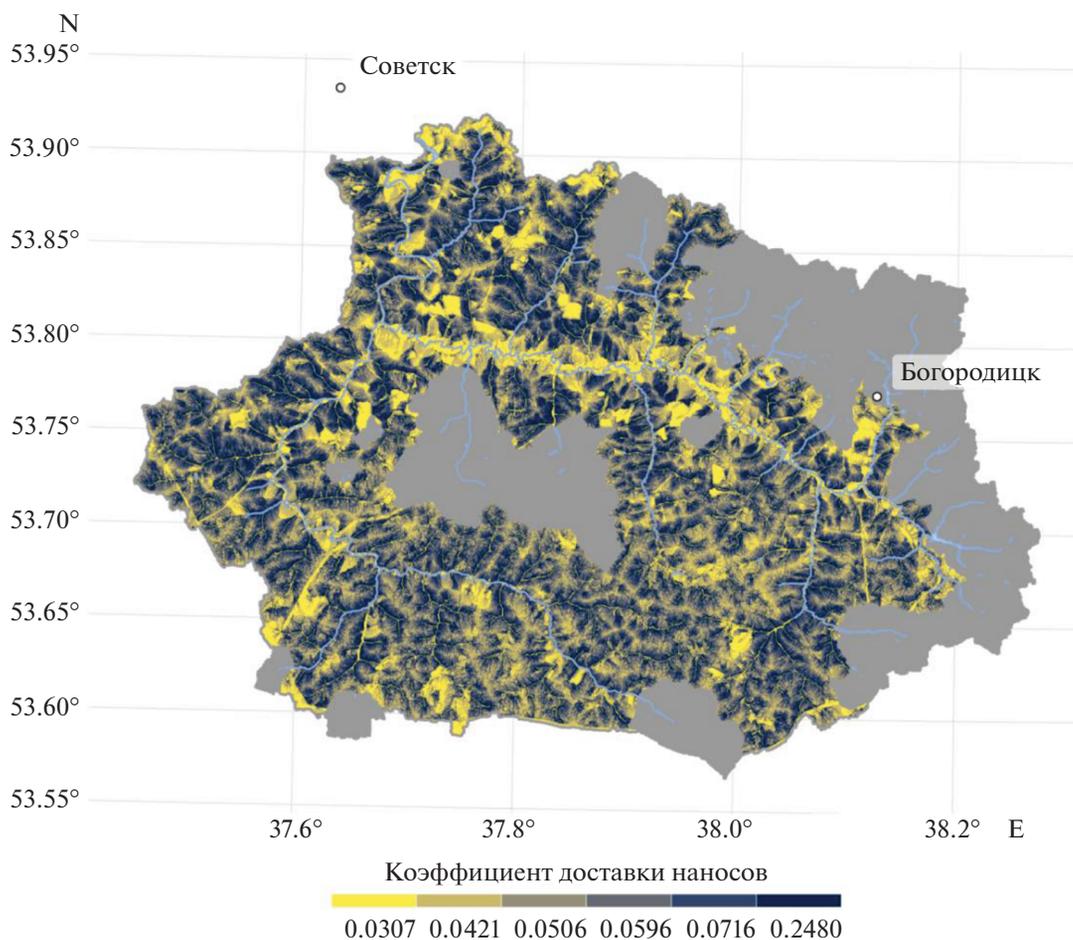


Рис. 2. Карта-схема расчетных значений коэффициента доставки наносов, сформировавшихся при ливневом смыве, в постоянные водотоки бассейна Шекинского водохранилища. Серым цветом выделены водосборы прудов, перехватывающих сток наносов, поступающих со склонов.

тора рельефа на оставшихся под пашней участках (табл. 2).

При оценке доли смытых при ливневом стоке с пашни наносов, доставленных временными водотоками в постоянные водотоки, учитывалось, что часть наносов перехватывается прудами, расположенными в верхних звеньях флювиальной сети (рис. 2). Согласно выполненным оценкам, только 3% смытых с пашни при выпадении сто-

коформирующих ливней наносов поступило в постоянные водотоки (табл. 4), что соответствует величинам коэффициента доставки продуктов ливневого смыва для речных бассейнов равнинных территорий [29].

Суммарные потери почвы от смыва талых вод более чем вдвое меньше, чем от ливневого (табл. 4). Это связано с сокращением поверхностного стока со склонов в период снеготаяния из-за умень-

Таблица 3. Среднегодовые темпы ливневого смыва на водосборе Шекинского водохранилища для разных типов почв за три временных среза (в среднем для всех типов землепользования)

Тип почвы	Площадь, км ² (%)	Средневзвешенные расчетные потери, т/(га год)		
		1985	2003	2018
Черноземы оподзоленные	410 (30)	0.57	0.93	0.8
Темно-серые лесные	242 (18.4)	0.62	0.97	0.81
Лугово-черноземные выщелоченные	48 (3.6)	0.78	1.12	1.18
Черноземы выщелоченные	650 (48)	0.42	0.75	0.51

Таблица 4. Количественные оценки перераспределения наносов, смытых со склонов и переотложившихся по пути транспортировки в постоянные водотоки в бассейне Щекинского водохранилища за постчернобыльский период

Период, годы	Масса наносов, 10 ³ т		
	смытых с водосбора	отложившихся по пути транспортировки от пашни до водотоков	поступивших в постоянные водотоки
Ливневой смыв			
1986–2003	1676.7	1626.4	50.3
2004–2018	1550	1509.5	46.5
Всего 1986–2018	3226.7	3135.9	96.8
Талый смыв			
1987–2003	1012/782*	769.1/594.3	242.9/187.7
2004–2018	552/634.5	419.5/482.2	132.5/152.3
Всего 1986–2018	1564/1416.5	1188.8/1076.5	375.4/340
Суммарный смыв (талый + ливневой)			
1987–2003	2686/2458.7	2595.5/2220.7	293.2/238
2004–2018	2102/2184.5	1929/1991.7	179/198.8
Всего	4780/4643.2	4525.5/4212.4	472.2/436.8

* Над чертой – расчет потерь почвы в период снеготаяния с учетом данных по промерзанию почв и максимальным уровням воды в половодье; под чертой – расчет потерь почвы в период снеготаяния со средними темпами талого смыва за период 1987–2018 гг. 0.5 т/(га год).

шения глубины промерзания почв и ростом числа зимних оттепелей [15]. Для оценки объема наносов, эродированных при формировании талого стока на обрабатываемых землях, и поступивших в постоянные водотоки, использовали эмпирические данные, полученные для водосбора р. Протвы (бассейн р. Оки) на основе сочетания прямых наблюдений за стоком наносов в период снеготаяния и анализа структуры верхних звеньев флювиальной сети в бассейне [7]. Согласно этим данным, в постоянные водотоки поступает 24% от общего объема наносов, вынесенных за пределы пашни при формировании талого стока.

Масса отложений, накопившихся в Щекинском водохранилище за период 1986–2018 гг., согласно результатам расчетов, полученных на основе оценок фактических объемов и плотности донных отложений, составила 410000 т. В расчетах не учтены наносы, отложившиеся в нижней трети водохранилища ниже прорези (рис. 1, В), и часть взвешенных наносов, вынесенных за пределы водохранилища при регулярном сбросе воды, который выполняется для поддержания уровня воды на водозаборе. Средняя концентрация ¹³⁷Cs в донных наносах, накопившихся после 1986 г., составила 463 Бк/кг.

ОБСУЖДЕНИЕ

Полученные независимые оценки объемов аккумуляции донных наносов в Щекинском водохранилище (410000 т) и объемов продуктов смы-

ва, поставляемых временными водотоками в реки и ручьи бассейна за период 1986–2018 гг. (454000 т) сопоставимы по величине, что свидетельствует об удовлетворительной точности расчетов перераспределения наносов по пути их транспортировки с пахотных склонов в днища речных долин. Известно, что основным источником речных наносов в бассейнах рек с высокой долей пахотных земель являются именно продукты смыва с площади водосбора [17]. Надо отметить, что в наших оценках не учтены русловая эрозия и аккумуляция наносов на пойме, которые являются составляющими баланса наносов на речных водосборах [7]. Можно предположить, что их вклад в общий баланс вещества близок по величине, и, будучи разным по знаку, частично взаимно компенсируется. Результаты дешифрирования космических снимков и полевые обследования ряда рек водосбора Щекинского водохранилища указывают на небольшое число участков активных размывов речных берегов. Темпы аккумуляции наносов на пойме, согласно данным для низкой поймы р. Упы (рис. 3, А), сопоставимы с темпами аккумуляции на р. Локне (рис. 3, Б), бассейн которой также расположен в пределах “Плавского цезиевого пятна” [39] (рис. 1, Б). Основная масса наносов аккумулируется на поверхности узких (2–5 м) фрагментов низкой поймы, тогда как темпы отложения материала и накопления ¹³⁷Cs на средней и высокой пойме рек бассейна Упы после 1986 г. ничтожно малы [22, 39]. С учетом протяженности постоянных водотоков на водосборе Щекинского

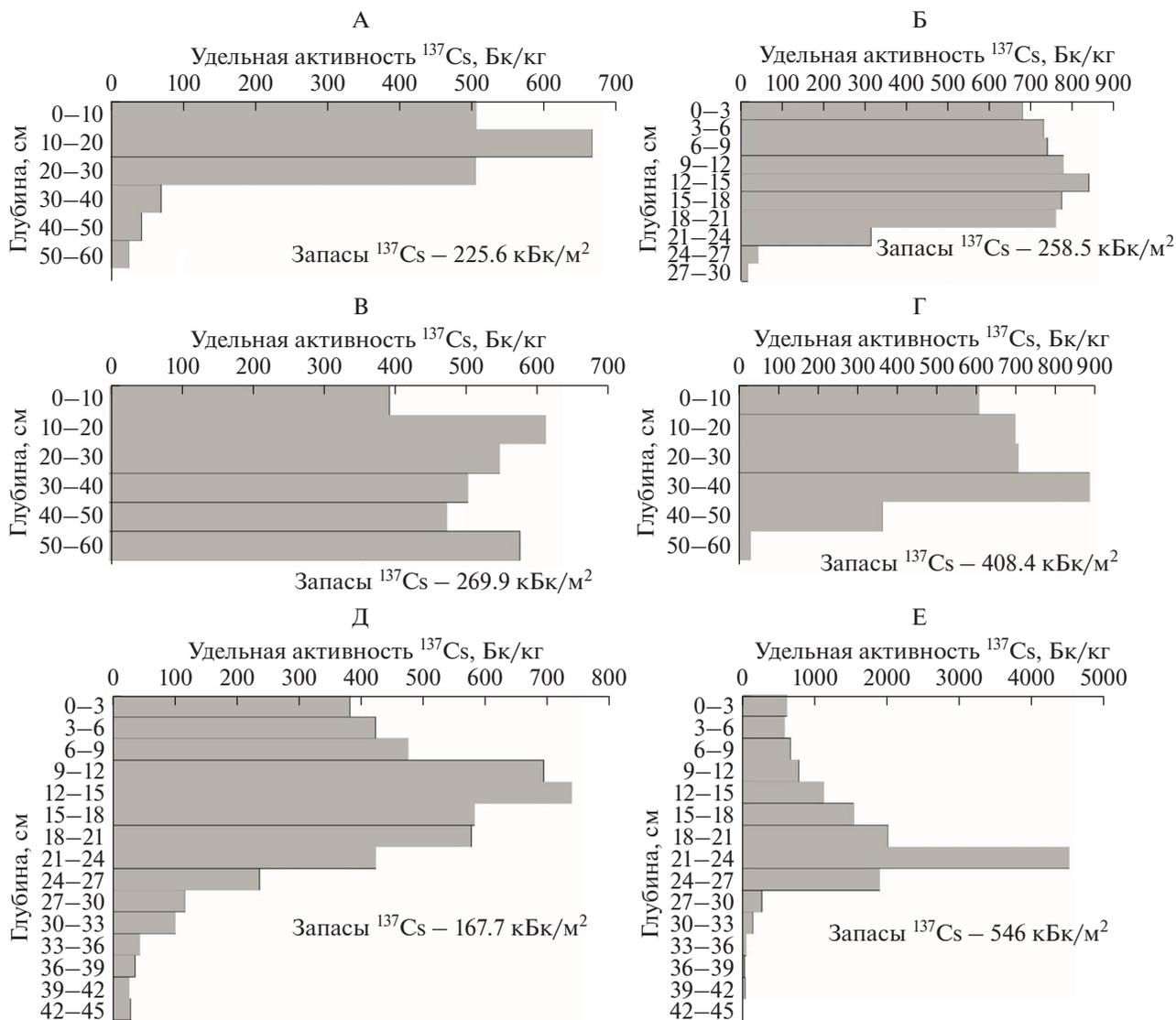


Рис. 3. Эпюры вертикального распределения и суммарные запасы ^{137}Cs на участках эрозии (склон) и аккумуляции: А – приводораздельная часть склона, пашня, бассейн р. Локны, отбор пробы 2011 г.; Б – средняя часть склона, пашня, бассейн р. Локны, отбор пробы 2011 г.; В, Г – залуженная часть ложбины в вершине балки в верхних бассейнах р. Локны (см. точка 2, рис. 1, Б), отбор проб 2010 г.; Д – пойма р. Упы (см. точка 4, рис. 1, Б), отбор пробы 2018 г.; Е – пойма р. Локны (см. точка 3, рис. 1, Б), отбор пробы 2014 г. Суммарные запасы ^{137}Cs приведены на момент отбора проб.

водохранилища в 160 км и среднего слоя аккумуляции на пойме, общая масса отложившихся за период 1986–2018 гг. наносов составила не более 65000–75000 т. Это в целом согласуется с оценками приходной (поступление наносов со склонов) и расходной (донные отложения водохранилища) статей баланса наносов.

Несмотря на то, что за счет распада изотопа за прошедшие 30 лет его содержание сократилось практически вдвое, суммарные запасы ^{137}Cs в аллювиальных почвах низкой поймы на момент отбора проб сохранились на уровне 1986 г. за счет накопления загрязненных частиц, смытых с пашни (рис. 1, Б и рис. 3, Д, Е), и по-прежнему превышают

ПДК. Доминирующая роль наносов, поступающих в реки бассейна с пахотных земель, подтверждается высоким содержанием ^{137}Cs в свежих отложениях половодья 2018 г. на пойме р. Упы рядом с местом отбора проб (рис. 1, Б, точка 4). Концентрация ^{137}Cs в двух пробах составляет 353–368 кБк/кг, что соответствует средним запасам изотопа в пахотном слое почв на водосборе Щекинского водохранилища.

В связи с отсутствием высоких половодий и поступления загрязненного материала с наилком запасы ^{137}Cs в аллювиально-луговых почвах средней и высокой пойм рек бассейна Щекинского водохранилища сократились вдвое по отноше-

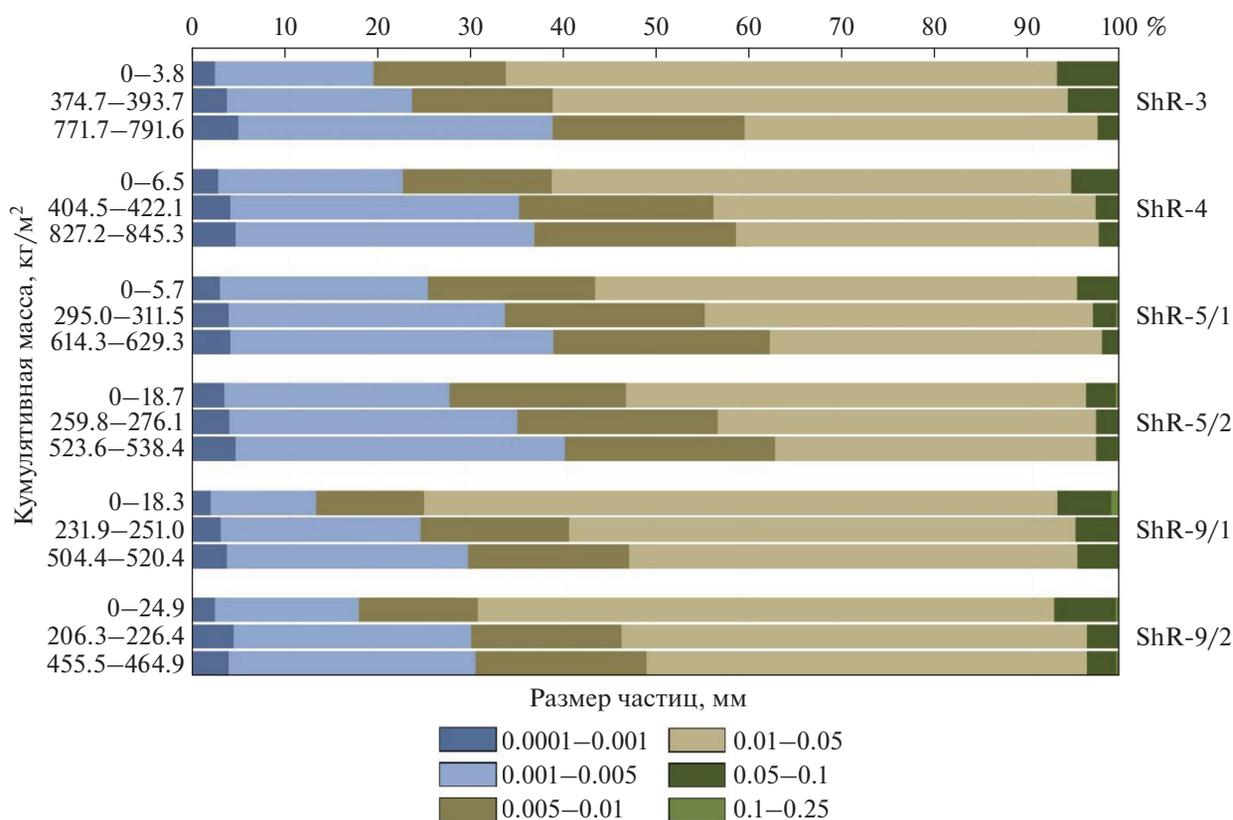


Рис. 4. Изменение гранулометрического состава донных отложений по глубине (кумулятивной массе) в точках отбора в разных частях Щекинского водохранилища (см. рис. 1, В).

нию к 1986 г. вследствие радиоактивного распада ^{137}Cs . Такая же тенденция выявлена и на других реках, дренирующих территорию Плавского цезиевого пятна [39]. Исключением являются относительно редкие ситуации, когда борт речной долины распахан, и смываемые с него наносы переотлагаются в тыловой части поймы реки, формируя делювиальный шлейф, перекрывающий аллювиальные отложения [22].

Из-за невысоких значений среднегодового суммарного смыва с пашни, который в зависимости от типа почв изменяется в интервале 1.3–1.6 т/(га год), снижение в пахотных горизонтах суммарных запасов ^{137}Cs за счет эрозионных потерь составило в среднем 1.5% от запасов на момент его выпадения из атмосферы в мае 1986 г. Для разных типов почв оно колеблется от 2% (лугово-черноземные почвы) до 1.3% (черноземы). На крутых участках пахотных склонов и днищ склоновых ложбин, где среднегодовые темпы смыва и размыва превышают 10 т/(га год), а в ряде случаев могут составлять до 40 т/(га год), сокращение запасов ^{137}Cs за счет смыва почв достигает 12–50%. Доля таких земель составляет не более 0.4% от общей площади пашни на водосборе Щекинского водохранилища.

Следует отметить, что среднегодовой смыв с пашни за период 1986–2018 гг., полученный для водосбора Щекинского водохранилища, более чем втрое меньше ранее опубликованных расчетных данных для этой части Тульской области [38]. В пользу общего снижения темпов водной эрозии почв на пахотных землях бассейна р. Упы в последние десятилетия говорит сокращение модуля стока наносов (в/п Орлово) с 20 т/(км² год) в середине 1980-х гг. [33] до 6.1 т/(км² год) в период 2008–2015 гг. по данным АИС ГМВО [53]. Среднегодовое (1986–2018 гг.) модуль стока наносов, рассчитанный на основе объема донных отложений, для водосбора Щекинского водохранилища составил 9.5 т/(км² год).

О тенденции сокращения в период с 1986 по 2018 гг. доли наносов бассейнового происхождения, которая выявлена нами при оценках суммарных потерь почвы с пашни (табл. 4), и увеличении доли русловых наносов свидетельствует и огрубление механического состава донных отложений в Щекинском водохранилище от более глубоких горизонтов к приповерхностным во всех точках отбора (рис. 4).

Основная часть материала, смытого с пашни при ливневой эрозии, переоткладывается в шлей-

фах на нераспахиваемых нижних частях склонов. При этом максимальные темпы аккумуляции наносов отмечаются в днищах ложбин (рис. S5), расположенных за пределами пашни, где суммарные запасы ^{137}Cs в отдельных случаях превышают запасы, сформировавшиеся при его начальном выпадении в 1986 г. (рис. 3, В, Г). Следует учитывать, что вследствие высокой пространственной неравномерности ливневого смыва подобные участки могут быть выявлены только при проведении полевых и последующих аналитических исследований, и их доля составляет не более 1% от общей площади водосбора Щекинского водохранилища.

Только при экстремально сильных ливнях, которые способствуют формированию временных водотоков в сухих долинах, как это наблюдалось нами в балке Часовенков Верх (бассейн р. Локны) [21], достаточно значительная часть смытых наносов переоткладывается в их днищах, а также доставляется в постоянные водотоки.

В то же время при формировании талого стока и смыва переотложение наносов по пути их транспортировки с пашни в постоянные водотоки происходит более равномерно за счет большей водности и меньшей мутности временных водотоков [14]. В результате большая часть наносов из тех, что были смыты с пашни в период снеготаяния, но не поступили в русла рек, переоткладывается в днищах сухих долин (балок). Темпы аккумуляции наносов в днище каждой балки контролируются его морфологией (наличие вторичного вреза, ширина, уклон) и водностью потока. Тем не менее, имеющиеся данные свидетельствуют об общем снижении темпов переотложения наносов в днищах суходольной сети Среднерусской возвышенности после 1986 г. почти на порядок по сравнению с периодом 1963–1986 гг. [34]. Таким образом, увеличение запасов ^{137}Cs в стратоземах днищ сухих долин (балок) за счет отложения поступивших с пашни загрязненных наносов не компенсирует их сокращения в результате процесса радиоактивного распада. При этом суммарные запасы ^{137}Cs в балочных днищах остаются на 25–40% выше, чем в почвах пашен и необрабатываемых участков на междуречьях водосбора Щекинского водохранилища (залежи, леса, кустарники и т. д.).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Исследования перераспределения смытых с пашни при формировании талого и ливневого смыва почвенных частиц по пути их транспортировки в постоянные водотоки и водоемы водосбора Щекинского водохранилища за период, прошедший с момента выпадения ^{137}Cs Чернобыльского происхождения в начале мая 1986 г. и до конца 2018 г., позволили количественно оценить

изменения содержания ^{137}Cs в почвах различных типов на участках смыва и аккумуляции наносов. Установлено, что на пашне сокращение суммарных запасов ^{137}Cs за счет смыва в среднем составило 1.5–2% от его фактического запаса, уменьшившегося более чем в два раза по сравнению с запасом в мае 1986 г. за счет естественного распада. Однако на 0.4% площади пашни, где темпы смыва максимальны из-за сравнительно больших уклонов и концентрации стока по ложбинам, сокращение запасов ^{137}Cs достигало 12–40%. Более 90% смытых с пашни почвенных частиц и перемещенного с ними ^{137}Cs переотложилось по пути транспортировки со склонов в постоянные водотоки.

Максимальные темпы аккумуляции отмечаются в днищах склоновых ложбин на участках от нижнего края пашни и до истоков сухих долин первого порядка. За счет высоких темпов аккумуляции суммарные запасы ^{137}Cs в почве здесь часто даже превышают величины, отмеченные на момент выпадения ^{137}Cs в мае 1986 г. Другими участками накопления ^{137}Cs являются днища сухих долин (балок) — области формирования стратоземов, а также подножия распахиваемых склонов и участки низкой поймы рек. Здесь суммарные запасы ^{137}Cs все еще превышают нижний порог допустимого радиоактивного загрязнения почв, который составляет 37 кБк/м² [2]. Это происходит за счет регулярного отложения смытого с пашни загрязненного почвенного материала, что компенсирует снижение суммарных запасов ^{137}Cs за счет распада. Таким образом, участки распространения стратоземов наряду с аллювиальными дерновыми почвами, формирующимися на низкой пойме, являются областями максимального накопления ^{137}Cs в пределах водосбора Щекинского водохранилища.

Полученные оценки перераспределения наносов и ^{137}Cs при их транспортировке с пашни в русла постоянных водотоков в целом хорошо согласуются с данными о накоплении наносов в чаше Щекинского водохранилища. Причем выявленный для периода 1986–2018 гг. тренд снижения общих темпов смыва за счет сокращения талой составляющей, а, следовательно, и уменьшение доли бассейновых наносов, подтверждается огрублением гранулометрического состава верхних слоев толщи донных отложений водохранилища, а также более чем трехкратным сокращением модуля стока наносов в бассейне р. Упы в период после 2008 г по сравнению с среднеголетними величинами до 1985 г.

БЛАГОДАРНОСТЬ

Авторы статьи выражают признательность генеральному директору ООО “Щекинская ГРЭС” А.В. Карпу-

нину за предоставление батиметрической карты Шекинского водохранилища, к. г. н. А.Л. Гуринову и к. г. н. Н.В. Кузьменковой за участие в полевых работах по отбору проб донных отложений.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Исследование выполнено по госзаданию НИЛ эрозии почв и русловых процессов географического ф-та МГУ, номер АААА-А16-116032810084-0 и при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 18-55-50002 яф.

ДОПОЛНИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Таблица S1. Значения агроэрозионного индекса (фактор С) для различных типов землепользования и подстилающей поверхности [15, 23, 44].

Уравнения для расчета коэффициента эродированности почв.

Таблица S2. Основные почвы территории бассейна р. Верхней Упы, их механический состав и эродированность (фактор К).

Рис. S3. Тренды изменений максимальных уровней воды в период весеннего половодья (гидрологический пост Тула) и глубины промерзания почв на пашне (метеостанция Плавск) за период 1987–2018 гг.

Рис. S4. Изменение количества жидких осадков и эрозионного потенциала осадков по данным метеостанции Плавск с 1963 по 2018 гг. (по [1]).

Таблица S4. Основные статистические характеристики ЭПО МДж мм/(ч га год), рассчитанного по формуле [40] по данным м/с Плавск [1].

Рис. S5. Схема расположения зон аккумуляции в пределах малого распаханного водосбора.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Автоматизированная информационная система обработки режимной информации (АИСОРИ) [Электронный ресурс] / О.Н. Булыгина, В.Н. Разуваев, Н.Н. Коршунова, Н.В. Швец. <http://aisori.meteo.ru/ClimateR>
2. *Алексахин Р.М.* Радиоактивное загрязнение почв как тип их деградации // Почвоведение. 2009. № 12. С. 1487–1498.
3. *Анисимов В.С., Санжарова Н.И., Алексахин Р.М.* О формах нахождения и вертикальном распределении ¹³⁷Cs в почвах в зоне аварии на Чернобыльской АЭС // Почвоведение. 1991. № 9. С. 31–40.
4. Атлас современных и прогнозных аспектов последствий аварии на Чернобыльской АЭС на пострадавших территориях России и Белоруссии. М.—Минск: АСПА Россия—Беларусь, 2009. 139 с.
5. *Брауде И.Д.* Природа пятнистости пахотных почв на склонах и их мелиорация // Почвоведение. 1991. № 12. С. 89–97.
6. *Герасименко В.П.* Водная эрозия почв в различных регионах Европейской части СССР // Почвоведение. 1987. № 12. С. 96–109.
7. *Голосов В.Н.* Эрозионно-аккумулятивные процессы и баланс наносов в бассейне р. Протвы // Вест. Моск. ун-та. Сер. 5. География. 1988. № 6. С. 19–25.
8. *Грин А.М.* Опыт стационарного изучения процессов стока и смыва // Современные экзогенные процессы рельефообразования. М.: Наука, 1970. С. 89–95.
9. Единый государственный реестр почвенных ресурсов России [Электронный ресурс]. <http://atlas.mcx.ru/materials/egrpr/content/1sem.html>
10. *Иванов М.А., Прищепов А.В., Голосов В.Н., Залялиев Р.Р., Ефимов К.В., Кондратьева А.А., Киняшова А.Д., Ионова Ю.К.* Методика картографирования динамики пахотных угодий в бассейнах рек Европейской территории России за период 1985–2015 гг. // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2017. Т. 14. № 5. С. 161–171.
11. *Иванов М.М., Гуринов А.Л., Иванова Н.Н., Коноплев А.В., Константинов Е.А., Кузьменкова Н.В., Терская Е.В., Голосов В.Н.* Динамика накопления ¹³⁷Cs в донных осадках Шекинского водохранилища за постчернобыльский период // Радиационная биология. Радиоэкология. 2019. Т. 59. № 6. С. 651–663.
12. *Ларионов Г.А.* Эрозия и дефляция почв: основные закономерности и количественные оценки. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1993. 200 с.
13. *Литвин Л.Ф.* География эрозии почв сельскохозяйственных земель России. М.: ИКЦ Академкнига, 2002. 255 с.
14. *Литвин Л.Ф., Голосов В.Н., Добровольская Н.Г., Иванова Н.Н., Кирюхина З.П., Краснов С.Ф.* Стационарные исследования эрозии почв при снеготаянии в центральном Нечерноземье // Эрозия почв и русловые процессы. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1998. Т. 11. С. 57–76.
15. *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.
16. *Ратников А.И.* Геоморфологические и агропочвенные районы Тульской области // Почвенное районирование СССР. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1960. С. 92–115.
17. *Сидорчук А.Ю.* Баланс наносов в эрозионно-русловых системах // Геоморфология. 2015. № 1. С. 14–21.
18. *Христофоров А.В., Юмина Н.М., Белякова П.А.* Прогноз паводкового стока рек Черноморского побережья Кавказа с заблаговременностью одни сутки // Вестник Моск. ун-та. Сер. 5. География. 2015. № 3. С. 50–57.
19. *Шамишурина Е.Н., Голосов В.Н., Иванов М.М.* Пространственно-временная реконструкция поля выпадения чернобыльского ¹³⁷Cs на почвенный покров в верховьях бассейна реки Локны // Радиационная биология. Радиоэкология. 2016. № 4. С. 414–425.

20. *Barabanov A.T., Dolgov S.V., Koronkevich N.I., Panov V.I., Petel'ko A.I.* Surface runoff and snowmelt infiltration into the soil on plowlands in the forest-steppe and steppe zones of the East European Plain // *Eurasian Soil Science*. 2018. V. 1. P. 66–72.
21. *Belyaev V.R., Golosov V.N., Kislenco K.S., Kuznetsova J.S., Markelov M.V.* Combining direct observations, modeling, and ^{137}Cs tracer for evaluating individual event contribution to long-term sediment budgets // *Sediment Dynamics in Changing Environments*. IAHS Press Wallingford, UK, 2008. V. 325. P. 114–122.
22. *Belyaev V.R., Golosov V.N., Markelov M.V., Evrard O., Ivanova N.N., Paramonova T.A., Shamshurina E.N.* Using Chernobyl-derived ^{137}Cs to document recent sediment deposition rates on the River Plava floodplain (Central European Russia) // *Hydrological Processes*. 2013. V. 27. P. 807–821.
23. *Benavidez R., Jackson B., Maxwell D., Norton K.* A review of the (Revised) Universal Soil Loss Equation ((R)USLE): with a view to increasing its global applicability and improving soil loss estimates // *Hydrology and Earth System Sciences*. 2018. V. 22. № 11. P. 6059–6086.
<https://doi.org/10.5194/hess-22-6059-2018>
24. *Borselli L., Cassi P., Torri D.* Prolegomena to sediment and flow connectivity in the landscape: A GIS and field numerical assessment // *Catena*. 2008. V. 75. № 3. P. 268–277.
<https://doi.org/10.1016/j.catena.2008.07.006>
25. *Bossard M., Feranec J., Otahel J.* CORINE Land Cover Technical Guide – Addendum 2000. Technical report No. 40. Copenhagen (EEA). 2000. URL: <http://terrestrial.eionet.eu.int>
26. *Buttner G., Feranec J., Jaffrain G., Mari L., Maucha G., Soukup T.* The CORINE land cover 2000 project // *EARSeL Proceedings* / Ed. R. Reuter. 2004. V. 3(3). Paris (EARSeL). P. 331–346.
27. *Conrad O., Bechtel B., Bock M., Dietrich H., Fischer E., Gerlitz L., Wehberg J., Wichmann V., Böhner J.* System for Automated Geoscientific Analyses (SAGA) v. 2.1.4 // *Geoscientific Model Development*. 2015. V. 8. № 7. P. 1991–2007.
<https://doi.org/10.5194/gmd-8-1991-2015>
28. *De Cort M., Dubois G., Fridman S.D., Germenchuk M.G., Izrael Y.A., Jones A.R., Kelly, Kvasnikova E.V., Matveenko I.I., Nazarov I.M., Sitak V.A., Stukin E.D., Tabachny L.Y., Tsaturov Y.S., Avdyushin S.I.* Atlas of cesium deposition on Europe after the Chernobyl accident, European Commission Report EUR 16733. Luxembourg: European Commission. 1998.
29. *Delmas M., Pak L.T., Cerdan O., Souchère V., Le Bissonnais Y., Couturier A., Sorel L.* Erosion and sediment budget across scale: A case study in a catchment of the European loess belt // *J. Hydrol.* 2012. V. 420–421. P. 255–263.
<https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.12.008>
30. *Desmet P., Govers G.* A GIS procedure for automatically calculating the USLE LS factor on topographically complex landscape units // *J. Soil Water Conservation*. 1996. V. 51. № 5. P. 427–433.
31. *Evrard O., Laceyby J.P., Lepage H., Onda Y., Cerdan O., Ayrault S.* Radiocesium transfer from hillslopes to the Pacific Ocean after the Fukushima Nuclear Power Plant accident: a review // *J. Environ. Radioact.* 2015. V. 148. P. 92–110.
32. *Golosov V.N.* Special considerations for areas affected by Chernobyl fallout // *Handbook for the Assessment of Soil Erosion and Sedimentation Using Environmental Radionuclides*. Kluwer Academic Publishers. Dordrecht. 2002. P. 165–183.
33. *Golosov V.N.* Influence of different factors on the sediment yield of the Oka basin rivers (central Russia) // *Sediment Dynamic and the Hydromorphology of Fluvial Systems*. IAHS Publ. V. 306 of IAHS Publ. Wallingford UK. 2006. P. 28–36.
34. *Golosov V.N., Ivanova N.N., Gusarov A.V., Sharifullin A.G.* Assessment of the trend of degradation of arable soils on the basis of data on the rate of stratozem development obtained with the use of ^{137}Cs as a Chronomarker // *Eurasian Soil Science*. 2017. V. 50. № 10. P. 1195–1208.
35. *Komissarov M.A., Ogura S.* Distribution and migration of radiocesium in sloping landscapes three years after the Fukushima-1 nuclear accident // *Eurasian Soil Science*. 2017. V. 50(7). P. 861–871.
<https://doi.org/10.1134/S1064229317070043>
36. *Konoplev A., Wakiyama Y., Wada T., Golosov V., Nanba K., Takase T.* Radiocesium in ponds of the proximity to the Fukushima Dai-ichi NPP // *Water Res.* 2018. V. 45. P. 589–597.
37. *Linnik V.G., Mironenko I.V., Volkova N.I., Sokolov A.V.* Landscape–Biogeochemical Factors of Transformation of the Cs-137 Contamination Field in the Bryansk Region // *Geochem. Int.* 2017. V. 55(10). P. 87–92.
38. *Maltsev K.A., Yermolaev O.P.* Potential Soil Loss from Erosion on Arable Lands in the European Part of Russia // *Eurasian Soil Science*. 2019. V. 52. P. 1588–1597.
39. *Mamikhin S.V., Golosov V.N., Paramonova T.A., Shamshurina E.N., Ivanov M.M.* Vertical distribution of ^{137}Cs in alluvial soils of the Lokna River floodplain (Tula oblast) long after the Chernobyl accident and its simulation // *Eurasian Soil Science*. 2016. V. 49(12). P. 1432–1442.
<https://doi.org/10.1134/S1064229316120103>
40. *Naipal V., Reick C., Pongratz J., Van Oost K.* Improving the global applicability of the RUSLE model – Adjustment of the topographical and rainfall erosivity factors // *Geoscientific Model Development*. 2015. V. 8. № 9. P. 2893–2913.
<https://doi.org/10.5194/gmd-8-2893-2015>
41. *Paller M.H., Jannik G.T., Fledderman P.D.* Changes in ^{137}Cs concentrations in soil and vegetation on the floodplain of the Savannah River over a 30 year period // *J. Environ. Radioact.* 2008. V. 99. P. 1302–1310.
<https://doi.org/10.1016/j.jenvrad.2008.04.001>
42. *Panagos P., Borelli P., Meusburger K., Yu B., Klik A., Jae Lim K., Yang J.E. et al.* Global rainfall erosivity assessment based on high-temporal resolution rainfall records // *Scientific Reports*. 2017. V. 7. Article number 4175. P. 1–12.
<https://doi.org/10.1038/s41598-017-04282-8>
43. *Panagos P., Borrelli P., Meusburger K.* A New European Slope Length and Steepness Factor (LS-Factor) for Modeling Soil Erosion by Water // *Geosciences*. 2015. V. 5. P. 117–126.
<https://doi.org/10.3390/geosciences5020117>

44. Panagos P., Borrelli P., Meusburger K., Alewell C., Lugato E., Montanarella L. Estimating the soil erosion cover-management factor at the European scale // *Land Use Policy*. 2015. V. 48. P. 38–50. <https://doi.org/10.1016/j.landusepol.2015.05.021>
45. Peel M.C., Finlayson B.L., McMahon T.A. Updated world map of the Köppen-Geiger climate classification // *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 2007. V. 11. P. 1633–1644.
46. Renard K.G., Foster G.R., Weesies G.A., McCool D.K., Yoder D.C. Predicting soil erosion by water: a guide to conservation planning with the Revised Universal Soil Loss Equation (RUSLE) // *Agricultural Handbook*. 1997. № 703. P. 404. <https://doi.org/DC0-16-048938-5> 65–100
47. Varley A., Tyler A., Bondar Y., Hosseini A., Zabrotski V., Dowdall M. Reconstructing the deposition environment and long-term fate of Chernobyl ¹³⁷Cs at the floodplain scale through mobile gamma spectrometry // *Environ. Pollut.* 2018. V. 240. P. 191–199.
48. Vigiak O., Borselli L., Newham L.T.H., McInnes J., Roberts A.M. Comparison of conceptual landscape metrics to define hillslope-scale sediment delivery ratio // *Geomorphology*. 2012. V. 138. № 1. P. 74–88. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2011.08.026>
49. Wang L., Liu H. An efficient method for identifying and filling surface depressions in digital elevation models for hydrologic analysis and modelling // *Int. J. Geograph. Inform. Sci.* 2006. V. 20. № 2. P. 193–213. <https://doi.org/10.1080/13658810500433453>
50. Williams J.R. Chapter 25: The EPIC model // *Computer models of watershed hydrology*. ed. Singh V.P. Highlands Ranch, Colorado: Water Resources Publications, 1995. P. 909–1000.
51. Wischmeier W.H., Smith D.D., Uhland R.E. Evaluation of factors in the soil loss equation // *Agricultural Engineering*. 1958. V. 39. № 8. P. 458–462.
52. Wu S., Li J., Huang G. An evaluation of grid size uncertainty in empirical soil loss modeling with digital elevation models // *Environmental Modeling & Assessment*. 2005. V. 10. № 1. P. 33–42.
53. <https://gmvo.skniivh.ru>
54. <https://www.eorc.jaxa.jp/ALOS/en/aw3d30/index.htm>

Erosion as a Factor of Transformation of Soil Radioactive Contamination in the Basin of the Schekino Reservoir (Tula Region)

V. N. Golosov^{1,2}, M. M. Ivanov^{1,2}, A. S. Tsyplenkov¹, M. A. Ivanov³, Y. Wakiyama⁴,
A. V. Konoplev⁴, E. A. Konstantinov², and N. N. Ivanova^{1,*}

¹Lomonosov Moscow State University, Moscow, 119991 Russia

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

³Kazan Federal University, Kazan, 420008 Russia

⁴Institute of Environment Radioactivity, Fukushima University, Kanayagawa, Fukushima, 1960–1296 Japan

*e-mail: nadine_iv@mail.ru

The sediment and Chernobyl-derived ¹³⁷Cs redistribution were estimated based on the use of a set of field methods and erosion model calculations on the catchment of the Schekino reservoir (Tula region), and a change in the content of ¹³⁷Cs in soils of various types that occurred over the time window 1986–2018 was determined. The rate of soil erosion on arable land during the period of snowmelt has decreased by about half compared with the time window 1960–1985 due to a reduction in the frozen soil depth in winter. The rain-storm erosion rate increased by about a third between 1986–2003 due to an increase in the erosion index of precipitation, and then somewhat decreased synchronously with its decrease. The total average annual soil loss due to water erosion varies in the range of 1.3–1.6 t ha⁻¹ depending on the soil type. It was established that the reduction in total ¹³⁷Cs inventory on arable land due to washout averaged 1.5–2% of its total inventory at the moment of sampling, which more than halved compared to the initial inventory in May 1986 due to natural decay. The reduction in ¹³⁷Cs inventory reached 12–40% from initial values on 0.4% of the area of arable land, where the erosion rates is highest. More than 90% of ¹³⁷Cs washed away with sediments from arable lands was redeposited along the transportation pathway from cultivated fields to permanent watercourses. The total inventories of ¹³⁷Cs in the soil exceed its initial inventories at the time of fallout from the atmosphere in May 1986 in the bottoms of hollows in areas from the lower edge of the arable land to the upper reach of dry first-order valleys due to high sedimentation rates. The ¹³⁷Cs inventories exceed the lower threshold of permissible radioactive contamination of soils (37 kBq m⁻²) also in the some other sediment sinks (bottoms of dry valleys, foot of ploughed slopes and a low floodplain of rivers) due to the accumulation of contaminated sediments.

Keywords: erosion during the period of snowmelt, rain-storm erosion, ¹³⁷Cs inventory, sediments redistribution, Luvic Chernic Phaeozems, Luvic Greyzemic Chernic Phaeozems, Luvic Retic Greyzemic Phaeozems, Stagnic Phaeozems (Colluvic, Pachic)

ДЕГРАДАЦИЯ, ВОССТАНОВЛЕНИЕ И ОХРАНА ПОЧВ

УДК 631.417:631.427.4

БИОХИМИЧЕСКАЯ УСТОЙЧИВОСТЬ ВОДОРАСТВОРИМОГО ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА ПОЧВ ГОРНОЙ ТУНДРЫ ХИБИН ПРИ ПОСТПИРОГЕННОЙ СУКЦЕССИИ

© 2021 г. М. Н. Маслов^{а, *}, О. А. Маслова^а, Е. И. Копейна^б

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

^бПолярно-альпийский сад-институт им. Н.А. Аврорина Кольского научного центра РАН,
мкр. Академгородок, 18, Апатиты, 184209 Россия

*e-mail: maslov.m.n@yandex.ru

Поступила в редакцию 23.01.2020 г.

После доработки 13.04.2020 г.

Принята к публикации 12.05.2020 г.

Изучена динамика содержания и устойчивости к микробиологической трансформации водорастворимого органического вещества (ВОВ) сухоторфяно-подбур (Entic Folic Podzols) при постпирогенной сукцессии кустарничковой экосистемы в горной тундре Хибин. Пожар средней интенсивности не приводит к статистически значимому уменьшению содержания ВОВ в почве по сравнению с фоновым участком. Установлено, что активность минерализации ВОВ определяется в первую очередь его собственными свойствами, а не микробным сообществом. Динамика биодеструкции адекватно описывается двухкомпонентной экспоненциальной моделью первого порядка с установлением статистически достоверного существования быстро- (среднее время существования менее 1 сут) и медленноминерализуемого (среднее время существования от 33 до 111 сут) пулов. Максимальная доля “быстрого” пула характерна для почвы непосредственно после пожара и плавно убывает в ходе дальнейшей постпирогенной сукцессии. В процессе биодеструкции происходит биокинетический отбор наиболее устойчивых к воздействию микроорганизмов гидрофобных соединений ароматического строения, в то время как простые азотсодержащие компоненты ВОВ потребляются микроорганизмами в первую очередь.

Ключевые слова: биодеструкция, минерализация, природный пожар, сухоторфяно-подбур, Entic Folic Podzols

DOI: 10.31857/S0032180X21020106

ВВЕДЕНИЕ

Водорастворимое органическое вещество (ВОВ) является сложной смесью компонентов и продуктов жизнедеятельности растений, микроорганизмов и почвенной фауны [14] и играет ведущую роль в круговороте углерода и других элементов, прежде всего, азота и фосфора. ВОВ участвует в регулировании множества химических и биологических почвенных процессов, включая интенсивность почвенного дыхания, а также определяет окислительно-восстановительный режим и кислотно-основные равновесия в почве [14, 39, 58]. По своей природе ВОВ представляет собой разнородную по свойствам группу органических веществ, различающихся по устойчивости к микробиологической трансформации. Под микробиологической трансформацией в данном случае следует понимать: 1) процессы деструкции органических молекул с включением углерода в состав микробных клеток и 2) процесс их полного

разрушения с образованием CO₂ как конечного продукта [39]. В зависимости от источника происхождения от 10 до 93% ВОВ почвы может быть метаболизировано микроорганизмами [21, 32–34, 57]. Устойчивость ВОВ к биодеструкции является важным процессом, контролирующим динамику этой фракции почвенного органического вещества, и оказывает прямое воздействие на баланс связывания и мобилизации углерода почвами. В работах [32, 42] показано, что пул ВОВ почвы может быть разделен на две фракции, различающиеся по скорости минерализации. Для более полного понимания роли ВОВ в общей секвестрации углерода почвами важно определить соотношение этих фракций и определить среднее время пребывания углерода в их составе.

Несмотря на то, что ВОВ является продуктом жизнедеятельности всех почвенных организмов и разделить эти источники сложно [14]. Содержание и свойства ВОВ во многом определяются рас-

тительным покровом [37, 38, 56]. Установлено, что содержание ВОВ в лесных почвах выше, чем в почвах пастбища или сельскохозяйственных угодий [27, 50, 56]. Однако ВОВ лесных почв более устойчиво к микробиологической деструкции по сравнению с почвами агроэкосистем, а степень этой устойчивости зависит от видового состава деревьев [11, 36, 49]. Изменение фитоценоза влечет за собой смену таксономического состава микроорганизмов, что влияет на способность к биодеструкции ВОВ в почве [15, 33].

Загрязнение почвы, а также природные и антропогенные катастрофы могут оказывать влияние на содержание и устойчивость ВОВ к биодеструкции. Детальное понимание процессов образования и деструкции ВОВ при антропогенных воздействиях на почву важно для прогнозирования скорости восстановления и изменения процессов биологического круговорота углерода, как одной из фундаментальных характеристик почвы. Так, для ВОВ подстилки ельников Кольского полуострова, находящихся в зоне воздействия выбросов предприятия цветной металлургии, показано двукратное снижение устойчивости к микробиологической трансформации по сравнению с ВОВ из подстилок фонового участка [11]. Ранее установлено, что нефтяное загрязнение торфяно-глебезема и его рекультивация с применением осадка сточных вод влияет не только на общее содержание ВОВ в поверхностных горизонтах, но и на его биохимическую устойчивость [8]. Часто противоречивые данные получены при изучении влияния лесных пожаров на ВОВ почвы. Установлено, что воздействие огня повышает водоотталкивающую способность поверхностного слоя почвы, что приводит к увеличению поверхностного стока и потере большого количества ВОВ [52]. В то время как значительное снижение содержания углерода растворенного органического вещества в постпирогенных торфяниках зафиксировано в ряде исследований [18, 55], имеются данные и о кратковременном увеличении содержания ВОВ после пожара [19]. Помимо изменения общего количества, при пожаре изменяется состав ВОВ [18]. Важно отметить, что термическое воздействие приводит к образованию конденсированных ароматических соединений, как правило, имеющих большую устойчивость к воздействию микроорганизмов. В то же время с увеличением срока после пожара происходит постепенное окисление и повышение растворимости этих соединений в воде [25, 44]; их подверженность биологическому разложению увеличивается [40].

Цель работы – оценка устойчивости водорастворимого органического вещества почв на разных стадиях постпирогенной сукцессии к микробиологической трансформации.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Исследовали участки горной тундры Хибин (Мурманская область) непосредственно после пожара средней интенсивности (две недели после прохождения огня), а также экосистемы с разными сроками постпирогенного самовосстановления фитоценозов и почв: 1, 2, 3, 7, 12 и 60 лет. Для исследования выбирали участки северной или северо-восточной экспозиции, расположенные на высоте 600–650 м над ур. м. Датирование возраста пожаров проводили по архивным данным Полярного ботанического сада-института им. Н.А. Аврорина и личным наблюдениям. В качестве контрольных выбраны ерниковые кустарничковые экосистемы, наиболее подверженные возникновению пожаров, что связано с их расположением в наиболее сухих участках на гребнях склонов и медленной минерализацией органического вещества в сочетании с обилием кустарничков и лишайников. Подробное описание исследуемых экосистем приведено ранее [9, 10].

Почва контрольного участка – сухоторфяно-подбур иллювиально-гумусовый [5] (Entic Folic Podzols [29]). На всех стадиях постпирогенной сукцессии почвы представлены поверхностными органогенными горизонтами, сохраняющими следы пирогенного воздействия. В нижней части профиля почвы имеют типичное для подбуров строение. Образцы для исследования отбирали из поверхностного органогенного (пирогенного) горизонтов почвы.

Общее содержание углерода ($C_{\text{общ}}$) и азота в пробах определяли на элементном анализаторе Elementar Vario EL III. Для экстракции ВОВ использовали вытяжки из свежих почвенных образцов. Экстракцию проводили бидистиллированной водой при температуре 20°C при соотношении почва : раствор 1 : 10. Перед определением концентрации ВОВ полученные растворы центрифугировали при 4500 об./мин в течение 20 мин и фильтровали через мембранный фильтр с размером пор 0.45 мкм (ацетат целлюлозы; OE 67, Schleicher and Schuell). Определение концентрации углерода ($C_{\text{ВОВ}}$) и азота ВОВ проводили на автоматическом анализаторе liquiTOC Elementar (Германия).

Различия в активности микроорганизмов почв на разных стадиях послепожарной сукцессии оценивали по скорости минерализации раствора глюкозы (10 мг С/л). Для предотвращения ингибирования микроорганизмов доступностью минеральных компонентов в раствор вносили нитрат аммония и фосфат калия для создания стехиометрического соотношения С : N : P, равного 1 : 20 : 200, что соответствует реальному соотношению элементов в экстрактах. Подготовленные растворы инокулировали 100 мкл почвенной суспензии и инкубировали в течение 10 сут при постоянной температуре 20°C. Для приготовления

почвенной суспензии для инокуляции почвенную навеску (около 5 г) при естественной влажности инкубировали в течение суток при 20°C, после чего добавляли к ней 30 мл бидистиллированной воды и встряхивали на вортексе в течение 1 мин.

Определение константы минерализации глюкозы проводили с использованием однокомпонентного уравнения экспоненциальной регрессии первого порядка:

$$C_0 = (100 - a) + ae^{-kt},$$

где C_0 – доля минерализовавшейся глюкозы по отношению к его начальной концентрации, %; a – доля минерализуемого пула, %; t – время инкубации, сутки; k – константа скорости минерализации, сут⁻¹. Расчет проводили с применением пакета нелинейной оценки программы Statistica 10 с использованием метода наименьших квадратов. Точность аппроксимации экспериментальных кривых составляла более 0.95.

Кинетику разложения ВОВ определяли в ходе инкубации почвенных растворов. При необходимости перед началом эксперимента почвенные экстракты разбавляли бидистиллированной водой до концентрации водорастворимого углерода, не превышающей 10 мг/л, что необходимо для выравнивания начальных условий эксперимента и предотвращения избыточного роста микробной биомассы [24]. В стеклянные колбы объемом 500 мл помещали по 200 мл раствора ВОВ каждой из исследуемых почв. Содержимое каждой колбы инокулировали 100 мкл почвенной суспензии. В первом варианте опыта пробы инокулировали суспензией из той же почвы, что и приготовленная вытяжка. Это позволило оценить реальную устойчивость к микробиологическому разложению ВОВ почв на разных стадиях постпирогенного развития. Во втором варианте инокуляцию всех вытяжек проводили суспензией из контрольной почвы. Это позволило нивелировать различия активности и состава микроорганизмов в разных почвах и оценить закономерности биодеструкции ВОВ в зависимости от его свойств. После инокуляции колбы закрывали пленкой Parafilm, пропускающей газы, но препятствующей испарению воды. Инкубацию растворов проводили в течение 42 сут в темноте при температуре 20°C при постоянном помешивании на орбитальном шейкере. Отбор проб вели на 1, 2, 3, 5, 7, 10, 14, 28, 36 и 42 сут инкубации. Подготовку проб для анализа проводили по описанному выше методу.

Определение соотношения фракций быстро- и медленноминерализуемого органического вещества в составе ВОВ проводили с использованием двухкомпонентного уравнения экспоненциальной регрессии первого порядка:

$$C_0 = a(1 - e^{-k_1t}) + (100 - a)(1 - e^{-k_2t}),$$

где C_0 – доля минерализовавшегося ВОВ по отношению к его начальной концентрации, %; a – доля быстроминерализуемого пула в составе ВОВ, %; $(100 - a)$ – доля медленноминерализуемого пула в составе ВОВ, %; t – время инкубации, сутки; k_1 – константа скорости минерализации быстроминерализуемого пула ВОВ, сут⁻¹; k_2 – константа скорости минерализации медленноминерализуемого пула ВОВ, сут⁻¹. Расчет проводили с применением пакета нелинейной оценки программы Statistica 10 с использованием метода наименьших квадратов. Среднее время существования фракций (mean residence time – MRT) рассчитывали по константам минерализации по формулам: $MRT_1 = 1/k_1$ и $MRT_2 = 1/k_2$.

Для исходных растворов ВОВ и растворов после инкубации определяли абсорбцию в ультрафиолетовом спектре при длине волны 254 нм (A_{254}) на спектрофотометре Specord 50 (Analytic Jena, Германия). Для определения степени гидрофобности и ароматичности ВОВ рассчитывали показатель удельной ультрафиолетовой абсорбции

$$SUVA_{254} = (A_{254}/C_{ВОВ}) \times 100, \text{ л}/(\text{мг м}) [28, 54].$$

Все инкубационные эксперименты проводили в трехкратной повторности. В таблицах и на графиках данные приведены средние величины \pm \pm ошибка среднего, расчет выполнен на вес абсолютно-сухой почвы (105°C, 12 ч). При обработке данных использовали статистический пакет программы Statistica 10.0. Влияние фактора пожара на свойства почвы и ВОВ оценивали с помощью однофакторного дисперсионного анализа (one-way ANOVA). Значимость различий между выборками оценивали по t -критерию, корреляцию между значениями показателей оценивали по критерию Пирсона. Для ряда показателей провели анализ по методу главных компонент. Для всех видов статистического анализа достоверными считали различия при уровне значимости $p < 0.05$.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Динамика содержания общего и водорастворимого органического вещества в почвах. Однофакторный дисперсионный анализ не выявил статистически значимого влияния пожара средней интенсивности на общее содержание углерода в почве (табл. 1). Основные тенденции изменения общего содержания и запасов углерода в постпирогенных почвах описаны ранее [9]. Общее органическое вещество сухоторфяно-подбуря слабо обогащено азотом, что соотносится с ранее опубликованными данными для этих почв [2, 6, 7]. Пирогенное воздействие приводит к обогащению органического вещества азотом (статистически достоверная разница между вариантами после пожара и фоном при $p = 0.035$). Выявленные тенденции схожи с ранее описанными для лесных

Таблица 1. Динамика содержания общего и водорастворимого углерода тундровых почв при постпирогенной сукцессии (средние \pm ошибка среднего)

Экосистема	C _{общ} , %	C/N _{общ}	ВОВ	
			мг С/кг	% от C _{общ}
0+	29.6 \pm 4.0	22.9 \pm 2.5	1456 \pm 200	0.49
1+	20.3 \pm 3.2	23.9 \pm 1.1	659 \pm 39	0.32
2+	10.3 \pm 2.6	23.7 \pm 1.5	769 \pm 92	0.75
3+	12.2 \pm 3.9	19.3 \pm 0.3	644 \pm 72	0.53
7+	16.4 \pm 2.2	21.0 \pm 1.5	792 \pm 87	0.48
12+	24.6 \pm 4.0	23.2 \pm 1.3	980 \pm 85	0.40
60+	36.7 \pm 2.1	27.2 \pm 1.1	1092 \pm 171	0.30
Контроль	31.9 \pm 2.7	26.5 \pm 2.8	1521 \pm 389	0.48

экосистем, в почвах которых наблюдается обогащение органического вещества азотом в первые годы после прохождения пожаров [1, 13]. В ходе дальнейшего постпирогенного развития происходит возрастание отношения C : N, за исключением почвы трехлетней гари, для которой выявлено увеличение обогащенности органического вещества азотом. Мы связываем этот факт с активным заселением гари 3+ мхами [9] и увеличением связывания атмосферного азота, поскольку в кислых и холодных тундровых и высокогорных почвах основной вклад в азотфиксацию вносят симбиотические организмы [48]. Ранее показано, что в горно-тундровом поясе Хибин основной вклад в азотфиксацию под моховыми синузиями вносят эпифитные цианобактерии, а гетеротрофные микроорганизмы не оказывают существенного влияния на интенсивность процесса азотфиксации [3].

Содержание водорастворимого углерода в почвах постпирогенной сукцессии имеет тесную корреляционную связь ($r = 0.81$, $p < 0.05$) с общим

содержанием углерода в почве. Пожар не приводит к статистически значимому уменьшению содержания углерода ВОВ в почве по сравнению с контрольным участком. Долгосрочное послепожарное изменение пула ВОВ почвы повторяет динамику C_{общ} с уменьшением в первые годы после пожара и последующим увеличением по мере восстановления растительности. Подробно эти закономерности рассмотрены ранее [9]. Так же, как для общего органического вещества пожар не оказывает влияния на соотношение C : N в ВОВ (рис. 1). В первые годы после пожара происходит увеличение отношения C : N за счет отсутствия стабильного растительного покрова и поступления опада. В то же время, начиная с трех лет после пожара, обогащенность ВОВ азотом плавно возрастает. Этот факт согласуется с ранее выявленной динамикой азотфиксации в почвах постпирогенных тундровых экосистем [10].

Прямое пирогенное воздействие приводит к снижению показателя удельной ультрафиолетовой абсорбции (статистически достоверная разница при $p = 0.001$) (табл. 2). Этот показатель характеризует долю различных, преимущественно гидрофобных, веществ ароматического строения в составе ВОВ [43]. Уменьшение доли ароматических соединений в составе ВОВ при пирогенном воздействии может быть связано с образованием растворимых алифатических продуктов термического разложения гemicеллюлозы и целлюлозы, так как пожар средней интенсивности в первую очередь затрагивает живой напочвенный покров и подстилку, в прямое влияние на органогенный горизонт почвы, как правило, менее значительно. Разложение целлюлозы в почве и подстилке листовничников при температуре около 200°C показано ранее [12]. Увеличение концентрации гексоз в ВОВ послепожарных почв также может быть связано с лизисом микробных клеток [17]. В ходе дальнейшей постпирогенной сукцессии происходит плавное увеличение показателя SUVA₂₅₄, связанное с большим поступлением растительного опада и его трансформации с образованием ВОВ

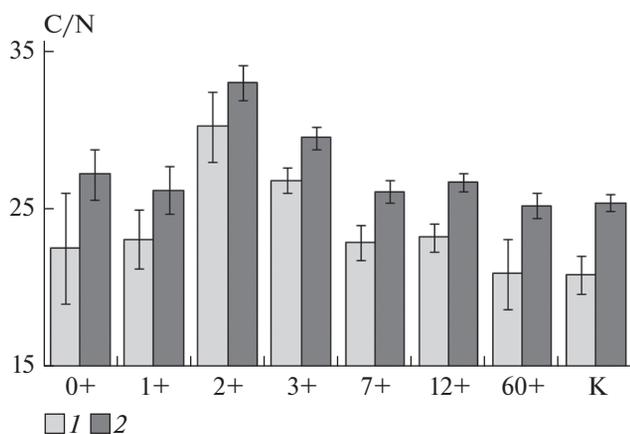


Рис. 1. Соотношение углерода и азота в ВОВ почв до (1) и после (2) инкубации. 0+ – почва через 2 недели после пожара; 1+, 2+, 3+, 7+, 12+ и 60+ – почва через 1, 2, 3, 7, 12 и 60 лет после пожара соответственно; К – почва кустарничковой экосистемы (контроль).

с большей долей соединений ароматической природы. Предыдущие исследования показали, что ВОВ состоит в основном из продуктов фотосинтеза. Это подтверждает предположение о том, что ВОВ образуется в процессе разложения подстилки [22, 30, 47]. Ранее показано, что для тундровых растений накопление большого количества фенольных соединений в тканях и, соответственно, растительном опаде, является адаптационным механизмом к стрессовым условиям окружающей среды, прежде всего, низкой температуре и низкой доступности питательных элементов [51].

Кинетика минерализации ВОВ. Минерализация глюкозы. Для почв на разных стадиях постпирогенной сукцессии выявлена схожая динамика минерализации глюкозы микроорганизмами. Для всех изученных почв общая доля глюкозы, минерализованной за 10 сут инкубации, в среднем составила $94.7 \pm 2.0\%$. Константа минерализации глюкозы k коррелирует с содержанием углерода микробной биомассы в почве ($r = -0.84, p < 0.05$). Среднее время существования (MRT) минерализуемой фракции составляет 1.16 ± 0.12 сут.

Минерализация ВОВ. За период инкубации (42 сут) микробиологической трансформации подвергается от 45 до 75% ВОВ почвы. Такое соотношение минерализуемых и неминерализуемых компонентов в составе ВОВ в целом соответствует ранее опубликованным данным [21, 32, 33, 46, 57], согласно которым, минерализуется 10–56% ВОВ. В то же время для свежей лесной подстилки этот показатель может составлять 75 [26] и даже 93% [32, 33].

В первые годы после пожара общая доля минерализуемого ВОВ почв (% от $C_{\text{ВОВ}}$) плавно снижается и достигает минимума в почве гари двух лет (рис. 2). В ходе дальнейшей сукцессии наблюдается резкое, но непродолжительное увеличение доли минерализуемого органического вещества в общем пуле ВОВ, за которым вновь следует уменьшение этого показателя. В почвах гарей 7–60 лет доля минерализуемого ВОВ плавно увеличивается и для почвы 60+ превышает значения, характерные для контрольного не горевшего участка. Ранее аналогичная временная динамика описана для пула потенциально минерализуемого органического вещества этих почв [9]. Так же, как для потенциально минерализуемого органического вещества почвы, связываем изменения в устойчивости к микробиологической минерализации ВОВ с динамикой растительного покрова гарей. Так, на первых стадиях после пожара поступление свежего органического вещества через прижизненные выделения и опад растений отсутствует, что приводит не только к сокращению самого пула ВОВ, но и к снижению доли легкоминерализуемого органического вещества в нем. Трехлетняя гарь имеет сформированный покров из мхов (прежде всего, *Poly-*

Таблица 2. Показатель удельной ультрафиолетовой абсорбции ($SUVA_{254}$, л/(мг м)) ВОВ

Экосистема	До инкубации	После инкубации
0+	0.99 ± 0.08	2.60 ± 0.47
1+	1.40 ± 0.15	2.38 ± 0.45
2+	1.93 ± 0.12	2.50 ± 0.16
3+	1.70 ± 0.20	3.47 ± 0.82
7+	2.38 ± 0.30	3.61 ± 0.84
12+	2.25 ± 0.45	3.80 ± 0.75
60+	2.00 ± 0.30	3.09 ± 0.29
Контроль	2.22 ± 0.25	4.52 ± 0.19

trichum juniperum) и начинает активно заселяться травянистыми растениями (*Festuca ovina*, *Chamaenerion angustifolium*) и вересковыми кустарничками, что обеспечивает пополнение пула водорастворимого органического вещества. В дальнейшем происходит изменение состава растительного сообщества с постепенным восстановлением доминирования кустарничков и лишайников и снижением доли травянистых растений и мхов, однако их представленность в составе фитоценоза выше, чем в фоновом сообществе, что создает условия для формирования более подверженного к микробиологическому разложению ВОВ.

Методом главных компонент установлено, что 80.2% выборочной дисперсии показателя доли минерализуемого органического вещества в общем пуле ВОВ может быть объяснено действием двух факторов (рис. 3). Первый фактор объясняет 63.3% дисперсии и в наибольшей степени коррелирует с такими параметрами, как $C_{\text{общ}}$, $C/N_{\text{ВОВ}}$, $C_{\text{микр}}$ и $C/N_{\text{микр}}$, то есть со свойствами собственно почвы, почвенного ВОВ и микробной биомассы.

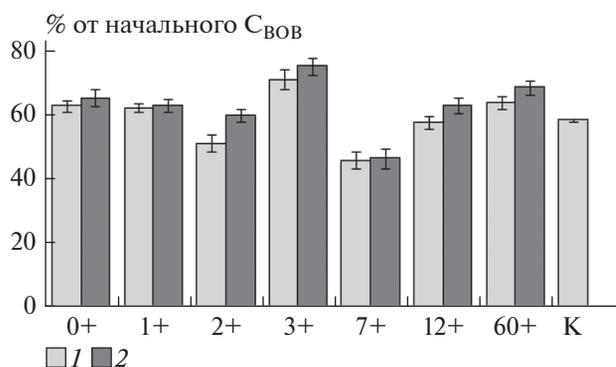


Рис. 2. Доля минерализованного ВОВ при постпирогенном восстановлении почв: 1 – инокуляция собственными микроорганизмами почвы, 2 – инокуляция микроорганизмами контрольной почвы.

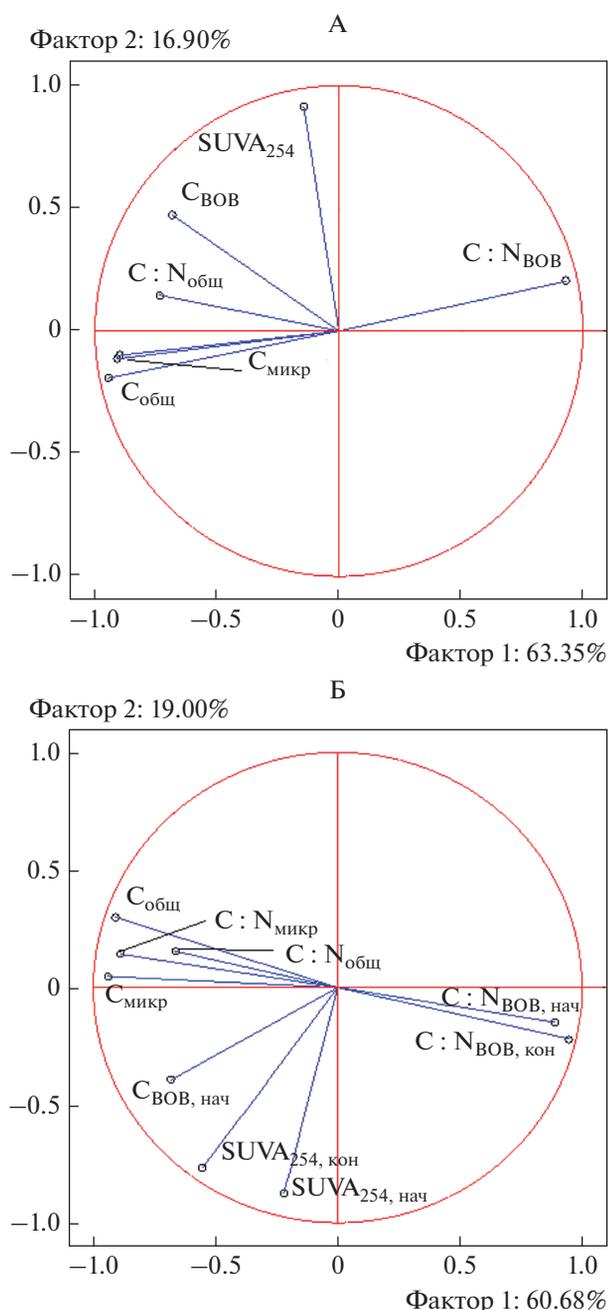


Рис. 3. Проекция совокупности изученных свойств в плоскости двух главных компонент, где группирующая переменная: А – доля минерализуемого ВОВ; Б – доля быстроминерализуемого ВОВ.

Второй фактор объясняет 16.9% дисперсии и коррелирует с показателем $SUVA_{254}$.

Сравнение доли минерализуемого ВОВ при инокуляции микроорганизмами собственной почвы и контрольной почвы не выявило значимых различий для большинства образцов (рис. 2). Статистически значимая разница отмечена только для почвы гари 2+, которая характеризуется мини-

мальным содержанием углерода микробной биомассы (912 ± 140 мг/кг [10]). Таким образом, для постпирогенных почв горной тундры на большинстве стадий сукцессии биохимическая устойчивость ВОВ определяется свойствами самого органического вещества, а не характеристиками разлагающего его микробного сообщества. В связи с этим, остальные изученные параметры будут рассмотрены как средние для двух вариантов опыта.

Скорость разложения ВОВ для всех вариантов опыта была наибольшей в первые 3–5 сут инкубации и в дальнейшем сильно снижалась. Подобная динамика ранее выявлена для других почв [4, 11, 24, 32, 53]. Фактические данные по динамике разложения ВОВ почв хорошо аппроксимируются ($R^2 > 0.95$) двухкомпонентным уравнением экспоненциальной регрессии первого порядка, что предполагает существование двух различных по кинетическим характеристикам пулов, соответственно, быстро- и медленно разлагаемого ВОВ. Соотношение этих пулов и их константы скорости минерализации приведены в табл. 3. Максимальная доля быстроминерализуемого пула ВОВ характерна для почвы непосредственно после пожара. Таким образом, несмотря на то, что пожар не оказал статистически влияния на содержание углерода общего и ВОВ в почве, этот фактор статистически значимо влияет на соотношение пулов ВОВ. Увеличение доли быстроминерализуемого ВОВ при пирогенном воздействии может быть связано с термической деполимеризацией части органических компонентов почвы [23], в частности с дегидратацией сложных углеводов и разрушением лигнина [16]. В ходе дальнейшей послепожарной сукцессии происходит плавное уменьшение доли быстроминерализуемого пула ВОВ, однако даже через 60 лет после пожара его доля превышает соответствующий показатель в контрольной почве.

Методом главных компонент установлено, что 79.7% выборочной дисперсии показателя доли быстроминерализуемого органического вещества может быть объяснено действием двух факторов (рис. 3). Первый фактор объясняет 60.7% дисперсии и в наибольшей степени коррелирует с такими параметрами как $C_{общ}$, $C/N_{ВОВ}$ в начале и конце инкубации, $C_{микр}$ и $C/N_{микр}$, то есть со свойствами собственно почвы, почвенного ВОВ и микробной биомассы. Второй фактор объясняет 19.0% дисперсии и коррелирует с показателем $SUVA_{254}$ в начале инкубации.

Константы минерализации быстроминерализуемого пула для всех почв постпирогенного хроноряды близки и составляют в среднем 1.46 ± 0.08 сут⁻¹, что свидетельствует о том, что среднее время существования этой фракции (MRT) не превышает 0.68 ± 0.02 сут. Среднее время пребывания в почве медленноминерализуемого пула ВОВ состав-

Таблица 3. Кинетические параметры потенциально минерализуемого пула водорастворимого органического вещества почв

Экосистема	Быстроминерализуемый пул			Медленноминерализуемый пул		
	доля, %	k_1 , сут ⁻¹	MRT, сут	доля, %	k_2 , сут ⁻¹	MRT, сут
0+	77	1.34 ± 0.10	0.75	23	0.031 ± 0.001	32.3
1+	64	1.36 ± 0.09	0.73	36	0.010 ± 0.001	100.0
2+	57	1.51 ± 0.10	0.66	43	0.009 ± 0.002	111.1
3+	52	1.58 ± 0.12	0.63	48	0.016 ± 0.002	62.5
7+	48	1.44 ± 0.10	0.69	52	0.019 ± 0.002	52.6
12+	54	1.40 ± 0.08	0.71	46	0.013 ± 0.001	76.9
60+	53	1.49 ± 0.08	0.67	47	0.010 ± 0.002	100.0
Контроль	36	1.55 ± 0.10	0.64	64	0.010 ± 0.001	100.0

ляет от 32 до 111 сут, что свидетельствует о том, что в ходе инкубации ВОВ происходит биокинетический отбор молекул, наиболее устойчивых к микробиологическому воздействию.

Динамика свойств ВОВ при инкубации. Микробиологическая трансформация приводит к уменьшению обогащенности азотом водорастворимого органического вещества почв (рис. 1). Это свидетельствует о том, что микроорганизмы в первую очередь потребляют более богатые азотом соединения, такие как аминоксахара, аминокислоты и пептиды, а бедные азотом органические соединения оказываются более устойчивыми к деградации. Необходимо отметить, что растворимые органические соединения азота так же, как углеводы, как правило, приурочены к гидрофильной фракции ВОВ [31, 42], которая в первую очередь подвергается микробиологической трансформации [35, 36]. Избирательная минерализация азотсодержащих соединений, видимо, является ответом микробного сообщества на потребность в источниках азотного питания, поскольку тундровые экосистемы являются одними из самых лимитированных доступностью азота [7, 20]. Поскольку не было зафиксировано накопления минерального (аммонийного и нитратного) азота в процессе инкубации, следует предположить, что минерализованный азот включается в состав микробной биомассы.

При биодеградации ВОВ почв постпирогенного хроноряда происходит увеличение показателя удельной ультрафиолетовой абсорбции, что свидетельствует о повышении доли гидрофобных веществ ароматического строения в его составе. В частности, ранее продемонстрирована тесная корреляция показателя SUVA₂₅₄ с накоплением в ходе биодеградации ВОВ фенольной фракции [11]. Ароматические соединения обычно считаются биохимически устойчивыми, поэтому содержание этих веществ и подверженность ВОВ к биодеградации отрицательно коррелируют [39, 41, 49].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Несмотря на то, что пожар средней интенсивности не оказывает статистически значимого воздействия на содержание ВОВ в почве, полученные данные свидетельствуют о том, что этот фактор влияет на свойства ВОВ, способствуя увеличению доли быстроминерализуемого пула. Постепенное увеличение доли медленноминерализуемого пула ВОВ в процессе постпирогенной сукцессии способствует закреплению углерода в почве. Однако даже через 60 лет после пожара доля быстроминерализуемого пула в составе ВОВ превышает соответствующий показатель фоновой почвы.

Биохимическая устойчивость ВОВ почв горной тундры на большинстве стадий послепожарной сукцессии определяется в первую очередь его собственными свойствами, а не характеристиками разлагающего его микробного сообщества.

При микробиологической трансформации ВОВ происходит значительное изменение его свойств, прежде всего, уменьшение концентрации азотсодержащих компонентов и увеличение доли гидрофобных ароматических соединений, что свидетельствует о первоочередном потреблении микробиотой простых алифатических компонентов ВОВ при относительной устойчивости веществ ароматического ряда. В процессе биодеградации происходит биокинетический отбор наиболее устойчивых к воздействию микроорганизмов компонентов ВОВ, которые обеспечивают восстановление общего пула углерода при послепожарном развитии почвы.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Полевые и лабораторные исследования выполнены при поддержке РФФИ (грант 18-34-00292). Обобщение результатов и подготовка рукописи выполнена в рамках госзадания (тема “Индикаторы трансформации биогеохимических циклов биогенных элементов в природных и антропогенных экосистемах”).

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Безкорвайная И.Н., Тарасов П.А., Иванова Г.А., Богородская А.В., Краснощекова Е.Н.* Азотный фонд песчаных подзолов после контролируемых выжиганий сосняков средней Сибири // Почвоведение. 2007. № 6. С. 775–783.
2. *Бузин И.С., Макаров М.И., Малышева Т.И., Кадулин М.С., Королева Н.Е., Маслов М.Н.* Трансформация соединений азота в почвах горно-тундровых экосистем Хибин // Почвоведение. 2019. № 5. С. 570–577. <https://doi.org/10.1134/S32180X1903002X>
3. *Егоров В.И.* Азотный режим и биологическая азотфиксация в сообществах мхов (Хибины) // Почвоведение. 2007. № 4. С. 505–509.
4. *Караванова Е.И., Одинцов П.Е., Степанов А.А.* Закономерности минерализации органических веществ почвенных растворов подзолистой почвы // Вестник Моск. ун-та. Сер. 17, почвоведение. 2019. № 3. С. 3–9.
5. Классификация и диагностика почв России. Смоленск: Ойкумена, 2004. 342 с.
6. *Маслов М.Н., Макаров М.И.* Органическое вещество почв горной тундры северной Фенноскандии // Вестник Моск. ун-та. Сер. 17, почвоведение. 2013. № 3. С. 3–7.
7. *Маслов М.Н., Макаров М.И.* Трансформация соединений азота в тундровых почвах Северной Фенноскандии // Почвоведение. 2016. № 7. С. 813–821. <https://doi.org/10.7868/S0032180X16070078>
8. *Маслов М.Н., Маслова О.А., Ежелев З.С.* Микробиологическая трансформация органического вещества в нефтезагрязненных тундровых почвах после рекультивации // Почвоведение. 2019. № 1. С. 103–110. <https://doi.org/10.1134/S0032180X19010106>
9. *Маслов М.Н., Маслова О.А., Копейна Е.И.* Динамика общего и лабильного пулов органического углерода почв при постпирогенной сукцессии экосистем горной тундры Хибин // Почвоведение. 2020. № 3. С. 1–10. <https://doi.org/10.31857/S0032180X20030041>
10. *Маслов М.Н., Маслова О.А., Поздняков Л.А., Копейна Е.И.* Биологическая активность почв горно-тундровых экосистем при постпирогенном восстановлении // Почвоведение. 2018. № 6. С. 728–737. <https://doi.org/10.1134/S1064229318060108>
11. *Одинцов П.Е., Караванова Е.И., Степанов А.А.* Трансформация водорастворимых органических веществ подстилок подзолов фоновых и техногенных территорий Кольского полуострова // Почвоведение. 2018. № 8. С. 1022–1032. <https://doi.org/10.1134/S0032180X18080099>
12. *Прокушкин А.С., Токарева И.В.* Влияние нагревания на органическое вещество лесных подстилок и почв в условиях эксперимента // Почвоведение. 2007. № 6. С. 698–706.
13. *Старцев В.В., Дымов А.А., Прокушкин А.С.* Почвы постпирогенных листовничников средней Сибири: морфология, физико-химические свойства и особенности почвенного органического вещества // Почвоведение. 2017. № 8. С. 912–925. <https://doi.org/10.7868/S0032180X17080111>
14. *Шамрикова Е.В., Кубик О.С., Пунегов В.В., Груздев И.В.* Влияние разнообразия биоты на состав низкомолекулярных водорастворимых органических соединений почв южной тундры // Почвоведение. 2014. № 3. С. 295–303.
15. *Autio I., Soinne H., Helin J., Asmala E., Hoikkala L.* Effect of catchment land use and soil type on the concentration, quality, and bacterial degradation of riverine dissolved organic matter // *Ambio*. 2016. V. 45. P. 331–349. <https://doi.org/10.1007/s13280-015-0724-y>
16. *Barcenas-Moreno G., Baath E.* Bacterial and fungal growth in soil heated at different temperatures to simulate a range of fire intensities // *Soil Biol. Biochem.* 2009. V. 41. P. 2517–2526. <https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2009.09.010>
17. *Choromanska U., DeLuca T.H.* Microbial activity and nitrogen mineralization in forest mineral soils following heating: evaluation of post-fire effects // *Soil Biol. Biochem.* 2002. V. 34(2). P. 263–271. [https://doi.org/10.1016/s0038-0717\(01\)00180-8](https://doi.org/10.1016/s0038-0717(01)00180-8)
18. *Clay G.D., Worrall F., Aebischer N.J.* Does prescribed burning on peat soils influence DOC concentrations in soil and runoff waters? Results from a 10 year chronosequence // *J. Hydrol.* 2012. V. 448–449. P. 139–148. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.04.048>
19. *Clay G.D., Worrall F., Fraser E.D.G.* Effects of managed burning upon dissolved organic carbon (DOC) in soil water and runoff water following a managed burn of a UK blanket bog // *J. Hydrol.* 2009. V. 367. P. 41–51. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2008.12.022>
20. *Edwards K.A., McCulloch J., Kershaw G.P., Jefferies R.L.* Soil microbial and nutrient dynamics in a wet Arctic sedge meadow in late winter and early spring // *Soil Biol. Biochem.* 2006. V. 38. P. 2843–2851. <https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2006.04.042>
21. *Fellman J.B., D'Amore D.V., Hood E., Boone R.D.* Fluorescence characteristics and biodegradability of dissolved organic matter in forest and wetland soils from coastal temperate watersheds in southeast Alaska // *Biogeochemistry*. 2008. V. 88. P. 169–184. <https://doi.org/10.1007/s10533-008-9203-x>
22. *Froberg M., Hanson P.J., Trumbore S.E., Swanston C.W., Todd D.E.* Flux of carbon from C-14-enriched leaf litter throughout a forest soil mesocosm // *Geoderma*. 2009. V. 149. P. 181–188. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2008.11.029>
23. *Gleixner G., Czimczik C.J., Kramer C., Lukher B., Schmidt M.W.I.* Plant compounds and their turnover and stabilization as soil organic matter // *Global biogeochemical cycles in the climate system*. Academic Press San Diego, 2001. P. 201–215.
24. *Gregorich E.G., Beare M.H., Stoklas U., St-Georges P.* Biodegradability of soluble organic matter in maize-cropped soils // *Geoderma*. 2003. V. 113. P. 237–252. [https://doi.org/10.1016/s0016-7061\(02\)00363-4](https://doi.org/10.1016/s0016-7061(02)00363-4)

25. *Hockaday W.C., Grannas A.M., Kim S., Hatcher P.G.* Direct molecular evidence for the degradation and mobility of black carbon in soils from ultrahigh-resolution mass spectral analysis of dissolved organic matter from a fire-impacted forest soil // *Org. Geochem.* 2006. V. 37. P. 501–510.
<https://doi.org/10.1016/j.orggeochem.2005.11.003>
26. *Hongve D., van Hees P.A.W., Lundstrom U.S.* Dissolved components in precipitation water percolated through forest litter // *Eur. J. Soil Sci.* 2000. V. 51. P. 667–677.
<https://doi.org/10.1111/j.1365-2389.2000.00339.x>
27. *Huang W., McDowell W.H., Zou X., Ruan H., Wang J., Ma Z.* Qualitative differences in headwater stream dissolved organic matter and riparian water-extractable soil organic matter under four different vegetation types along an altitudinal gradient in the Wuyi Mountains of China // *Appl. Geochem.* 2015. V. 52. P. 67–75.
<https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2014.11.014>
28. *Ilina S.M., Drozdova O.Y., Lapitskiy S.A., Alekhin Y.V., Demin V.V., Zavgorodnyaya Y.A., Shirokova L.S., Jérôme V., Pokrovsky O.S.* Size fractionation and optical properties of dissolved organic matter in the continuum soil solution-bog-river and terminal lake of a boreal watershed // *Org. Geochem.* 2014. V. 66. P. 14–24.
<https://doi.org/10.1016/j.orggeochem.2013.10.008>
29. IUSS Working Group WRB. World Reference Base for Soil Resources 2014, update 2015 International soil classification system for naming soils and creating legends for soil maps. World Soil Resources Reports No. 106, Rome.
30. *Kaiser K., Kalbitz K.* Cycling downwards – dissolved organic matter in soils // *Soil Biol. Biochem.* 2012. V. 52. P. 29–32.
<https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2012.04.002>
31. *Kaiser K., Zech W.* Sorption of dissolved organic nitrogen by acid subsoil horizons and individual mineral phases // *Eur. J. Soil Sci.* 2000. V. 51. P. 403–411.
<https://doi.org/10.1046/j.1365-2389.2000.00320.x>
32. *Kalbitz K., Schmerwitz J., Schwesig D., Matzner E.* Biodegradation of soil-derived dissolved organic matter as related to its properties // *Geoderma.* 2003. V. 113. P. 273–291.
[https://doi.org/10.1016/s0016-7061\(02\)00365-8](https://doi.org/10.1016/s0016-7061(02)00365-8)
33. *Kalbitz K., Schwesig D., Schmerwitz J., Kaiser K., Hamaier L., Glaser B., Ellerbrock R., Leinweber P.* Changes in properties of soil-derived dissolved organic matter induced by biodegradation // *Soil Biol. Biochem.* 2003. V. 35. P. 1129–1142.
[https://doi.org/10.1016/s0038-0717\(03\)00165-2](https://doi.org/10.1016/s0038-0717(03)00165-2)
34. *Kalbitz K., Solinger S., Park J.H., Michalzik B., Matzner E.* Controls on the dynamics of dissolved organic matter in soils: a review // *Soil Sci.* 2000. V. 165. P. 277–304.
35. *Kiikkila O., Kitunen V., Smolander A.* Degradability of dissolved organic carbon and nitrogen in relation to tree species // *FEMS Microbiol. Ecol.* 2005. V. 53. P. 33–40.
36. *Kiikkila O., Kitunen V., Smolander A.* Dissolved soil organic matter from surface organic horizons under birch and conifers: degradation in relation to chemical characteristics // *Soil Biol. Biochem.* 2006. V. 38. P. 737–746.
<https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2005.06.024>
37. *Li J., Tong X., Awasthi M.K., Wu F., Ha S., Ma J., Sun X., He C.* Dynamics of soil microbial biomass and enzyme activities along a chronosequence of desertified land re-vegetation // *Ecol. Eng.* 2018. V. 111. P. 22–30.
38. *Liu H., Wu Y., Ai Z., Zhang J., Zhang C., Xue S., Liu G.* Effects of the interaction between temperature and re-vegetation on the microbial degradation of soil dissolved organic matter (DOM) – A DOM incubation experiment // *Geoderma.* 2019. V. 337. P. 812–824.
<https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2018.10.041>
39. *Marschner B., Kalbitz K.* Controls of bioavailability and biodegradability of dissolved organic matter in soils // *Geoderma.* 2003. V. 113. P. 211–235.
[https://doi.org/10.1016/s0016-7061\(02\)00362-2](https://doi.org/10.1016/s0016-7061(02)00362-2)
40. *Nguyen B.T., Lehmann J., Hockaday W.C., Joseph S., Masiello C.A.* Temperature sensitivity of black carbon decomposition and oxidation // *Environ. Sci. Technol.* 2010. V. 44. P. 3324–3331.
<https://doi.org/10.1021/es903016y>
41. *Olefeldt D., Turetsky M.R., Blodau C.* Altered composition and microbial versus UV-mediated degradation of dissolved organic matter in boreal soils following wild-fire // *Ecosystems.* 2013. V. 16. P. 1396–1412.
<https://doi.org/10.1007/s10021-013-9691-y>
42. *Petrone K.C., Richards J.S., Grierson P.F.* Bioavailability and composition of dissolved organic carbon and nitrogen in a near coastal catchment of south-western Australia // *Biogeochemistry.* 2009. V. 92. P. 27–40.
<https://doi.org/10.1007/s10533-008-9238-z>
43. *Piirsoo K., Viik M., Koiv T., Kairo K., Laas A., Noges T., Pall P., Selberg A., Toomsalu L., Vilbaste S.* Characteristics of dissolved organic matter in the inflows and in the outflow of Lake Vortsjarv, Estonia // *J. Hydrol.* 2012. V. 475. P. 306–313.
44. *Preston C.M., Schmidt M.W.I.* Black (pyrogenic) carbon: A synthesis of current knowledge and uncertainties with special consideration of boreal regions // *Biogeochemistry.* 2006. V. 3. P. 397–420.
<https://doi.org/10.5194/bg-3-397-2006>
45. *Qualls R.G., Haines B.L.* Biodegradability of dissolved organic matter in forest through fall, soil solution, and stream water // *Soil Sci. Soc. Am. J.* 1992. V. 56. P. 578–586.
46. *Sachse A., Babenzien D., Ginzler G., Gelbrecht J., Steinberg C.E.W.* Characterization of dissolved organic carbon (DOC) in a dystrophic lake and an adjacent fen // *Biogeochemistry.* 2001. V. 54. P. 279–296.
47. *Sanderman J., Baldock J.A., Amundson R.* Dissolved organic carbon chemistry and dynamics in contrasting forest and grassland soils // *Biogeochemistry.* 2008. V. 89. P. 181–198.
<https://doi.org/10.1007/s10533-008-9211-x>
48. *Stark S.* Nutrient cycling in the tundra // *Nutrient cycling in terrestrial ecosystems. Soil Biology.* 2007. V. 10. P. 309–331.
49. *Sun S., Liu J., Li Y., Jiang P., Chang S.X.* Similar quality and quantity of dissolved organic carbon under different land use systems in two Canadian and Chinese soils // *J. Soils Sediments.* 2013. V. 13. P. 34–42.
<https://doi.org/10.1007/s11368-012-0604-z>
50. *Sun S., Liu J., Chang S.* Temperature sensitivity of soil carbon and nitrogen mineralization: impacts of nitrogen species and land use type // *Plant Soil.* 2013. V. 372.

- P. 597–608.
<https://doi.org/10.1007/s11104-013-1758-1>
51. Sundqvist M.K., Wardle D.A., Olofsson E., Giesler R., Gundale M.J. Chemical properties of plant litter in response to elevation: subarctic vegetation challenges phenolic allocation theories // *Functional Ecology*. 2012. V. 26. P. 1090–1099.
<https://doi.org/10.1111/j.1365-2435.2012.02034.x>
52. van Gaelen N., Verschoren V., Clymans W., Poesen J., Govers G., Vanderborcht J., Diels J. Controls on dissolved organic carbon export through surface runoff from loamy agricultural soils // *Geoderma*. 2014. V. 226–227. P. 387–396.
<https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2014.03.018>
53. Wagai R., Sollins P. Biodegradation and regeneration of water-soluble carbon in a forest soil: leaching column study // *Biol. Fertil. Soils*. 2002. V. 35. P. 18–26.
<https://doi.org/10.1007/s00374-001-0434-4>
54. Weishaar J.L., Aiken G.R., Bergamaschi B.A., Fram M.S., Fujii R., Mopper K. Evaluation of specific ultraviolet absorbance as an indicator of the chemical composition and reactivity of dissolved organic carbon // *Environ. Sci. Technol.* 2003. V. 37. P. 4702–4708.
<https://doi.org/10.1021/es030360x>
55. Worrall F., Armstrong A., Adamson J.K. The effects of burning and sheep-grazing on water table depth and soil water quality in a upland peat // *J. Hydrol.* 2007. V. 339. P. 1–14.
<https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2006.12.025>
56. Xiao H., Li Z., Dong Y., Chang X., Deng L., Huang J., Nie X., Liu C., Liu L., Wang D., Liu Q., Zhang Y. Changes in microbial communities and respiration following the revegetation of eroded soil // *Agric. Ecosyst. Environ.* 2017. V. 246. P. 30–37.
<https://doi.org/10.1016/j.agee.2017.05.026>
57. Yano Y., McDowell W.H., Aber J.D. Biodegradable dissolved organic carbon in forest soil solution and effects of chronic nitrogen deposition // *Soil Biol. Biochem.* 2000. V. 32. P. 1743–1751.
[https://doi.org/10.1016/s0038-0717\(00\)00092-4](https://doi.org/10.1016/s0038-0717(00)00092-4)
58. Zsolnay A. Dissolved organic matter: artefacts, definitions and functions // *Geoderma*. 2003. V. 113. P. 187–209.
[https://doi.org/10.1016/s0016-7061\(02\)00361-0](https://doi.org/10.1016/s0016-7061(02)00361-0)

Biochemical Stability of Water-Soluble Organic Matter in Tundra Soils of the Khibiny Mountains during Post-Fire Succession

M. N. Maslov^{1, *}, O. A. Maslova¹, and E. I. Kopeina²

¹Lomonosov Moscow State University, Moscow, 119991 Russia

²Polar Alpine Botanical Garden-Institute, Apatity, 184209 Russia

*e-mail: maslov.m.n@yandex.ru

The dynamics of the content and resistance of water-soluble organic matter (WSOM) to microbiological transformation in dry-peat podbur (Entic Folic Podzols) of the post-fire succession in the dwarf shrub mountainous tundra of the Khibiny Mountains was studied. A medium-intensity fire did not lead to a statistically significant decrease in the content of WSOM in the soil compared to the background area. The activity of WSOM mineralization was mainly determined by the WSOM properties rather than by the microbial community. The dynamics of biodegradation were adequately described by a two-component exponential model of the first order with the establishment of a statistically reliable existence of fast- (mean residence time less than 1 day) and slow-mineralized (mean residence time from 33 to 111 days) pools. The maximum share of the fast pool was typical for the soil immediately after a fire and gradually decreased during further succession. In the course of biodegradation, the biokinetic selection of the most resistant hydrophobic compounds of aromatic structure took place, while the simple nitrogen-containing components of WSOM were consumed by microorganisms first.

Keywords: biodegradation, mineralization, natural fire, Entic Folic Podzols