

# СОДЕРЖАНИЕ

Номер 7, 2021

## ГЕНЕЗИС И ГЕОГРАФИЯ ПОЧВ

Лесные пирогенные торфяные почвы и глееземы заболоченных горных долин юга Енисейской Сибири

*Т. Т. Ефремова, А. В. Пименов, С. П. Ефремов, А. Ф. Аврова* 771

Использование почвенно-геоморфологической базы данных для изучения пространственной изменчивости содержания гумуса, физической глины и ила в почвах Кузнецко-Салаирской геоморфологической провинции

*Н. В. Гопп* 783

## ХИМИЯ ПОЧВ

Полициклические ароматические углеводороды и изотопы углерода в торфе миграционного бугра пучения (Большеземельская тундра)

*Ю. К. Васильчук, А. Д. Белик, Н. А. Буданцева, А. Н. Геннадиев, А. К. Васильчук, Дж. Ю. Васильчук, Ю. А. Завгородняя, А. П. Гинзбург, Л. Б. Блудушкина* 797

## ФИЗИКА ПОЧВ

Некоторые особенности использования оптических свойств поверхности почв для определения их влажности

*И. Ю. Савин, Г. В. Виндекер* 806

Оценка температурной чувствительности эмиссии CO<sub>2</sub> с поверхности торфяных почв севера Западной Сибири методом трансплантации почвенных монолитов

*Г. В. Матышак, М. О. Тархов, И. М. Рыжова, О. Ю. Гончарова, А. Р. Сефилян, С. В. Чуванов, Д. Г. Петров* 815

## БИОЛОГИЯ ПОЧВ

Оценка биогенности и биоактивности агросерых глееватых неосушенных и осушенных почв

*И. В. Ковалев, В. М. Семенов, Н. О. Ковалева, Т. Н. Лебедева, В. М. Яковлева, Н. Б. Паутова* 827

Микробная биомасса в низинных торфяниках: запасы, структура, активность

*А. В. Головченко, Ю. Д. Дмитриенко, А. А. Морозов, Л. А. Поздняков, Т. В. Глухова, Л. И. Инешева* 838

Биологическая память почв об изменениях условий почвообразования и антропогенной деятельности в прошлом: микробная и ферментная составляющие

*А. В. Борисов, Т. С. Демкина, Н. Н. Каширская, Т. Э. Хомутова, Е. В. Чернышева* 849

## АГРОХИМИЯ И ПЛОДОРОДИЕ ПОЧВ

Влияние низких концентраций стабильных электрофоретических фракций почвенных гуминовых кислот на стимуляцию/ингибирование длины корней проростков семян редиса

*О. Е. Трубецкая, О. А. Трубецкой* 862

## ДЕГРАДАЦИЯ, ВОССТАНОВЛЕНИЕ И ОХРАНА ПОЧВ

Распределение полициклических ароматических углеводородов в системе почва–растение под влиянием автотранспортных нагрузок городской среды

*А. П. Хаустов, Ж. Д. Кенжин, М. М. Редина, А. М. Алейникова* 871

Современные почвообразовательные процессы в постагрогенных дерново-подзолистых почвах Удмуртской Республики

*А. В. Леднев, А. В. Дмитриев* 884

# Contents

---

---

No. 7, 2021

---

---

## Genesis and Geography of Soils

- Forest Pyrogenic Peat Soils and Gleyzems in Swampy Mountain Valleys  
in the South of Yenisei Siberia  
*T. T. Efremova, A. V. Pimenov, S. P. Efremov, and A. F. Avrova* 771
- Using Soil-Geomorphological Database to Study the Spatial Variability of Humus,  
Physical Clay, and Clay Content in Soils of Kuznetsk-Salair Geomorphological Province  
*N. V. Gopp* 783
- 

## Soil Chemistry

- Polycyclic Aromatic Hydrocarbons and Carbon Isotopes in Palsa Peat  
(Bol'shezemel'skaya Tundra)  
*Yu. K. Vasil'chuk, A. D. Belik, N. A. Budantseva, A. N. Gennadiyev, A. C. Vasil'chuk,  
J. Yu. Vasil'chuk, Ju. A. Zavgorodnyaya, A. P. Ginzburg, and L. B. Bludushkina* 797
- 

## Soil Physics

- Some Particularities of the Soil Surface Optical Properties Usage to Detect Soil Moisture  
*I. Yu. Savin and G. V. Vindeker* 806
- Temperature Sensitivity of CO<sub>2</sub> Efflux from the Surface of Palsa Peatlands  
in Northwestern Siberia Assessed by Transplantation Method  
*G. V. Matyshak, M. O. Tarkhov, I. M. Ryzhova, O. Yu. Goncharova,  
A. R. Sefiliyan, S. V. Chuvanov, and D. G. Petrov* 815
- 

## Soil Biology

- Estimation of the Biogenicity and Bioactivity of Agrogray Gleyed Non-Drained  
and Drained Soils  
*I. V. Kovalev, V. M. Semenov, N. O. Kovaleva, T. N. Lebedeva,  
V. M. Yakovleva, N. B. Pautova* 827
- Microbial Biomass in Eutrophic Peatlands: Supplies, Structure, Activity  
*A. V. Golovchenko, Ju. D. Dmitrienko, A. A. Morozov,  
L. A. Pozdnyakov, T. V. Glukhova, and L. I. Inisheva* 838
- Changes in the Past Soil-Forming Conditions and Human Activity  
in Soil Biological Memory: Microbial and Enzyme Components  
*A. V. Borisov, T. S. Demkina, N. N. Kashirskaya,  
T. E. Khomutova, and E. V. Chernysheva* 849
- 

## Agricultural Chemistry and Fertility of Soils

- Influence of Low Concentrations of Stable Electrophoretic Fractions of Soil Humic Acids  
on Stimulation/Inhibition of Root Length of Radish Seedlings  
*O. E. Trubetskaya and O. A. Trubetskoi* 862
- 

## Degradation, Rehabilitation, and Conservation of Soils

- Distribution of Polycyclic Aromatic Hydrocarbons in the Soil-Plant System as Affected  
by Motor Transport in the Urban Environment  
*A. P. Khaustov, Zh. D. Kenzhin, M. M. Redina, and A. M. Aleinikova* 871
- Recent Soil-Forming Processes in Postagrogenic Soddy-Podzolic Soils of the Udmurt Republic  
*A. V. Lednev and A. V. Dmitriev* 884
- 
-

## ГЕНЕЗИС И ГЕОГРАФИЯ ПОЧВ

УДК 634.445.124+631.44.06+630.43

### ЛЕСНЫЕ ПИРОГЕННЫЕ ТОРФЯНЫЕ ПОЧВЫ И ГЛЕЕЗЕМЫ ЗАБОЛОЧЕННЫХ ГОРНЫХ ДОЛИН ЮГА ЕНИСЕЙСКОЙ СИБИРИ

© 2021 г. Т. Т. Ефремова<sup>а</sup>, \*, А. В. Пименов<sup>а</sup>, С. П. Ефремов<sup>а</sup>, А. Ф. Аврова<sup>а</sup>

<sup>а</sup>Институт леса им. В.Н. Сукачева СО РАН, Обособленное подразделение ФИЦ КНЦ СО РАН,  
Академгородок, 50/28, Красноярск, 660036 Россия

\*e-mail: efr2@ksc.krasn.ru

Поступила в редакцию 10.06.2020 г.

После доработки 12.12.2020 г.

Принята к публикации 28.12.2020 г.

На примере ельника заболоченной долины Кузнецкого Алатау (абсолютная высота 622 м) изучено различие торфяных эвтрофных почв (Hypereutric Sapric Histosols) и глееземов торфянистых (Eutric Histic Gleysols) через 20 лет после лесо-торфяного пожара. Почвы с сохранившимися от выгорания торфянистыми горизонтами характеризуются высокой вариабельностью свойств ( $C_v$  25–33%). Зольность изменяется в интервале 23–81%, величина рН 5.8–8.2, плотность 0.09–0.49 г/см<sup>3</sup>, содержание органического углерода 7–37%, объемная влажность 31–85%. Статистически обосновано выделение четырех группировок пирогенных почв. Максимальными возможностями различать кластеры обладает показатель содержания органического углерода (93%). Значительно меньшая доля различия обеспечивается объемной влажностью (6%). Кластеры пирогенных почв, идентифицированные как торфяные, глееземы торфянистые, глееземы мелкоторфянистые и деструктивные, составляют почвенную комбинацию пожарища. Получена новая информация об убыли углерода в пирогенном субстрате, уточняющая сведения о потерях углерода, которые оцениваются в основном по глубине прогорания торфяной толщи. Величина потерь в слое 0–20 см в зависимости от интенсивности пирогенного воздействия составляет 0.4–6.3 кг С/м<sup>2</sup>, что эквивалентно выбросам в атмосферу CO<sub>2</sub> от 1.4 до 23 кг/м<sup>2</sup>.

**Ключевые слова:** потери углерода, кластеры почв, многомерный статистический анализ, лесо-торфяные пожары, пассивное тление

DOI: 10.31857/S0032180X21070030

#### ВВЕДЕНИЕ

Проблема глобального экологического кризиса – это не только загрязнение окружающей среды, но и разрушение естественных экосистем в результате хозяйственной деятельности человека и воздействия экзогенных факторов абиотического характера [22]. Мощным внешним фактором влияния на болотные экосистемы являются лесо-торфяные пожары.

Лесные болота с высоко полнотными древостоями, хотя и с меньшей частотой, чем суходольные, подвержены циклическому воздействию пожаров [8, 19, 28, 31]. Эвтрофные болота, как правило, безлесные и более обводненные менее предрасположены к пожарам, которые могут развиваться лишь на дренированных полосах вдоль речек. Опасность возгорания создается, когда уровень стояния поверхностных вод на болотах опускается ниже 50 см, влагосодержание торфа достигает критических значений 200%, а осадки за пожарный сезон составляют 60–80% от средних многолетних данных. С показателями пожарной погоды установ-

лена также временная последовательность горения торфяников Западной Канады [44].

Спонтанные пирогенные процессы на болотах имеют важное по своей экологической сути значение, но их оценка неоднозначна. Установлен мелиоративный эффект на лесных болотах преимущественно олиготрофного и олиго-мезотрофного ряда развития [3, 7, 12, 18, 25, 43]. На осушенных болотах даже несильные низовые пожары вызывают катастрофические последствия для древостоев [4]. Является также проблематичным использование глубоко деградированных пирогенно-преобразованных осушенных торфяников в земледелии без радикальной рекультивации [5, 13, 14, 20].

Возрастающее понимание роли парниковых газов в изменении глобального климата, в том числе в связи с эмиссией CO и CO<sub>2</sub> при пожарах, вызвала необходимость более широкого и пристального изучения потерь органического углерода при возгорании болот. Показано, что наибольшее количество сгораемого органического вещества в расче-

тах на единицу площади приходится на почвенные (подземные) пожары, обозначены сложности исчисления убыли углерода и предложены косвенные методы оценки его потерь, отмечен недостаток натурных данных особенно в таежной зоне и нашей стране [6, 11, 27, 36, 38, 39, 42, 45, 46].

Особенностью горения лесных и торфяных пожаров является их высокая мозаичность и рассредоточенность в пространстве [23, 35, 40, 41]. Однако сведений о пространственной неоднородности пироторфяных рядов почв, связанных с силой пожара, немного. Показано, что пожар на олиготрофном болоте о. Сахалин сопровождался формированием неоднородности почвенного покрова с участием олиготрофных торфяных, олиготрофных торфяно-глеевых и их пирогенных подтипов [21]. Пространственные комбинации самих пирогенных почв в указанной публикации не рассматриваются.

Пожары на болотах в силу присутствия избыточных горизонтов сопровождаются химическим и механическим недожогом. Он выражает долю торфяного субстрата, не участвующего по каким-либо причинам в горении, которому сопутствуют процессы распада органического вещества торфа с участием воды [2, 26]. Между тем, в пирогенном субстрате потери углерода, как правило, не рассматриваются.

Итак, в текущее время наименее изученными остаются пирогенные эвтрофные почвы лесных болот. Не уделяется должного внимания степени различия их свойств, которое обусловлено большим рассредоточением лесных пожаров по площади горения. Практически не рассматриваются потери органического углерода в составе механического и химического недожого.

Цель работы – выявить пространственную неоднородность свойств торфяных эвтрофных почв и глееземов торфянистых вследствие лесоторфяного пожара и оценить потери органического углерода в постпирогенном материале (механический и химический недожог).

## ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Изучали торфяные эвтрофные почвы и глееземы торфянистые (Hypereutric Sapric Histosols, Eutric Histic Gleysols) восточного макросклона Кузнецкого Алатау [17, 24], пройденные пожаром. По классификации [17] – пирогенный подтип почв. Торфяные болота формируются неширокой, довольно протяженной полосой по узким горным ущельям, долинам рек, ручьев и речек с устойчивым мерзлотно-торфяным водоупором. Болота питаются подземными водами, надмерзлотной верховодкой, аллювиальными и делювиальными потоками. Заболоченные долины по-

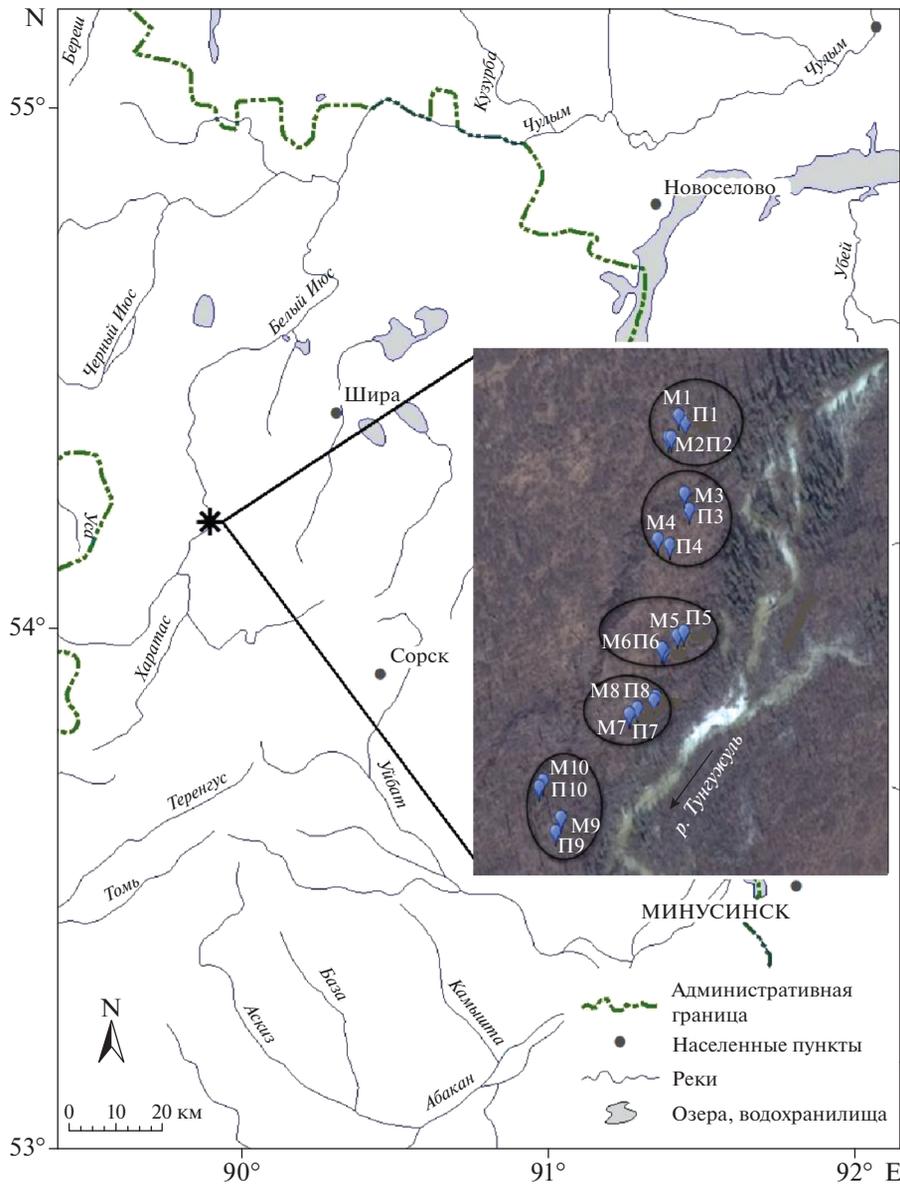
крыты в основном ельниками преимущественно гипново-зеленомошной группы типов леса.

Непосредственным объектом исследования послужил торфяной массив (1.8 тыс. га) в долине реки Тунгжуль (622 м над ур. м.). Заболоченная долина занята разновозрастным зеленомошно-гипновым ельником (*Picea obovata* Ledeb.) Va класса бонитета. Степень проективного покрытия мхами составляет 95%. Сухой весной 1999 г. площадь более 200 га пройдена крупным лесоторфяным пожаром вблизи деревни Усть-Тунгжуль (Республика Хакасия). Ко времени обследования в сентябре 2018 г., то есть спустя 20 лет, болото представляло собой труднопроходимую территорию, занятую густым березняком (*Betula pubescens* Ehrh.) кустарниковым осоково-зеленомошным, относящимся к группе кратковременно-производных постпирогенных травяных лесов. Флористический состав на 87% слагается сосудистыми растениями. Возраст березняков – 17–20 лет соответствует послепожарному периоду. Поверхность гари имеет хорошо выраженный микрорельеф в виде пестрой мозаики понижений, мочажин и возвышений из кочек осок, мхов и скоплений валежника.

Эколого-пирологическую трансекту заложили вдоль русла реки на расстоянии 25–35 м от берегового вала (географические координаты 54°14'24.70" N, 89°35'59.40" E – 54°14'30.60" N, 89°36'03.10" E) и разбили на 5 пробных площадей, удаленных друг от друга примерно на 50–60 м (рис. 1). На каждой, сообразно доминирующему напочвенному покрову, выделили по 2 участка, в пределах которых заложили почвенные разрезы по элементам микрорельефа – мочажина (М), повышение (П). В данном сообщении обсуждаются результаты влияния термического воздействия на мочажину как доминирующие элементы микрорельефа гари. Увеличение доли отрицательных форм микрорельефа вследствие пожара установлено также в бореальных торфяниках за 100-летнюю сукцессионную хроносеквенцию [33, 34].

Интенсивность воздействия пожара на торфяную почву оценивали косвенно. Руководствовались преимущественно: а) особенностями морфолого-генетического строения почвенного профиля – мощностью невыгоревшего торфяного субстрата, сохранностью подстилки и ее мощностью, б) разнообразием непосредственных признаков пожара – углей, прослойки пирогенной золы, углистых примазок, степенью пластичности (липкости) торфа. По данным признакам в пределах полигона выделено (условно) слабое, умеренное, среднее и интенсивное воздействие пожара на торфяную залежь.

Почвы с торфян(ист)ыми горизонтами отбирали в виде монолитов 35 × 35 × 40 см по элементам микрорельефа в четырех повторностях. Химический анализ проведен в образцах преимуще-



**Рис. 1.** Карта-схема района исследований лесных пирогенных почв и размещение участков (пробных площадей) эколого-пирологической трансекты на зимнем космическом снимке. Условные обозначения: окружности – пробные площади, цифры – номера участков, П – микроповышение, М – мочажина.

ственно из корнеобитаемой зоны (0–20 см). Зольность торфа определяли сжиганием в муфельной печи при температуре 850°C, величина рН – потенциометрически, плотность почвы – методом режущего кольца [1]. Содержание углерода определяли на элементном анализаторе FLASH<sup>TM</sup>1112 (производитель Thermo Quest Italia). Пластичность торфяного субстрата оценивали, пользуясь рекомендациями Качинского [15]. Многомерный статистический анализ выполнен в программе EXCEL и STATISTICA 6 по руководству [32].

### РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Содержание углерода и физико-химические показатели пирогенных торфяных почв и глеезёмов торфянистых характеризуются в географических координатах эколого-пирологической трансекты.

Количество углерода в почвах фитогенных микропонижений участков (индекс М) эколого-пирологической трансекты значительно варьирует (табл. 1) и образует следующий нисходящий ряд: М-9<sub>32.2</sub> > М-2<sub>25.5</sub> ≈ М-1 ≈ М-3 > М-8<sub>19</sub> ≈ М-5 ≈ М-6 ≈ М-4 > М-7<sub>13.3</sub> = М-10 (нижний индекс, С%).

**Таблица 1.** Статистическая оценка физико-химических свойств и содержания углерода в пирогенных почвах эколого-пирологической трансекты

Статистические показатели	Номера участков										В целом по трансекте
	М-1	М-2	М-3	М-4	М-5	М-6	М-7	М-8	М-9	М-10	
Углерод, %											
Среднее ( <i>x</i> )	23.8	25.5	22.1	18.1	18.3	18.4	13.4	19.0	32.2	13.3	20.5
<i>m</i> <sub>x</sub>	3.4	2.6	2.2	1.3	1.4	1.5	2.3	1.7	1.2	2.6	1.1
Медиана	21.1	23.2	19.8	16.8	18.8	18.9	11.9	19.5	32.1	11.8	19.6
Минимум	16.0	20.4	16.7	15.3	13.7	13.8	8.2	14.1	28.8	7.1	7.1
Максимум	33.8	33.9	29.1	22.9	21.2	23.8	20.1	23.5	36.7	21.4	36.7
<i>C</i> <sub>v</sub> , %	28	21	20	15	15	16	32	18	7	39	33
Активная кислотность, рН <sub>H<sub>2</sub>O</sub>											
Среднее ( <i>x</i> )	7.4	6.5	7.0	7.1	7.6	7.3	7.9	7.4	6.9	7.9	7.3
<i>m</i> <sub>x</sub>	0.1	0.2	0.1	0.1	0.0	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.05
Медиана	7.5	6.6	7.1	7.1	7.7	7.2	8.1	7.3	6.8	8.1	7.3
Мода	7.7	7.2	7.0	7.4	7.7	7.2	8.2	7.3	6.8	8.2	7.2
Минимум	6.9	5.8	6.2	6.9	7.5	6.7	7.5	7.2	6.5	7.4	5.8
Максимум	7.7	7.2	7.5	7.5	7.8	7.9	8.2	7.7	7.2	8.2	8.2
<i>C</i> <sub>v</sub> , %	4	8	7	3	1	7	4	3	3	4	7
Объемная влажность, %											
Среднее ( <i>x</i> )	52.0	65.7	71.5	56.7	75.8	67.9	73.7	65.8	38.5	40.7	60.8
<i>m</i> <sub>x</sub>	12.0	5.5	2.8	3.9	5.5	0.9	3.9	3.6	4.4	5.4	8.7
Медиана	51.3	68.9	73.1	55.0	75.5	67.3	75.4	68.0	34.8	38.2	66.3
Минимум	31.5	55.0	66.0	51.0	66.4	66.7	66.3	58.8	33.5	32.9	31.5
Максимум	73.1	73.2	75.2	64.2	85.4	69.8	79.3	70.6	47.3	51.1	85.4
<i>C</i> <sub>v</sub> , %	40	14	7	12	13	2	9	9	20	23	25
Зольность, %											
Среднее ( <i>x</i> )	47.5	44.4	50.9	58.3	57.9	57.7	68.4	56.7	31.6	67.3	54.1
<i>m</i> <sub>x</sub>	3.7	2.9	2.4	1.4	1.5	1.6	2.5	1.9	1.3	2.8	1.2
Медиана	52.6	48.7	55.0	60.8	57.0	56.9	70.1	55.7	31.8	70.2	55.5
Минимум	28.6	28.5	37.4	49.2	52.5	47.5	54.6	48.1	23.1	52.1	23.1
Максимум	62.3	54.0	60.9	63.7	66.7	66.5	81.4	65.9	38.1	79.1	81.4
<i>C</i> <sub>v</sub> , %	27	22	17	9	9	10	13	12	14	15	24
Плотность, г/см <sup>3</sup>											
Среднее ( <i>x</i> )	0.202	0.307	0.356	0.331	0.339	0.340	0.298	0.302	0.177	0.456	0.299
<i>m</i> <sub>x</sub>	0.047	0.022	0.048	0.056	0.010	0.036	0.044	0.055	0.020	0.122	0.016
Медиана	0.201	0.301	0.352	0.297	0.334	0.342	0.277	0.262	0.168	0.438	0.277
Минимум	0.094	0.268	0.269	0.236	0.322	0.251	0.216	0.219	0.140	0.180	0.094
Максимум	0.310	0.358	0.449	0.494	0.368	0.424	0.423	0.465	0.230	0.768	0.494
<i>C</i> <sub>v</sub> , %	47	14	27	34	6	21	30	37	23	53	33

Примечание. *m*<sub>x</sub> – ошибка среднего арифметического; *C*<sub>v</sub>, % – коэффициент вариации.

Содержание зольных веществ в пирогенных образованиях значительно (в 4.5 раза) превышает конституционное (12%) и прямо противоположно тренду углерода. Реакция среды изменяется в интервале от слабокислой (М-3, М-2, М-9) до

щелочной (М-7 и М-10). Максимальной плотностью сложения характеризуются пирогенные почвы участка М-10, наиболее низкой – М-9, остальные – относительно сходны между собой. Наибольший величиной объемной влажности

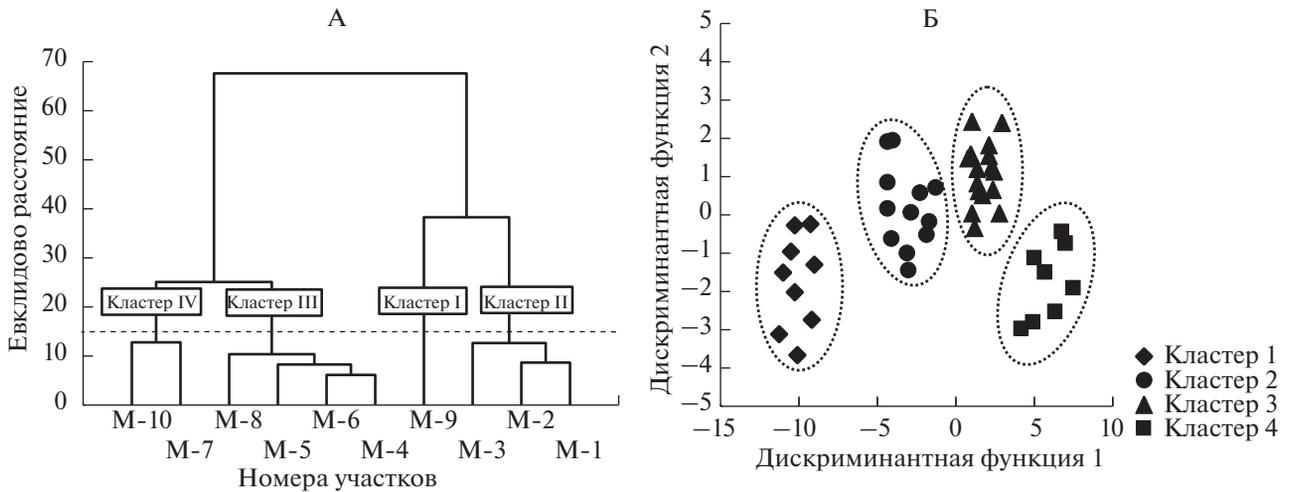


Рис. 2. Вертикальная древовидная кластеризация пирогенных почв по физико-химическим показателям (А), размещение кластеров на плоскости в многомерном пространстве признаков (Б).

отличается торфяной субстрат участков М-3, М-5 и М-7, наименьшей – М-9 и М-10.

**Многомерный статистический анализ.** Сильная изменчивость физико-химических показателей и содержания углерода обусловили целесообразность группировки пирогенных почв, которая позволит судить о глубине их преобразования в связи с интенсивностью теплового воздействия. Систематизацию выполнили методом кластерного анализа, используя всю совокупность полученных данных. Применили евклидово расстояние и метод полной связи. На дендрограмме четко обозначились 4 кластера (рис. 2, А). В самостоятельный выделились торфяные почвы участка М-9 – кластер I. Последовательно практически один за другим сгруппировались участки: (М-1 + М-2 + М-3) – кластер II, (М-4 + М-5 + М-6 + М-8) – кластер III, (М-7 + М-10) – кластер IV. Достоверность межгрупповых различий и персональный вклад физико-химических свойств в группировку пирогенных почв оценили с помощью дискри-

мантного анализа. Согласно квадратам расстояния Махаланобиса и *p*-уровню значимости, кластеры почв достоверно отличаются друг от друга и характеризуются 100% попаданием в соответствующую группу (табл. 2). Вне модели оказались показатели зольности и объемной массы. Содержание углерода, объемная влажность и актуальная кислотность, судя по *F*-критерию и лямбде Уилкса, лежащей около 0, способны значимо различать сформированные кластеры почв (табл. 3).

С помощью канонического корреляционного анализа находили зависимость между взвешенными суммами переменных из каждого множества: а) 4 кластера, б) дисперсии почвенных признаков (*n* = 120). Взвешенные суммы определяют канонический корень – каноническую дискриминантную функцию (каноническую переменную) как некую “скрытую” переменную, объясняющую долю изменчивости между двумя наборами переменных. Максимальное число оцениваемых функций равно числу переменных наименьшего

Таблица 2. Оценка межгрупповой дисперсии кластеров пирогенных почв методом дискриминантного анализа

Индекс кластера	Квадраты расстояний Махаланобиса, <i>p</i> -уровни значимости				Матрица классификации				
					% попадания	число попаданий			
	I	II	III	IV		I	II	III	IV
I	–	54.8	142.6	253.0	100	9	0	0	0
II	<0.001	–	22.2	81.7	100	0	12	0	0
III	<0.001	<0.001	–	26.3	100	0	0	16	0
IV	<0.001	<0.001	<0.001	–	100	0	0	0	8
					Итоги классификации:				
					100	9	12	16	8

**Таблица 3.** Результаты пошагового дискриминантного анализа вклада переменных в группировку пирогенных почв

Переменные модели	Лямбда Уилкса	Частная лямбда	F-критерий	p-уровень	Толерантность (T)	R <sup>2</sup> (1-T)
Качество модели: лямбда Уилкса – 0.029, F-критерий – 57.2, p-уровень <0.001						
Углерод, %	0.134	0.105	96.8	0.000	0.894	0.106
Объемная влажность, %	0.029	0.490	11.8	0.000	0.980	0.020
pH <sub>H<sub>2</sub>O</sub>	0.019	0.729	4.2	0.012	0.910	0.090

**Таблица 4.** Результаты канонического анализа группировки пирогенных почв

Оценка значимости корней, переменные	Корень 1	Корень 2	Корень 3
Собственное значение	22.843	1.508	0.189
Каноническая корреляция, R	0.979	0.775	0.398
λ-статистика Уилкса	0.014	0.335	0.841
χ <sup>2</sup> -критерий	151.36	38.77	6.13
p-уровень значимости	<0.001	<0.001	0.013
Доля объясненной дисперсии	0.93	0.06	0.01
Стандартизованные коэффициенты			
pH <sub>H<sub>2</sub>O</sub>	0.012	–0.528	–0.905
Углерод	–1.00	–0.196	–0.2663
Объемная влажность	0.100	0.889	–0.468

подмножества минус единица [16]. В нашем случае оцениваются 3 канонических корня.

В первой строке табл. 4 величина и значимость χ<sup>2</sup>-критерия показывает значимость критерия для всех корней в целом, вторая – значимость для оставшихся корней после удаления первого корня и т. д. Как видим, все канонические корни являются значимыми (p-уровень <0.001). Согласно критерию Кайзера, нагрузкой канонических факторов (корней) можно интерпретировать так же, как в факторном анализе, то есть к рассмотрению числа корней принимаются те, собственные значения которых больше 1 [16]. Поэтому корень 3 исключается из обсуждения.

О лучшем разграничении выделенных групп почв с торфяными горизонтами по корню 1 и 2 свидетельствует также статистика лямбда Уилкса, приближенная к нулю. Согласно стандартизованным коэффициентам, наибольший вклад в корень 1 вносит содержание углерода, в дискриминантную функцию 2 – объемная влажность (табл. 4). Доля объясненной дисперсии первого корня составляет 93%. Второй обеспечивает значительно меньшую долю различия 6%.

Диаграмма рассеяния нестандартизованных канонических коэффициентов для каждого наблюдения в координатах первых двух корней

позволяет определить и визуализировать кластеры, лучше всего идентифицируемые конкретной канонической функцией. Группировки пирогенных торфяных и торфяно-глеевых почв отчетливо разделяются дискриминантной функцией 1 (рис. 2, Б). Наиболее удалены друг от друга кластеры I (участок М-9) и IV (М-7 + М-10).

**Морфолого-генетическое строение кластеров почв и их классификационная идентификация.** Пирогенные почвы, испытавшие так называемый механический и химический недожог, характеризуются рядом общих морфологических признаков. Они содержат плотную, хорошо разложившуюся субстанцию с анатомически не различимыми растительными остатками, высокозольную, практически одинаковой темно-бурой окраски, очень влажную, обильно насыщенную живыми корнями в поверхностных слоях и за пределами ризосферы, пластичную, свободно скатывающуюся в гомогенную массу.

*Кластер I* характеризует почвенный профиль следующего строения: OLF–T1hq–T2hβ1–ТТ, где OLF, подстилка: L – листовая, F – ферментативный подгоризонты, T1–T2 – торфяные горизонты, h – перегнойный, хорошо разложившийся торф, q – творожистая структура, β1 – при скатывании торфа в кольцо шнур распадается, ТТ – органическая порода. Сохранившаяся среднемош-

ная торфянистая подстилка сложена стебельками и дериватами мхов, слабо инкрустированных древесным опадом. Следы пожара в виде тонкой прослойки (0,5–1 см) мелких углей с поверхности. Торфяной субстрат кореннасыщенной зоны 0–15(20) см сложен на 50–70% (от объема) непрочными зернистыми агрегатами гумусовой природы, ниже – слабовыраженная пластичность. Мощность торфяной толщи составляет 50–60 см и соответствует по классификации [17] пирогенным торфяным эвтрофным почвам.

*Кластер II* представляет пирогенные почвы следующего морфолого-генетического строения: OLF–T1hq–T2hβ2–TT, где β2 – кольцо не разрывается, но образует трещины. Торфяная залежь характеризуется маломощной торфянистой подстилкой. С поверхности небольшая прослойка (2–4 см) мелких углей, на глубине 2–12 см – сажистая примазка яркого черного цвета. Торфяной субстрат визуальнo агрегирован примерно на 50%, но при нарушении сложения полностью распадается на непрочные ореховато-зернистые макроагрегаты. В пределах 10–17 см четко выраженная пластичность торфа, глубже ощутимый запах сероводорода. В зоне ризосферы на глубине 0–10(15) см почвенные животные-гумусообразователи: часто – энхитреиды, реже – дождевые черви. Мощность торфяного слоя колеблется в пределах 25–30 см, что соответствует пирогенным глееземам торфянистым.

*Кластер III* выражает пирогенные образования следующего морфолого-генетического строения: OLF–Thq–TRβ3–G, где TR – торфяно-минеральный горизонт, β3 – субстрат легко скатывается в сплошной шнур, образуя кольцо без трещин, G – оглеенный минеральный суглинок. Отличается слабо оформленной торфянистой подстилкой (≈1 см), меньшей мощностью торфяного слоя, ниже – органо-минеральный субстрат сизоватого оттенка. В большей части почвенного профиля включения мелких углей. Торф на 75–100% агрегирован непрочными ореховато-зернистыми отдельностями гумусовой природы. Органо-минеральный горизонт сильно пластичен. В зоне ризосферы часты энхитреиды, дождевые черви – спорадически. Мощность торфяного слоя колеблется от 14 до 18 см, что соответствует пирогенным глееземам мелкоторфянистым.

*Кластер IV* характеризует профиль пирогенных почв следующего строения: Tshn–TRβ3–G, где n – прочные ореховатые органо-минеральные структурные отдельности, s – пирогенная зола. Мощность собственно торфяного субстрата сокращена до 3 см. Ниже торфяно-минеральный горизонт серо-сизого оттенка с запахом сероводорода, агрегированный на 70–100% прочными органо-минеральными ореховатыми структурными отдельностями. По всему почвенному про-

филю следы пожара в виде углей, сажистой примазки ярко черного цвета. Прослойка золы охристо-серого цвета (≈2–3 см) зигзагообразной конфигурации в пределах 4–12 см. Почвенная масса очень пластичная. Редкая встречаемость энхитреид и дождевых червей. Почвы кластера IV на основании практически полного выгорания и оземления торфяного субстрата (зольность до 81%) прямо не предусмотрены классификацией [17], но условно могут быть отнесены к подтипу пирогенных деструктивных почв.

Таким образом, под воздействием лесо-торфяного пожара в болотном ельнике сформировался неоднородный почвенный покров, представленный сочетанием пирогенных торфяных, глееземов торфянистых и мелкоторфянистых, а также деструктивных почв. На опытном полигоне они чередуются в диапазоне расстояний 40–110 м, характеризуются высокой зольностью и степенью разложения торфа, то есть близкими лесорастительными свойствами и сходным уровнем плодородия. Такие оценки, на наш взгляд, соответствуют представлениям Фридланда [30] о такой почвенной комбинации, как пятнистость.

Состояние горючих растительных материалов при пожарах определяется особенностями протекания процесса [29]. В случае проникновения открытого огня глубже 9 см возникает подземный пожар. Он характеризуется скрытым горизонтальным распространением в направлении участков с повышенной влажностью торфа до критического негоримого состояния 300–500%. Горение обычно происходит в режиме “тления” (беспламенная фаза) как за счет атмосферного кислорода, так и кислорода восстановленных при термическом воздействии химических соединений водной фазы и торфяного субстрата. Так, ощутимый запах сероводорода (H<sub>2</sub>S) в горизонтах обсуждаемого торфяного массива – продукт восстановления сульфатов, в частности анионов (SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>), содержание которых в почвенно-грунтовых водах отдельных участков обсуждаемого полигона достигала 760 мг/л.

На основании изложенного можно допустить, что торфяные почвы кластера I испытали влияние слабого лесо-торфяного пожара. Глееземы торфянистые и мелкоторфянистые (кластер II, III), наряду с частичным выгоранием, были в основном охвачены пассивным тлением в условиях умеренного и среднего термического воздействия при температуре ниже точки возгорания. Критической является температура 240–260°C: при ней начинается обугливание, приводящее к полному разложению целлюлозы [26]. Деструктивные почвы кластера IV пройдены сильным низовым пожаром. Эта рассредоточенность категорий пожара по площади лесного болота определялась целым рядом факторов: уровнем залегания грунтовых вод, нали-

Таблица 5. Физико-химические показатели кластеров пирогенных почв

Глубина горизонта, см	Углерод, %	рН <sub>H<sub>2</sub>O</sub>	Плотность, г/см <sup>3</sup>	Зольность	Объемная влажность
				%	
Кластер I – пирогенные торфяные					
0–5	$\frac{30.5}{28.0-32.0}$	$\frac{6.6}{6.5-6.8}$	$\frac{0.183}{0.178-0.227}$	$\frac{34.8}{32.1-0.227}$	$\frac{33.6}{30.1-42.7}$
5–12	$\frac{35.0}{33.6-36.7}$	$\frac{6.8}{6.8-6.9}$	$\frac{0.153}{0.136-0.172}$	$\frac{26.5}{23.1-29.1}$	$\frac{34.8}{28.9-40.3}$
12–20	$\frac{31.2}{29.4-32.6}$	$\frac{7.2}{7.1-7.2}$	$\frac{0.185}{0.174-0.220}$	$\frac{33.6}{31.0-36.9}$	$\frac{47.3}{36.7-50.1}$
Кластер II – пирогенные глееземы торфянистые					
0–3	$\frac{30.9}{26.6-33.9}$	$\frac{6.4}{5.8-7.1}$	$\frac{0.215}{0.095-0.277}$	$\frac{34.1}{28.5-42.3}$	$\frac{53.2}{31.5-73.1}$
3–10	$\frac{21.3}{18.7-24.9}$	$\frac{7.0}{6.5-7.5}$	$\frac{0.315}{0.160-0.427}$	$\frac{52.3}{45.5-57.2}$	$\frac{66.6}{51.3-75.2}$
10–20	$\frac{19.1}{16.0-21.3}$	$\frac{7.4}{7.1-7.7}$	$\frac{0.311}{0.276-0.359}$	$\frac{56.4}{52.3-62.3}$	$\frac{69.4}{66.0-73.1}$
Кластер III – пирогенные глееземы мелкоторфянистые					
0–2	$\frac{20.8}{18.0-23.8}$	$\frac{7.1}{6.7-7.6}$	$\frac{0.284}{0.219-0.368}$	$\frac{53.2}{47.5-58.4}$	$\frac{67.1}{55.0-75.5}$
2–14	$\frac{19.2}{16.3-23.5}$	$\frac{7.3}{7.1-7.7}$	$\frac{0.284}{0.236-0.327}$	$\frac{56.2}{48.1-61.7}$	$\frac{63.0}{51.0-68.0}$
14–20	$\frac{15.3}{13.7-17.9}$	$\frac{7.7}{7.4-7.9}$	$\frac{0.372}{0.334-0.395}$	$\frac{63.6}{58.7-66.7}$	$\frac{69.5}{58.8-85.4}$
Кластер IV – пирогенные деструктивные					
0–3	$\frac{18.4}{14.9-21.4}$	$\frac{7.5}{7.4-7.7}$	$\frac{0.198}{0.180-0.216}$	$\frac{57.8}{52.1-64.3}$	$\frac{49.6}{32.9-66.3}$
3–12	$\frac{10.1}{8.2-20.1}$	$\frac{8.1}{7.9-8.2}$	$\frac{0.337}{0.277-0.396}$	$\frac{72.7}{54.6-81.4}$	$\frac{63.3}{51.1-75.4}$
12–20	$\frac{10.8}{7.8-12.7}$	$\frac{8.1}{8.1-8.2}$	$\frac{0.415}{0.350-0.480}$	$\frac{73.2}{68.5-77.7}$	$\frac{58.7}{38.2-79.3}$

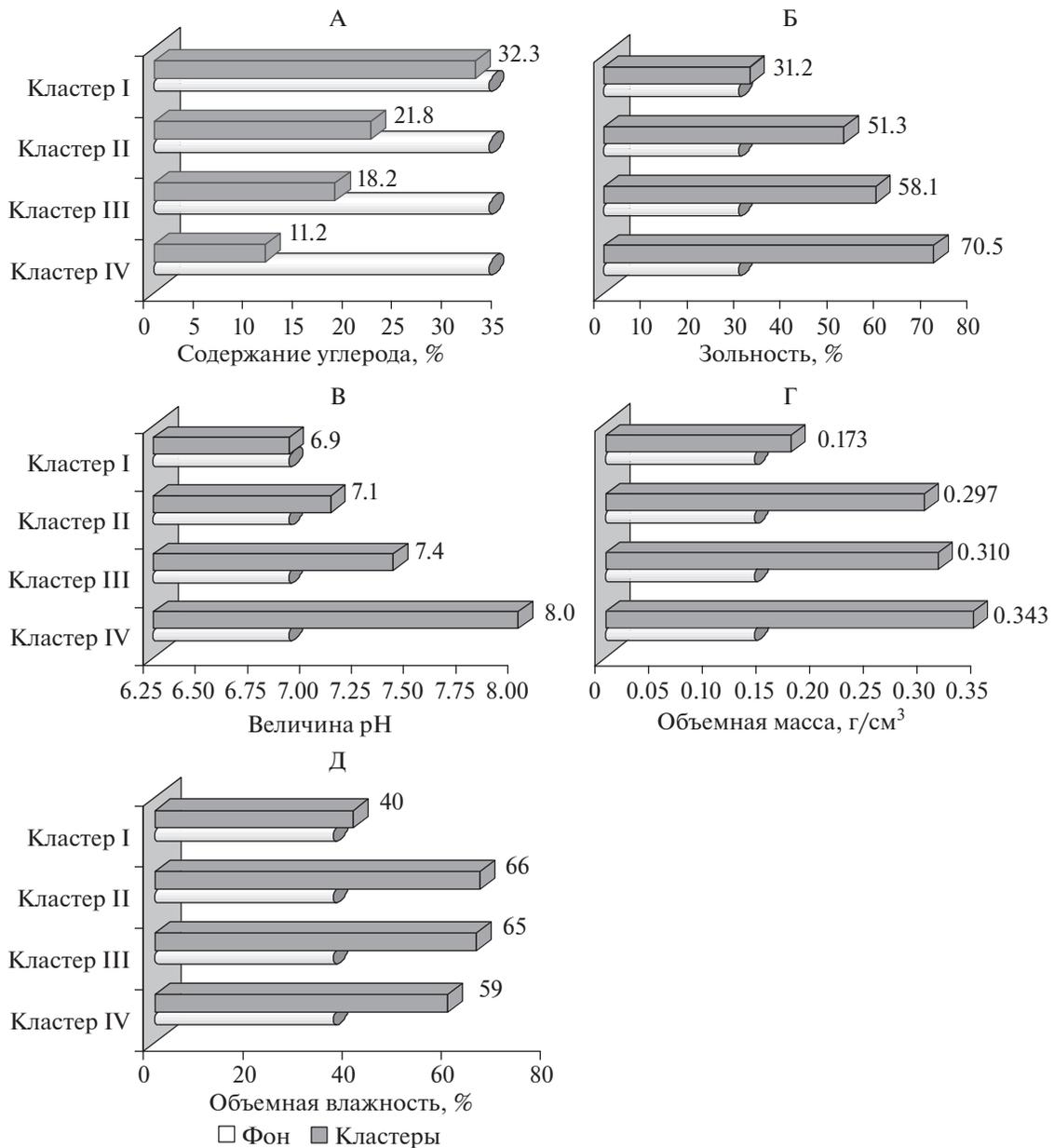
Примечание. Над чертой – среднее, под чертой – пределы.

нием микрорельефа и мерзлого водоупора, разнообразием напочвенного покрова, неоднородностью состава древостоя, его полноты и т. д.

**Содержание углерода и физико-химические свойства пирогенных почв.** Независимо от интенсивности пожара в почвах с глубиной наблюдается четкое последовательное уменьшение содержания углерода. Процесс сопровождается увеличением зольности и активной кислотности (рН<sub>H<sub>2</sub>O</sub>), а также в той или иной мере возрастанием объемной массы и влажности торфа (табл. 5). Эти закономерности, согласно [29, 39], можно объяснить тем, что горение (обычно тление) протекает значительно интенсивнее в нижних слоях торфяной залежи. Сю-

да в большей мере поступает тяжелый (холодный) атмосферный воздух, который активно реагирует с горящим торфом. В верхнюю толщу возгоняются продукты пиролиза, а также углекислый и угарный газы, препятствуя доступу кислорода и уменьшая силу огневого воздействия.

Различная интенсивность лесо-торфяных пожаров проявляется главным образом на количественном уровне однонаправленного воздействия на свойства органогенных почв. Величину потерь углерода и глубину преобразования торфяного субстрата оценивали относительно фона. За фон приняли физико-химические свойства эвтрофных торфяных почв болотного ельника, не затро-



**Рис. 3.** Свойства сгруппированных пирогенных почв относительно фона. Условные обозначения: А – содержание углерода, Б – зольность, В – величина pH, Г – плотность, Д – объемная влажность. Классификационное название кластеров почв см. в тексте.

нутого пожаром (экспериментальный объект), который расположен в 4–5 км от гари вверх по руслу р. Тунгжуль. В слое торфа 0–20 см экспериментального объекта на расстоянии 24–36 м от русла, соответствующего местоположению эколого-пирологической трансекты, содержание углерода составляет 33.7%, величина pH – 6.9, зольность – 28.8%, плотность почвы 0.139 г/см<sup>3</sup>, объемная влажность – 36% [9].

Торфяные почвы кластера I, пройденные слабым огнем, отличаются наиболее высоким содер-

жанием углерода 32.3% (рис. 3, А). Тем не менее, это на 1.4% меньше, что равнозначно 4.2% потерь от фонового содержания. При термическом воздействии (условно) умеренной и средней силы в глееземах торфянистых и мелкоторфянистых (кластеры II и III) содержание углерода уменьшается на 11.9 и 15.5%, то есть убыль составляет 35 и 46% от фона. Интенсивный пожар приводит в деструктивных почвах кластера IV к сокращению количества углерода на 22.5% (в 3 раза), что характеризует 67% его потерь.

Потери углерода в слое 0–20 см в пересчете на единицу площади ( $m^2$ ) торфяной залежи рассчитывали следующим образом:

$$C_w = [(C_{bg} - C_{pir})Hd]/10,$$

где  $C_w$  – потери углерода,  $kg/m^2$ ;  $C_{bg}$  – фоновое содержание С, %;  $C_{pir}$  – содержание в пирогенных почвах С, %;  $H$  – мощность слоя, см;  $d$  – фоновая плотность почвы,  $g/cm^3$ .

Величина добавочных потерь в зависимости от слабого, умеренного, среднего и сильного термического воздействия составила 0.4, 3.4, 4.2, 6.3  $kg/m^2$  и эквивалентна выбросам в атмосферу углекислого газа от 1.4 до 23  $kg/m^2$  соответственно.

Исходя из того, что потери углерода в основном оцениваются по глубине прогорания торфяной толщи, приведенные цифры – принципиально новая информация. Эти данные характеризуют дополнительную убыль углерода в процессе пассивного тления торфа – термического распада при участии воды как растворителя и химического агента, что вызывает довольно глубокие изменения и распад органического вещества даже при относительно низких температурах [26].

Содержание зольных компонентов в пирогенных почвах обнаруживает пропорционально противоположную углероду закономерность: в высокозольных торфах эти показатели отрицательно на 93% связаны между собой по типу линейной функции [10]. Сильный пожар сопровождается существенным повышением (в 2.5 раза) зольности торфа в деструктивных почвах кластера IV (рис. 3, Б). Значительно меньшее влияние оказывает слабый пожар. Условно среднее и умеренное термическое воздействие приводит к увеличению минеральных компонентов в глееземах торфянистых и мелкоторфянистых примерно в 2 раза (кластеры II и III). Аналогичные показатели зольности (57–83%) в эвтрофных пирогенных почвах показаны и другими авторами [20].

Количество минеральных веществ и величина рН в кластерах пирогенных почв тесно положительно детерминированы ( $R^2 - 63\%$ ,  $F - 65.5$ ,  $p < 0.001$ ). В торфяных почвах (кластер I), слабо затронутых пожаром, величина рН соответствует нейтральной реакции среды (рис. 3, В). В торфянистых и мелкоторфянистых глееземах (кластеры II, III) в условиях умеренного и среднего теплового воздействия рН плавно смещается в слабощелочной интервал. В деструктивных почвах (кластер IV) вследствие сильного пожара реакции среды становится щелочной. Возгорание торфа приводит к высвобождению таких зольных элементов, как натрий, калий, кальций, магний [3, 43], которые, как известно, активно регулируют реакцию почвенной среды.

Увеличение объемной массы в пирогенно-преобразованных почвах соответствует тренду зольно-

сти (рис. 3, Г). Сведения о резком уменьшении пористости по мере сгорания органического вещества почв находим также в литературе [37]. Современные пирогенные почвы (0–20 см), сложенные в основном торфяным субстратом (кластеры I, II, III) слабо различаются влажностью 209–231% (в среднем 221%), соотносясь, тем не менее, с количеством углерода – чем его больше, тем оно выше. Влажность деструктивных почв кластера IV, преимущественно органо-минерального состава, составляет 172%. При пересчете влажностного содержания в объемные проценты наиболее рыхло сложенные почвы кластера I переходят в качество наименее обводненных (рис. 3, Д).

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Исследована среднесрочная трансформация лесных почв заболоченной речной долины восточного макросклона Кузнецкого Алатау с торфяными и торфянистыми горизонтами, испытавшими 20 лет тому назад воздействие устойчивого лесоторфяного пожара. В профиле пирогенных почв влияние пожара сохранилось в виде древесных углей, серовато-сизых скоплений золы и высокой пластичности торфа. Физико-химические показатели, отличаясь высокой вариабельностью ( $C_v$  25–33%), характеризуют пирогенный торфяной субстрат в пределах повышенной зольности (среднее 54%), объемной массы ( $0.3 g/cm^3$ ), слабощелочной реакции среды (рН 7.3) и относительно низкого содержания органического углерода (20%).

Методами многомерного статистического анализа выделено 4 кластера пирогенных почв и выполнена объективная оценка контрастности их свойств. Приоритетными возможностями (93%) различать почвенные образования (кластеры) обладает дискриминантная функция 1, в значение которой наибольший вклад вносит содержание органического углерода. Объективная группировка отождествляет чередование пирогенных почв – торфяных, глееземов торфянистых, глееземов мелкоторфянистых и деструктивных протяженностью от 40 до 110 м, характеризующих пятнистые почвенные комбинации пожара. И.

Получена новая информация о дополнительной убыли углерода в невыгоревшем торфе (механический и химический недожог), которая уточняет сведения о его потерях, оцениваемых в основном по глубине прогорания торфяной толщи. Под воздействием слабого, умеренного, среднего и интенсивного теплового воздействия потери углерода составили 4, 35, 46 и 67% от фона. Величина добавочных потерь углерода эквивалентна выбросам в атмосферу углекислого газа в пределах 1.4–23  $kg/m^2$ .

## КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Агрохимические методы исследования почв. М.: Наука, 1975. 436 с.
2. Амосов Г.П. Некоторые особенности горения при лесных пожарах. Л.: ЛенНИИЛХ, 1958. 29 с.
3. Васильев С.В. Лесные и болотные ландшафты Западной Сибири. Томск: Изд-во науч.-техн. лит.-ры, 2007. 276 с.
4. Вомперский С.Э., Глухова Т.В., Смагина М.В., Ковалев А.Г. Условия и последствия пожаров в сосняках на осушенных болотах // Лесоведение. 2007. № 6. С. 35–44.
5. Габбасова И.М., Сулейманов Р.Р. Оценка состояния и рекультивация пирогиено-деградированных торфяных почв // Изв. Самарского НЦ РАН. 2011. Т. 13. № 1. С. 223–228.
6. Глухова Т.В., Сирин А.А. Потери почвенного углерода при пожаре на осушенном лесном верховом болоте // Почвоведение. 2018. № 5. С. 580–588. <https://doi.org/10.7868/S0032180X18050076>
7. Гришуткин О.Г. Влияние пожаров 2010 года на болотные экосистемы Мордовского государственного природного заповедника // Тр. Мордовск. гос. природ. заповедника им. П.Г. Смиловича. Саранск: ЭМ ПРИНТ, 2012. Вып. 10. С. 261–265.
8. Гундар С.В. Почвенные пожары в бассейне Нижнего Амура, их профилактика и тушение. Автореф. ... дис. канд. с.-х. н. Красноярск, 1978. 24 с.
9. Ефремова Т.Т., Аврова А.Ф., Ефремов С.П. Пространственная дифференциация содержания углерода в торфяных почвах болотных ельников восточного макросклона Кузнецкого Алатау // Лесоведение. 2018. № 4. С. 273–284. <https://doi.org/10.1134/S002411481804006X>
10. Ефремова Т.Т., Аврова А.Ф., Ефремов С.П. Расчетный метод определения углерода в торфах и моховых подстилках лесных болот по зольности растительного субстрата // Сибирский лесной журн. 2016. № 6. С. 73–83.
11. Ефремова Т.Т., Ефремов С.П. Пирогенная трансформация органического вещества почв лесных болот // Почвоведение. 2006. № 12. С. 1441–1450.
12. Ефремова Т.Т., Ефремов С.П. Торфяные пожары как экологический фактор развития лесоболотных экосистем // Экология. 1994. № 5. С. 27–34.
13. Зайдельман Ф.Р., Морозова Д.И., Шваров А.П. Изменение свойств пирогиенных образований и растительности на сгоревших осушенных почвах полесий // Почвоведение. 2003. № 11. С. 1300–1309.
14. Зайдельман Ф.Р., Морозова Д.И., Шваров А.П. Изменение химических свойств пирогиенных образований после пожаров на осушенных низинных торфяных почвах // Вестник Московского университета. Сер. 17. Почвоведение. 2004. № 1. С. 25–29.
15. Качинский Н.А. Физика почвы. М.: Высшая школа, 1965. 323 с.
16. Ким Дж.-О., Мьюллер Ч.У., Клекка У.Р., Олдендерфер М.С., Блэшфилд Р.К. Факторный, дискриминантный и кластерный анализ. М.: Финансы и статистика, 1989. 215 с.
17. Классификация и диагностика почв России. Смоленск: Ойкумена, 2004. 342 с.
18. Копотева Т.А., Купцова В.А. Влияние пожаров на функционирование фитоценозов торфяных болот Среднеамурской низменности // Экология. 2016. № 1. С. 14–21.
19. Курбатский Н.П., Красавина Н.Н., Жданко В.А. Лесные почвенные пожары и борьба с ними. Л., 1957. 32 с.
20. Лайком А.О., Голубина О.А. Деградация эвтрофных торфяных почв при пожарах на примере месторождения Таган // Вестн. Томского гос. пед. ун-та. 2013. № 8. С. 137–142.
21. Липатов Д.Н., Щеглов А.И., Манахов Д.В., Брехов П.Т. Пространственная неоднородность свойств торфяных почв верховых болот в условиях локального пирогиенеза на северо-востоке острова Сахалин // Почвоведение. 2016. № 2. С. 261–274.
22. Лосев К.С. Естественнонаучная база устойчивости жизни // Вестник РАН. 2003. Т. 73. № 2. С. 110–116.
23. Мелехов И.С., Душа-Гудым С.И., Сергеева Е.П. Лесная пироэкология: учебное пособие. М.: ГОУ ВПО МГУЛ, 2007. 296 с.
24. 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. 203 с.
25. Пьявченко Н.И. Биогеоэкологические закономерности генезиса болот и динамика растительного покрова // Генезис и динамика болот. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1978. С. 13–18.
26. Раковский В.Е., Каганович Ф.Л., Новичкова Е.А. Химия пирогиенных процессов. Минск: АН БССР, 1959. 208 с.
27. Сирин А.А., Макаров Д.А., Гуммерт И., Маслов А.А., Гульбе Я.И. Глубина прогорания торфа и потери углерода при лесном подземном пожаре // Лесоведение. 2019. № 5. С. 410–422. <https://doi.org/10.1134/S0024114819050097>
28. Софронов М.А., Волокитина А.В. Пожары в заболоченных лесах Западной Сибири // Гидроморфные лесоболотные экосистемы. Красноярск: ИЛИД, 1986. С. 139–150.
29. Софронов М.А., Волокитина А.В. Рекомендации по охране от пожаров южно-таежных заболоченных лесов Сибири. Красноярск: Ин-т леса им. В.Н. Сукачева СО РАН (ИЛ СО РАН), 2012. 42 с.
30. Фридланд В.М. Проблемы географии, генезиса и классификации почв. М.: Наука, 1986. 243 с.
31. Фуряев В.В. Влияние уровней грунтовых вод на пожарное созревание заболоченных и болотных лесов Кеть-Чулымского междуречья // Вопросы лесной пироэкологии. Красноярск, 1970. С. 186–220.

32. Халафян А.А. Statistica 6. Статистический анализ данных. М.: ООО "Бином-Пресс", 2007. 515 с.
33. Benscoter B.W., Greenacre D., Turetsky M.R. Wildfire as a key determinant of peatland microtopography // Canadian J. Forest Research. 2015. V. 45. № 8. P. 1132–1136. <https://doi.org/10.1139/cjfr-2015-0028>
34. Benscoter B., Wieder K., Vitt D.H. Linking micro-topography with post-fire succession in bogs // J. Veg. Sci. 2005. V. 16. P. 453–460.
35. Dyrness C.T., Norum R.A. The effects of experimental fires on black spruce forest floors in interior Alaska // Canadian J. Forest Research. 1983. V. 13. P. 879–893.
36. Efremova T.T., Efremov S.P. Ecological Effects of Peat Fire on Forested Bog Ecosystems // Fire in Ecosystems of Boreal Eurasia. Dordrecht. Boston/London: Kluwer Academic Publishers, 1996. Printed in the Netherlands. P. 350–357.
37. Giovannini G., Lucchesi S., Giachetti M. Soil aggregation and cementation as affected by heating // Trans. 13. Congr. Int. Soc. Soil Sci. Hamburg, 13–20 Aug., 1986. V. 2. P. 58–59.
38. Hu Y., Fernandez-Anez N., Smith T.E.L., Rein G. Review of emission from smouldering peat fire and their contribution to regional haze episodes // International J. Wildland Fire. 2018. V. 27. P. 293–312. <https://doi.org/10.1071/WF17084>
39. Huang X., Rein G. Downward spread of smouldering peat fire: the role of moisture, density and oxygen supply // Int. J. Wildland Fire. 2017. V. 26. P. 907–918. <https://doi.org/10.1071/WF16198>
40. Kasischke E.S., Johnstone J.F. Variation in post-fire organic layer thickness in a black spruce forest complex in Interior Alaska and its effects on soil temperature and moisture // Canadian J. Forest Research. 2005. V. 35. P. 2164–2177.
41. Miyanishi K., Johnson E.A. Process and patterns of duff consumption in the mixwood boreal forest // Canadian J. Forest Research. 2002. V. 32. P. 1285–1295.
42. Pitkänen A., Turunen J., Tolonen K. The role of fire in the carbon dynamics of a mire eastern Finland // Holocene. 1999. V. 9. P. 453–462.
43. Tuittila E.-S., Välijärvi M., Laine J., Korhola A. Quantifying patterns and controls of mire vegetation succession in a southern boreal bog using a combination of partial ordinations // J. Veget. Sci. 2007. V. 18. P. 891–902.
44. Turetsky M.R., Amiro B.D., Bosch E., Bhatti J.S. Historical burn area in western Canadian peatlands and its relationship to fire weather indices // Glob. Biogeochem. Cycle. 2004. V. 18. P. 1–9.
45. Turetsky M.R., Wieder R.K. A direct approach to quantifying organic matter lost as a result of peatland wildfire // Canadian J. Forest Research. 2001. V. 31. P. 363–366.
46. Wieder R.K., Scott K.D., Kamminga K.K., Vile M.A., Vitt D.H., Bone T., Xu B., Benscoter B.W., Bhatti J.S. Postfire carbon balance in boreal bogs of Alberta, Canada // Glob. Change Biol. 2009. V. 15. P. 63–81.

## Forest Pyrogenic Peat Soils and Gleyzems in Swampy Mountain Valleys in the South of Yenisei Siberia

T. T. Efremova<sup>1, \*</sup>, A. V. Pimenov<sup>1</sup>, S. P. Efremov<sup>1</sup>, and A. F. Avrova<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Sukachev Institute of Forest SB RAS, Federal Research Center, Krasnoyarsk Science Center SB RAS, Krasnoyarsk, 660036 Russia

\*e-mail: efr2@ksc.krasn.ru

The differences of eutrophic peat soils (Hypereutric Sapric Histosols) and peaty gleyzems (Eutric Histic Gleysols) 20 years after a forest-peat fire were studied on the example of a spruce forest in the swampy river valley of the Kuznetsk Alatau (altitude 622 m). Soils with peat and peaty horizons are characterized by high variability of properties (Cv 25–33%). The ash content varies in the range of 23–81%, the pH values range is 5.8–8.2, that of density is 0.094–0.494 g/cm<sup>3</sup>, the organic carbon content is 7–37%, and the volume moisture of peat soil is 31–85%. Four groups of pyrogenic peat soils were objectively identified based on statistical parameters. Organic carbon content has the maximum ability to differentiate clusters (93%). A much smaller proportion of the difference is provided by the moisture of peat soil (6%). Soil clusters identified at the taxonomic level of the species as peat, peaty gleyzems, shallow peaty gleyzems and destructive ones identify the soil cover pattern of the fire area. New information complements and clarifies the data on carbon losses, which are estimating mainly by the depth of burning of the peat layer. The value of additional losses within the 0–20 cm layer is 0.4–6.3 kg C/m<sup>2</sup> depending on the intensity of pyrogenic effects, being equivalent to carbon dioxide emissions from 1.4 to 23 kg/m<sup>2</sup>.

**Keywords:** carbon losses, clusters of soil, multivariate statistical analysis, forest-peat fires, passive smoldering

## ГЕНЕЗИС И ГЕОГРАФИЯ ПОЧВ

УДК 631.4:631.452:528.88

# ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ПОЧВЕННО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЙ БАЗЫ ДАННЫХ ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ ПРОСТРАНСТВЕННОЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ СОДЕРЖАНИЯ ГУМУСА, ФИЗИЧЕСКОЙ ГЛИНЫ И ИЛА В ПОЧВАХ КУЗНЕЦКО-САЛАИРСКОЙ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЙ ПРОВИНЦИИ

© 2021 г. Н. В. Гопп\*

*Институт почвоведения и агрохимии СО РАН,  
пр. Академика Лаврентьева, 8/2, Новосибирская область, Новосибирск, 630090 Россия*

*\*e-mail: gopp@issa-siberia.ru*

Поступила в редакцию 14.07.2020 г.

После доработки 09.11.2020 г.

Принята к публикации 28.12.2020 г.

На основе архивных данных о почвах Кузнецко-Салаирской геоморфологической провинции (в пределах Новосибирской области) и результатов обработки цифровых моделей высот разработана почвенно-геоморфологическая база данных (ПГБД) для сбора, хранения и обработки пространственно-распределенной информации. ПГБД состоит из таблиц и связанных с ними векторных и растровых картографических данных, которые содержат информацию о химических и физических свойствах почвенных горизонтов, морфометрических параметрах рельефа (высоте, крутизне, топографическом индексе влажности, факторе риска развития эрозии, индексе мощности потока, индексе расчлененности рельефа, индексе топографического положения и др.). На территории исследования распространены следующие почвы: черноземы выщелоченные (Luvic Chernozems) и оподзоленные (Luvic Greyzemic Chernozems); лугово-черноземные обыкновенные (Gleyic Chernozems) и оподзоленные (Greyzemic Gleyic Chernozems); светло-серые, серые и темно-серые лесные (Luvic Greyzemic Phaeozems); луговые карбонатные (Eutric Gleysols), оподзоленные (Haplic Gleysols) и солончаковатые (Haplic Gleysols (Protosalic)); аллювиальные луговые (Eutric Fluvisols); солонцы луговые (Gleyic Solonetz). Анализ составленных карт позволил выявить тренд увеличения содержания гумуса, физической глины и ила в верхнем горизонте почв с северо-востока на юго-запад изучаемой территории. Аналогичный тренд отмечен и для топографического индекса влажности. Для содержания физической глины и ила в почвообразующей породе установлена обратная тенденция, то есть отмечено увеличение содержания физической глины и ила с юго-запада на северо-восток. Установлено, что почвы, занимающие долины рек и равнины, по сравнению с почвами привершинных склонов и высоких гребней холмов, характеризуются большим содержанием гумуса, физической глины и ила. Существенных корреляций между морфометрическими параметрами рельефа и содержанием гумуса, физической глины и ила в верхнем горизонте почв и почвообразующей породе не выявлено.

*Ключевые слова:* морфометрические параметры рельефа, картографирование, LS-factor, SPI, TWI, TRI, TPI, SRTM, DEM

**DOI:** 10.31857/S0032180X21070054

### ВВЕДЕНИЕ

В последнее десятилетие интенсивно ведутся исследования в области цифрового картографирования пространственной изменчивости параметров наземных экосистем с использованием данных дистанционного зондирования Земли (ДДЗЗ). ДДЗЗ в дополнение к традиционным контактными методом обследования позволяют значительно сократить объемы полевых работ и увеличить информативность картографических материалов. Несмотря на достигнутый прогресс в

области цифрового картографирования, основанного на использовании ДДЗЗ, пока еще нельзя уверенно сказать, что его можно осуществлять без результатов натурных и лабораторно-полевых исследований почв. Поэтому для реализации современных методов анализа пространственно-распределенной информации необходимо разрабатывать базы данных (БД). Совокупное использование БД с ДДЗЗ позволяет существенно увеличить информативность составляемых тематических карт, отражающих закономерности пространственной изменчивости почв и их свойств.

База (пространственных) данных – это совокупность пространственных данных, организованных по определенным правилам, устанавливающим общие принципы описания, хранения и манипулирования данными, предназначенная для удовлетворения информационных потребностей пользователя (ГОСТ Р 52438-2005). В различных странах на протяжении уже двух десятков лет продолжают создаваться следующие информационные почвенные системы: European Soil Database (Европа), ASRIS (Australian Soil Resource Information System, Австралия), NASIS (National Soil Information System, США), SOTER (Soil Terrain Database, для всех стран) и др. [24, 27, 32, 41, 44, 46]. В России имеются немногочисленные разработки в этом направлении, например, разработаны унифицированная БД по почвам бореальных лесов “BoREAL” [2], региональная БД о составе и свойствах почв Ростовской области [10], почвенно-географическая БД России [14, 21]. Региональные БД о составе и свойствах почв необходимо создавать для пополнения единых почвенных БД Российской Федерации.

БД создаются для хранения, обработки и сортировки сведений о почвах, проведения интерактивных запросов и вычислений, представления любых массивов как в текстовом, так и в картографическом видах. БД, созданные с использованием ГИС-технологий, необходимы для реализации методов цифрового почвенного картографирования (ЦПК). Основная задача ЦПК сводится к интеграции знаний о факторах дифференциации почв в сочетании с ДДЗЗ и точечными наземными наблюдениями [15, 21, 25, 31, 33, 34]. Основным теоретическим базисом ЦПК является идея и формула В.В. Докучаева о почве как функции от факторов почвообразования. В зарубежных исследованиях подобную, несколько видоизмененную формулу ввел Г. Йенни. Позже эта формула была дополнена и применительно к ЦПК ее стали называть моделью SCORPAN [35]. Согласно исследованиям [16, 35], модель SCORPAN предложена для эмпирического количественного описания взаимосвязей между почвой и пространственно распределенными предикторами. Формулы моделей SCORPAN выглядят следующим образом:

$$S_c = f(s, c, o, r, p, a, n) \text{ и} \\ S_a = f(s, c, o, r, p, a, n),$$

где  $S_c$  – почвенные таксономические единицы;  $S_a$  – количественная характеристика почвы;  $s$  – почва (другие характеристики почвы);  $c$  – климат (локальные климатические характеристики);  $o$  – организмы, растительность, фауна, человек;  $r$  – рельеф (морфометрические величины);  $p$  – материнская порода, литология;  $a$  – возраст, время;  $n$  – пространственное положение.

Среди перечисленных факторов особенно выделяется рельеф, так как он оказывает существенное влияние на формирование почв. Прямое влияние рельефа заключается в иницировании экзогенных геологических процессов (делювиальных, пролювиальных, аллювиальных и элювиальных), сопровождающихся распределением почвенной массы по поверхности Земли, в результате чего образуются зоны аккумуляции и выноса биофильных элементов и почвенных частиц. Косвенное влияние рельефа заключается в перераспределении климатических параметров: теплоты, света, влаги, ветра [7, 11, 17, 19]. Цифровые модели высот и автоматизация трудоемких расчетов в геоморфометрии позволяют получать более содержательную информацию о морфометрических параметрах рельефа (МПР), которые находят свое применение при изучении пространственной изменчивости свойств почвы и являются базовой картографической основой для моделирования. Изучение связей между почвой и рельефом позволяет косвенно охарактеризовать термический и гидрологический режимы почв, поэтому МПР используются для создания математических моделей.

Цель настоящей работы состоит в изучении закономерностей пространственной изменчивости содержания гумуса, физической глины и ила с использованием почвенной базы данных и морфометрических параметров рельефа, рассчитанных по цифровой модели высот.

## ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Согласно геоморфологическому районированию [18], территория исследования находится в западной части Кузнецко-Салаирской геоморфологической провинции (юго-восток Западно-Сибирской равнины, Новосибирская область, Искитимский район) и занимает площадь 4384 км<sup>2</sup> (рис. 1). Территория исследования относится к лесостепной зоне и представлена денудационно-аккумулятивным типом рельефа [9, 12, 13].

Преобладающая часть почв (черноземы, темно-серые лесные, серые и светло-серые лесные почвы) формируется на лёссовидных карбонатных суглинках. На оглеенных лёссовидных суглинках формируются лугово-черноземные и луговые почвы, на аллювиальных отложениях рек (супесях и песках) – аллювиальные луговые почвы. Гранулометрический состав почвообразующих пород и почв в основном представлен средними и тяжелыми суглинками (илогато-пылеватые). Названия таксономических единиц почв приведены по Классификации почв СССР [8] и представлены в табл. 1.

Гидрографическая сеть представлена большим количеством рек и ручьев, глубина вреза которых оказывает влияние на дренированность террито-

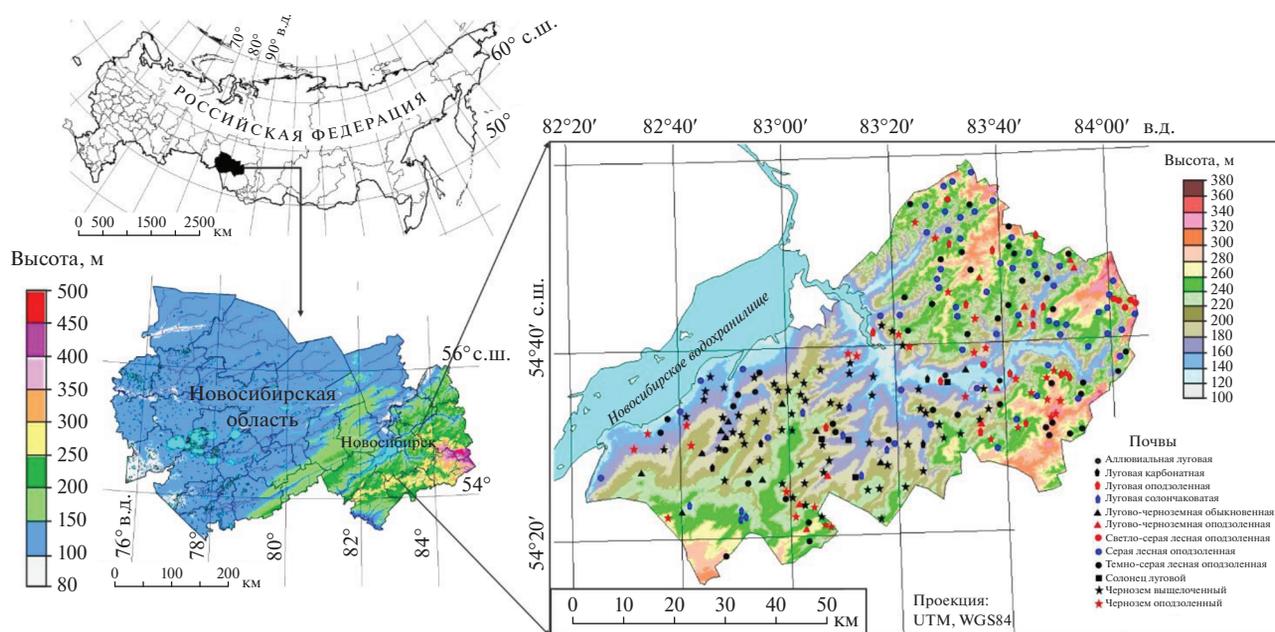


Рис. 1. Карта территории исследования и схема расположения почвенных разрезов ( $n = 263$ ).

рии и на развитие эрозионных процессов. На повышенных элементах рельефа глубина залегания грунтовых вод составляет 8–10 м, на пониженных – 1.5–2 м. Климат на территории исследования континентальный. Средние температуры: годовая –  $-0.3^{\circ}\text{C} \dots -0.6^{\circ}\text{C}$ , января –  $-19^{\circ}\text{C}$ , июля  $+19^{\circ}\text{C}$ . Количество осадков варьирует в пределах от 400 до 450 мм/год.

Для создания почвенно-геоморфологической базы данных (ПГБД) использовали архивные данные проектного института по землеустройству “ЗАПСИБГИПРОЗЕМ”, полученные в 1984–1990 гг. при проведении полевых и лабора-

торно-аналитических работ, включающие в себя почвенные карты и отчеты. База данных состоит из таблиц и связанных с ними векторных и растровых картографических данных, полученных с помощью обработки архивных материалов и цифровых моделей высот (ЦМВ). ЦМВ и база данных точек пробоотбора были приведены к единой системе координат – проекция UTM (Universal Transverse Mercator), эллипсоид WGS84. В работе использовали цифровую модель высот SRTM v.3 (Shuttle Radar Topography Mission), имеющую разрешение на широте Новосибирской области  $2'' \times 1''$  угловых секунд, что соответственно составляет около

Таблица 1. Почвы исследуемой территории

Название почв по классификации СССР (1977 г.)	Название почв по WRB (2014 г.)
Аллювиальная луговая	Eutric Fluvisols
Луговая карбонатная	Eutric Gleysols
Луговая оподзоленная	Haplic Gleysols
Луговая солончаковатая	Haplic Gleysols (Protosalic)
Лугово-черноземная обыкновенная	Gleyic Chernozems
Лугово-черноземная оподзоленная	Greyzemic Gleyic Chernozems
Светло-серая лесная оподзоленная	Luvic Greyzemic Phaeozems
Серая лесная оподзоленная	Luvic Greyzemic Phaeozems
Темно-серая лесная оподзоленная	Luvic Greyzemic Phaeozems
Солонец луговой	Gleyic Solonetz
Чернозем выщелоченный	Luvic Chernozems
Чернозем оподзоленный	Luvic Greyzemic Chernozems

35 × 30 м. После преобразования в проекцию UTM, разрешение используемой в дальнейшем ЦМВ не изменилось. Уточнить необходимую информацию относительно разрешения цифровой модели высот на разных широтах и пересчитать угловые секунды в метры можно по ссылкам [39, 45]. Цифровая модель высот SRTM v.3 выбрана для проведения исследования в связи с тем, что в ней восстановлены отсутствующие данные с использованием цифровых моделей высот из открытых источников (ASTER GDEM2, GMTED2010 и NED).

На основе ЦМВ в каждой ячейке раstra рассчитывали следующие морфометрические параметры рельефа: крутизна, фактор риска развития эрозии (Slope Length and Steepness factor, LS-factor), индекс мощности потока (Stream Power Index, SPI), топографический индекс влажности (Topographic Wetness Index, TWI), индекс расчлененности (пересеченности) рельефа (Terrain Ruggedness Index, TRI), индекс топографического положения (Topographic Position Index, TPI). Данные параметры рельефа выбраны в связи с тем, что на данной территории имеются участки с наличием и отсутствием эрозионно-опасных склонов, это являлось необходимым критерием для проведения сравнительной характеристики свойств почв, занимающих различные геоморфологические позиции (ГП). Более подробное описание вышеперечисленных МПП можно найти в следующих исследованиях [22, 23, 26, 29, 36, 43, 46–49]. Для составления карт МПП использовали свободно распространяемое программное обеспечение SAGA GIS [25, 37, 38].

Работа по созданию ПГБД предусматривала следующие этапы: 1 – сбор архивных материалов, содержащих сведения о физических и химических свойствах почв; 2 – географическую привязку почвенных карт и точек пробоотбора к снимкам сервиса Google Earth; 3 – составление цифровых карт почвенных свойств; 4 – составление карт морфометрических параметров рельефа. Всего в базе данных насчитывается 263 описания почвенных разрезов.

Содержание гумуса определено мокрым сжиганием по Тюрину, физической глины (<0.01 мм) и ила (<0.001 мм) – по Качинскому [1, 4].

Для построения диаграмм и карт почвенных свойств использовали данные по физическим и химическим свойствам, которые характеризуют пахотный (для агропочв) и гумусовый горизонты (для почв естественных ландшафтов, пастбищ и сенокосов). Мощность пахотного горизонта различных типов агропочв составляла 30 см с варьированием  $\pm 5$  см. Мощность гумусового горизонта в почвах естественных ландшафтов (пастбищ, сенокосов) составляла для серых лесных почв преимущественно 20 см с варьированием  $\pm 3$  см, для черноземов –  $30 \pm 5$  см. Ввиду того, что название

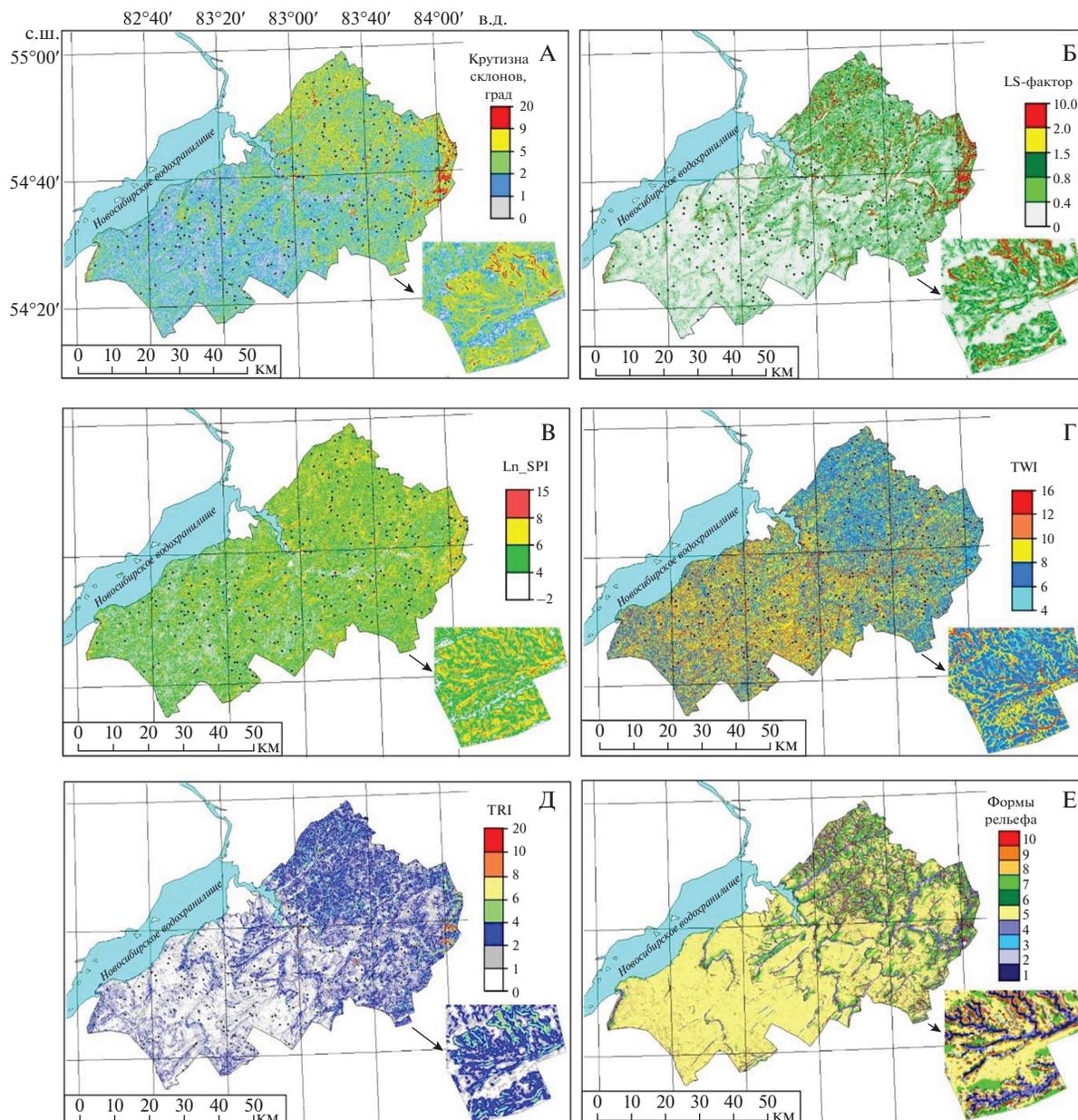
горизонтов у почв пахотных и естественных сельскохозяйственных угодий разное, то далее по тексту использовали обобщающий термин “верхний горизонт”. Данные по содержанию физической глины и ила в почвообразующих породах с глубины 140–150 см использовали для построения корреляционной матрицы и соответствующих карт.

Анализ данных на соответствие нормальному распределению проведен с помощью критерия Шапиро–Уилка. В значительном количестве выборок имелись отклонения от нормального распределения, поэтому для множественных сравнений независимых выборок использовали тест Краскала–Уоллиса (непараметрический аналог дисперсионного анализа ANOVA). Для корректировки значений уровней значимости при проведении множественных сравнений использовали метод Хольма [30]. Корреляционный анализ проводили по Спирмену.

## РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

На основе архивных почвенных данных Кузнецко-Салаирской геоморфологической провинции создана векторная карта, состоящая из 263 геопривязанных точечных объектов, которые показывают географическое положение почвенных разрезов (рис. 1). Геопривязанные точечные объекты были связаны с атрибутивной информацией, содержащейся в базе данных, которая представлена, как географической информацией (координаты, область, район, хозяйство), так и описанием различных почвенных и геоморфологических параметров. На следующем этапе с использованием цифровой модели высот SRTM v.3 были построены карты морфометрических параметров рельефа (рис. 2). Значения МПП под каждым точечным объектом экспортировали с различных карт в создаваемую базу данных для дальнейшего анализа и составления диаграмм.

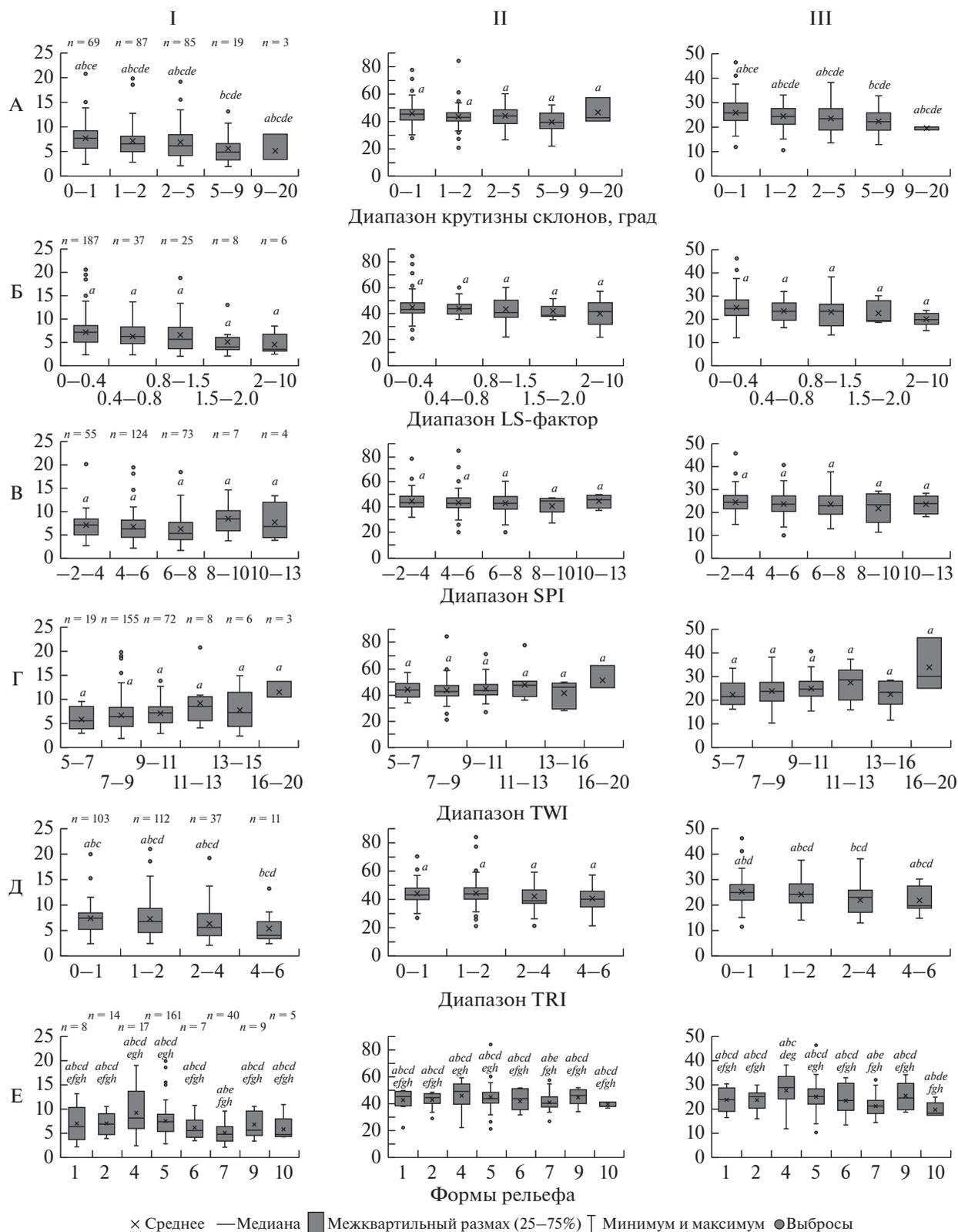
Анализ карты крутизны склонов показывает, что наибольшие значения характерны для северной и восточной частей изучаемой территории, что связано с увеличением расчлененности рельефа (рис. 2, А). Характеристика склонов по крутизне представлена на карте по Брауде [3]: 0–1 – слабопогоние; 1–2 – погоние; 2–5 – покатые; 5–9 – покато-крутые; 9–20 – крутые. Негативные последствия для почв от воздействия эрозии характерны для склонов с крутизной от 5 градусов и выше. Чем больше значение крутизны склона, тем больший ущерб будет причинен почвам в результате их размыва. Анализ диаграмм показывает, что почвы, занимающие слабопогоние склоны, отличаются большим содержанием гумуса в верхнем горизонте почв по сравнению с почвами, залегающими на покато-крутых склонах (рис. 3, А, I). Аналогичная закономерность характерна и для содержания ила в почвах (рис. 3, А, III). Отличий



**Рис. 2.** Карты МПР: А – крутизна склонов; Б – фактор риска развития эрозии (LS-фактор); В – индекс мощности потока (SPI, логарифмированные значения); Г – топографический индекс влажности (TWI); Д – индекс расчлененности рельефа (TRI); Е – формы рельефа. Условные обозначения для рис. 2, Е: 1 – каньоны, глубоко врезанные балки, русла рек, ручьев; 2 – дренажная сеть средней части склонов (неглубоко врезанные балки, неглубокие долины); 3 – дренажные впадины верхней части склонов, истоки рек (верховье рек, временных водотоков, балок); 4 – U-образные долины, долины рек, ручьев, временных водотоков; 5 – равнины; 6 – открытые крутые склоны ( $>5^\circ$ ); 7 – привершинные склоны (пологие и покатые), плоскогорья; 8 – локальные гребни холмов или хребтов, холмы в долинах; 9 – вершины холмов средней части склонов, небольшие холмы на равнинах; 10 – горные вершины, высокие гребни холмов.

по содержанию физической глины в верхнем горизонте почв, занимающих ГП с разным диапазоном крутизны, не выявлено (рис. 3, А, II). Матрица корреляций показывает, что тесных зависимостей между крутизной склонов и изучаемыми почвенными характеристиками не установлено (табл. 2). Это можно объяснить тем, что ливневые и талые

воды не стекают сплошным слоем по склону, а собираются в струйки или ручейки, обычно по днищам лощин или балок, которые постепенно приобретают кинетическую энергию, способную выносить почвенные частицы [3]. Вследствие чего на крутых склонах формируются эрозионные лощины, смыто-намытый почвенный слой, а также



**Рис. 3.** Варьирование содержания (%) гумуса (I), физической глины (II) и ила (III) в верхнем горизонте почв, занимающих геоморфологические позиции с разными диапазонами морфометрических параметров и формами рельефа (обозначение форм рельефа приведено на рис. 2). Примечание: одинаковые буквы над диаграммами размаха обозначают отсутствие достоверных различий между выборками ( $p < 0.05$ ).

**Таблица 2.** Коэффициенты корреляции Спирмена между свойствами верхнего горизонта почв, почвообразующей породы и морфометрическими параметрами рельефа ( $n = 263, p < 0.05$ )

Показатель	Гумус	Физическая глина (ВГП)	Ил (ВГП)	Физическая глина (ПП)	Ил (ПП)	Высота	Крутизна	LS-factor	SPi	TWi	TRi	TRP	Формы рельефа
Гумус	—	<b>0.54</b>	<b>0.51</b>	-0.13	-0.13	-0.23	-0.28	-0.25	-0.14	0.18	-0.21	x	-0.26
Физическая глина (ВГП)	<b>0.54</b>	—	<b>0.78</b>	0.21	0.16	x	-0.15	-0.13	x	x	x	x	-0.18
Ил (ВГП)	<b>0.51</b>	<b>0.78</b>	—	x	x	-0.17	-0.25	-0.24	-0.14	0.18	-0.20	-0.14	-0.24
Физическая глина (ПП)	-0.13	0.21	x	—	<b>0.91</b>	0.43	0.21	0.23	0.13	x	0.25	x	0.12
Ил (ПП)	-0.13	0.16	x	<b>0.91</b>	—	0.41	0.21	0.22	x	x	0.25	x	x
Высота	-0.23	x	-0.17	0.43	0.41	—	0.23	0.22	x	-0.19	0.27	0.14	0.25
Крутизна	-0.28	-0.15	-0.25	0.21	0.21	0.23	—	<b>0.95</b>	0.49	<b>-0.62</b>	<b>0.87</b>	x	0.16
LS-factor	-0.25	-0.13	-0.24	0.23	0.22	0.22	<b>0.95</b>	—	<b>0.70</b>	-0.40	<b>0.87</b>	x	x
SPi	-0.14	x	-0.14	x	x	x	0.49	<b>0.70</b>	—	0.27	<b>0.51</b>	-0.47	-0.24
TWi	0.18	x	0.18	x	x	-0.19	<b>-0.62</b>	-0.40	0.27	—	-0.45	<b>-0.56</b>	-0.42
TRi	-0.21	x	-0.20	0.25	0.25	0.27	<b>0.87</b>	<b>0.87</b>	<b>0.51</b>	-0.45	—	x	x
TRP	x	x	-0.14	x	x	0.14	x	x	-0.47	<b>-0.56</b>	x	—	<b>0.66</b>
Формы рельефа	-0.26	-0.18	-0.24	0.12	x	0.25	0.16	x	-0.24	-0.42	x	<b>0.66</b>	—

Примечание. Здесь и далее в таблицах:  $p$  – вероятность ошибки;  $n$  – количество почвенных проб;  $x$  – корреляция между показателями не значима; ВГП – верхний горизонт почв; ПП – почвообразующая порода. Жирным шрифтом выделены коэффициенты корреляции, характеризующие заметную и высокую силу связи.

слой, мало затронутый процессами эрозии, для которых характерна значительная вариабельность почвенных характеристик. Установлено, что существенное уменьшение содержания гумуса, физической глины и ила происходит в эрозионных лощинах и балках [5]. Информация о почвах лощин и балок не отражена в архивных данных и, следовательно, не занесена в БД. Диапазон варьирования изучаемых почвенных свойств будет более широким с уменьшением среднего значения, если результаты обследования по почвам эрозионных лощин и балок включить в созданную БД. Кроме того, необходимо отметить, что в почвенных выборках присутствуют разные типы почв, которые отличаются по содержанию гумуса и занимают различные ГП, это обстоятельство тоже приводит к увеличению вариабельности.

Наибольшее влияние на потери почвы в результате эрозии оказывает длина и крутизна склона, совокупное выражение которых представлено в таком параметре, как LS-factor (Slope Length and Steepness factor). S-фактор оценивает влияние крутизны склона, а L-фактор определяет влияние длины склона на развитие эрозионных процессов [26, 40]. LS-factor используется в моделях универсальных уравнений потерь почвы USLE (Universal Soil Loss Equation) и RUSLE (Revised Universal Soil Loss Equation), которые являются наиболее часто используемыми моделями для оценки риска эрозии и потерь почв [42, 50]. Анализ карты показывает, что наибольшие значения LS-factor характерны для северной и восточной частей изучаемой территории, что связано с увеличением расчлененности рельефа и крутизны склонов, а также наличием длинных склонов (рис. 2, Б). Градации риска развития эрозии по LS-factor (интерпретация автора): 0–0.4 – риск отсутствует; 0.4–0.8 – слабый; 0.8–1.5 – средний; 1.5–2 – высокий; 2–10 – очень высокий риск. Анализ диаграмм показывает, что отличий по содержанию гумуса, физической глины и ила между выборками почв, занимающих ГП с разным диапазоном LS-factor, не наблюдается (рис. 3, Б, I–III). Корреляции между изучаемыми почвенными характеристиками и LS-factor слабые (табл. 2). Причины отсутствия различий между выборками свойств почв, занимающих ГП с различным диапазоном LS-factor, упомянуты при обсуждении такого параметра рельефа, как крутизна.

Индекс мощности потока (Stream Power Index, SPI) рассчитывается на основе данных о площади удельного водосбора и крутизне склонов [36]. Чем больше значения SPI, тем выше вероятность развития эрозионных процессов. Анализ карты показывает, что наибольшие значения SPI характерны для северной и восточной частей изучаемой территории, что связано с увеличением расчлененности рельефа (рис. 2, В). Анализ диаграмм показывает, что отличий между выборками

почв по содержанию гумуса, физической глины и ила с различным диапазоном SPI не наблюдается (рис. 3, В, I–III).

Топографический индекс влажности (Topographic Wetness Index, TWI) разработан для характеристики гидрологических процессов, протекающих в различных сферах Земли [22]. В почвоведении TWI можно использовать для характеристики ГП, в которых почвы отличаются друг от друга водным режимом. Следует отметить, что этот индекс учитывает особенности рельефа как на повышенных, так и на пониженных участках, то есть, если имеются понижения на возвышенных участках, это отражается в увеличении значений индекса TWI относительно прилегающих возвышенных участков. Анализ карты показывает, что наибольшие значения TWI наблюдаются на равнинной юго-западной части изучаемой территории, рельеф которой способствует замедлению поверхностного и внутрпочвенного стока (рис. 2, Г). Различий по содержанию гумуса, физической глины и ила между выборками почв, занимающих ГП с разным диапазоном TWI, не обнаружено (рис. 3, Г, I–III). Почвы полугидроморфного ряда (луговые и лугово-черноземные) занимают пониженные ГП с высокими значениями TWI, в которых содержание гумуса колеблется от 10 до 20%. Однако в таких же ГП (с высокими значениями TWI) встречаются почвы с меньшим содержанием гумуса (от 5 до 9%), поэтому корреляция TWI с содержанием гумуса слабая ( $r = 0.18$ ). Корреляция TWI с содержанием физической глины не обнаружена, а с содержанием ила – корреляция слабая (табл. 2).

Индекс расчлененности рельефа (Terrain Ruggedness Index, TRI) характеризует вертикальную неоднородность рельефа [43]. Этот индекс определяется как сумма разниц между высотой восьми пикселей и центрального пикселя, находящегося внутри сетки. Высокие значения TRI свидетельствуют о повышенной локальной расчлененности рельефа. Характеристика рельефа по TRI (интерпретация автора): 0–1 – нерасчлененный; 1–2 – слаборасчлененный; 2–4 – среднерасчлененный; 4–6 – значительно расчлененный; более 6 – сильно расчлененный рельеф (рис. 2, Д). Анализ карты показывает, что наибольшие значения TRI наблюдаются в северо-восточной окраине изучаемой территории, для которой характерен преимущественно среднерасчлененный рельеф. Наименьшие значения TRI отмечены для юго-западной части территории, для которой в большей степени характерен нерасчлененный и слаборасчлененный рельеф. Анализ диаграмм показывает, что почвы, занимающие нерасчлененный рельеф, отличаются с большим содержанием гумуса по сравнению с почвами на значительно расчлененном рельефе (рис. 3, Д, I). Содержание ила в почвах, занимающих среднерасчлененный рельеф, было меньше по сравнению с почвами на нерасчлененном ре-

льефе (рис. 3, Д, III). В остальных случаях различия между изучаемыми свойствами почв в выборках недостоверны (рис. 3, Д, I–II).

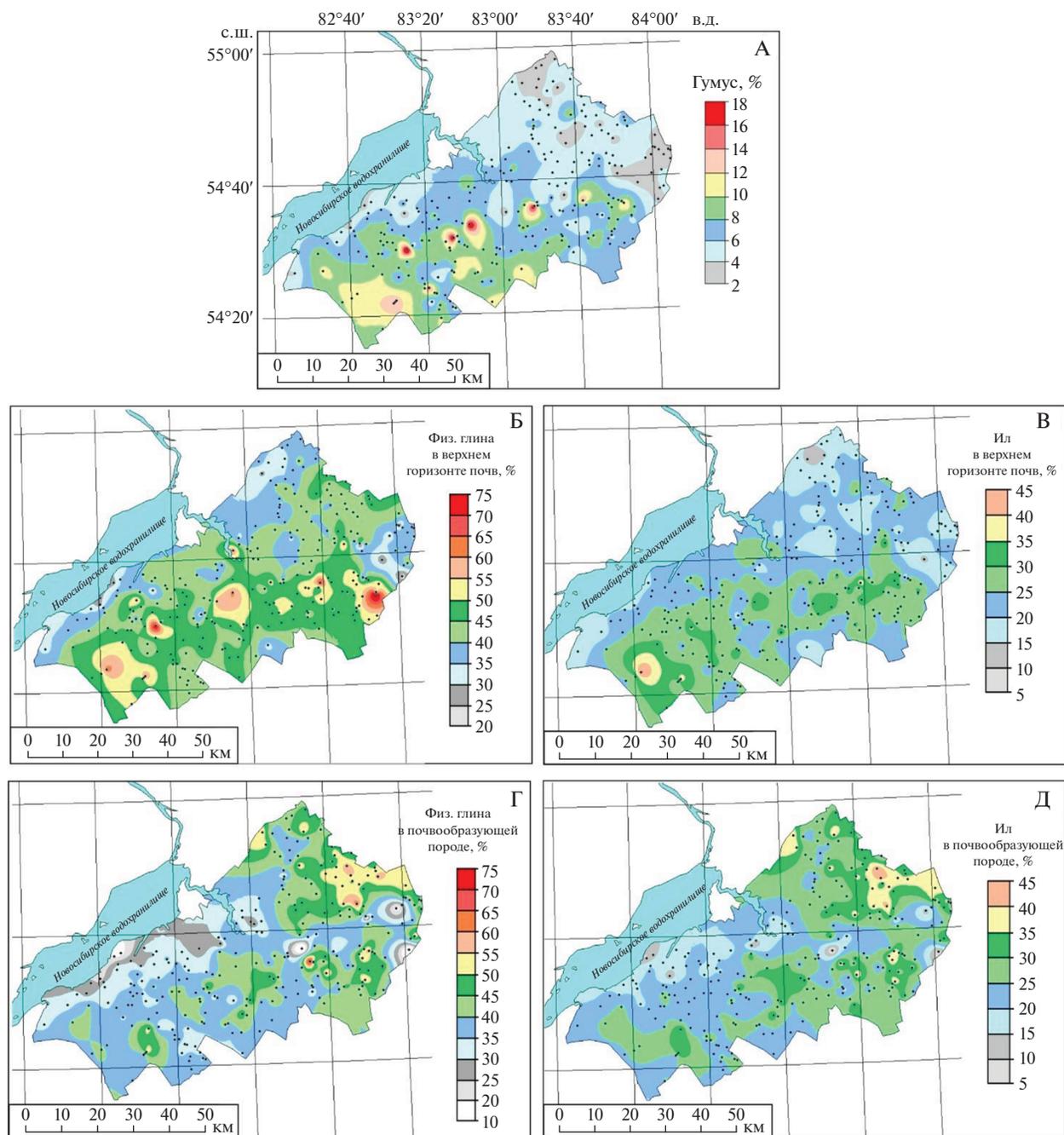
Индекс топографического положения (Topographic Position Index, TPI) представляет собой разницу между средней высотой области ячеек локальной сетки и средней высотой ячеек в окружающей окрестности [47]. В настоящем исследовании карта TPI составлена с использованием следующих радиусов: внутренний – 100 м, внешний – 1000 м. Значения TPI больше нуля показывают самые высокие ГП, например, это могут быть вершины гор, холмов, сопки и др. Отрицательные значения TPI представляют собой пониженные ГП, например, это могут быть плоские низменности, долины рек, лощины и балки, а также горы или возвышенности с плоскими вершинами. ГП со значениями TPI, близкими к нулю, представляют собой либо плоскую поверхность, либо пологие склоны с незначительной крутизной. Значения TPI являются основой для классификации форм рельефа [29, 47]. Анализ карты, составленной на основе группировки значений TPI, показывает, что в юго-западной части территории преобладают равнинный рельеф, а для северо-восточной части характерны преимущественно приподнятые формы рельефа, изрезанные долинами рек и балками (рис. 2, Е). Анализ диаграмм показывает, что почвы, занимающие долины рек (4) и равнины (5), по сравнению с почвами привершинных склонов (7) и высоких гребней холмов (10) характеризуются более высоким содержанием гумуса, физической глины и ила (рис. 3, Е, I–III). Таким образом, в почвах пониженных форм рельефа (долины, равнины) происходит накопление гумуса, физической глины и ила вследствие действия экзогенных процессов (поступления почвенного материала под действием силы гравитации с вышележащих ГП) и сложившейся гидрологической обстановки (выветривание первичных минералов и минерализация растительных остатков в умеренно влажных условиях протекают быстрее).

Данные о свойствах почв из базы данных использовались для составления цифровых карт содержания гумуса, физической глины и ила с использованием геостатистического метода (рис. 4). Установлено, что с северо-востока на юго-запад исследуемой территории содержание гумуса, физической глины и ила в верхнем горизонте почв существенно увеличивается (рис. 4, А–В). Аналогичный тренд выявлен и для топографического индекса влажности (TWI), значения которого также увеличиваются с северо-востока на юго-запад (рис. 2, Г). Однако корреляции между TWI и параметрами почв несущественны (табл. 2). Необходимо отметить, что значительно более высокие коэффициенты корреляции почвенных свойств с МПР наблюдаются при изучении почв небольших по площади территорий, например, в

пределах водораздельных территорий или склонов [6, 20]. Кроме того, согласно исследованиям [28], важное значение имеет оптимальный размер сетки цифровой модели высот, правильный подбор которой позволяет увеличить коэффициенты корреляции. В настоящем исследовании сделана попытка увеличения (до  $20 \times 20$  м) и уменьшения (до  $60 \times 60$  и  $100 \times 100$  м) разрешения цифровой модели высот, имеющей исходное разрешение  $35 \times 30$  м. Результаты корреляционного анализа показали, что коэффициенты корреляции между МПР, рассчитанными по ЦМВ с более высоким и более низким разрешением, и изучаемыми свойствами почв не увеличились (табл. 3). Данная особенность, по всей видимости, связана со следующими неучтенными факторами: 1 – неравномерным количеством поступавших растительных остатков в почву в течение всего периода почвообразования; 2 – неравномерным перераспределением почвенного материала по поверхности Земли в результате протекающих эрозийных процессов; 3 – внесением органических удобрений; 4 – наличием стратификации почвообразующих пород и др. Также значительное влияние на результаты корреляционного анализа оказывает количество точек опробования, разрешение исходной цифровой модели высот и охват территории опробования. Если корреляционный анализ проводится с данными, полученными для одной водораздельной территории, то, как правило, коэффициенты корреляции между МПР и почвенными свойствами высокие. Если территория охватывает несколько водораздельных территорий, или, как у нас в исследовании, равнинную и возвышенную с большим количеством точек опробования поверхности, то в данном случае наблюдаются невысокие коэффициенты корреляции между МПР и свойствами почв.

При сопоставлении и анализе карт содержания физической глины и ила в верхнем горизонте почв и почвообразующей породе установлена обратная тенденция в изменении изучаемых свойств почв, то есть существенно увеличивается содержание физической глины и ила в почвообразующей породе с юго-запада на северо-восток исследуемой территории (рис. 4, Б–Д). По всей видимости, почвообразующие породы изучаемой территории характеризуются слоистостью, сформированной в четвертичное время. Такое строение почвообразующих пород характерно для переходной зоны между горной областью и равнинной территорией. Коэффициенты корреляции между изучаемыми физическими свойствами верхнего горизонта почв и почвообразующих пород несущественны (табл. 2).

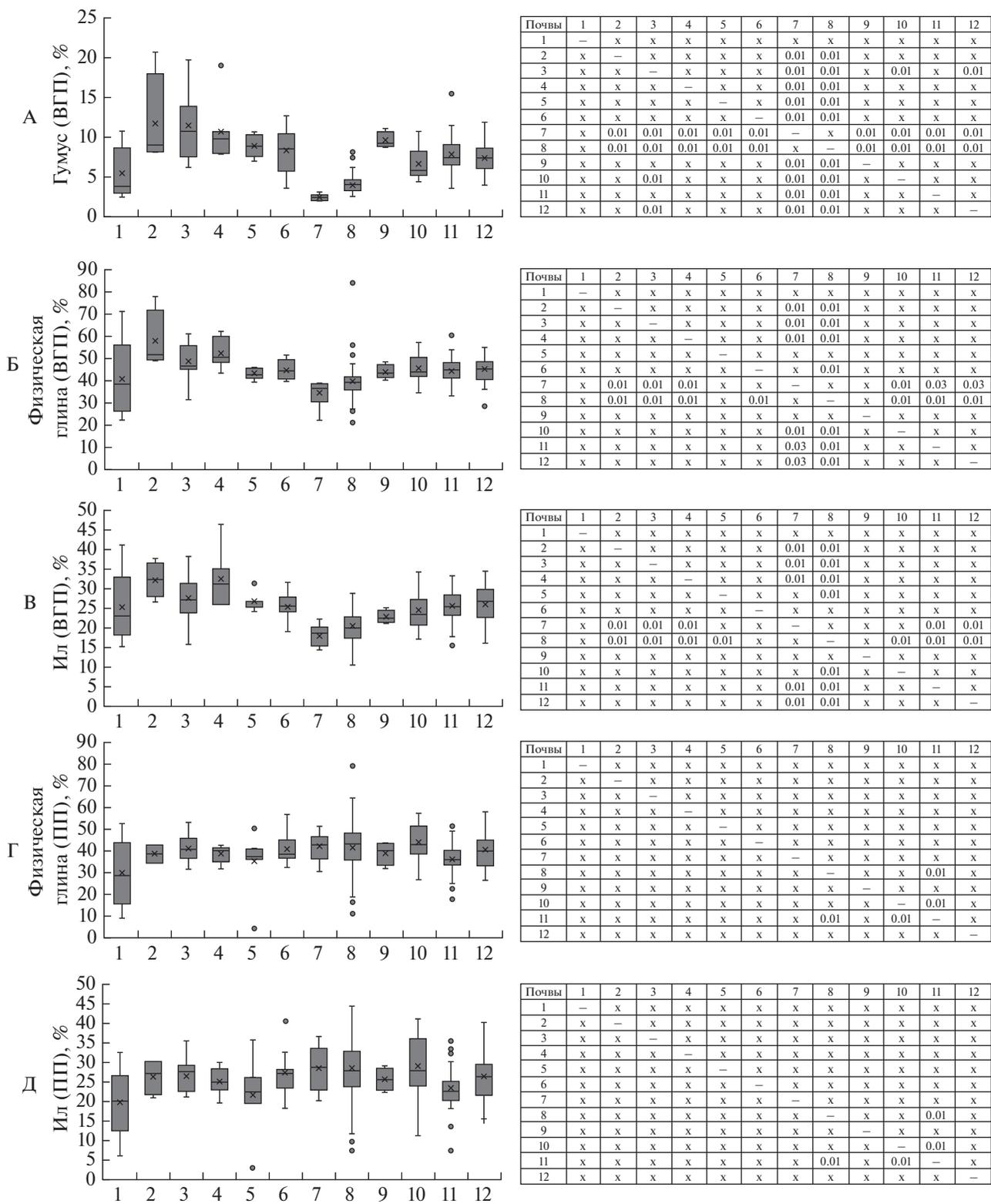
Содержание гумуса в верхнем горизонте почв варьировало в пределах от 2 до 20% (рис. 5). Наименьшее содержание гумуса в верхнем горизонте почв характерно для светло-серых лесных почв, среднее – для черноземов, наибольшее – для раз-



**Рис. 4.** Карты содержания: А – гумуса в верхнем горизонте почв; Б – физической глины в верхнем горизонте почв; В – ила в верхнем горизонте почв; Г – физической глины в почвообразующей породе; Д – ила в почвообразующей породе.

ных родов луговых почв (обыкновенных, солончатых, карбонатных и оподзоленных), которые формируются в геоморфологических позициях с высокими значениями топографического индекса влажности. В светло-серых и серых лесных почвах содержание гумуса, физической глины и ила в верхнем горизонте существенно отличалось более низкими значениями по сравнению с другими

почвами (рис. 5, А–В). Серые и темно-серые лесные почвы по содержанию физической глины и ила в почвообразующей породе отличались более высокими значениями по сравнению с черноземами выщелоченными (рис. 5, Г, Д). В остальных почвах различия между изучаемыми свойствами верхнего горизонта почв и почвообразующих пород в выборках недостоверны (рис. 5, А–Д).



**Рис. 5.** Варьирование содержания гумуса, физической глины и ила в верхнем горизонте почв (ВГП) и почвообразующей породе (ПП). Почвы: 1 – аллювиальная луговая (*n* = 6); 2 – луговая карбонатная (*n* = 5); 3 – луговая оподзоленная (*n* = 16); 4 – луговая солончаковатая (*n* = 7); 5 – лугово-черноземная обыкновенная (*n* = 8); 6 – лугово-черноземная оподзоленная (*n* = 11); 7 – светло-серая лесная оподзоленная (*n* = 7); 8 – серая лесная оподзоленная (*n* = 57); 9 – солонец луговой (*n* = 6); 10 – темно-серая лесная оподзоленная (*n* = 43); 11 – чернозем выщелоченный (*n* = 61); 12 – чернозем оподзоленный (*n* = 36). В таблице статистических сравнений (расположены справа) указан уровень значимости, при котором отличия между выборками значимы, крестиком обозначены не значимые отличия.

**Таблица 3.** Коэффициенты корреляции Спирмена между почвенными свойствами и морфометрическими параметрами рельефа, рассчитанными по ЦМВ с разным разрешением ( $n = 263$ ,  $p < 0.05$ )

Параметр	Гумус	Физическая глина (ВГП)	Ил (ВГП)	Физическая глина (ПП)	Ил (ПП)
ЦМВ с разрешением 20 × 20 м					
Высота	-0.24	x	-0.18	0.42	0.41
Крутизна	-0.13	x	x	x	x
LS-factor	x	x	x	x	x
SPI	x	x	x	x	x
TWI	0.14	x	x	x	x
TRI	-0.22	-0.12	-0.18	0.14	0.15
TPI	x	x	x	x	x
Формы рельефа	0.25	-0.16	-0.21	0.15	0.18
ЦМВ с разрешением 60 × 60 м					
Высота	-0.25	x	-0.18	0.42	0.41
Крутизна	-0.26	-0.18	-0.28	0.13	0.15
LS-factor	-0.22	-0.15	-0.24	x	0.12
SPI	x	x	x	x	x
TWI	0.25	0.16	0.29	-0.12	-0.13
TRI	-0.20	x	-0.21	0.22	0.23
TPI	-0.31	-0.20	-0.27	0.21	0.20
Формы рельефа	-0.28	-0.23	-0.26	0.13	0.14
ЦМВ с разрешением 100 × 100 м					
Высота	-0.25	-0.25	-0.18	0.43	0.42
Крутизна	-0.29	-0.21	-0.32	0.19	0.19
LS-factor	-0.23	-0.18	-0.28	0.14	0.14
SPI	x	x	x	x	x
TWI	0.33	0.22	0.34	-0.24	-0.27
TRI	-0.23	-0.16	-0.25	0.22	0.23
TPI	-0.32	-0.23	-0.27	0.23	0.24
Формы рельефа	-0.23	-0.20	-0.24	0.18	0.19

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты исследований показали, что морфометрические параметры рельефа, рассчитанные по цифровым моделям высот, позволили подробно охарактеризовать геоморфологические особенности, в которых формируются почвы западной части Кузнецко-Салаирской геоморфологической провинции. Установлено, что с северо-востока на юго-запад исследуемой территории содержание гумуса, физической глины и ила в верхнем горизонте почв существенно увеличивается. Аналогичный тренд выявлен и для топографического индекса влажности. Выявленные тренды заметны только при визуальном сравнении карт свойств верхнего горизонта почв и параметров рельефа, тогда как корреляционный анализ не показывает наличие существенной зависимости между изученными параметрами. Для содержания физической глины и ила в почвообразующей породе установлена обратная тенденция, то есть отмечено увеличение содержания изучаемых показателей с юго-запада на северо-восток, что, по всей видимости, обусловлено слоистостью почвообразующих пород, сформированной в четвертичное время. Установлено, что почвы, занимающие

долины рек и равнины, по сравнению с почвами привершинных склонов и высоких гребней холмов, характеризуются более высоким содержанием гумуса, физической глины и ила.

Необходимо отметить, что существенные корреляции между МПР и содержанием гумуса, физической глины и ила в верхнем горизонте почв и почвообразующей породе не выявлены. Данная особенность может быть связана с наличием неучтенных факторов, которые вносят больший вклад в дисперсию зависимых признаков, например, это может быть связано с количеством поступивших растительных остатков в почву в течении всего периода почвообразования, неравномерным перераспределением почвенного материала по поверхности Земли в результате протекающих эрозийных процессов, внесением органических удобрений, наличием слоистости почвообразующих пород и др. Необходимо также учитывать, что большое влияние на результаты исследований оказывает разрешение цифровой модели высот, каждый элемент которой представляет собой среднее интерполированное значение высоты на участке определенного размера, тогда как значения почвенных свойств характерны для почв в точках пробоотбора, то есть это не среднее значение.

## БЛАГОДАРНОСТЬ

Автор выражает благодарность О.А. Савенкову за помощь в сборе архивных материалов на начальном этапе работ.

## ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена по государственному заданию ИПА СО РАН при финансовой поддержке Министерства науки и высшего образования Российской Федерации.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Агрохимические методы исследования почв. М.: Наука, 1975. 656 с.
2. Белоусова Н.И., Мешалкина Ю.Л. Опыт создания унифицированной базы данных бореальных почв России (методические вопросы) // Почвоведение. 1997. № 8. С. 926–933.
3. Брауде И.Д. Эрозия почв, засуха и борьба с ними в ЦЧО. М.: Наука, 1965. 140 с.
4. Вадюнина А.Ф., Корчагина З.А. Методы исследования физических свойств почв. М.: Агропромиздат, 1986. 415 с.
5. Гонн Н.В., Нечаева Т.В., Савенков О.А., Смирнова Н.В., Смирнов В.В. Индикационные возможности NDVI для прогнозного картографирования свойств пахотного горизонта почв склоновых позиций на юге Западной Сибири // Почвоведение. 2017. № 11. С. 1377–1389.
6. Гонн Н.В., Нечаева Т.В., Савенков О.А., Смирнова Н.В., Смирнов В.В. Методы геоморфометрии и цифрового картографирования для оценки пространственной изменчивости свойств агросерой почвы склона // Почвоведение. 2017. № 1. С. 24–34.
7. Джеррард А.Д. Почвы и формы рельефа. Л.: Недра, 1984. 208 с.
8. Классификация и диагностика почв СССР. М.: Колос, 1977. 224 с.
9. Ковалев Р.В. Почвы Новосибирской области. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1966. 422 с.
10. Крыщенко В.С., Голозубов О.М., Колесов В.В., Рыбьянец Т.В. База данных состава и свойств почв. Ростов-на-Дону: Изд-во РСЭИ, 2008. 145 с.
11. Неуструев С.С. Генезис и география почв. М.: Наука, 1977. 328 с.
12. Орлов А.Д. Эрозия и эрозионноопасные земли Западной Сибири. Новосибирск: Наука, 1983. 208 с.
13. Растительность степной и лесостепной зон Западной Сибири (Новосибирская область и Алтайский край) / Отв. ред. А.В. Куминова. Тр. Центр. сиб. ботан. Сада. Вып. 6. Новосибирск: Изд-во АН СССР. Сиб. отд-ние, 1963. 441 с.
14. Рожков В.А., Алябина И.О., Колесникова В.М., Молчанов Э.Н., Шоба С.А., Столбовой В.С. Почвенно-географическая база данных России // Почвоведение. 2010. № 1. С. 3–6.
15. Сорокина Н.П. Методология составления крупномасштабных агроэкологически ориентированных почвенных карт. М.: Россельхозакадемия, 2006. 159 с.
16. Флоринский И.В. Гипотеза Докучаева как основа цифрового прогнозного почвенного картографирования (к 125-летию публикации) // Почвоведение. 2012. № 4. С. 500–506.
17. Флоринский И.В., Айлерс Р.Дж., Бертон Д.Л., Мак-Магон Ш.К., Монреал К.М., Фаренхорст А. Прогнозное почвенное картографирование на основе цифрового моделирования рельефа // Геоинформатика. 2009. № 1. С. 22–32.
18. Чернов Г.А., Вдовин В.В., Окишев П.А., Петкевич А.А., Мистрюков А.А., Зятыкова Л.К., Миляева Л.С. Рельеф Алтае-Саянской горной области. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1988. 206 с.
19. Шарый П.А. Геоморфометрия в науках о земле и экологии, обзор методов и приложений // Известия Самарского научного центра РАН. 2006. № 8(2). С. 458–473.
20. Шарый П.А., Пинский Д.Л. Статистическая оценка связи пространственной изменчивости содержания органического углерода в серой лесной почве с плотностью, концентрациями металлов и рельефом // Почвоведение. 2013. № 11. С. 1344–1356.
21. Шоба С.А., Алябина И.О., Колесникова В.М., Молчанов Э.Н., Рожков В.А., Столбовой В.С., Урусевская И.С., Шеремет Б.В., Конюшков Д.Е. Почвенные ресурсы России. Почвенно-географическая база данных. / Под ред. Г.В. Добровольского. М.: ГЕОС, 2010. 128 с.
22. Beven K.J., Kirkby M.J. A physically-based variable contributing area model of basin hydrology // Hydrology Science Bulletin. 1979. V. 24(1). P. 43–69.
23. Boehner J., Selige T. Spatial Prediction of Soil Attributes Using Terrain Analysis and Climate Regionalisation // SAGA – Analysis and Modelling Applications. Goettinger Geographische Abhandlungen, 2006. V. 115. P. 13–27.
24. Brough D.M., Claridge J., Grundy M.J. Soil and landscape attributes: A report on the creation of a soil and landscape information system for Queensland. Brisbane, Australia: Natural Resources, Mines & Water, 2006. 80 p.
25. Conrad O., Bechtel B., Bock M., Dietrich H., Fischer E., Gerlitz L., Wehberg J., Wichmann V., Bohner J. System for Automated Geoscientific Analyses (SAGA) v. 2.1.4 // Geosci. Model Dev. 2015. № 8. P. 1991–2007. <https://doi.org/10.5194/gmd-8-1991-2015>
26. Desmet P., Govers G. A GIS procedure for automatically calculating the ULSE LS factor on topographically complex landscape units // J. Soil Water Conserv. 1996. № 51. P. 427–433.
27. Finke P., Hartwich R., Dudal R., Ibanez J. et al. Georeferenced Soil Database for Europe. Manual of procedures. Version 1.1. European Soil Bureau, 2001. 178 p.
28. Florinsky I.V., Kuryakova G.A. Determination of grid size for digital terrain modelling in landscape investigations – Exemplified by soil moisture distribution at a micro-scale // Int. J. Geograph. Inf. Sci. 2000. V. 14. № 8. P. 815–832.
29. Guisan A., Weiss S.B., Weiss A.D. GLM versus CCA spatial modeling of plant species distribution // Plant Ecology. 1999. № 143. P. 107–122.
30. Holm S. A Simple Sequentially Rejective Multiple Test Procedure // Scandinavian J. Statistics. 1979. V. 6. № 2. P. 65–70.
31. Jiang J., Zhu A. X., Qin C. Z., Zhu T., Liu J., Du F., Liu J., Zhang G., An Y. CyberSoLIM: A cyber platform for digital soil mapping // Geoderma. 2016. V. 263. P. 234–243.
32. Johnston R.M., Barry S.J., Bleyes E., Bui E.N., Moran C.J., Simon D.A.P., Carlile P., McKenzie N.J., Henderson B.L.,

- Chapman G., Imhoff M., Maschmedt D., Howe D., Grose C., Schoknecht N., Powell B., Grundy M. ASRIS: The database // *Austral. J. Soil Res.* 2003. V. 41(6). P. 1021–1036. <https://doi.org/10.1071/SR02033>
33. Lagacherie P., McBratney A.B. Spatial soil information systems and spatial inference system: perspectives for digital soil mapping // *Digital Soil Mapping. An Introductory Perspective.* Netherlands: Elsevier, 2007. P. 3–25.
  34. Lagacherie P., McBratney A., Voltz M. Digital soil mapping: An introductory perspective. Amsterdam: Elsevier, 2006. 350 p.
  35. McBratney A.B., Mendonça Santos M.L., Minasny B. On digital soil mapping // *Geoderma.* 2003. V. 117. P. 3–52.
  36. Moore I.D., Grayson R.B., Ladson A.R. Digital terrain modelling: a review of hydrological, geomorphological, and biological applications // *Hydrological Processes.* 1991. V. 5. № 1.
  37. Olaya V. A gentle introduction to SAGA GIS. 2004. 201 p.
  38. Olaya V., Conrad O. *Geomorphometry in SAGA // Geomorphometry: concepts, software, applications.* Elsevier, 2008. 765 p.
  39. OPENDEM. URL. <https://opendem.info/arc2meters.html> (дата обращения 30.10.2020)
  40. 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.
  41. Panagos P., Van Liedekerke M., Jones A., Montanarella L. European Soil Data Centre: Response to European policy support and public data requirements // *Land Use Policy.* 2012. V. 29(2). P. 329–338. <https://doi.org/10.1016/j.landusepol.2011.07.003>
  42. 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.* US Department of Agriculture: Washington, DC, 1997. № 703. 385 p.
  43. Riley S.J., De Gloria S.D., Elliot R. A Terrain Ruggedness that Quantifies Topographic Heterogeneity // *Intermountain J. Science.* 1999. V. 5. № 1–4. P. 23–27.
  44. Soil Science Division Staff. *Soil survey manual /* Eds.: C. Ditzler, K. Scheffe, H.C. Monger. *USDA Handbook 18.* Washington, D.C.: Government Printing Office, 2017.
  45. United States Geological Survey. URL. [https://www.usgs.gov/centers/eros/science/usgs-eros-archive-digital-elevation-shuttle-radar-topography-mission-srtm-1-arc?qt-science\\_center\\_objects=0#qt-science\\_center\\_objects](https://www.usgs.gov/centers/eros/science/usgs-eros-archive-digital-elevation-shuttle-radar-topography-mission-srtm-1-arc?qt-science_center_objects=0#qt-science_center_objects) (дата обращения 30.10.2020)
  46. Van Engelen V.W.P., Batjes N.H., Dijkshoorn K., Huting J. *Harmonized Global Soil Resources Database (Final Report).* Report 2005/06, FAO and ISRIC – World Soil Information, Wageningen. 17 p.
  47. Weiss A.D. Topographic Position and Landforms Analysis. 2000. Poster: [http://www.jennessent.com/downloads/tpi-poster-tnc\\_18x22.pdf](http://www.jennessent.com/downloads/tpi-poster-tnc_18x22.pdf)
  48. Weiss A.D. Topographic Positions and Landforms Analysis (Conference Poster). *ESRI International User Conference.* San Diego, 2001. P. 9–13.
  49. Wilson J.P., Gallant J.C. *Primary Topographic Attributes. Terrain Analysis: Principles and Applications.* John Wiley & Sons, 2000. P. 51–85.
  50. Wischmeier W.H., Smith D.D. Predicting rainfall erosion losses – a guide to conservation planning. *Agricultural Handbook.* US Department of Agriculture: Washington, DC, 1978. № 537. 60 p.

## Using Soil-Geomorphological Database to Study the Spatial Variability of Humus, Physical Clay, and Clay Content in Soils of Kuznetsk-Salair Geomorphological Province

N. V. Gopp\*

*Institute of Soil Science and Agrochemistry, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, 630090 Russia*

*\*e-mail: gopp@issa-siberia.ru*

Based on archive data on soils of the Kuznetsk-Salair geomorphological province (within the Novosibirsk oblast) and the results of processing digital elevation models, a soil-geomorphological database (SGDB) has been developed for collecting, storing and processing spatially distributed information. The SGDB comprises tables and related vector and raster cartographic data that contain information about the chemical and physical properties of soil horizons, morphometric parameters of relief (Height, Slope, Topographic Wetness Index, Slope Length and Steepness factor, Stream Power Index, Terrain Ruggedness Index, Topographic Position Index, etc.). The following soils are widespread in the study area: leached (Luvic Chernozems) and podzolized (Luvic Greyzemic Chernozems) chernozems; ordinary and podzolized meadow-chernozemic soils (Gleyic Chernozems and Greyzemic Gleyic Chernozems, respectively); light gray, gray and dark gray forest soils (Luvic Greyzemic Phaeozems); carbonate (Eutric Gleysols), podzolized (Haplic Gleysols) and solonchakous (Haplic Gleysols (Protosalic)) meadow soils; alluvial meadow soils (Eutric Fluvisols); meadow solonchakous (Gleyic Solonetz). The analysis of the maps revealed a trend in increasing the content of humus, physical clay and clay in the upper soil horizon from the northeast to the southwest of the studied territory. A similar trend was observed for the Topographic Wetness Index. For the content of physical clay and clay in the parent material, the reverse trend has been established, i. e. an increase in the content of physical clay and clay from the southwest to the northeast has been noted. It was found that the soils of river valleys and plains, in comparison with the soils of the upper slopes and high ridges of hills, are characterized by a higher content of humus, physical clay and clay. Any significant relationships between morphometric parameters of relief and the content of humus, physical clay and clay in soils was not found.

*Keywords:* morphometric parameters of relief, mapping, LS-factor, SPI, TWI, TRI, TPI, SRTM, DEM

УДК 631.417

## ПОЛИЦИКЛИЧЕСКИЕ АРОМАТИЧЕСКИЕ УГЛЕВОДОРОДЫ И ИЗОТОПЫ УГЛЕРОДА В ТОРФЕ МИГРАЦИОННОГО БУГРА ПУЧЕНИЯ (БОЛЬШЕЗЕМЕЛЬСКАЯ ТУНДРА)<sup>1</sup>

© 2021 г. Ю. К. Васильчук<sup>а, \*</sup>, А. Д. Белик<sup>а</sup>, Н. А. Буданцева<sup>а</sup>, А. Н. Геннадиев<sup>а</sup>, А. К. Васильчук<sup>а</sup>, Дж. Ю. Васильчук<sup>а</sup>, Ю. А. Завгородняя<sup>а</sup>, А. П. Гинзбург<sup>а</sup>, Л. Б. Блудушкина<sup>а</sup>

<sup>а</sup> МГУ им. М.В. Ломоносова, Ленинские горы, 1, Москва, 119991 Россия

\*e-mail: vasilch\_geo@mail.ru

Поступила в редакцию 07.11.2020 г.

После доработки 23.12.2020 г.

Принята к публикации 28.12.2020 г.

Проанализировано содержание полициклических ароматических углеводородов и изотопный состав углерода в торфе бугра пучения, расположенного в районе пос. Елецкий (городской округ Воркута, Республика Коми). Величины  $\delta^{13}\text{C}$  варьируют от  $-28.05$  до  $-30.05\%$  (среднее значение  $-29.15\%$ ). Суммарное содержание ПАУ изменяется от 11 до 360 нг/г, при среднем значении 63 нг/г и медианном 34 нг/г. Среди ПАУ преобладают тяжелые соединения – бенз(а)антрацен, бензфлуорантены. Наличие ПАУ в торфяном материале обусловлено тремя основными факторами: техногенным воздействием, природными пожарами, биогеохимическими почвенными процессами. В верхней части торфяного бугра, до глубины сезонно-талого слоя преобладание бенз(а)антрацена маркирует антропогенное воздействие (влияние транспорта и коммунально-бытового хозяйства). Ниже доля бенз(а)антрацена уменьшается, увеличивается доля бензфлуорантов. При этом наблюдается два резких максимума ПАУ (260 и 360 нг/г), совпадающих с локальным утяжелением изотопного состава и, вероятно, являющихся результатом природных пожаров. Минимумы ПАУ скорее всего обусловлены биогеохимическим фактором и поступлением полиаренов при разложении растительных остатков. Изотопный состав углерода торфа отражает изотопный состав растительности, степень увлажненности торфяника, а также влияние пирогенного фактора.

*Ключевые слова:* полиарены, палеосреда, природные пожары, стабильные изотопы углерода, Dystric Histosols

DOI: 10.31857/S0032180X21070133

### ВВЕДЕНИЕ

Многолетнемерзлые бугры пучения на торфянике обычно называют лапландским словом “пальза”, обозначающим торфяной или торфяно-минеральный выпуклый бугор, сложенный торфом или минеральными отложениями, обычно тонкодисперсными, перекрытыми торфом, с льдистым ядром. Эти бугры также называют миграционными буграми, потому что их льдистое ядро, сложенное шширами и линзами сегрегационного льда, формируется в процессе миграции влаги из окружающего болота или из фильтрующихся сверху атмосферных осадков к фронту промерзания, то есть к формирующемуся ядру. Торф миграционных бугров пучения (пальза) может рассматриваться как архив свидетельств природных условий времени их формирования и имевших

место техногенных воздействий. Конкретными индикаторами этих условий могут быть изотопный состав углерода торфа, а также ПАУ и другие биомаркеры в торфяной толще [26, 30].

Природными источниками ПАУ в торфе бугров пучения могут быть процессы горения биомассы [27] и растительные остатки, трансформирующиеся почвенными процессами. В работе [36] авторы идентифицировали природные палеопожары по наличию в погребенных почвах тяжелых ПАУ – пирена, флуорантена, бензфлуорантенов и некоторых других. Воздействие пирогенного фактора часто оценивается по диагностическим соотношениям ПАУ, описанным, например, в работе [17], основанным на различных энергозатратах при образовании индивидуальных соединений.

Возможно также природное биогеохимическое происхождение ПАУ. Хотя в настоящий момент это явление не до конца изучено, в ландшафтах, не затронутых антропогенной деятельностью, полиа-

<sup>1</sup> К статье имеются дополнительные материалы, доступные для авторизованных пользователей по doi: 10.31857/S0032180X21070133.

рены широко распространены и описаны [8, 9, 12, 13, 16]. По данным [11] в природных условиях в составе ПАУ торфяных образований преобладают легкие полиарены, а именно трициклические фенантрен и его алкилпроизводные. Геннадиевым с соавт. предложен показатель естественного био-трансформационного потенциала почв по отношению к ПАУ, который выражается в соотношении фенантрена и его производных [11].

Изотопный состав углерода органического вещества торфа во многом наследуется от растительности [14, 29], он зависит от температуры в вегетационный период, от обводненности болот и особенностей процессов разложения органических остатков. Изотопный сигнал растений-торфообразователей варьирует в основном от  $-20\%$  в олиготрофных мхах до  $-29\%$  в осоках [21]. Листья осоковых сильнее обогащены  $^{13}\text{C}$ , чем листья кустарниковых, а образцы сфагнома характеризуются диапазоном значений  $\delta^{13}\text{C}$  от  $-25.0$  и  $-29.6\%$  [35]. В работе [21] установлено, что торф в условиях аэробного разложения органического вещества, обычно характеризуется существенным уменьшением значений  $\delta^{13}\text{C}$  с глубиной (из-за большего обеднения более старых глубинных слоев изотопом  $^{12}\text{C}$  в результате эмиссии), а в условиях анаэробной деструкции почвы обычно показывают незначительное увеличение с глубиной значений  $\delta^{13}\text{C}$  или полное его отсутствие из-за замедления микробиологических процессов на глубине. Таким образом, распределение  $^{12}\text{C}$  и  $^{13}\text{C}$  в профиле торфяной почвы отражает суммарный эффект процессов фракционирования в ходе фотосинтеза и микробиологического разложения. Равномерные или слабо растущие значения  $\delta^{13}\text{C}$  с глубиной считаются признаком молодых почв [19, 22–24, 28].

Целью данной работы является выявление особенностей распределения изотопов  $^{13}\text{C}$  и полициклических ароматических углеводородов в торфе миграционного бугра пучения для установления генезиса этих явлений. Были поставлены следующие задачи: 1) проанализировать особенности содержания ПАУ и изотопов углерода в профиле пальза; 2) установить источники поступления в торф миграционного бугра пучения ПАУ и выявить динамику изотопного состава углерода.

## ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

**Местоположение и природные условия участка исследований.** В северо-восточной части Большеземельской тундры в пределах бугристого массива в районе пос. Елецкий (рис. S1) на расстоянии 1.5 км на восток от населенного пункта и 500 м от железной дороги был детально исследован миграционный бугор пучения (пальза) высотой 3.5 м и диаметром 10 м со склонами крутизной до 15 градусов (рис. S2). Бугор покрыт мохово-травяни-

стой растительностью с примесью кустарничков (сфагнум, кукушкин лен, осоки, береза карликовая). Возраст пальза, согласно данным радиоуглеродного датирования, составляет более 6400 лет [3, 4].

Большая часть территории характеризуется бугристым рельефом с невысокими плосковершинными холмами, грядами и разделяющими их неглубокими котловинными понижениями с пологими склонами, широкими днищами, которые, как правило, заняты озерами, болотами и торфяниками, в пределах которых распространены пальза.

Климат территории субарктический, умеренно-континентальный, лето короткое и холодное, зима многоснежная, продолжительная и суровая. Климат формируется в условиях малого количества солнечной радиации зимой, под воздействием северных морей и интенсивного западного переноса воздушных масс. Вынос теплого морского воздуха, связанный с прохождением атлантических циклонов, и частые вторжения арктического воздуха с Северного Ледовитого океана придают погоде большую неустойчивость в течение всего года [10].

Годовая амплитуда температур составляет  $32.7^\circ\text{C}$ . Самым теплым месяцем года является июль (средняя месячная температура  $+12.4^\circ\text{C}$ ), самым холодным – январь ( $-20.3^\circ\text{C}$ ). Среднегодовая температура воздуха равна  $-6.0^\circ\text{C}$ . Число дней со средней суточной температурой воздуха выше нуля градусов составляет 125.

Высота снежного покрова увеличивается от ноября к январю, в месяцы с наибольшей повторяемостью циклонической погоды. Наибольшей величины запас снежного покрова достигает во второй декаде марта. Наибольшая за зиму средняя высота снежного покрова составляет 75 см [10].

Типы ландшафтов на территории – южно-тундровые полого-увалистые равнины с покровом пылеватых суглинков, подстилаемых моренной и южно-тундровые и лесотундровые возвышенности, и волнисто-увалистые предгорья Приполярного Урала [10].

Растительность на территории исследования – тундровая, мохово-травянисто-кустарничковая. Представлены такие виды, как сфагнум (*Sphagnum*), кукушкин лен (*Polytrichum commune*), черника (*Vaccinium myrtillus*), голубика (*Vaccinium uliginosum*), морошка (*Rubus chamaemorus*), береза карликовая (*Betula nana*), а также различные виды осок (*Carex*).

Среди почв преобладают криоземы, криометаморфические, торфоземы. Исследуемая территория располагается в пределах Печорской низменности в подзоне южной тундры, в Большеземельской провинции, в Воркутинском округе тундровых поверхностно-глеевых, торфянисто- и торфяно-глеевых тундровых мерзлотных почв [1, 6]. На плоских увалах широко распростране-

ны процессы застойного переувлажнения поверхностными водами с образованием на обширных пространствах торфяно-болотных почв. При улучшении дренажа поверхности возникают мелкоконтурные сочетания и мозаичные комплексы полугидроморфных и автоморфных почв [1, 6].

**Полевые методы.** Исследования проводили в конце сентября 2019 и 2020 гг., когда сезонное протаивание достигает максимальных отметок от 80 до 100 см. На вершине бугра пучения был заложён разрез глубиной 100 см. Изученная почва относится к торфяным олиготрофным (Dystric Histosol). Из растаявшего торфа с интервалом 1–3 см был произведен отбор образцов для анализа содержания изотопов углерода и ПАУ. Ниже при бурении были взяты 5 образцов мерзлого торфа до глубины 140 см. Отбор мерзлого керна производили с помощью электроледобура Bosch.

**Определения изотопов углерода.** Аналитические исследования проводили в течение 1–6 месяцев после отбора образцов. Торф просушивался при температуре около 25–30°C, измельчался, просеивался через сито 0.25 мм. Изотопный состав определялся для валового углерода торфа [5, 33, 34].

Определения изотопного состава углерода проводились в изотопной лаборатории географического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова на масс-спектрометре Delta-V Plus со стандартной опцией элемент-анализатор EA 1112 HT O/N-N/C. Для измерений использованы международные стандарты IAEA-CH-3, IAEA-CH-6, IAEA-600 и USGS-24. Точность измерений величин  $\delta^{13}\text{C}$  на приборе составила  $\pm 0.2\%$ .

**Исследование ПАУ.** Определения ПАУ выполнялись методом высокоэффективной жидкостной хроматографии. Пробоподготовка включала в себя экстракцию дихлорметаном (20 мл дихлорметана на 1 г сухого торфа). Полученный экстракт был профильтрован, выпарен, реэкстрагирован гексаном и очищен на патронах с модифицированным силикагелем Диапак-С. Выпаривание проводилось на воздухе досуха. Очищенный экстракт также выпаривался, реэкстрагировался ацетонитрилом. Измерения выполнялись на приборе Agilent 1260 в химико-аналитическом центре факультета почвоведения МГУ имени М.В. Ломоносова. Было определено 13 индивидуальных соединений: нафталин, флуорен, аценафтен, фенантрен, антрацен, пирен, хризен, флуорантен, бенз(а)пирен, бенз(а)антрацен, бенз(б)флуорантен, бенз(к)флуорантен, бенз(ghi)перилен.

**Обработка полученных данных.** Для ПАУ были рассчитаны индикаторные соотношения антрацен/фенантрен и флуорантен/флуорантен + пирен, описанные в работе [17]. Оба этих соотношения показывают степень пирогенности или петрогенности исследуемой ассоциации. Значения выше 1 и 0.5, соответственно, указывают на пре-

имущественно пирогенный характер ассоциации, ниже этих значений – на преимущественно петрогенный.

Был применен также кластерный анализ концентраций ПАУ с целью выявления сродства различных соединений друг другу. Анализ выполнялся в среде R в пакете “cluster” агломеративным методом.

## РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Средняя величина концентрации ПАУ в торфе равна 63 нг/г, медианная – 34 нг/г. Большая часть величин содержания ПАУ лежит в пределах от 10 до 40 нг/г. У поверхности бугра содержание ПАУ повышено (42 нг/г), глубже оно несколько уменьшается (до 33 нг/г). На глубине 60–63 см и 84–87 см наблюдаются резкие максимумы содержания ПАУ – до 360 и 260 нг/г соответственно. В целом, в нижней части бугра среднее содержание ПАУ в торфе больше, чем в верхней (в верхней части 28, в нижней – 36 нг/г). Небольшое локальное увеличение концентрации наблюдается также на глубинах 114–117 и 141–144 см. Минимальные величины содержания ПАУ обнаружены на глубинах 6–9 и 129–132 см (табл. 1).

Преобладающим индивидуальным соединением является бенз(а)антрацен (среднее содержание 26 нг/г, медианное – 8 нг/г), менее выражено доминирование бенз(к)флуорантена и бенз(б)флуорантена (среднее содержание 8 нг/г для каждого из них, медианное – 2.6 нг/г для бенз(б)флуорантена и 3.4 нг/г для бенз(к)флуорантена). В содержании тяжелых соединений присутствует выраженный глубинный тренд: доля бенз(а)антрацена является доминирующей до глубины 60–63 см, глубже основную массу ПАУ составляют бензфлуорантены (рис. 1).

Изотопный состав углерода торфа варьирует слабо. Максимальная величина  $\delta^{13}\text{C}$  составляет  $-28.05\%$  и наблюдается на глубине 63–66 см, минимальная составляет  $-30.5\%$  и наблюдается на глубине 33–36 см (рис. 2). Среднее значение  $\delta^{13}\text{C}$  составило  $-29.15\%$ . Выраженной тенденции к облегчению либо утяжелению изотопного состава с глубиной не наблюдается. При этом облегчения изотопного состава имеют место на глубинах 36–39, 57–60 и 120–123 см. Его утяжеление происходит на глубинах 6–9, 63–66, 87–90, 102–105 см.

Выявлена незначительная положительная корреляционная связь нафталина с изотопным составом углерода торфа ( $r = 0.5$ ). Слабая отрицательная корреляционная связь наблюдается у изотопного состава углерода с бенз(а)пиреном. Корреляции суммы ПАУ с изотопным составом как таковой не наблюдается, однако в нижней части профиля локальные повышения содержания ПАУ соответствуют более тяжелому изотопному составу (рис. 2). Об-

**Таблица 1.** Сумма ПАУ и рассчитанные индикаторные отношения ПАУ в торфе

Номер образца	Глубина, см	Сумма ПАУ, нг/г	Индикаторные соотношения (по [17])	
			антрацен/фенантрен	флуорантен/ [флуорантен + пирен]
1	0–3	42.39	0.14	0.69
2	6–9	9.73	–	0.97
3	12–15	33.38	0.25	0.84
4	15–18	12.33	0.82	0.57
5	18–21	28.44	0.02	0.67
6	24–27	34.44	–	0.80
7	33–36	31.95	–	0.76
8	51–54	33.51	–	0.75
9	59–62	67.66	43.19	0.00
10	60–63	359.12	0.30	0.26
11	78–81	36.06	–	0.00
12	84–87	256.61	3.29	0.13
13	87–90	65.84	–	0.74
14	96–99	36.42	–	0.37
15	105–108	23.88	–	0.66
16	114–117	51.81	–	0.19
17	123–126	17.38	–	0.40
18	129–132	11.97	0.03	0.00
19	141–144	50.96	–	0.00

ратная ситуация характерна для верхней части профиля: менее отрицательные величины  $\delta^{13}\text{C}$  соответствуют меньшим концентрациям ПАУ.

В ходе кластерного анализа было выделено 3 кластера ПАУ по проявлению сродства друг к другу и по сходной изменчивости: первый кластер включает антрацен, хризен, пирен, бенз(ghi)перилен. Второй кластер включает бенз(a)пирен, фенантрен, нафталин, аценафтен, флуорен, флуорантен, третий – бенз(k)флуорантен и бенз(b)флуорантен. Бенз(a)антрацен не проявляет сродства ни к одному из исследуемых соединений. Похожее распределение по группам отмечалось в работе [25], однако особое положение бенз(a)антрацена и его доминирование в ассоциации ПАУ ранее не выявлялось.

Установленные особенности распределения, состава и концентрации ПАУ и изотопов углерода торфа являются результатом совокупного воздействия различных факторов – растительности, перераспределения вещества в процессах промерзания-протаивания, влияния климатических причин, антропогенного воздействия.

При сравнении полученных данных с литературными выявлено, что содержание ПАУ в исследуемом торфяном бугре относительно невелико.

Например, по данным работы [8] для торфяных бугров вблизи пос. Сейда были описаны величины содержания ПАУ от 160 до 8500 нг/г, в то время как в торфяных буграх вблизи пос. Елецкий наблюдаются величины от 10 до 360 нг/г. Такие величины, как в исследуемых торфяных буграх, более характерны для минеральных почв у пос. Сейда [7]. Кроме того, в указанной работе отмечается преобладание легких 2-4-ядерных ПАУ, в то время как в буграх вблизи пос. Елецкий абсолютно преобладают 5-ядерные соединения. В исследованном нами бугре пучения отмечено значительное увеличение содержания ПАУ ниже границы сезонно-талого слоя, что аналогично особенностям, отмеченным ранее для торфяных почв вблизи г. Инта [9].

Исследуемая территория находится вблизи таких объектов антропогенного воздействия, как железная дорога и поселок городского типа с печным отоплением. Эти факторы вносят вклад в содержание ПАУ в торфяных буграх пучения, главным образом, в верхних слоях торфа, в частности, приповерхностный максимум, по всей вероятности, объясняется этим влиянием, что подтверждается наличием в приповерхностной пробе максимума флуорантена, который в работе [8] от-

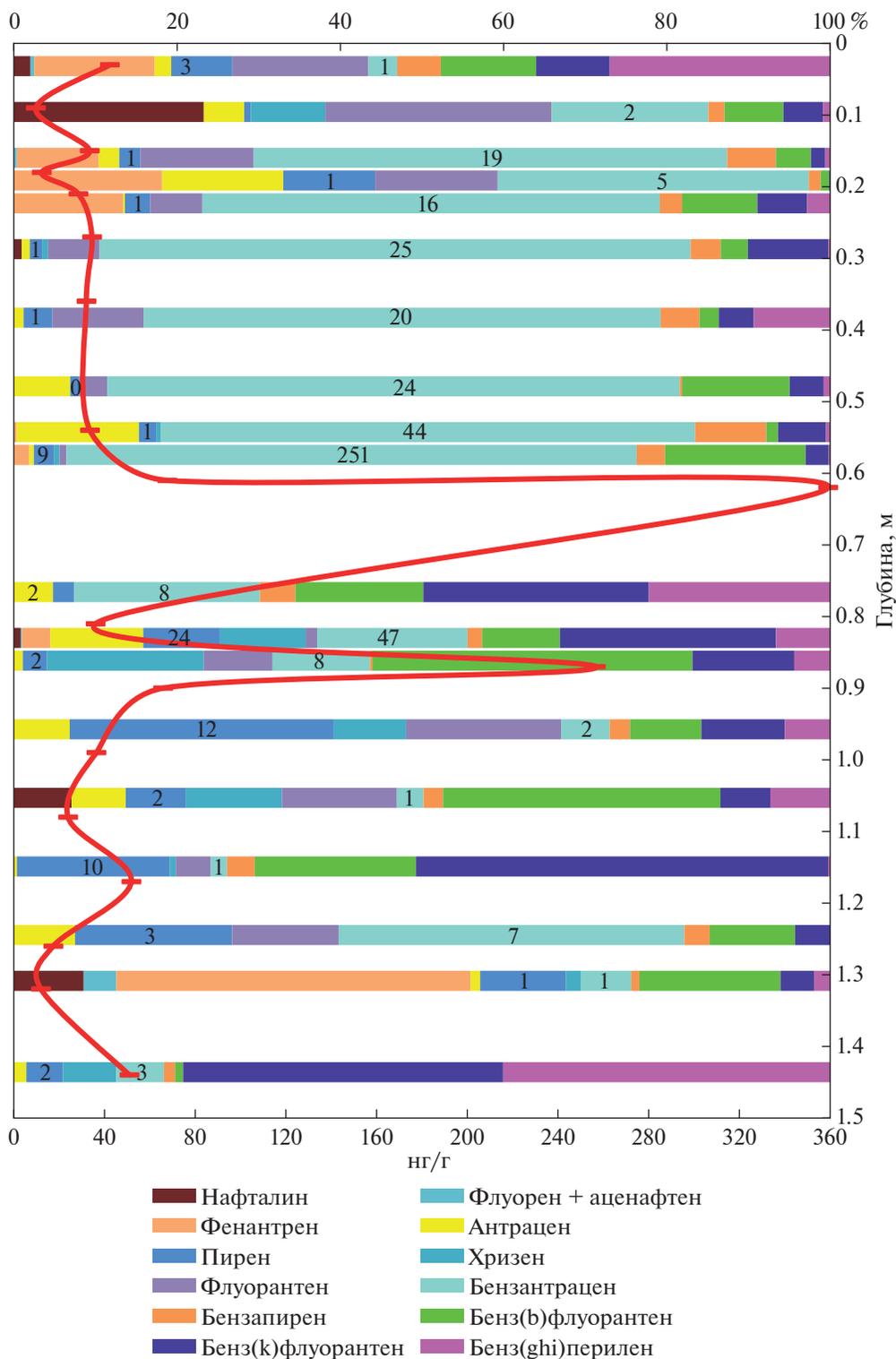


Рис. 1. Доля индивидуальных соединений в сумме ПАУ. Содержание индивидуальных ПАУ в образцах торфа в миграционном бугре пучения вблизи пос. Елецкий.

носится к “техногенным” ПАУ. Также к техногенным образованиям большинство исследователей относят бенз(а)антрацен, который в исследованном нами бугре пучения является преобладающим

ПАУ в слое торфа на глубине от 0 до 60 см, то есть до нижней границы сезонно-талого слоя. Его доминирующее содержание во всей этой толще связано, по-видимому, с процессами вертикального

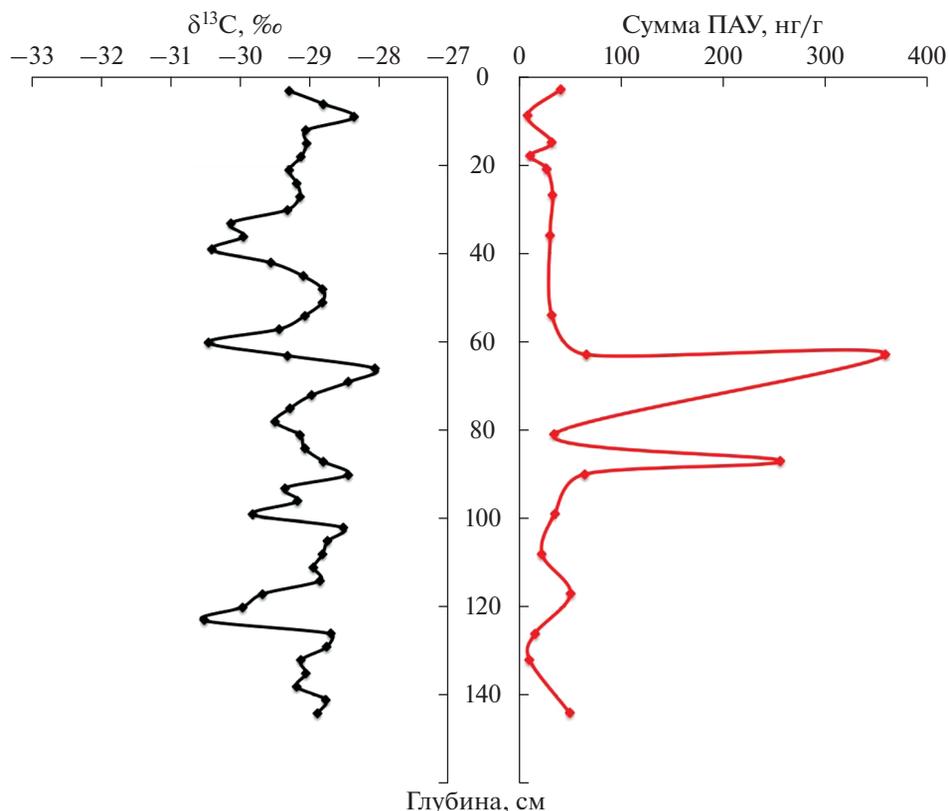


Рис. 2. Изотопный состав углерода и суммарная концентрация ПАУ в торфяной толще.

перемещения вещества, обусловленного, главным образом, процессами промерзания-протаивания. Индикаторные соотношения на этих глубинах не позволяют однозначно отнести ассоциацию ПАУ в исследуемом торфяном материале к пирогенной, что свидетельствует о смешанном влиянии факторов в данном случае. Более глубоко залегающая часть торфяного материала скорее всего не затронута антропогенным влиянием, и ПАУ в ней имеют природное происхождение.

Это относится и к резким максимумам концентрации ПАУ (260 и 360 нг/г), находящимся на глубинах 60–63 и 84–87 см, которые могут быть следствием природных палеопожаров, тем более, что на этих глубинах увеличивается концентрация пирена, бенз(б)флуорантена, бенз(к)флуорантена, продуцирование которых, согласно работе [36], является характерным признаком горения биомассы.

Индикаторные соотношения антрацен/фенантрен, флуорантен/флуорантен + пирен, рассчитанные по [17], в большинстве образцов из всей опробованной толщи торфа характеризуются величинами меньше 1 и меньше 0.5, что указывает на петрогенное, низкотемпературное происхождение ПАУ. В то же время на глубинах 60–63 и 84–87 см соотношение антрацен/фенантрен составляет 43 и 3 соответственно, что подтверждает

предположение о пирогенной природе ПАУ на этих глубинах.

Более низкие концентрации ПАУ в торфе на глубине более 60 см по всей вероятности имеют биогеохимическую природу и обусловлены в значительной степени трансформацией растительных остатков в результате протекания почвенных процессов. Как было отмечено выше, возможность поступления ПАУ из растительных источников, в том числе тяжелых соединений, таких как бенз(ghi)перилен, бенз(а)пирен, допускается в ряде работ [12, 15, 18]. При этом индикаторные соотношения флуорантен/флуорантен + пирен на некоторых уровнях в мерзлой толще торфяника (на глубине более 60 см) указывают на возможное воздействие природных пожаров.

Вариации состава ПАУ в торфе бугра пучения на большей глубине могут быть также связаны с изменчивостью состава растительных остатков во второй половине голоцена (как было указано выше, радиоуглеродный возраст торфяного вещества исследованного бугра пучения на глубине 0.5 м составляет  $6400 \pm 60$  лет [3]).

В меньшей степени, чем ПАУ, изменчивы по профилю торфяной толщи исследованного бугра пучения значения  $\delta^{13}\text{C}$ . В целом они характеризуются относительно низкими величинами

( $\delta^{13}\text{C} -28\text{...}-30\text{‰}$ ) по сравнению, например, с изотопным составом углерода торфяных болот центральной Европы, где они характеризуются значениями  $\delta^{13}\text{C}$ , равными  $-26\text{...}-28\text{‰}$  [20]. Вероятно, эта разница объясняется климатическими особенностями: в холодном климате трансформация органического вещества торфяника протекает гораздо менее интенсивно, в результате чего не происходит утяжеления изотопного состава со временем. Отсутствие явного глубинного тренда в изменении изотопного состава углерода согласно [2, 31, 32] указывает на то, что в настоящее время рассматриваемый бугор пучения не подвергается деградации и остается в стабильном состоянии. Кроме того, могут иметь место различия в факторе растительности, поскольку вслед за климатическими особенностями, изменяется видовой состав растительности и эффективность фотосинтеза.

В изотопном составе торфа изученного бугра пучения имеют место заметные вариации изменения величин  $\delta^{13}\text{C}$ . Некоторое утяжеление изотопного состава, по-видимому, свидетельствует об эпизодах меньшего увлажнения и аэробных условий. Наоборот, эпизоды уменьшения величин  $\delta^{13}\text{C}$  могут свидетельствовать об усилении гидроморфности, преобладании анаэробных условий и анаэробной деградации органического вещества [4].

Величины и изменчивость изотопного состава торфа регулируются, по-видимому, изменчивостью растительности, его слагающей. Изотопный состав углерода растений-торфообразователей может значительно отличаться. Так, для осок он характеризуется величиной  $\delta^{13}\text{C} = -29\text{‰}$ , а для мхов  $-22\text{...}-20\text{‰}$  [20]. Остатки древесной и кустарничковой растительности, законсервированные в торфе, имеют значения  $\delta^{13}\text{C} -25.5\text{‰}$  [4]. Исходя из этого, можно предположить, что торфяные бугры пучения со значениями  $\delta^{13}\text{C}$  в диапазоне  $-28\text{...}-30\text{‰}$  формировались, главным образом, при участии травянистой растительности.

Сопоставление особенностей вертикального распределения в торфянике концентраций ПАУ и величин  $\delta^{13}\text{C}$  позволяет более однозначно идентифицировать роль палеопожаров в формировании торфяной толщи миграционного бугра пучения. Эпизоды палеопожаров, предположительно, должны вызывать утяжеление изотопного состава углерода исходного горимого вещества и повышение концентрации тяжелых ПАУ, в особенности пирена, бензфлуорантенов, бенз(а)антрацена. На глубине 60–66 см в исследуемом торфяном бугре присутствует резкий скачок содержания ПАУ и резкое утяжеление изотопного состава, что подтверждает предположение о влиянии палеопожара на этой глубине. Следует признать, что других совпадений подобного рода не наблюдается.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

ПАУ в торфе миграционного бугра пучения (пальза) у пос. Елецкий представлены в основном тяжелыми соединениями (бенз(а)антраценом, бенз(б)флуорантеном, бенз(к)флуорантеном). Максимумы ПАУ (360 и 260 нг/г), вероятно, обусловлены палеопожарами. Большое количество бенз(а)антрацена в сезонно-талом слое, вероятно, связано с антропогенным фактором, то есть поступлением поллютантов из атмосферы. При этом имеет место вертикальное перемещение вещества вследствие процессов промерзания–оттаивания, что способствует относительно равномерному его распределению до верхней границы многолетней мерзлой толщи.

Изотопный состав углерода торфа в бугре пучения определяется изотопным составом растительности, из которой формируется торф, условиями увлажнения и степенью деградации органического вещества.

Изотопный состав углерода торфа изученного миграционного бугра (пальза) относительно легкий (величина  $\delta^{13}\text{C}$  равна  $-28\text{...}-30\text{‰}$ ). Такие величины близки к изотопному составу травянистых растений и говорят, вероятно, о том, что торф формировался преимущественно из этого типа растительности. Имеют место заметные вариации изотопного состава. Эпизоды относительно резкого утяжеления, возможно, говорят о периодах худшего увлажнения и аэробных условий; наоборот, эпизоды облегчения могут свидетельствовать о преобладании анаэробных условий и анаэробной деструкции органического вещества.

## БЛАГОДАРНОСТЬ

Работа выполнена при поддержке РНФ (№19-17-00126 – анализ стабильных изотопов) и РФФИ (18-05-60272 – обобщение данных).

## КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

## ДОПОЛНИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Рис. S1. Район исследований на снимках Google Earth.

Рис. S2. Миграционные бугры пучения (пальза), исследованные в районе пос. Елецкий (фото Н.А. Буданцевой).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Атлас почв республики Коми. Сыктывкар: Ин-т биологии УрО РАН, 2010. 346 с.
2. Буданцева Н.А., Чижова Ю.Н., Васильчук Ю.К. Отражение в изотопном составе торфа фаз развития

- бугристых ландшафтов Большеземельской тундры // Арктика и Антарктика. 2016. № 1. С. 18–31. <https://doi.org/10.7256/2453-8922.2016.1.21420>
3. Буданцева Н.А., Чижова Ю.Н., Блудушкина Л.Б., Васильчук Ю.К. Стабильные изотопы кислорода, водорода и углерода и возраст палза близ поселка Елецкий, северо-восток Большеземельской тундры // Арктика и Антарктика. 2017. № 4. С. 38–56. <https://doi.org/10.7256/2453-8922.2017.4.25087>
  4. Васильчук Ю.К., Васильчук А.К., Буданцева Н.А., Волкова Е.М., Сулержицкий Л.Д., Чижова Ю.Н., Юнгнер Х. Радиоуглеродные датировки и голоценовая динамика бугров пучения в долине реки Уса // Доклады Российской академии наук. 2002. Т. 384. № 3. С. 395–401.
  5. Васильчук Ю.К., Васильчук А.К., Буданцева Н.А., Чижова Ю.Н. Выпуклые бугры пучения многолетнемерзлых торфяных массивов. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2008. 571 с.
  6. Васильчук Ю.К., Васильчук Дж.Ю., Белик А.Д., Гинзбург А.П., Буданцева Н.А., Васильчук А.К. Криогенные почвы близ пос. Елецкий, север-восток Республики Коми // Арктика и Антарктика. 2020. № 4. С. 51–79. <https://doi.org/10.7256/2453-8922.2020.4.34011>
  7. Габов Д.Н., Безносиков В.А., Кондратенко Б.М. Полициклические ароматические углеводороды в подзолистых и торфянисто-подзолисто-глеватых почвах фоновых ландшафтов // Почвоведение. 2007. № 3. С. 282–291.
  8. Габов Д.Н., Безносиков В.А., Яковлева Е.В. Накопление полициклических ароматических углеводородов в тундровых бугристых торфяниках в условиях изменения климата в высоких широтах // Геохимия. 2017. № 8. С. 741–756. <https://doi.org/10.7868/S0016752517060036>
  9. Габов Д.Н., Яковлева Е.В., Василевич Р.С., Кузнецов О.Л., Безносиков В.А. Полициклические ароматические углеводороды в мерзлотных бугристых торфяниках криолитозоны // Почвоведение. 2019. № 9. С. 1049–1062. <https://doi.org/10.1134/S0032180X1909003X>
  10. Корректировка генерального плана муниципального образования городского округа “Воркута” Республики Коми. Т. 2. Материалы по обоснованию. Нижний Новгород, 2019. 107 с.
  11. Геннадиев А.Н., Козин И.С., Шурубор Е.И., Теплицкая Т.А. Динамика загрязнения почв полициклическими ароматическими углеводородами и индикация состояния почвенных экосистем // Почвоведение. 1990. № 10. С. 75.
  12. Геннадиев А.Н., Пиковский Ю.И., Флоровская В.Н., Алексеева Т.А., Козин И.С., Оглоблина А.И., Раменская М.Е. и др. Геохимия полициклических ароматических углеводородов в горных породах и почвах. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1996. 190 с.
  13. Геннадиев А.Н., Пиковский Ю.И., Цибарт А.С., Смирнова М.А. Углеводороды в почвах: происхождение, состав, поведение (обзор) // Почвоведение. 2015. № 10. С. 1195–1195. <https://doi.org/10.1134/S1064229315100026>
  14. Макаров М.И., Малышева Т.И., Гончаров А.А., Тиунов А.В. Изотопный состав углерода гумусовых кислот дерново-подзолистых почв и черноземов // Почвоведение. 2020. № 4. С. 414–420. <https://doi.org/10.31857/S0032180X20040097>
  15. Пастухов А.В., Каверин Д.А., Габов Д.Н. Полициклические ароматические углеводороды в мерзлотных бугристых торфяниках на европейском северо-востоке // Почвоведение. 2017. № 7. С. 814–823. <https://doi.org/10.7868/S0032180X17070097>
  16. Пиковский Ю.И., Смирнова М.А., Геннадиев А.Н., Завгородняя Ю.А., Жидкин А.П., Ковач Р.Г., Кошовский Т.С. Параметры нативного углеводородного состояния почв различных биоклиматических зон // Почвоведение. 2019. № 11. С. 1307–1321. <https://doi.org/10.1134/S0032180X1911008X>
  17. Хаустов А.П., Редина М.М. Геохимические маркеры на основе соотношений концентраций ПАУ в нефти и нефтезагрязненных объектах // Геохимия. 2017. № 1. С. 57–67. <https://doi.org/10.7868/S0016752516120049>
  18. Яковлева Е.В., Габов Д.Н., Паноков А.Н. Аккумуляция полиаренов в растениях бугристых торфяников побережья Баренцева моря // Почвоведение. 2020. № 11. С. 1316–1327. <https://doi.org/10.31857/S0032180X20110131>
  19. Ågren G.I., Bosatta E., Balesdent J. Isotope discrimination during decomposition of organic matter: a theoretical analysis // Soil Sci. Soc. Am. J. 1996. V. 60. № 4. P. 1121–1126. <https://doi.org/10.2136/sssaj1996.03615995006000040023x>
  20. Alewell C., Schaub M., Conen F. A method to detect soil carbon degradation during soil erosion // Biogeosciences. 2009. V. 6. P. 2541–2547. <https://doi.org/10.5194/bg-6-2541-2009>
  21. Alewell C., Giesler R., Klaminder J., Leifeld J., Rollog M. Stable carbon isotopes as indicators for micro-geomorphic changes in peatlands // Biogeosciences. 2011. V. 8. P. 1769–1778. <https://doi.org/10.5194/bgd-8-527-2011>
  22. van Bellen S., Garneau M., Ali A.A., Bergeron Y. Did fires drive Holocene carbon sequestration in boreal ombrotrophic peatlands of eastern Canada? // Quaternary Research. 2012. V. 78(1). P. 50–59. <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2012.03.009>
  23. Benner R., Fogel M.L., Sprague E.K., Hodson R.E. Depletion of C in lignin and its implications for stable carbon isotope studies // Nature. 1987. V. 329. P. 708–710. <https://doi.org/10.1038/329708a0>
  24. Clymo R.S. The limits to peat bog growth // Philos. T. R. Soc.-B. 1984. V. 303. P. 605–654. <https://doi.org/10.1098/rstb.1984.0002>
  25. Gabov D., Yakovleva E., Vasilevich R. Vertical distribution of PAHs during the evolution of permafrost peatlands of the European arctic zone // Applied Geochemistry. 2020. P. 104790. <https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2020.104790>
  26. de Souza M.R., da Silva F.R., de Souza C.T. et al. Evaluation of the genotoxic potential of soil contaminated with mineral coal tailings on snail *Helix aspersa* // Chemosphere. 2015. V. 139. P. 512–517. <https://doi.org/10.1016/j.chemosphere.2015.07.071>

27. Flanagan N.E., Wang H., Winton S. et al. Low-severity fire as a mechanism of organic matter protection in global peatlands: Thermal alteration slows decomposition // *Global Change Biology*. 2020. V. 26. Iss. 7. P. 3930–3946.  
<https://doi.org/10.1111/gcb.15102>
28. Hornibrook E.R.C., Longstaffe F.J., Fyfe W.S., Bloom Y. Carbon-isotope ratios and carbon, nitrogen and sulfur abundances in flora and soil organic matter from a temperate-zone bog and marsh // *Geochem. J.* 2000. V. 34. P. 237–245.  
<https://doi.org/10.2343/geochemj.34.237>
29. Jones M.C., Peteet D.M., Sambrotto R. Late-glacial and Holocene  $\delta^{15}\text{N}$  and  $\delta^{13}\text{C}$  variation from a Kenai Peninsula, Alaska peatland // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2010. V. 293. № 1–2. P. 132–143.  
<https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2010.05.007>
30. Khaustov A., Redina M. Fractioning of the polycyclic aromatic hydrocarbons in the components of the non-equilibrium geochemical systems (thermodynamic analysis) // *Applied Geochemistry*. 2020. V. 120. P. 104684.  
<https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2020.104684>
31. Krüger J.P., Leifeld J., Glatzel S. et al. Biogeochemical indicators of peatland degradation—a case study of a temperate bog in northern Germany // *Biogeosciences*. 2015. V. 12. P. 2861–2871.  
<https://doi.org/10.5194/bg-12-2861-2015>
32. Krüger J.P., Conen F., Leifeld J., Alewell C. Palsa uplift identified by stable isotope depth profiles and relation of  $\delta^{15}\text{N}$  to C/N ratio // *Permafrost and Periglacial Processes*. 2017. V. 28. № 2. P. 485–492.  
<https://doi.org/10.1002/ppp.1936>
33. Vasil'chuk Yu.K., Vasil'chuk A.C., Budantseva N.A., Volkova Ye.M., Sulerzhitsky L.D., Chizhova Ju.N., Jungner H. Radiocarbon age and Holocene dynamics of palsa in the Usa River valley // *Doclady Earth Sciences*. 2002. V. 384. № 4. P. 442–447.
34. Vasil'chuk Yu.K., Vasil'chuk A.C., Jungner H., Budantseva N.A., Chizhova Ju.N. Radiocarbon chronology of Holocene palsa of Bol'shezemel'skaya tundra in Russian North // *Geography, Environment, Sustainability*. 2013. V. 6. № 3. P. 38–59.  
<https://doi.org/10.24057/2071-9388-2013-6-3-38-59>
35. Zeh L., Igel M.T., Schellekens J. et al. Vascular plants affect properties and decomposition of moss-dominated peat, particularly at elevated temperatures // *Biogeosciences*. 2020. V. 17. № 19. P. 4797–4813.  
<https://doi.org/10.5194/bg-17-4797-2020>
36. Zuo S., Li R., Xie S. et al. Paleofire Indicated by Polycyclic Aromatic Hydrocarbons in Soil of Jinluojia Archaeological Site, Hubei, China // *J. Earth Science*. 2010. V. 21. № 3. P. 247–256.  
<https://doi.org/10.1007/s12583-010-0089-x>

## Polycyclic Aromatic Hydrocarbons and Carbon Isotopes in Palsa Peat (Bol'shezemel'skaya Tundra)

Yu. K. Vasil'chuk<sup>1,\*</sup>, A. D. Belik<sup>1</sup>, N. A. Budantseva<sup>1</sup>, A. N. Gennadiyev<sup>1</sup>, A. C. Vasil'chuk<sup>1</sup>,  
J. Yu. Vasil'chuk<sup>1</sup>, Ju. A. Zavgorodnyaya<sup>1</sup>, A. P. Ginzburg<sup>1</sup>, and L. B. Bludushkina<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Lomonosov Moscow State University, Moscow, 119991 Russia

\*e-mail: vasilch\_geo@mail.ru

The content of polycyclic aromatic hydrocarbons and the isotopic composition of carbon in peat of the palsa mound near Eletsy, Vorkuta urban district, Komi Republic. The carbon isotopic composition of peat varies from  $-28.05$  to  $-30.05\%$  (average value is  $-29.15\%$ ). The total PAH content varies from 11 to 360 ppb, with an average value of 60 ppb and a median of 34 ppb. Among PAHs, heavy compounds predominate, such as benzo(a)anthracene, benzofluoranthenes. The input of PAHs into peat material is regulated by three main factors: technogenic impact, natural fires, and biogeochemical soil processes. In the upper part of the peat mound, to the depth of the seasonally thawed layer, the predominance of benzo(a)anthracene marks the anthropogenic impact (the influence of transport and domestic fuel combustion). Below, the proportion of benzo(a)anthracene decreases, the proportion of benzofluoranthenes increases, while two sharp maxima of PAHs (260 ppb and 360 ppb) are observed, coinciding with a local increasing of the  $\delta^{13}\text{C}$  value and, probably, resulting from wildfires. The PAH concentration at minimal points is most likely due to the biogeochemical factor and the input of polyarenes during the decomposition of plant residues. The isotopic composition of peat carbon mainly reflects the isotopic composition of vegetation, the degree of moisture in the peat, as well as the influence of the pyrogenic factor.

**Keywords:** Polyarenes, paleoenvironment, wildfires, stable isotopes of carbon

УДК 631.471

## НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ОПТИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ПОВЕРХНОСТИ ПОЧВ ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ИХ ВЛАЖНОСТИ

© 2021 г. И. Ю. Савин<sup>a, b, \*</sup>, Г. В. Виндекер<sup>a, c</sup>

<sup>a</sup>Почвенный институт им. В.В. Докучаева, Пыжевский пер., 7, стр. 2, Москва, 119017 Россия

<sup>b</sup>РУДН, ул. Миклухо-Маклая, 6, Москва, 117198 Россия

<sup>c</sup>МГУ им. М.В. Ломоносова, Ленинские горы, 1, Москва, 119991 Россия

\*e-mail: savin\_iyu@esoil.ru

Поступила в редакцию 09.10.2019 г.

После доработки 26.11.2020 г.

Принята к публикации 28.12.2020 г.

Целью исследований явился анализ связи спектральной отражательной способности поверхности почв с содержанием в образцах почв влаги как основы детектирования влажности почв по данным дистанционного зондирования. На примере лабораторного исследования девяти образцов пахотного горизонта черноземов оподзоленных, серых лесных и дерново-подзолистых почв изучена связь спектральной отражательной способности их поверхности в видимой области спектра, определенной с помощью спектрорадиометра HandHeld-2, с содержанием влаги в образце. Установлено, что изменение влажности почв приводит к синхронному изменению интегрального отражения в видимой области спектра лишь в достаточно узких интервалах содержания влаги, которые специфичны для разных почв. Изменение влажности почв в интервалах за пределами этого диапазона не приводит к изменению спектральной отражательной способности почв. На основе полученных результатов можно утверждать, что большинство данных спутниковой съемки в оптическом диапазоне фиксируют нахождение открытой поверхности почв в сухом состоянии, хотя сам пахотный горизонт может при этом быть достаточно влажным. Эти закономерности необходимо учитывать при создании спутниковых технологий оперативного мониторинга влажности почв по данным, получаемым в оптическом диапазоне электромагнитных волн.

*Ключевые слова:* спектральная отражательная способность, бесконтактные методы изучения почв, дистанционное определение влажности почв

DOI: 10.31857/S0032180X21070121

### ВВЕДЕНИЕ

Влажность является одним из основных агрономически важных свойств почв. Большое практическое значение имеет информация о содержании влаги в пахотном горизонте и корнеобитаемом слое почвы [4]. Во многом именно содержание влаги в почвах предопределяет урожайность сельскохозяйственных культур [23]. Особенно актуальна точная информация о влажности почв, прогноз ее изменений приобретает значение в период наблюдаемых изменений климата [16, 22].

Содержание влаги в почвах предопределяет также протекающие в почвах процессы и направленность их изменений [9]. Многие из них оказывают значительное влияние на многие функции и сервисы почв [1]. Именно поэтому измерению и мониторингу этого параметра почв всегда уделялось большое внимание.

Традиционно влажность почв определяют весовым методом (отбором в поле образцов почв в

бюксы, их высушиванием в печи и взвешиванием) [8]. Более технически продвинутые методы базируются на использовании специальных полевых датчиков и тензиометров [13, 20]. В последние годы разрабатываются методы бесконтактного определения содержания влаги в почвах, основанные на использовании георадарного оборудования [2, 3, 24, 25].

Наиболее востребована практикой оперативная информация о содержании влаги в почвах для больших территорий (полей, хозяйств, регионов и т. д.). Перечисленными методами можно получить данные об этом свойстве почв лишь в отдельных точках. Для перехода от точечных измерений к пространству обычно точки измерений принимаются в качестве репрезентативных или используются в качестве основы для интерполяции на другие территории. Но это, как правило, приводит к значительным ошибкам, сложности и затратности оценки качества подобной интерпо-

ляции так как почвенная карта часто не может служить надежным источником данных о влажности верхних горизонтов почв. Кроме того, содержание влаги в почвах часто не связано с их классификационным названием и соответственно с выделами почвенной карты.

Цвет почв сильно зависит от содержания в них влаги. Это известно со времен зарождения почвоведения как науки. Именно поэтому цвет является одним из основных свойств, используемых при полевом описании профиля почв [5, 6].

Сразу же после появления дистанционных методов, основанных на использовании данных аэро- и космической съемки, исследователи стали делать попытки детектирования по ним влажности почв.

В начале развития этих методов использовалась информация, получаемая в оптическом диапазоне спектра электромагнитных волн [21, 28, 29]. Позднее, с развитием дистанционных технологий, началось исследование информативности данных, полученных в инфракрасном и микроволновом диапазонах, которые теоретически более пригодны для детектирования содержания влаги в почвах [14, 18, 27].

В настоящее время предпринимаются попытки оперативного мониторинга влажности почв на основе данных спутниковой съемки как на глобальном, так и на региональном уровнях [12, 17, 19, 30]. Но до сих пор надежные и оперативные методы спутникового мониторинга влажности почв не созданы. Их разработка активно ведется на основе данных микроволновой, инфракрасной и оптической съемки.

Цель исследований — анализ связи спектральной отражательной способности поверхности почв с содержанием в их поверхностном горизонте влаги как физической основы детектирования этого свойства по данным дистанционного зондирования.

## ОБЪЕКТ И МЕТОДЫ

Объект исследований — образцы из пахотного горизонта чернозема оподзоленного (Серебряно-Прудский район Московской области), серой лесной почвы (Ясногорский район Тульской области) и дерново-подзолистой почвы (Домодедовский район Московской области). Названия почв определены по крупномасштабным почвенным картам хозяйств, созданным сотрудниками ГИПРОЗЕМ в конце 80-х годов прошлого века.

Все 3 почвы имеют тяжелосуглинистый гранулометрический состав и развиты на покровных тяжелых суглинках.

Нерастертые высушенные образцы почв весом около 300 г были насыпаны в пластмассовые ста-

каны диаметром 15 см, высотой 13 см с дренажным отверстием диаметром 2 см на дне. Перед насыпкой образца на дно помещен бумажный фильтр для предотвращения потери почвы при ее увлажнении. Было использовано по 3 образца каждой почвы (всего 9 образцов).

В начале эксперимента образцы были взвешены на аналитических весах с погрешностью 0.01 г.

После этого образцы через нижнее дренажное отверстие насыщали водой путем погружения. После насыщения их взвешивали и ежедневно экспонировали на открытом пространстве на солнечном свете с 10 до 16 ч (рис. 1). На ночь образцы заносили в помещение. С периодичностью 2 ч образцы взвешивали. Весь эксперимент продолжался 8 сут (табл. 1). После его окончания образцы почв высушивали до сухого состояния в муфельной печи при температуре 105°C в течение 4 ч. Затем был сделан перерасчет влажности образцов на сухую почву.

Параллельно со взвешиванием образцов проводили определение спектральной отражательной способности их поверхности. Первое определение было сделано для сухих образцов в начале эксперимента, следующее — сразу после их насыщения водой и далее — одновременно с каждым взвешиванием.

Съемку спектральной отражательной способности (СОС) поверхности образцов осуществляли на открытом воздухе спектрометрическим прибором FieldSpec® HandHeld 2, который измеряет отражение электромагнитных волн в диапазоне длин волн от 325 до 1075 нм (видимая и ближняя инфракрасная области спектра) при точности  $\pm 1$  нм и спектральном разрешении  $< 3$  нм. Во время съемки спектрометр располагался в надири от поверхности образца на высоте 10 см для того, чтобы обеспечить размер отражаемой области в пределах пятна диаметром 6–8 см. Перед началом съемки СОС прибор калибровали с помощью белой контрольной панели Spectralon®, состоящей из политетрафторэтилена и имеющей 99% отражение. При съемке образцов в солнечную погоду калибровку проводили лишь в начале, а в облачную погоду, при варьирующем освещении, перед съемкой СОС каждого образца. Процесс съемки всех девяти образцов в среднем занимал около 5 мин, что обеспечивало одинаковые условия освещения образцов за сеанс спектрометрирования.

Нужно отметить, что каждое спектрометрирование позволяет получать приборно-усредненные кривые СОС из десяти автоматических измерений. Кроме этого, анализ каждого образца осуществляли в пятикратной повторности. Полученные 5 кривых также осредняли. В результате для каждого образца



Рис. 1. Экспонирование образцов почв (слева – с влажной поверхностью, справа – с подсохшей поверхностью).

за каждый срок измерений была рассчитана одна осредненная кривая СОС.

Часть кривых, зарегистрированных в условиях переменной облачности, в результате визуального контроля была исключена из рассмотрения из-за их некондиционности, выраженной в появлении локальных экстремумов, не характерных для спектров почв.

Для анализа использовали участки кривых для диапазона электромагнитных волн 400–900 нм. Части кривых до 350 нм и после 900 нм были исключены из-за приборной зашумленности данных.

Для каждой осредненной кривой рассчитывали среднее интегральное отражение (ИО) электромагнитных волн для диапазона 400–900 нм. Затем определяли сопряженность изменений величин ИО и влажности почв во времени на основе корреляционного анализа.

Статистический анализ данных (предварительная обработка кривых спектрального отражения, осреднение данных, оценка связей) выполнен с использованием пакета Statistica 6.0.

## РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

На рис. 2 представлена динамика влажности образцов почв (на абсолютно сухую почву). Влаж-

ность образцов черноземов после насыщения превышала 60%, серых лесных почв – составляла 50–55%, дерново-подзолистых почв – 55–60%. Высыхание образцов и потеря влаги проходили во всех почвах однотипно и практически с одной скоростью (около 6–7% в сутки). После 16-го измерения скорость увеличилась до 8–10% в сутки, что связано с переходом от облачной погоды к солнечной. Скорость потерь влаги также закономерно уменьшалась ночью и увеличивалась после того, как образцы выносили на открытое пространство. Это привело к небольшой “волнистости” кривых на рис. 2 для всех образцов почв. Необходимо отметить также, что полной потери влаги к концу эксперимента в образцах не произошло. В черноземах влажность в конце составила около 20%, а в серых лесных и дерново-подзолистых почвах – около 10–12%.

Кривые СОС поверхности образцов почв также претерпевали значительные изменения во времени. На рис. 3 в качестве примера показано изменение кривых СОС для одного из образцов. Существенное изменение кривых СОС произошло на следующие сутки после наступления солнечной погоды, когда влажность поверхности почв стала быстро уменьшаться (рис. 1). Это оказалось характерным не только для приведенного на рис. 3 образца, но и для всех проанализирован-

Таблица 1. Условия проведения эксперимента в 2020 г.

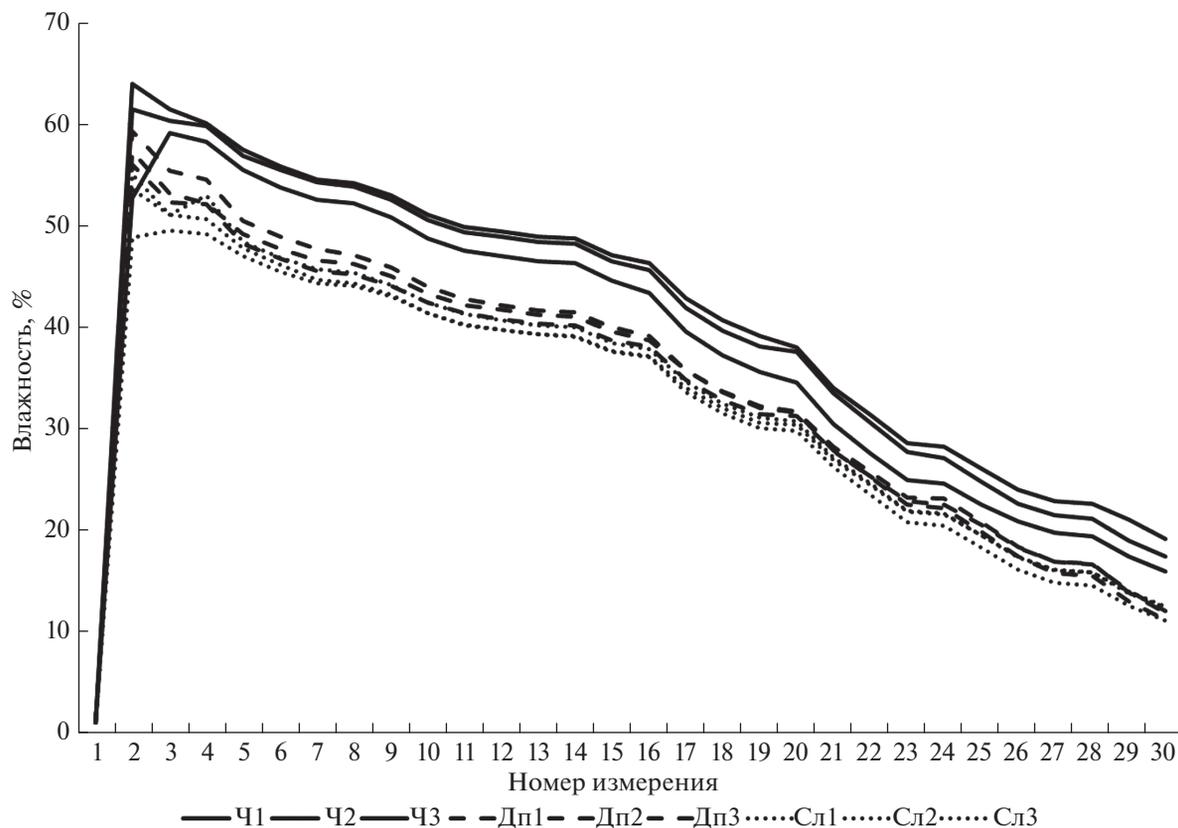
Номер измерения	Дата	Время	Условия
1	28 июля	12:00	Сухие образцы, переменная облачность
2		15:00	Сразу после увлажнения, переменная облачность
3		16:40	Переменная облачность
4	29 июля	12:30	Облачно
5		14:25	»
6		15:25	»
7		16:15	»
8	30 июля	12:20	»
9		13:45	»
10		15:15	Облачно, временами дождь
11	31 июля	16:05	»
12		11:10	Облачно
13		13:00	»
14		14:35	»
15		15:55	Облачно, временами дождь
16	3 августа	10:30	Ясно
17		12:30	»
18		14:30	Переменная облачность
19	4 августа	16:30	»
20		10:30	Ясно
21		13:00	»
22		14:30	»
23		16:30	Переменная облачность
24	5 августа	11:00	»
25		12:30	»
26		14:30	»
27		16:30	»
28	6 августа	10:30	»
29		12:40	»
30		14:30	»

ных образцов почв. В целом подобные результаты подтверждают ранее полученные данные о том, что после увлажнения поверхности почв в солнечный день ее высыхание может происходить в течение нескольких часов [10].

Как видно, кривые СОС последних измерений не полностью совпали с кривой СОС, полученной для сухих образцов в начале эксперимента практически для образцов всех почв. Несмотря на то, что увлажнение образцов почв происходило снизу, поверхностные агрегаты после подобного воздействия оказались в той или иной степени разрушенными, что не могло не отразиться и на спектральной отражательной способности поверхности. Подобный результат полностью соответствует ранее установленным закономерностям изменения СОС поверхности почв под влиянием атмосферных осадков [11].

Динамика среднего ИО электромагнитных волн для диапазона 400–900 нм и сопряженная динамика влажности образцов почв показаны на рис. 4. ИО ведет себя не совсем синхронно с изменением влажности образцов для всех почв. Общие закономерности можно сформулировать следую-

щим образом. После увлажнения образцов наблюдается значительное падение ИО. Затем в течение длительного времени ИО практически не изменяется, хотя образцы постепенно теряют влагу. Подобное поведение связано с тем, что при подсыхании почв, их влажность остается достаточной для увлажнения поверхности образца. После наступления солнечных дней и прямого солнечного воздействия на поверхность образца, она начинает быстро подсыхать. Достаточно быстро изменяется влажность поверхности и соответственно ее СОС и ИО, что является причиной наклонного повышения кривой ИО для всех образцов и всех почв на рис. 4. В результате на последних сроках измерений величина ИО достигает значений, близких к начальному значению (до увлажнения образцов). То есть СОС поверхности образца становится близкой к таковой сухой почвы. Но влажность самого образца еще не достигает влажности сухой почвы и составляет для черноземов около 20%, а для серых лесных и дерново-подзолистых почв – около 10% (в среднем эти величины соответствуют около трети от влажности насыщенной водой почвы).



**Рис. 2.** Изменение влажности образцов почв (на абсолютно сухую почву) (время измерения, соответствующее каждому номеру, приведено в табл. 1).

На основе полученных данных можно утверждать, что изменение влажности образца почв от высокого насыщения до определенной величины, которая, по-видимому, зависит от свойств почвы, не оказывает влияние на СОС поверхности образца. После этого наступает период, когда дальнейшее уменьшение влажности образца ведет к синхронному увеличению СОС поверхности из-за ее подсыхания. И с определенного момента при дальнейшем уменьшении влажности образца почв СОС поверхности практически не меняется.

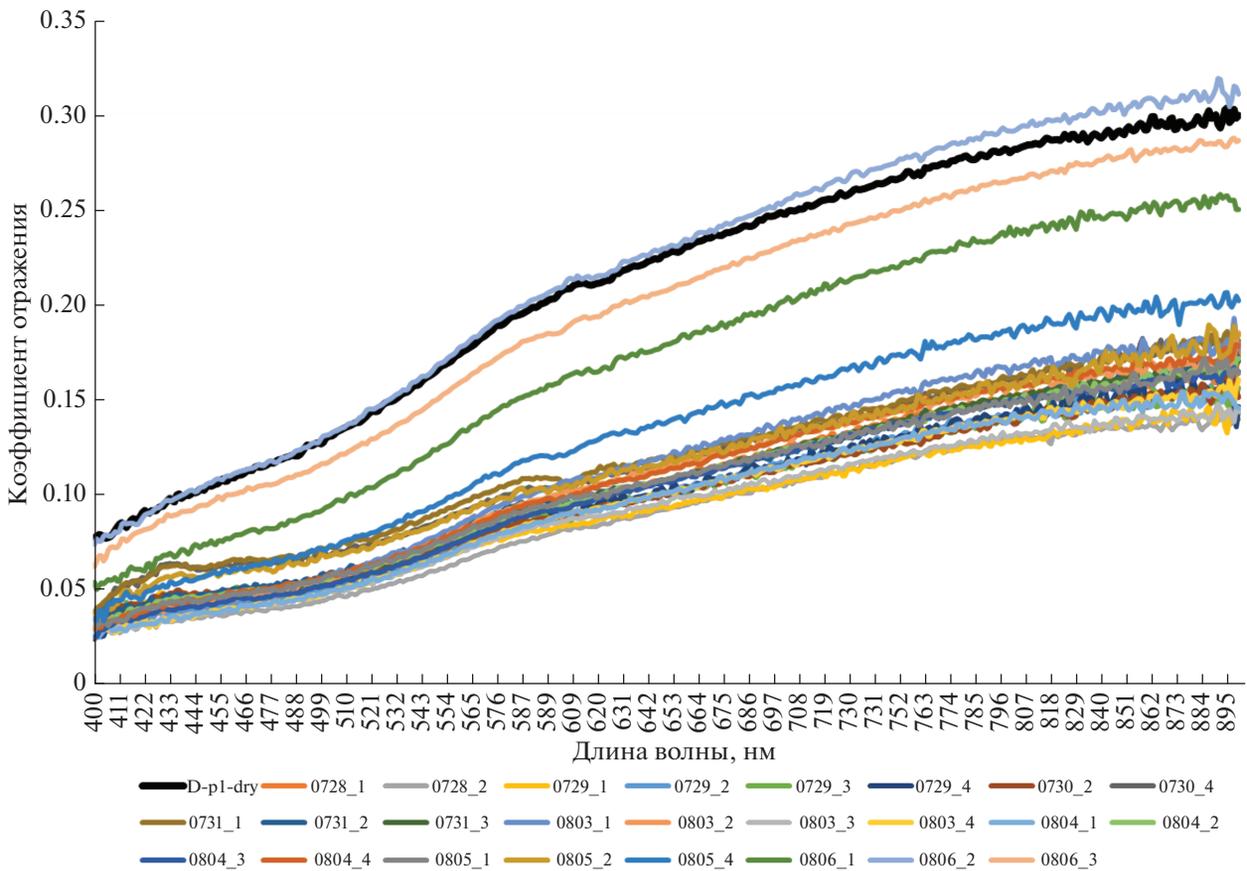
В эксперименте для образцов черноземных почв СОС поверхности реагировала на влажность образца в среднем в диапазоне содержания влаги от 40 до 20%, для образцов серых лесных почв от 30 до 12%, для образцов дерново-подзолистых почв – в диапазоне от 30 до 10% (на сухую почву) (период подсыхания поверхности) (рис. 4).

В табл. 2 представлены результаты корреляционного анализа между содержанием влаги в образце почвы и величиной интегрального отражения в диапазоне 400–900 нм для разных временных интервалов (период подсыхания поверхности, до и после него). При изменении влажности почв в диапазонах выше или ниже указанных предельных значений, СОС не может использоваться в качестве надежного индикатора содержания влаги в почве.

Подобный вывод не противоречит множеству научных публикаций, в которых приводятся результаты площадного детектирования влажности почв по спутниковым данным оптического диапазона и демонстрируются значимые регрессии связи между спутниковыми данными и содержанием влаги в почвах [21, 26]. Он лишь свидетельствует о том, что использование подобных регрессий при значениях содержания влаги ниже или выше определенного предела (специфичного для разных почв) не имеет смысла, так как СОС поверхности почв не реагирует на изменения влажности почв в этих диапазонах.

Необходимо отметить, что полученные результаты демонстрируют лишь общую закономерность, и не могут быть напрямую перенесены на почвы с другими свойствами, для которых граничные значения детектируемого диапазона влажности наверняка будут другими.

На результаты анализа может оказывать влияние и исходный вес образцов почв. Так, образцы очень малого веса и объема будут терять влагу гораздо быстрее, чем образцы большей массы и объема, хотя выявленная нами общая закономерность должна сохраняться в любом случае.



**Рис. 3.** Кривые СОС поверхности образца дерново-подзолистой почвы (в легенде показаны даты получения каждой кривой в формате ММДД\_Н (ММ – порядковый номер месяца года, ДД – номер дня месяца, Н – номер измерения для этого дня)).

Учитывая, что пахотный горизонт почв в большинстве случаев увлажняется атмосферными осадками с поверхности и часто не до полного насыщения влагой, а дистанционное зондирование в оптическом диапазоне для решения почвенных задач ведется лишь в безоблачных условиях (то

есть когда со времени последнего дождя прошло не менее нескольких часов), можно предположить, что большая часть данных спутниковой съемки в оптическом диапазоне фиксирует состояние открытой поверхности почв (слоя, который формирует отраженный сигнал) в сухом состоя-

**Таблица 2.** Корреляция между интегральным отражением поверхности в диапазоне 400–900 нм и влажностью образца почвы

Почва, образец	Значение коэффициента корреляции		
	период влажной поверхности	период подсыхания поверхности	период сухой поверхности
Дерново-подзолистая			
1	-0.42	-0.81	Нет данных
2	-0.08	-0.82	Нет данных
3	-0.22	-0.67	Нет данных
Серая лесная			
1	-0.36	-0.91	Нет данных
2	-0.08	-0.77	0.24
3	0.14	-0.88	-0.31
Чернозем оподзоленный			
1	-0.42	-0.91	Нет данных
2	0.14	-0.86	-0.32
3	-0.31	-0.97	Нет данных

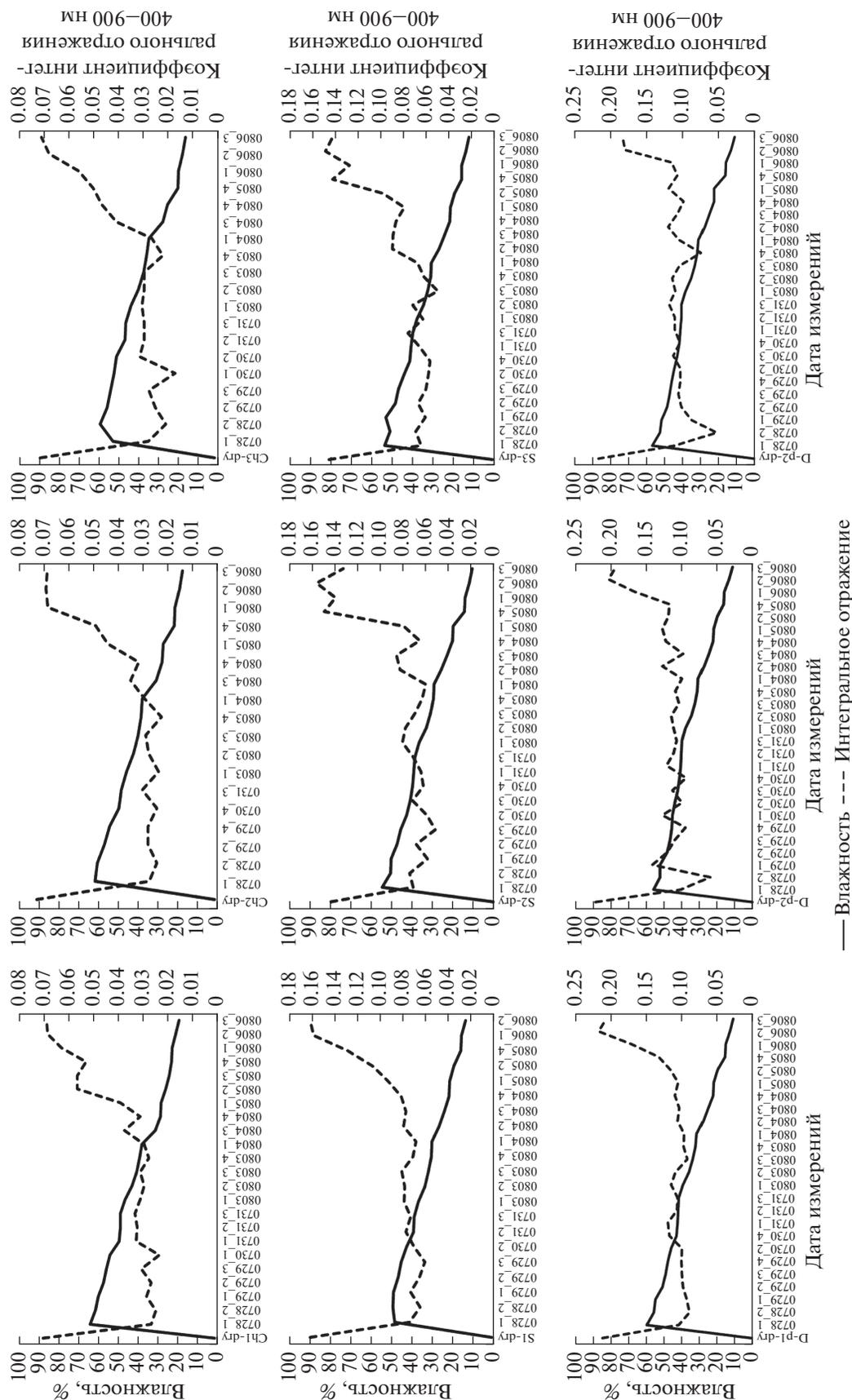


Рис. 4. Динамика влажности образцов почв и коэффициента интегрального отражения (верхний ряд — для образцов черноземов, средний ряд — для образцов серых лесных почв и нижний ряд — для образцов дерново-подзолистых почв).

нии, хотя пахотный горизонт может в то же время быть достаточно влажным. Исключением должны являться лишь случаи, когда внутрипочвенная влага способна подтягиваться по капиллярам почвенных агрегатов непосредственно к поверхности. Подобное может иметь место при очень высоком уровне залегания грунтовых вод или верховодки, или же при экстремальном насыщении пахотного горизонта почв влагой в результате выпадения обильного дождя незадолго до съемки.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Установлено, что изменение содержания почвенной влаги приводит к синхронному изменению интегрального отражения в видимой области спектра не во всем возможном диапазоне содержания влаги, а лишь в достаточно узких ее интервалах, которые специфичны для разных почв. В нашем эксперименте для образцов черноземных почв СОС поверхности реагировала на влажность образца в среднем в диапазоне содержания влаги от 40 до 20%, для образцов серых лесных почв от 30 до 12%, для образцов дерново-подзолистых почв — в диапазоне от 30 до 10% (на абсолютно сухую почву).

Изменение влажности почв в интервалах вне этого диапазона не привело к изменению их спектральной отражательной способности.

На основе полученных результатов подтверждено и экспериментально показано, что большая часть данных спутниковой съемки в оптическом диапазоне должна фиксировать состояние открытой поверхности почв в сухом состоянии, хотя сам пахотный горизонт может быть при этом достаточно влажным.

Выявленные закономерности необходимо учитывать при создании спутниковых технологий оперативного мониторинга влажности почв по данным, получаемым в оптическом диапазоне электромагнитных волн.

### ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Исследование выполнено при финансовой поддержке Российской Федерации (соглашение с Минобрнауки России № 075-15-2020-805 от 02 октября 2020 г.) и в рамках Программы стратегического академического лидерства РУДН (ИЮС, анализ данных о спектральной отражательной способности).

### КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Водяницкий Ю.Н., Шишов Л.Л.* Изучение некоторых процессов по цвету почв. М.: Почв. ин-т им. В.В. Докучаева, 2004. 84 с.

2. *Воронин А.Я.* Критерии идентификации строения и функциональных свойств почвенного профиля в георадиолокационных исследованиях с использованием георадара “Лоза-В” // Бюл. Почв. ин-та им. В.В. Докучаева. 2015. № 80. С. 106–128. <https://doi.org/10.19047/0136-1694-2015-80-106-128>
3. *Воронин А.Я., Савин И.Ю.* Георадарная диагностика мощности гумусового горизонта черноземов // Российская сельскохозяйственная наука. 2018. № 2. С. 34–40.
4. *Кирюшин В.И.* Методология комплексной оценки сельскохозяйственных земель // Почвоведение. 2020. № 7. С. 871–879.
5. *Орлов Д.С.* Цвет и диагностика почв // Соросовский образовательный журн. 1997. № 4. С. 45–51.
6. *Орлов Д.С., Суханова Н.И., Розанова М.С.* Спектральная отражательная способность почв и их компонентов. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2001. 176 с.
7. *Прудникова Е.Ю., Савин И.Ю.* Об особенностях использования спутниковых радарных данных для дешифрирования свойств пахотных черноземных почв // Науки о Земле. 2017. № 1. С. 48–60.
8. *Растворова О.Г.* Физика почв (практическое руководство). Изд-во ЛГУ, 1983. 195 с.
9. *Роде А.А.* Основы учения о почвенной влаге. М.: Почв. ин-т им. В.В. Докучаева, 2008. Т. 3. 663 с.
10. *Савин И.Ю.* Влияние ливневого дождя на интегральную отражательную способность поверхности черноземных почв // Почвоведение. 1995. № 8. С. 976–980.
11. *Савин И.Ю., Прудникова Е.Ю.* Об оптимальном сроке спутниковой съемки для картографирования пахотных почв // Бюл. Почв. ин-та им. В.В. Докучаева. 2014. № 74. С. 66–77.
12. *Babaeian E., Sadeghi M., Jones S.B., Montzka C., Vereecken H., Tuller M.* Ground, proximal, and satellite remote sensing of soil moisture // Reviews of Geophysics. 2019. V. 57. № 2. P. 530–616. <https://doi.org/10.1029/2018RG000618>
13. *Dobriyal P., Qureshi A., Badola R., Hussain S.A.* A review of the methods available for estimating soil moisture and its implications for water resource management // J. Hydrology. 2012. V. 458. P. 110–117. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.06.021>
14. *Jonard F., Weihermuller L., Jadoon K.Z., Schwank M., Vereecken H., Lambot S.* Mapping Field-Scale Soil Moisture With L-Band Radiometer and Ground-Penetrating Radar Over Bare Soil // IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. 2011. V. 49. № 8. P. 2863–2875. <https://doi.org/10.1109/TGRS.2011.2114890>
15. *Klotzsche A., Jonard F., Looms M., van der Kruk J., Huismann J.* Measuring soil water content with ground penetrating radar: A decade of progress // Vadose Zone J. 2018. V. 17. № 1. P. 1–9. <https://doi.org/10.2136/vzj2018.03.0052>
16. *le Roux P. C., Aalto J., Luoto M.* Soil moisture’s underestimated role in climate change impact modelling in low-energy systems // Global change biology. 2013. V. 19. № 10. P. 2965–2975. <https://doi.org/10.1111/gcb.12286>
17. *Li B., Rodell M.* Spatial variability and its scale dependency of observed and modeled soil moisture over different climate regions // Hydrology & Earth System

- Sciences. 2013. V. 17. № 3.  
<https://doi.org/10.5194/hess-17-1177-2013>
18. *Petropoulos G.P., Ireland G., Barrett B.* Surface soil moisture retrievals from remote sensing: Current status, products & future trends // *Phys. Chem. Earth Parts A/B/C*. 2015. V. 83. P. 36–56.  
<https://doi.org/10.1016/j.pce.2015.02.009>
  19. *Renzullo L.J., van Dijk A.I.J.M., Perraud J.-M., Collins D., Henderson B., Jin H., Smith A.B., McJannet D.L.* Continental satellite soil moisture data assimilation improves root-zone moisture analysis for water resources assessment // *J. Hydrology*. 2014. V. 519. Part D. P. 2747–2762  
<https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.08.008>
  20. *Robinson D.A., Campbell C.S., Hopmans J.W., Hornbuckle B.K., Jones S.B., Knight R., Ogden F., Selker J., Wendroth O.* Soil moisture measurement for ecological and hydrological watershed-scale observatories: A review // *Vadose Zone J.* 2008. V. 7. № 1. P. 358–389.  
<https://doi.org/10.2136/vzj2007.0143>
  21. *Sadeghi M., Jones S.B., Philpot W.D.* A linear physically-based model for remote sensing of soil moisture using short wave infrared bands // *Remote Sensing of Environment*. 2015. V. 164. P. 66–76.  
<https://doi.org/10.1016/j.rse.2015.04.007>
  22. *Seneviratne S.I., Corti T., Davin E.L., Hirschi M., Jaeger E.B., Lehner I., Orlowsky B., Teuling A.J.* Investigating soil moisture–climate interactions in a changing climate: A review // *Earth-Science Reviews*. 2010. V. 99. № 3–4. P. 125–161.  
<https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2010.02.004>
  23. *Shaxson F., Barber R.* Optimizing Soil Moisture for Plant Production. FAO Soils Bulletin 79, 2003.  
<http://www.fao.org/3/Y4690E/y4690e00.htm>
  24. *Su S.L., Singh D.N., Baghini M.S.* A critical review of soil moisture measurement // *Measurement*. 2014. V. 54. P. 92–105.  
<https://doi.org/10.1016/j.measurement.2014.04.007>
  25. *Van Dam R.L.* Calibration functions for estimating soil moisture from GPR dielectric constant measurements // *Communications in Soil Science and Plant Analysis*. 2014. V. 45. № 3. P. 392–413.  
<https://doi.org/10.1080/00103624.2013.854805>
  26. *Wang L., Qu J.J., Zhang S., Hao X., Dasgupta S.* Soil moisture estimation using MODIS and ground measurements in eastern China // *International J. Remote Sensing*. 2007. V. 28. № 6. P. 1413–1418.  
<https://doi.org/10.1080/01431160601075525>
  27. *Wigneron J.P., Kerr Y., Waldteufel P., Saleh K., Escorihuela M.-J., Richaume P., Ferrazzoli P., de Rosnay P., Gurney R., Calvet J.-C., Grant J.P., Guglielmetti M., Hornbuckle B., Mätzler C., Pellarin T., Schwank M.* L-band microwave emission of the biosphere (L-MEB) model: Description and calibration against experimental data sets over crop fields // *Remote Sensing of Environment*. 2007. V. 107. № 4. P. 639–655.  
<https://doi.org/10.1016/j.rse.2006.10.014>
  28. *Zhang D., Zhou G.* Estimation of soil moisture from optical and thermal remote sensing: A review // *Sensors*. 2016. V. 16. № 8. P. 1308.  
<https://doi.org/10.3390/s16081308>
  29. *Zhang F., Zhang L.W., Shi J.J., Huang J.F.* Soil moisture monitoring based on land surface temperature-vegetation index space derived from MODIS data // *Pedosphere*. 2014. V. 24. № 4. P. 450–460.  
[https://doi.org/10.1016/S1002-0160\(14\)60031-X](https://doi.org/10.1016/S1002-0160(14)60031-X)
  30. *Zhao L., Yang K., Qin J., Chen Y., Tang W., Montzka C., Wu H., Lin C., Han M., Vereecken H.* Spatiotemporal analysis of soil moisture observations within a Tibetan mesoscale area and its implication to regional soil moisture measurements // *J. Hydrology*. 2013. V. 482. P. 92–104.  
<https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.12.033>

## Some Particularities of the Soil Surface Optical Properties Usage to Detect Soil Moisture

I. Yu. Savin<sup>1,2,\*</sup> and G.V. Vindeker<sup>1,3</sup>

<sup>1</sup>*Dokuchaev Soil Science Institute, Moscow, 119017 Russia*

<sup>2</sup>*Ecological faculty of RUDN University, Moscow, 117198 Russia*

<sup>3</sup>*Faculty of pedology, Lomonosov Moscow State University, Moscow, 119991 Russia*

\*e-mail: savin\_iyu@esoil.ru

The purpose of the research was to analyze the relationship between soil surface spectral reflectance and the moisture content in soil samples as the basis for moisture detection based on remote sensing data. Studies of 9 samples from the arable horizons of podzolized chernozem, gray forest and soddy-podzolic soils permitted to reveal the relationship between the spectral reflectance of soil surface in the visible region of the spectrum, determined with the HandHeld-2 spectroradiometer, and the moisture content in the sample. It was found that changes of soil moisture content induce synchronous changes in the integral reflection in the visible band of spectrum only in rather narrow intervals of moisture content which are specific for different soils. Changes in soil moisture content in intervals below and above this range do not lead to changes in the spectral reflectance of soil surface. The results obtained prove that most of the satellite imagery data in the optical range capture the state of the open surface of soils in their dry state, though the arable horizon itself may be quite wet. These regularities should be taken into account when using satellite technologies for operational monitoring of soil moisture by remote sensing providing data in the optical range of electromagnetic waves.

**Keywords:** soil spectral reflectance, non-invasive methods of soil research, distant methods of soil moisture study

УДК 631.421.1

## ОЦЕНКА ТЕМПЕРАТУРНОЙ ЧУВСТВИТЕЛЬНОСТИ ЭМИССИИ CO<sub>2</sub> С ПОВЕРХНОСТИ ТОРФЯНЫХ ПОЧВ СЕВЕРА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ МЕТОДОМ ТРАНСПЛАНТАЦИИ ПОЧВЕННЫХ МОНОЛИТОВ

© 2021 г. Г. В. Матьшак<sup>а</sup>, М. О. Тархов<sup>а, \*</sup>, И. М. Рыжова<sup>а</sup>, О. Ю. Гончарова<sup>а</sup>,  
А. Р. Сефилян<sup>а</sup>, С. В. Чуванов<sup>а</sup>, Д. Г. Петров<sup>б</sup>

<sup>а</sup>МГУ им. М.В. Ломоносова, Ленинские горы, 1, Москва, 119991 Россия

<sup>б</sup>Институт географии РАН, Старомонетный пер., 29, Москва, 119017 Россия

\*e-mail: tarkhov.mo@gmail.com

Поступила в редакцию 28.08.2020 г.

После доработки 04.12.2020 г.

Принята к публикации 28.12.2020 г.

Торфяные почвы криолитозоны играют важную роль в глобальном цикле углерода. В условиях прогнозируемых климатических изменений торфяные почвы могут функционировать как значительный источник выбросов парниковых газов в атмосферу. В четырехлетнем полевом эксперименте методом трансплантации (переноса почвенных монолитов торфяного горизонта высотой 20 см, диаметром 10 см) оценена температурная чувствительность эмиссии CO<sub>2</sub> с поверхности торфяных почв севера Западной Сибири (Надымский район, зона распространения многолетнемерзлых пород) в условиях существенно более высоких температур функционирования. Увеличение температуры на 7°C обусловило значимый положительный отклик эмиссии CO<sub>2</sub> (оцененный методом закрытых камер) с поверхности трансплантированных образцов по сравнению с контрольными – от 30 до 70%. Температурная зависимость эмиссии CO<sub>2</sub> с поверхности трансплантированных образцов почв была наиболее выражена в условиях максимальной контрастности термического режима в первые 2 года наблюдений ( $R^2 = 0.8$ ), в последующие годы теснота связи между эмиссией CO<sub>2</sub> и температурой становилась слабее. Напротив, температурная чувствительность эмиссии CO<sub>2</sub> с поверхности трансплантированных образцов почв для большинства периодов наблюдений характеризовалась высокими значениями коэффициента  $Q_{10}$  (3–6), что указывает на сохранение повышенной скорости минерализации органического вещества торфяных почв криолитозоны в течение продолжительного периода (четырёх лет). Полученные результаты могут быть полезны для уточнения прогнозных данных углеродного баланса исследуемой территории, учитывающих вклад органогенных почв криолитозоны.

*Ключевые слова:* торф, многолетнемерзлые породы, изменение климата,  $Q_{10}$ , дыхание почв

DOI: 10.31857/S0032180X21070108

### ВВЕДЕНИЕ

Почвы криолитозоны – важный экосистемный маркер прогнозируемых климатических изменений, которые могут оказать значительное влияние на углеродный баланс экосистем высоких широт [36]. Запасы органического углерода в почвах Земли в метровой толще оцениваются в размере 1500 Пг С, существенно превышая его запасы в атмосфере (800 Пг С) и в наземной фитомассе (500 Пг С) [17]. Почвы криолитозоны, в случае прогнозируемого потепления климата, будут играть значительную роль в регулировании углеродного баланса, так как на их долю приходится до 1/3 от величины общемирового запаса углерода в почвах Земли [16, 22, 36], преимущественно содержащегося в многолетнемерзлых горизонтах почв при значимом вкладе торфяных

почв криолитозоны [44]. На сегодняшний момент получено недостаточное количество полевых экспериментальных данных, с помощью которых можно было бы с достаточной степенью точности прогнозировать влияние меняющихся климатических параметров на интенсивность минерализации органического вещества почв криолитозоны и их температурную чувствительность.

В современных исследованиях используются различные полевые методы для изучения последствий нагревания почв. В обзорной работе [12] обсуждаются 4 основных метода полевого нагревания, условно подразделяемых на активные и пассивные. Активные методы включают прогревание с использованием нагревающих кабелей (Heat-resistance cables) и прогревание с использованием инфракрасных подвесных ламп (Overhead

IR lamps). К пассивным методам относятся пассивное ночное прогревание с использованием ИК-отражающих материалов (Passive nighttime warming) и пассивное прогревание поверхности почв с использованием трапециевидных конструкций с открытым верхом (Open-top chamber). Активно применяют и другие методы: прогревание поверхности почв с использованием парника (Greenhouse) [21], зимнее снегозадержание (Snow Fence) [29, 43], а также менее распространенный метод трансплантации почвенных монолитов, примененный в данном исследовании [34].

По сравнению с прочими методами полевого прогревания трансплантация является менее популярным, но не менее эффективным вариантом количественной оценки скорости изменения эмиссии  $\text{CO}_2$  с поверхности почв (температурной чувствительности) в полевых условиях при повышении температуры. Трансплантация заключается в переносе образцов почв ненарушенного сложения между биомами, отличающимися по значениям параметров функционирования: годовой температурой воздуха, температурой почвы, влажностью почвы и др. [34]. Основные плюсы метода – прогревание почв в естественных условиях, без внешних воздействий; возможность прямых измерений эмиссии  $\text{CO}_2$  в образцах ненарушенного строения; доступность и низкая стоимость оборудования. Трансплантация часто используется для биомов, в которых температура поверхности почв и среднегодовая температура воздуха отличается в среднем на 2–4,5°C или более существенно [38, 40]. Подобный контраст температур позволяет оценить первичный отклик эмиссии  $\text{CO}_2$  с поверхности почв на нехарактерные для них температуры, а также адаптивную способность почв к контрастным изменениям термического режима.

Последние исследования в криолитозоне демонстрируют однозначный положительный отклик эмиссии  $\text{CO}_2$  с поверхности почв на экспериментальное прогревание. Так, двухлетний эксперимент с применением методов зимнего снегозадержания и пассивного летнего прогревания поверхности почв с использованием трапециевидных конструкций с открытым верхом обусловил значимый положительный (+35%) отклик эмиссии  $\text{CO}_2$  с поверхности почв арктической тундры [31]. Положительный отклик эмиссии  $\text{CO}_2$  также получен по результатам длительного пассивного прогревания поверхности почв в невегетационный период на Шпицбергене [32]. С использованием метода трансплантации по результатам трехлетнего эксперимента установлено увеличение интенсивности дыхания прогретых почв тундровых областей Канады на 27–60% по сравнению с контрольными участками [38]. Тем не менее, полученных полевых данных по-прежне-

му недостаточно для достоверных прогнозов отклика скорости минерализации органического вещества почв криолитозоны в условиях климатических изменений.

Цель исследования – количественная оценка отклика эмиссии  $\text{CO}_2$  с поверхности торфяных почв криолитозоны при увеличении температуры в полевых условиях методом трансплантации.

Задачи исследования включали: 1) оценку температурной чувствительности эмиссии  $\text{CO}_2$  с поверхности торфяных почв криолитозоны в полевых условиях; 2) апробацию метода трансплантации монолитов торфяного горизонта для изучения скорости отклика эмиссии  $\text{CO}_2$  с поверхности торфяных почв криолитозоны при увеличении температуры.

## ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

**Район исследования и почвы.** Район исследования – север Западной Сибири (Надымский район, Тюменская область, ЯНАО, 65°20' N, 72°55' E), граница распространения северо-таежных и лесотундровых территорий в краевой части третьей озерно-аллювиальной равнины р. Надым, междуречье р. Хейгияха – Левая Хетта. Для района исследований в связи с высокой заозеренностью и заболоченностью наиболее характерны гидроморфные и полугидроморфные ландшафты, представленные как современными болотными экосистемами на переувлажненных территориях (термокарстовые депрессии, ложбины стоков, мочажины), так и специфическими криогенными ландшафтами – бугристыми (плоско- и крупнобугристыми) торфяниками различного возраста, формирующимися при активном влиянии многолетнемерзлых пород (ММП), залегающих в пределах 1–2 м [2]. Растительный покров преимущественно представлен кустарничково-багульниково-лишайниковыми и кустарничково-багульниково-сфагновыми сообществами. Почвообразующие породы в большинстве случаев представлены озерно-аллювиальными песчаными отложениями [6].

Исследования проводили на торфяно-криоземах (Turbic Histic Cryosol (Dystric)) (WRB 2014) – типичных почвах бугристых торфяников, наиболее характерных экосистем исследуемой территории [4]. Торфяно-криоземы функционируют в условиях слабоотрицательных среднегодовых температур профиля и активно идущих криогенных процессов. Близость расположения кровли ММП, залегающих в пределах 1 м, обуславливает высокую неоднородность свойств торфяно-криоземов, выражающуюся в чередовании торфяных горизонтов разного типа, вихреватых границах, сильном варьировании мощностей и инверсии горизонтов в результате морозобойного растрески-

**Таблица 1.** Гидротермические параметры торфяных почв на контрольных участках в пик вегетационного сезона (среднее за август 2016–2019 гг.  $\pm$  SE, здесь и далее жирным шрифтом выделены значимые различия)

Контроль	Почва	Глубина сезонного протаивания, см	Температура почв в слое 0–10 см, °C	Объемная влажность почв в слое 0–20 см, %
Холодный участок	Торфяно-криозем типичный	<b>40 <math>\pm</math> 3</b> ( <i>n</i> = 10)	<b>4.3 <math>\pm</math> 0.9</b> ( <i>n</i> = 71)	38 $\pm$ 2 ( <i>n</i> = 71)
Теплый участок	Торфяная олиготрофная деструктивная мерзлотная	<b>80 <math>\pm</math> 3</b> ( <i>n</i> = 10)	<b>11.0 <math>\pm</math> 0.6</b> ( <i>n</i> = 70)	34 $\pm$ 2 ( <i>n</i> = 70)

**Таблица 2.** Физические и химические свойства образцов торфяных почв (среднее  $\pm$  95%-й доверительный интервал среднего, *n* = 3)

Контроль	Почва	Горизонт	Степень разложения	Влажность, % от массы	pH <sub>H<sub>2</sub>O</sub>	Сырая зола	C <sub>общ</sub>	N <sub>общ</sub>
						%		
Холодный участок	Торфяно-криозем типичный	T1	<b>4</b>	<b>853</b>	4.3 $\pm$ 0.3	8.1 $\pm$ 4.7	43.6 $\pm$ 3.3	<b>1.0 <math>\pm</math> 0.6</b>
Теплый участок	Торфяная олиготрофная деструктивная мерзлотная	T1	<b>8</b>	<b>313</b>	3.8 $\pm$ 0.5	6.0 $\pm$ 2.2	49.2 $\pm$ 3.1	<b>2.4 <math>\pm</math> 0.4</b>

вания, пучения и криотурбаций. Мощность органо-профиля, как правило, изменяется в пределах 0.5 м, и включает 2–3 торфяных горизонта различного ботанического состава и степени разложения, характеризующих современные условия развития торфяника. Более подробное описание торфяно-криоземов есть в наших предыдущих публикациях [7, 10].

**Методы исследования.** Организация эксперимента, метод трансплантации. Температурная зависимость и температурная чувствительность эмиссии CO<sub>2</sub> с поверхности торфяных почв криолитозоны изучены в полевых условиях методом трансплантации в августе 2016–2019 гг. Под температурной зависимостью понимается зависимость отклика эмиссии CO<sub>2</sub> с поверхности почв (*R*) от температуры (*T*), тогда как температурная чувствительность означает скорость изменения отклика эмиссии CO<sub>2</sub> с поверхности почв по отношению к изменению температуры (*dR/dT*) [33].

В работе применен вариант трансплантации в рамках одной и той же подзоны (северная тайга). Для эксперимента были определены “холодный” и “теплый” участки бугристого торфяника. Участки были выбраны на основе анализа значений глубины сезонного протаивания почв, среднемесячных температур почв в слое 0–10 см и объемной влаж-

ности почв в слое 0–20 см в пик вегетационного периода (август) (табл. 1).

В качестве холодного участка выбран типичный участок бугристого торфяника с морошково-багульниково-сфагново-лишайниковым растительным покровом и типичным торфяно-криоземом (ТО–T1–T2–CR). В качестве теплого участка выбран деградирующий участок бугристого торфяника с угнетенным морошково-багульниково-сфагново-лишайниковым растительным покровом и торфяной олиготрофной деструктивной мерзлотной почвой (ТОmd–T1md–T2md–T3). Средние значения параметров функционирования изученных почв и общие свойства образцов почв участков представлены в табл. 1 и 2 для горизонтов T1 (в соответствии с типом трансплантированного горизонта).

Монолиты торфяно-криозема с наиболее типичным горизонтом T1 трансплантировали из холодного в теплый участок бугристого торфяника в полипропиленовых трубах высотой 20 см и диаметром 10 см (мезокосмы) (*n* = 5). Расстояние между участками по прямой составляло 840 м. Пустые трубы аккуратно врезали в почву холодного участка и, заполненные почвенной массой, в тот же день вынимали обратно для трансплантации в теплый участок. В теплом участке заранее готовили пространство, идентичное размеру ме-

зокосмов, в него опускали мезокосмы с трансплантированной почвенной массой из холодного участка. Расстояние между повторностями мезокосмов составляло 15 см. На холодном и теплом участках также устанавливали контрольные мезокосмы: пустые трубы аккуратно врезали в почву участков на расстоянии 40 см от мезокосмов с трансплантированной почвой.

Далее образцы торфяно-криозема на холодном контрольном участке бугристого торфяника будут именоваться как образцы холодного контрольного участка; контрольные образцы торфяной олиготрофной деструктивной мерзлотной почвы на теплом участке бугристого торфяника – образцы теплого контрольного участка; образцы торфяно-криозема, трансплантированные из холодного в теплый участок бугристого торфяника – трансплантированные образцы.

*Определение параметров функционирования почв.* В контрольных и трансплантированных мезокосмах изучали основные параметры функционирования почв: эмиссию  $\text{CO}_2$ , температурный режим, объемную влажность. Эмиссию  $\text{CO}_2$  в мезокосмах ежедневно измеряли методом закрытых камер в пятикратной повторности [3, 9]. В качестве закрытых камер использовали стальные камеры объемом 850 мл с герметичным клапаном для отбора проб воздуха с помощью шприца (10 мл). Подробно примененная методика описана ранее [1].

Для усиления герметичности камеры использовали пластиковые основания диаметром 10 см и высотой 5 см с желобом для установки камеры. Основания предварительно устанавливали в мезокосм на глубину 3 см. В желоб оснований приливали воду для уменьшения диффузии и возможных газообразных потерь. Концентрацию  $\text{CO}_2$  определяли на портативном инфракрасном газоанализаторе RMT DX6210 после 10 мин экспозиции (точность 0.002%). Измерения проводили через 2–3 дня после осуществления трансплантации – данная задержка необходима для нивелирования механических воздействий от трансплантации и для стабилизации выделения  $\text{CO}_2$  трансплантированными образцами [38]. Эмиссию  $\text{CO}_2$  рассчитывали по формуле [9]:

$$R = \frac{3.18 \Delta C h}{(273 + T) \Delta t}, \quad (1)$$

где 3.18 – коэффициент, учитывающий числовые значения входящих в формулу констант (газовая постоянная и молярная масса) и соотношения размерностей (Па/кПа, час/мин, м/см, мг/г, %/ppm),  $\Delta C$  – изменение концентрации газа в камере (ppm),  $P$  – барометрическое (атмосферное) давление (кПа),  $h$  – высота камеры от поверхности почвы (см),  $T$ , °C – температура по шкале Цельсия,  $\Delta t$  – время экспозиции камеры в минутах. Результаты выражали в мг  $\text{CO}_2/(\text{м}^2 \text{ ч})$ .

Температурный режим изучали с использованием термозондов Hanna Instruments (HI 98509, точность  $\pm 0.2^\circ\text{C}$ ) и логгеров Thermochron iButton<sup>TM</sup> (точность  $\pm 1^\circ\text{C}$ ). Термозондами в августе 2016–2019 гг. ежедневно в трехкратной повторности проводили измерения температуры почв в мезокосмах в слое 0–10 см в градусах Цельсия. Логгеры использовали для оценки годовой (август 2017–июль 2018) динамики температур в мезокосмах на глубине 10 см в градусах Цельсия в двукратной повторности.

Объемную влажность почв ( $W$ ) определяли потенциометрически с использованием полевого влагомера FieldScout TDR 100 (Spectrum) (точность  $\pm 3\%$ ) в слое 0–20 см в процентах в трехкратной повторности.

Глубину сезонного протаивания (мощность сезонно-талого слоя ММП) почв в см определяли методом зондирования шупом по ГОСТ 26262-2014.

*Определение физических и химических свойств почв.* Степень разложения образцов торфяных почв определяли в полевых условиях по методике фон Поста [25]. Зольность (содержание сырой золы) и  $\text{pH}_{\text{H}_2\text{O}}$  (соотношение торф : раствор 1 : 25) оценивали по руководству Воробьевой [11]. Массовую влажность определяли термогравиметрически на приборе OHAUS MB 35. Общее содержание углерода ( $\text{C}_{\text{общ}}$ ) и азота ( $\text{N}_{\text{общ}}$ ) определяли на элементном CNHS-анализаторе Element Analyzer Vario EL III фирмы Elementar. Все исследования проводили в трехкратной повторности для каждого из образцов.

*Количественная оценка температурной чувствительности эмиссии  $\text{CO}_2$  с поверхности почв.* Коэффициент температурной чувствительности  $Q_{10}$ , отражающий скорость изменения отклика эмиссии  $\text{CO}_2$  с поверхности почв при увеличении температуры на  $10^\circ\text{C}$ , рассчитывали двумя способами: 1) по формуле [20, 37]:

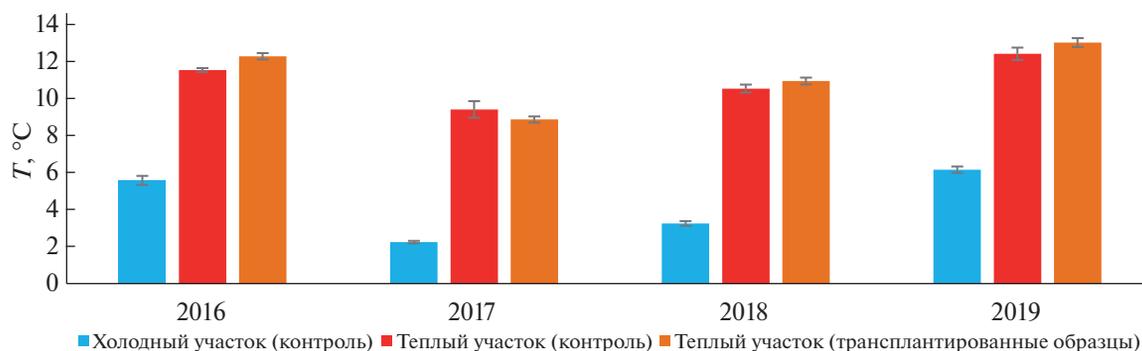
$$Q_{10} = \frac{R2^{10/(T2-T1)}}{R1}, \quad (2)$$

где  $R2$  и  $R1$  (мг  $\text{CO}_2/(\text{м}^2 \text{ ч})$ ) – величины эмиссии  $\text{CO}_2$  для мезокосмов, трансплантированных в теплый участок ( $R2$ ), и контрольных мезокосмов холодного участка ( $R1$ ),  $T2$  и  $T1$  (°C) – величины среднесуточных температур в слое 0–10 см для соответствующих мезокосмов.

2) с использованием уравнения экспоненциальной зависимости эмиссии  $\text{CO}_2$  от температуры почв по формуле (3) [23, 39]

$$R(T) = a e^{bT}, \quad Q_{10} = e^{10b}, \quad (3)$$

где  $R$  – величины эмиссии  $\text{CO}_2$  для контрольных мезокосмов холодного участка и мезокосмов, трансплантированных в теплый участок (мг  $\text{CO}_2/(\text{м}^2 \text{ ч})$ );  $T$  – величины среднесуточных



**Рис. 1.** Среднемесячная температура почв в слое 0–10 см на участке “контроль” и в образцах трансплантированных почв (пик вегетационного сезона, август, среднее  $\pm$  SE,  $n = 5$ ).

температур в слое 0–10 см для соответствующих мезокосмов ( $^{\circ}\text{C}$ );  $a > 0$  и  $b > 0$  – параметры.

Важно отметить, что экспоненциальная модель не отражает зависимость  $Q_{10}$  от температуры, несмотря на общеизвестный факт об уменьшении значений данного коэффициента с увеличением температуры [15, 18, 24, 28].

*Статистическая обработка данных.* Для анализа полученных данных использованы описательная статистика, сравнение средних по параметрическому критерию Стьюдента ( $t$ -критерий), корреляционный анализ с включением определения рангового коэффициента корреляции Спирмена и регрессионный анализ. Выбранный уровень значимости  $p = 0.05$ . Для статистической обработки данных использовали программные пакеты Statistica 10 и Microsoft Excel 2016. Планки погрешностей на столбчатых диаграммах и графиках означают стандартную ошибку.

## РЕЗУЛЬТАТЫ

**Условия функционирования торфяных почв на контрольных участках.** Для исследуемых торфяных почв контрольных участков отмечены значимые различия в значениях температур функционирования (табл. 1).

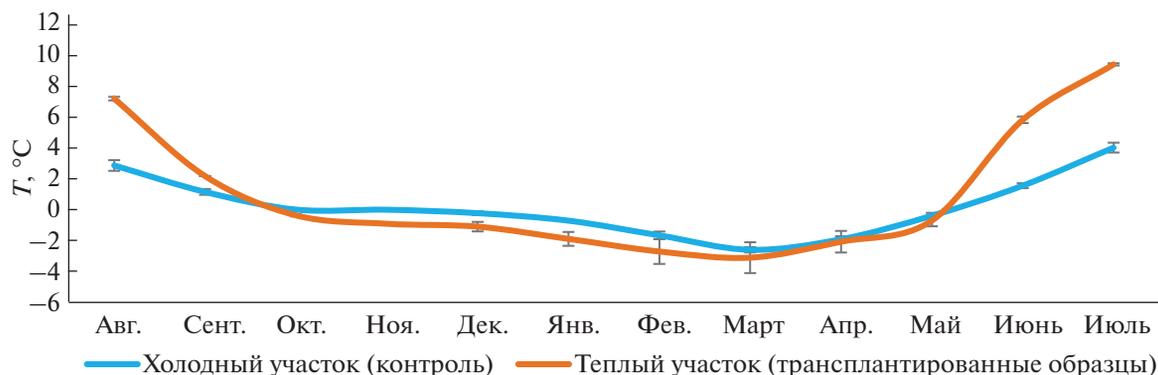
Так, температура в слое 0–10 см на холодном контрольном участке в среднем в 2.5 раза ниже по сравнению с теплым контрольным участком. Сопоставимая разница отмечена и для глубины протаивания: ее средние значения в пик вегетационного сезона для холодного участка в среднем в 2 раза ниже. Напротив, объемная влажность в слое 0–20 см значимо не различается между участками. Таким образом, изученные торфяные почвы существенно различаются в значениях температур функционирования, что позволяет считать данные участки подходящими объектами для задач данного исследования.

**Физические и химические свойства образцов торфяных почв на контрольных участках.** Величи-

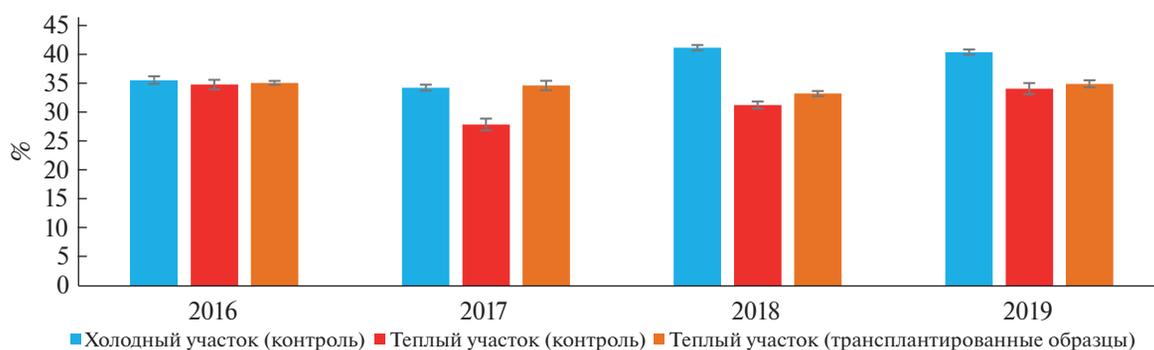
на  $p\text{H}_{\text{H}_2\text{O}}$ , как и содержание сырой золы, значимо не различаются между участками. Для содержания  $\text{C}_{\text{общ}}$  также отмечено отсутствие значимых различий, тогда как содержание  $\text{N}_{\text{общ}}$  значимо больше для образцов теплого участка. Наибольшие различия между участками отмечены по показателям степени разложения и массовой влажности. Для образцов холодного контрольного участка значение степени разложения в 2 раза меньше, чем для образцов теплого участка. Напротив, массовая влажность образцов холодного участка в 2.7 раз превышает значение образцов теплого участка. Таким образом, за исключением степени разложения, массовой влажности и содержания  $\text{N}_{\text{общ}}$ , образцы торфяных почв контрольных участков характеризуются схожими значениями общих химических свойств.

**Параметры функционирования контрольных и трансплантированных образцов почв. Температурный режим.** Среднемесячная температура почв на холодном контрольном участке в пик вегетационного сезона варьировала от  $2.2 \pm 0.1^{\circ}\text{C}$  до  $6.2 \pm 0.2^{\circ}\text{C}$ , на теплом контрольном участке от  $9.4 \pm 0.4^{\circ}\text{C}$  до  $12.4 \pm 0.3^{\circ}\text{C}$ , в трансплантированных образцах от  $8.9 \pm 0.2^{\circ}\text{C}$  до  $13.0 \pm 0.2^{\circ}\text{C}$  (рис. 1).

В среднем за 4 года наблюдений в трансплантированных образцах почв установлено трехкратное превышение температуры в слое 0–10 см по сравнению с холодным контрольным участком. Максимальное различие в температурах (в 4 раза) зафиксировано в 2017 г., минимальное (в 2.1 раз) в 2019 г., различия средних статистически значимы ( $p < 0.05$ ). Отмеченные существенные различия, вероятно, связаны с различной глубиной протаивания на холодном и теплом контрольном участках, в среднем отличающейся в 2 раза. При этом трансплантированные образцы почв и контрольные образцы теплого участка значимо не различались между собой по значению среднемесячной температуры в изученных периодах, что указывает на сходство их термических режимов.



**Рис. 2.** Годовая динамика среднемесячных температур почв на глубине 10 см на участке “контроль” и в образцах трансплантированных почв (среднее  $\pm$  SE,  $n = 2$ ).



**Рис. 3.** Среднемесячная объемная влажность почв в слое 0–20 см на участке “контроль” и в образцах трансплантированных почв (пик вегетационного сезона, август, среднее  $\pm$  SE,  $n = 5$ ).

Среднегодовая температура почв на холодном контрольном участке и участке “трансплантация” составила 0.2 и 1.0°C соответственно (рис. 2).

Среднемесячная температура на холодном контрольном участке в течение года изменялась от  $-2.6 \pm 0.2$  до  $4 \pm 0.3$ °C, в трансплантированных образцах – от  $-3.1 \pm 1.0$  до  $9.3 \pm 0.1$ °C. Значения среднемесячных температур образцов трансплантированных почв превышали значения холодного контрольного участка только в теплые месяцы (август–сентябрь 2017 г., июнь–июль 2018 г.) – в среднем в 3 раза. В холодный период различия температур статистически значимы только для интервала октябрь 2017 г.–январь 2018 г. ( $p < 0.05$ ), в остальные месяцы различия не значимы.

**Объемная влажность.** Для большей части изученных периодов выявлены статистически значимые различия в объемной влажности почв (рис. 3). Этот показатель на холодном контрольном участке варьировал от  $34 \pm 1$  до  $41 \pm 0.5$ %, на теплом контрольном участке от  $28 \pm 1$  до  $35 \pm 1$ %, в трансплантированных образцах от  $33 \pm 0.4$  до  $35 \pm 1$ %. В августе 2016 г. сравниваемые участки

значимо не различались по значениям объемной влажности ( $p < 0.05$ ). Статистически значимые различия для холодного контрольного участка и трансплантированных образцов почв выявлены в августе 2017–2019 гг. – в этот период условия функционирования почв нельзя считать идентичными по влажности, что может быть обусловлено межгодовой вариабельностью и различной интенсивностью циклов промерзания–оттаивания в сезонно–талом слое многолетнемерзлых пород.

Значения эмиссии CO<sub>2</sub> с поверхности почв на холодном контрольном участке в среднем за период наблюдений составили  $107 \pm 23$  мг CO<sub>2</sub>/(м<sup>2</sup> ч), на теплом контрольном участке –  $181 \pm 24$  мг CO<sub>2</sub>/(м<sup>2</sup> ч), с поверхности трансплантированных образцов почв –  $217 \pm 31$  мг CO<sub>2</sub>/(м<sup>2</sup> ч) (рис. 4).

На холодном контрольном участке значения эмиссии CO<sub>2</sub> варьировали от  $39 \pm 3$  до  $137 \pm 13$  мг CO<sub>2</sub>/(м<sup>2</sup> ч), на теплом контрольном участке от  $134 \pm 7$  до  $231 \pm 17$  мг CO<sub>2</sub>/(м<sup>2</sup> ч), с поверхности трансплантированных образцов почв от  $146 \pm 4$  до  $286 \pm 11$  мг CO<sub>2</sub>/(м<sup>2</sup> ч). В среднем за

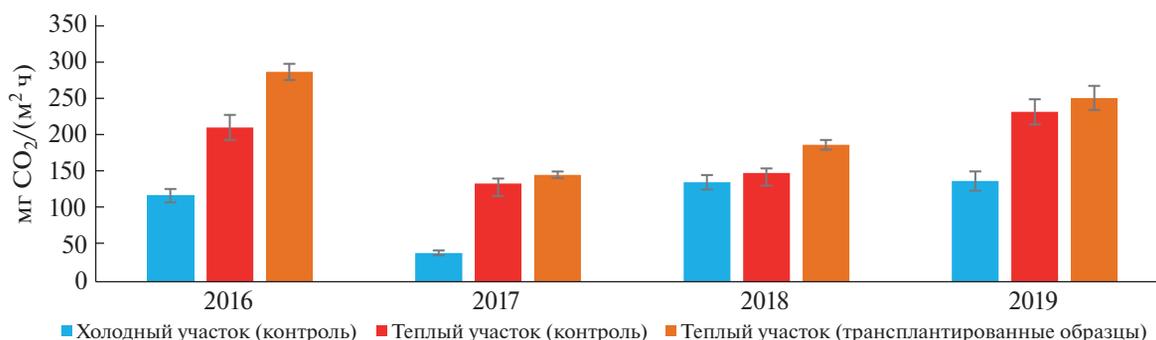


Рис. 4. Среднемесячные значения эмиссии CO<sub>2</sub> с поверхности почв на участке “контроль” и трансплантированных почв (пик вегетационного сезона, август, среднее ± SE, n = 5).

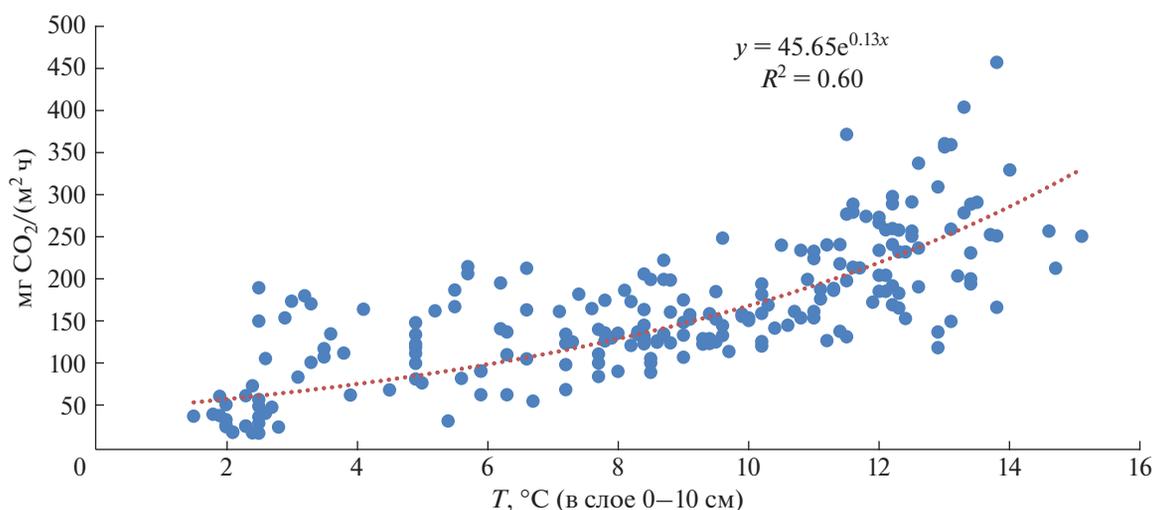


Рис. 5. Экспоненциальная зависимость эмиссии CO<sub>2</sub> с поверхности почв от температуры (2016–2019 гг.).

4 года наблюдений трансплантация образцов торфяно-криозема обусловила 2.3-кратное увеличение эмиссии CO<sub>2</sub> по сравнению со значениями холодного контрольного участка.

**Оценка корреляционной связи между значениями эмиссии CO<sub>2</sub> и температурой почв.** Для оценки корреляции между значениями эмиссии CO<sub>2</sub> с поверхности торфяно-криозема и температурой почв в слое 0–10 см для всей совокупности данных рассчитан ранговый коэффициент корреляции Спирмена. Его значения составили в 2016 г. 0.891, в 2017 г. 0.871, в 2018 г. 0.504, в 2019 г. 0.686 при значении объединенной выборки за период 2016–2019 гг. 0.752.

Для каждого отдельного периода и в целом за весь период наблюдений (2016–2019 гг.) отмечены статистически значимые корреляции между температурой торфяно-криозема в слое 0–10 см и значениями эмиссии CO<sub>2</sub> с поверхности контрольных (холодный участок) и трансплантированных

почв. Наибольшие значения коэффициента корреляции отмечены в первые два года наблюдений (2016–2017 гг.,  $r = 0.9$ ), что соотносится с данными температурного режима и эмиссии CO<sub>2</sub> с поверхности почв: в этот период различия между контрольными (холодный участок) и трансплантированными почвами по исследуемым показателям максимальны. Дальнейшее уменьшение  $r$  до 0.5/0.7 может быть обусловлено совокупным влиянием других факторов среды (в частности, влажности и глубины протаивания), осложняющим проявление температурной зависимости эмиссии CO<sub>2</sub> с поверхности почв.

**Оценка зависимости эмиссии CO<sub>2</sub> с поверхности почв от температуры с использованием экспоненциальной модели.** Для количественного описания температурной зависимости используются различные математические функции – среди них наибольшее распространение получила экспонен-

циальная функция [15, 39], примененная в данном исследовании (рис. 5).

Наилучшим образом экспоненциальная модель описывает результаты наблюдений за период 2016–2017 гг.: значение коэффициента детерминации ( $R^2$ ) составляет 0,8, то есть экспоненциальная модель объясняет до 80% изменчивости значений эмиссии  $\text{CO}_2$  с поверхности торфяно-криоземов на холодном контрольном участке и участке трансплантации в зависимости от температуры. В целом для объединенного периода наблюдений (2016–2019 гг.) качество экспоненциальной модели ухудшается, значение коэффициента детерминации не превышает 0,6. Тем не менее, достаточный уровень аппроксимации данных позволяет использовать экспоненциальную модель для расчетов коэффициента температурной чувствительности  $Q_{10}$ .

**Оценка температурной чувствительности эмиссии  $\text{CO}_2$  с поверхности почв с использованием коэффициента  $Q_{10}$ .** В целом за период наблюдений (2016–2019 гг.) получены высокие значения коэффициента температурной чувствительности  $Q_{10}$ .

Значения коэффициента  $Q_{10}$  в различные годы исследований варьировали от  $1.8 \pm 0.1$  до  $6.3 \pm 0.3$ . Максимальное значение  $Q_{10}$  отмечено в 2017 г. на второй год наблюдений ( $6.3 \pm 0.3$ ), что соотносится с максимальной контрастностью термического режима (рис. 1) и значений эмиссии  $\text{CO}_2$  с поверхности участков (рис. 4), а также с наибольшим значением коэффициента корреляции между эмиссией  $\text{CO}_2$  и температурой почв в слое 0–10 см. Минимальное значение  $Q_{10}$  зафиксировано в 2018 г. на третий год наблюдений ( $1.8 \pm 0.1$ ).

Для объединенного периода наблюдений (2016–2019 гг.) отмечено высокое значение коэффициента  $Q_{10}$  (3.5/3.7), что свидетельствует о высокой температурной чувствительности эмиссии  $\text{CO}_2$  с поверхности торфяно-криозема в условиях четырехлетнего полевого трансплантационного эксперимента в рамках наблюдаемого среднего интервала температур (4–11°C) и объемной влажности (30–40%) в пик вегетационного сезона.

## ОБСУЖДЕНИЕ

**Отклик эмиссии  $\text{CO}_2$  с поверхности торфяных почв криолитозоны на повышение температуры (температурная зависимость эмиссии  $\text{CO}_2$  в результате трансплантации).** Максимальный отклик значений эмиссии  $\text{CO}_2$  отмечен в стартовый период наблюдений (2016–2017 гг.), что может объясняться наиболее выраженной в данный период контрастностью термического режима в слое 0–10 см изученных почв (рис. 1), высокой корреляцией эмиссии  $\text{CO}_2$  с температурой почв в слое 0–10 см, а также с отмеченной в литературе повышенной

интенсивностью минерализации легкодоступного органического вещества, наиболее характерной для стартовых периодов трансплантации [34, 38]. В последующий период (2018–2019 гг.) разница в эмиссии  $\text{CO}_2$  с поверхности трансплантированных образцов почв и образцов холодного контрольного участка характеризовалась меньшей контрастностью, несмотря на значимое различие средних значений — это свидетельствует о постепенной адаптации трансплантированных образцов к изменению гидротермических условий. Некоторому сближению значений эмиссии  $\text{CO}_2$  с поверхности трансплантированных образцов почв и образцов холодного контрольного участка в период 2018–2019 гг. также может способствовать межгодовая вариабельность значений среднемесячных температур в слое 0–10 см, объемной влажности в слое 0–20 см и глубины сезонного протаивания. Так, в данный период для холодного контрольного участка отмечены двукратный разброс значений среднемесячных температур (3–6°C в слое 0–10 см) и максимальные величины объемной влажности (40–41% в слое 0–20 см), что в сочетании с увеличением глубины сезонного протаивания может обуславливать рост значений эмиссии  $\text{CO}_2$  с поверхности почв контрольного участка. Важно отметить отсутствие значимой разницы в значениях эмиссии  $\text{CO}_2$  с поверхности трансплантированных образцов почв и образцов теплового контрольного участка — тенденция характерна для всего изученного периода (2016–2019 гг.), что указывает на возможность быстрой адаптации пересаженных монолитов почв к новым гидротермическим условиям.

Выявленный положительный отклик эмиссии  $\text{CO}_2$  с поверхности трансплантированных образцов почв соотносится с результатами, полученными в схожих экспериментах. Так, группой шведских авторов по результатам двухлетнего эксперимента показан 42%-ный рост эмиссии  $\text{CO}_2$  с поверхности органогенных образцов почв тундры, пересаженных в более теплые участки горных лесных экосистем [34]. Тремблэй с соавт. [38] на основании результатов трехлетнего эксперимента установили 27–60%-ное увеличение интенсивности дыхания органогенных горизонтов тундровых почв, перемещенных в более теплый биоклиматический пояс (по сравнению с контрольными участками).

В некоторых публикациях отмечено, что трансплантация образцов почв в более благоприятные гидротермические условия не привела к всплеску значений эмиссии  $\text{CO}_2$ . Например, в работе финских исследователей пересадка органогенных горизонтов лесных почв с северной границы бореальной зоны в южную не привела к увеличению эмиссии  $\text{CO}_2$  и значений коэффициента  $Q_{10}$  [40]. Близкая закономерность отмечена в работе Уол-

дропа с соавт., в которой трансплантация образцов луговых почв из холодных участков в теплые не вызвала положительного отклика микробного дыхания [42]. Таким образом, перенос образцов почв из холодных участков в теплые не всегда сопровождается увеличением отклика эмиссии CO<sub>2</sub>, что в ряде случаев может объясняться большей зависимостью их реакции от типа субстрата и других параметров окружающей среды, чем от температуры.

Эмиссия CO<sub>2</sub> активно используется в российских и зарубежных исследованиях как универсальный маркерный показатель отклика дыхательной активности почв на изменение гидротермических условий [5, 41]. Данные по эмиссии CO<sub>2</sub> не следует рассматривать и интерпретировать исключительно с биологических позиций, так как данный показатель, помимо биологической составляющей, позволяет выявить особенности физических и физико-химических процессов, протекающих в органогенных и органо-минеральных горизонтах [8, 9].

**Температурная чувствительность эмиссии CO<sub>2</sub> с поверхности торфяно-криозема в результате трансплантации.** В большинстве периодов наблюдений значения коэффициента  $Q_{10}$  находились в диапазоне 3–6, что свидетельствует о высоком отклике пересаженных образцов. Полученный диапазон значений  $Q_{10}$  подтверждается литературными данными, показывающими его возможную вариабельность для почв торфяников и тундровых областей [14, 18]. Исключением являются данные за 2018 г. – в этот период температурная чувствительность принимала наиболее низкие значения за все 4 года наблюдений ( $Q_{10} = 1.6/1.8$ ). Это может быть обусловлено повышенными величинами эмиссии CO<sub>2</sub> с поверхности контрольных образцов холодного участка, а также связано со значимой корреляцией между эмиссией CO<sub>2</sub> и прочими гидротермическими параметрами (в частности с объемной влажностью в слое 0–20 см,  $r = 0.3$ ,  $p < 0.05$ ) на этом же участке. В остальные периоды наблюдений (2016–2017 и 2019 гг.) для трансплантированных образцов отмечена высокая температурная чувствительность эмиссии CO<sub>2</sub>, что позволяет говорить об ускорении минерализации органического вещества в торфяных почвах криолитозоны в случае значимого увеличения температуры (в 2–4 раза). Несмотря на уменьшение корреляционной связи между эмиссией CO<sub>2</sub> и температурой с увеличением длительности эксперимента, температурная чувствительность характеризовалась иной закономерностью и, за исключением 2018 г., оставалась стабильно высокой ( $Q_{10} = 3–6$ ). Это позволяет говорить о нелинейных механизмах отклика торфяных почв криолитозоны и о необходимости его дальнейшего детального изучения в полевых и лабораторных условиях.

Напротив, в ряде схожих исследований температурная чувствительность эмиссии CO<sub>2</sub> с поверхности трансплантированных образцов почв значимо не превышала значения контрольных образцов. В работах скандинавских авторов трансплантация органогенных образцов почв в более теплые условия не привела к достоверным отличиям в значениях коэффициента  $Q_{10}$  [34, 40]. В исследовании Тремблэй с соавт. изменение значений  $Q_{10}$  в результате пересадки образцов почв зависело не от температуры, а от особенностей субстрата и типа фитоценоза на участках отбора образцов [38]. Приоритетное влияние субстрата на микробиологическую активность пересаженных образцов почв также отмечено в ряде других публикаций [13, 19]. В некоторых работах по трансплантации показано значимое влияние прочих сезонных факторов окружающей среды (влажности) на биологическую активность почв – отмечается, что эффект от воздействия сезонных факторов может превышать эффект от непосредственного переноса [26]. Важным аспектом также является возможный запуск микробных сукцессий, вызванных трансплантацией, и их влияние на биологическую активность пересаженных образцов почв [35]. Пролонгированный эффект от воздействия трансплантации (наблюдения проводились в течение трех и более лет) при переносе образцов почв в более теплые климатические условия в ряде случаев может приводить к уменьшению содержания общей микробной биомассы [19, 38, 40], а также лабильных и стабильных фракций органического вещества в пересаженных образцах [27, 30].

В современных манипуляционных исследованиях по моделированию отклика почв на климатические изменения методу трансплантации уделяется все большее внимание [45]. Его основными плюсами, помимо простой установки, являются прогревание почв в нативных условиях и возможность прямых измерений эмиссии CO<sub>2</sub> в пересаженных образцах. Также отмечается, что метод в большей степени применим для оценки первичного отклика образцов почв на резкие изменения гидротермического режима – с увеличением продолжительности эксперимента эффект от переноса может быть замещен влиянием сезонных и иных факторов окружающей среды [13, 19, 26, 35]. В нашем исследовании с использованием метода трансплантации получен большой объем данных, иллюстрирующих значимые различия между параметрами функционирования почв изученных участков. Следовательно, данный метод может быть использован для количественной оценки температурной чувствительности эмиссии CO<sub>2</sub> с поверхности торфяных почв криолитозоны в исследуемом регионе.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Температурная чувствительность эмиссии  $\text{CO}_2$  с поверхности торфяно-криоземов севера Западной Сибири, оцененная по результатам четырехлетнего полевого эксперимента методом трансплантации, характеризовалась высокими значениями коэффициента температурной чувствительности  $Q_{10}$ , который варьировал от 2 до 6 и в среднем за 4 года наблюдений составил  $3.5 \pm 0.2$ . Полученные значения коэффициента  $Q_{10}$  свидетельствуют о повышенной температурной чувствительности эмиссии  $\text{CO}_2$  с поверхности трансплантированных образцов почв в условиях существенно более высоких температур функционирования – подобный отклик торфяно-криозема, с учетом его сохранения в течение продолжительного периода, необходимо учитывать при моделировании углеродного баланса исследуемой территории. Таким образом, метод трансплантации может быть использован для количественной оценки температурной чувствительности эмиссии  $\text{CO}_2$  с поверхности торфяных почв криолитозоны в исследуемом регионе. Для более детального прогнозирования отклика торфяных почв криолитозоны на климатические изменения необходимы дальнейшие исследования взаимосвязи гидротермических параметров и температурной чувствительности эмиссии  $\text{CO}_2$  с поверхности почв, а также изучение состава органического вещества почв и его изменчивости на предмет определения потенциальных климатических маркеров.

## ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, грант № 18-04-00952а, а также Междисциплинарной научно-образовательной школы Московского университета “Будущее планеты и глобальные изменения окружающей среды”.

## КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бобрик А.А., Гончарова О.Ю., Матышак Г.В., Рыжова И.М., Макаров М.И. Влияние геоэкологических условий и свойств почв на пространственное варьирование эмиссии  $\text{CO}_2$  почвами плоскобугристых болот островной криолитозоны Западной Сибири // Почвоведение. 2016. № 12. С. 1445–1456. <https://doi.org/10.7868/S0032180X1610004X>
2. Васильевская В.Д., Иванов В.В., Богатырев Л.Г. Почвы севера Западной Сибири. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1986. 227 с.
3. Гончарова О.Ю., Матышак Г.В., Бобрик А.А., Москаленко Н.Г. Продуцирование диоксида углерода почвами северной тайги Западной Сибири (Надымский стационар) // Криосфера Земли. 2014. Т. 18(2). С. 66–71.
4. Классификация и диагностика почв России. Смоленск: Ойкумена, 2004. 342 с.
5. Курганова И.Н., Лопес де Гереню В.О., Галлардо Ланчо Х.Ф., Ем К.Т. Оценка скорости минерализации органического вещества почв в лесных экосистемах внутриконтинентального умеренного, средиземноморского и тропического муссонного климата // Почвоведение. 2012. № 1. С. 82–94.
6. Ландшафты криолитозоны Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции / Под ред. Е.С. Мельникова. Новосибирск: Наука, 1983. 165 с.
7. Матышак Г.В., Богатырев Л.Г., Гончарова О.Ю., Бобрик А.А. Особенности развития почв гидроморфных экосистем северной тайги Западной Сибири в условиях криогенеза // Почвоведение. 2017. № 10. С. 1155–1164.
8. Наумов А.В. Дыхание почвы: составляющие, экологические функции, географические закономерности. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2009. 208 с.
9. Смагин А.В. Газовая фаза почв. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2005. 301 с.
10. Тархов М.О., Матышак Г.В., Рыжова И.М., Гончарова О.Ю., Бобрик А.А., Петров Д.Г., Петржик Н.М. Температурная чувствительность дыхания почв бугристых торфяников севера Западной Сибири // Почвоведение. 2019. № 8. С. 946–955.
11. Теория и практика химического анализа почв / Под ред. Л.А. Воробьевой. М.: Геос, 2006. 400 с.
12. Aronson E.L., McNulty S.G. Appropriate experimental ecosystem warming methods by ecosystem, objective, and practicality // Agricultural and Forest Meteorology. 2009. V. 149. P. 1791–1799.
13. Bani A., Borruso L., Fornasier F., Pioli S., Wellstein C., Brusetti L. Microbial Decomposer Dynamics: Diversity and Functionality Investigated through a Transplantation Experiment in Boreal Forests // Microbial Ecology. 2018. V. 76(4). P. 1030–1040. <https://doi.org/10.1007/s00248-018-1181-5>
14. Chen H., Tian H.-Q. Does a General Temperature-Dependent  $Q_{10}$  Model of Soil Respiration Exist at Biome and Global Scale? // J. Integrative Plant Biology. 2005. V. 47. P. 1288–1302.
15. Davidson E.A., Janssens I.A. Temperature sensitivity of soil carbon decomposition and feedbacks to climate change // Nature. 2006. V. 440. P. 165–173.
16. Euskirchen E.S., Edgar C.W., Turetsky M.R., Waldrop M.P., Harden J.W. Differential response of carbon fluxes to climate in three peatland ecosystems that vary in the presence and stability of permafrost // JGR Biogeosciences. 2014. V. 119. P. 1576–1595.
17. FAO 2017. Soil organic carbon – the hidden potential. Food and Agriculture Organization of the United Nations Rome, Italy.

18. *Hamdi S., Moyano F., Sall S., Bernoux M., Chevallier T.* Synthesis analysis of the temperature sensitivity of soil respiration from laboratory studies in relation to incubation methods and soil conditions // *Soil Biology & Biochemistry*. 2013. V. 58. P. 115–126.
19. *Hedenec P., Jilkova V., Lin Q. et al.* Microbial communities in local and transplanted soils along a latitudinal gradient // *Catena*. 2019. V. 173. P. 456–464.
20. *Hilasvuori E., Ajujarvi A., Fritze H. et al.* Temperature sensitivity of decomposition in a peat profile // *Soil Biol. Biochem.* 2013. V. 67. P. 47–54.
21. *Hobbie S.E., Stuart Chapin F.* The Response of Tundra Plant Biomass, Aboveground Production, Nitrogen, and CO<sub>2</sub> Flux to Experimental Warming // *Ecology*. 1998. V. 79. P. 1526–1544.
22. *Hugelius G., Strauss J., Zubrzycki S. et al.* Estimated stocks of circumpolar permafrost carbon with quantified uncertainty ranges and identified data gaps // *Biogeosciences*. 2014. V. 11. P. 6573–6593.
23. *Kirschbaum M.U.F.* The temperature dependence of organic matter decomposition – still a topic of debate // *Soil Biol. Biochem.* 2006. V. 38. P. 2510–2518.
24. *Kirschbaum M.U.F.* The temperature dependence of soil organic matter decomposition and the effect of global warming on soil organic C storage // *Soil Biol. Biochem.* 1995. V. 27. P. 753–760.
25. *Landva A.O., Pheeney P.E.* Peat fabric and structure // *Can. Geotech J.* 1980. V. 17. P. 416–435.
26. *Lazzaro A., Gauer A., Zeyer J.* Field-Scale Transplantation Experiment To Investigate Structures of Soil Bacterial Communities at Pioneering Sites // *Applied and Environmental Microbiology*. 2011. V. 77. P. 8241–8248.
27. *Link S.O., Smith J.L., Halvorson J.J., Bolton H.* A reciprocal transplant experiment within a climatic gradient in a semiarid shrub-steppe ecosystem: effects on bunchgrass growth and reproduction, soil carbon and soil nitrogen // *Global Change Biology*. 2003. V. 9. P. 1097–1105.
28. *Lloyd J., Taylor J.A.* On the temperature dependence of soil respiration // *Functional Ecology*. 1994. V. 8. P. 315–323.
29. *Natali S.M., Schuur E.A.G., Webb E.E., Hick Pries C.E., Crummer K.G.* Permafrost degradation stimulates carbon loss from experimentally warmed tundra // *Ecology*. 2014. V. 95. P. 602–608.
30. *Puissant J., Mills R.T.E., Robroek B.J.M. et al.* Climate change effects on the stability and chemistry of soil organic carbon pools in a subalpine grassland // *Biogeochemistry*. 2017. V. 132. P. 123–139.
31. *Ravn N.R., Elberling B., Michelsen A.* Arctic soil carbon turnover controlled by experimental snow addition, summer warming and shrub removal // *Soil Biol. Biochem.* 2020. V. 142. <https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2019.107698>
32. *Semenchuk P.R., Krab E.J., Hedenstrom M., Phillips C.A., Ancin-Murguzur F.J., Cooper E.J.* Soil organic carbon depletion and degradation in surface soil after long-term non-growing season warming in High Arctic Svalbard // *Science of the Total Environment*. 2019. P. 158–167.
33. *Sierra C.A.* Temperature sensitivity of organic matter decomposition in the Arrhenius equation: Some theoretical considerations // *Biogeochemistry*. 2012. V. 108. P. 1–15.
34. *Sjogersten S., Wookey P.A.* Climatic and resource quality controls on soil respiration across a forest–tundra ecotone in Swedish Lapland // *Soil Biol. Biochem.* 2002. V. 34. P. 1633–1646.
35. *Sun B., Wang F., Jiang Y., Li Y., Dong Z., Li Z., Zhang X.* A long-term field experiment of soil transplantation demonstrating the role of contemporary geographic separation in shaping soil microbial community structure // *Ecology and Evolution*. 2014. V. 4(7). P. 1073–1087.
36. *Tarnocai C., Canadell J.G., Schuur E.A.G., Kuhry P., Mazhitova G., Zimov S.* Soil organic carbon pools in the northern circumpolar permafrost region // *Global Biogeochemical Cycles*. 2009. V. 23. № 2. GB2023. <https://doi.org/10.1029/2008GB003327>
37. *Thiessen S., Gleixner G., Wutzler T., Reichstein M.* Both priming and temperature sensitivity of soil organic matter decomposition depend on microbial biomass – An incubation study // *Soil Biol. Biochem.* 2013. V. 57. P. 739–748.
38. *Tremblay S.L., D'Orangeville L., Lambert M.-C., Houle D.* Transplanting boreal soils to a warmer region increases soil heterotrophic respiration as well as its temperature sensitivity // *Soil Biology & Biochemistry*. 2018. V. 116. P. 203–212.
39. *Tuomi M., Vanhala P., Karhu K., Fritze H., Liski J.* Heterotrophic soil respiration – comparison of different models describing its temperature dependence // *Ecological Modelling*. 2008. V. 211. P. 182–190.
40. *Vanhala P., Karhu K., Tuomi M., Bjorklof K., Fritze H., Hyvarinen H., Liski J.* Transplantation of organic surface horizons of boreal soils into warmer regions alters microbiology but not the temperature sensitivity of decomposition // *Global Change Biology*. 2011. V. 17. P. 538–550.
41. *Voigt C., Treat C.C.* Ecosystem carbon response of an Arctic peatland to simulated permafrost thaw // *Global Change Biology*. 2019. V. 25. P. 1746–1764.
42. *Waldrop M.P., Firestone M.K.* Response of Microbial Community Composition and Function to Soil Climate Change // *Microbial Ecology*. 2006. V. 52. P. 716–724.
43. *Xue K. et al.* Tundra soil carbon is vulnerable to rapid microbial decomposition under climate warming // *Nature Climate Change*. 2016. V. 6. P. 595–600.
44. *Yu Z.C.* Northern peatland carbon stocks and dynamics: a review // *Biogeosciences*. 2012. V. 9. P. 4071–4085.
45. *Zhao M., Sun B., Wu L. et al.* Dissimilar responses of fungal and bacterial communities to soil transplantation simulating abrupt climate changes // *Molecular Ecology*. 2019. V. 28. P. 1842–1856.

## Temperature Sensitivity of CO<sub>2</sub> Efflux from the Surface of Palsa Peatlands in Northwestern Siberia Assessed by Transplantation Method

G. V. Matyshak<sup>1</sup>, M. O. Tarkhov<sup>1, \*</sup>, I. M. Ryzhova<sup>1</sup>, O. Yu. Goncharova<sup>1</sup>,  
A. R. Sefiliyan<sup>1</sup>, S. V. Chuvanov<sup>1</sup>, and D. G. Petrov<sup>2</sup>

<sup>1</sup>*Lomonosov Moscow State University, Moscow, 119991 Russia*

<sup>2</sup>*Institute of Geography Russian Academy of Sciences, Moscow, 119017 Russia*

*\*e-mail: tarkhov.mo@gmail.com*

Peatland soils in permafrost area are among the major components of global carbon cycle. In case of predicted climate change, they may act as a significant source of greenhouse gases emission. A four-year-long transplantation experiment (translocation of soil cores 20 cm high and 10 cm in diameter) with the peat horizon of soils was arranged to assess the temperature sensitivity of CO<sub>2</sub> efflux of palsa peatland soils in the north of Western Siberia. An average 7°C increase in temperature caused a positive feedback (30–70%) of transplanted soils CO<sub>2</sub> efflux values compared to control. Temperature dependence of transplanted soils CO<sub>2</sub> efflux had a highest value ( $R^2 = 0.8$ ) in the first two years as a result of maximum contrast of temperature conditions between sites and decreased in the last two years. On the contrary, the temperature sensitivity of transplanted soils CO<sub>2</sub> efflux showed a high value during most years ( $Q_{10} = 3–6$ ) thus indicating the increased rate of organic matter decomposition in peatland soils of permafrost area for an extended period (4 years). Our results might be useful for calibration of regional carbon cycle data sets that consider the contribution of organic permafrost-affected soils.

*Keywords:* peat, permafrost, climate change,  $Q_{10}$ , soil respiration

УДК 631.417.2

## ОЦЕНКА БИОГЕННОСТИ И БИОАКТИВНОСТИ АГРОСЕРЫХ ГЛЕЕВАТЫХ НЕОСУШЕННЫХ И ОСУШЕННЫХ ПОЧВ

© 2021 г. И. В. Ковалев<sup>а, \*</sup>, В. М. Семенов<sup>б</sup>, Н. О. Ковалева<sup>а</sup>,  
Т. Н. Лебедева<sup>б</sup>, В. М. Яковлева<sup>а</sup>, Н. Б. Паутова<sup>б</sup>

<sup>а</sup>МГУ им. М.В. Ломоносова, Ленинские горы, 1, Москва, 119991 Россия

<sup>б</sup>Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН – обособленное подразделение ФИЦ ПНЦБ РАН, ул. Институтская, 2, Пушкино Московской области, 142290 Россия

\*e-mail: kovalevmsu@mail.ru

Поступила в редакцию 31.10.2020 г.

После доработки 07.12.2020 г.

Принята к публикации 28.12.2020 г.

Выполнено сравнение биологической активности и биогенности осушенных и неосушенных агро-серых оглеенных почв (Luvic Greyzemic Stagnic Phaeozems) Московской области по таким показателям, как величина микробной биомассы ( $C_{\text{мик}}$ ) и базального дыхания (БД), содержание органического углерода ( $C_{\text{орг}}$ ), органического вещества твердых дискретных частиц ( $C_{\text{тдч}}$ ), потенциально-минерализуемого органического вещества ( $C_0$ ). Обнаружено, что фракция  $C_{\text{тдч}}$  оказалась одним из индикаторов начальных стадий заболачивания минеральных почв, а показатели  $C_{\text{мик}}$  и БД были чувствительны к ослаблению или усилению степени гидроморфизма почв. Предложено оценивать биогенность почвы по показателям  $C_{\text{орг}}$  и  $C_{\text{тдч}}$ , а биоактивность – по показателям  $C_0$ ,  $C_{\text{мик}}$  и БД. Агросерые оглеенные почвы разных стадий гидроморфизма близки по биогенности, но отличаются по биоактивности. В период эффективного действия дренажа происходит изменение гумусного состояния агросерой глееватой почвы, которая по показателям биогенности и биоактивности приближается к автоморфным зональным аналогам.

**Ключевые слова:** гидроморфизм почв, дренаж, органический углерод, микробная биомасса, потенциально-минерализуемое органическое вещество, твердые дискретные частицы

**DOI:** 10.31857/S0032180X21070078

### ВВЕДЕНИЕ

В центральной листовно-лесной зоне широко распространены светло-серые и серые лесные суглинистые почвы начальных стадий гидроморфизма, сформированные на тяжелых бескарбонатных лёссовидных суглинках. Серые лесные глеевые и более заболоченные почвы грунтового типа увлажнения приурочены, как правило, к небольшим депрессиям, мелким западинам, днищам лощин [15]. Низкая водопроницаемость лёссовидных тяжелых суглинков, на которых залегают серые лесные почвы, способствует периодическому переувлажнению и развитию оглеения. В ряде случаев оглеение напрямую связано с распашкой, которая приводит к перераспределению влаги. Признаки оглеения в виде грязно-сизых и ржавых пятен характерны преимущественно для текстурного горизонта. Агросерые глееватые (глеевые) почвы поверхностного заболачивания отличаются от агросерых почв характерной особенностью по водному режиму: в их профиле с элювиально-иллювиальным строением весной и нередко осенью возни-

кает двухъярусная верховодка. Ее верхний ярус приурочен к пахотному слою, а нижний – к глубине 70–75 см. Эффективное использование почв временного переувлажнения возможно на фоне осушения. Под действием дренажа серые лесные глееватые и глеевые почвы оказываются в новых гидрологических условиях, изменяющих скорость и направленность почвообразовательных процессов. В результате происходит перестройка режима влажности почв, изменение их окислительно-восстановительного потенциала, физических и химических свойств, в том числе гумусного состояния [6].

Гумусное состояние почв традиционно оценивается по содержанию и запасам органического вещества ( $C_{\text{орг}}$ ), его профильному распределению, обогащенности азотом, степени гумификации, типам гумусовых кислот и их особым признакам, устанавливаемым при анализе фракционного и группового состава гумуса [4, 14]. По данным [22] гумусовый горизонт светло-серых лесных почв отличается низким содержанием гу-

муса, гуматно-фульватным типом гумуса, средней степени гумификации, средним содержанием свободных гуминовых кислот (ГК), низким содержанием ГК, связанных с кальцием, высоким содержанием прочносвязанных ГК и средним содержанием неэкстрагируемого осадка. В пахотных горизонтах всех подтипов серых лесных почв уменьшается содержание гумуса и увеличивается отношение ГК к фульвокислотам преимущественно за счет возрастания относительного содержания суммы ГК и фракции ГК2. Однако характеристики фракционного и группового состава гумуса скорее всего не релевантны нативному почвенному органическому веществу (ПОВ), поскольку при анализе используются сильнощелочные (рН 13) и сильнокислые (рН 1–2) среды, которые не встречаются в почве [27].

Основным требованием к способам фракционирования становится обеспечение минимального деструктирующего эффекта на ПОВ. С помощью  $^{13}\text{C}$  ЯМР спектроскопии были идентифицированы основные классы органических соединений в серых оглеенных почвах и присутствующих в них железисто-марганцевых конкрециях, что позволило получить новые данные о происхождении и структурных свойствах гуминовых кислот, фосфорсодержащих органических соединений и металл-органических комплексов, о природе взаимодействий органического вещества с поверхностями оксидов и гидроксидов железа и марганца [9].

На наш взгляд, система показателей гумусного состояния почв должна быть дополнена характеристиками, отображающими биогенность и биоактивность почвы. Биогенность характеризует биологическое происхождение веществ, которые образуются в результате роста, отмирания и разложения живых организмов в прошлом или в настоящем и обладают признаками, которые не могут быть сформированы чисто абиотическими процессами [29]. Индикатором биогенности почвы наряду с содержанием  $S_{\text{орг}}$  может быть органическое вещество твердых дискретных частиц (Particulate Organic Matter), в которой группируются остатки растений и животных разных стадий разложения размером от 2 до 0.053 мм, включая семена, пыльцу, споры, грибные гифы, а также фитолиты и обугленные вещества [28]. Во фракции твердых дискретных частиц содержится до 48% от  $S_{\text{орг}}$  почвы [20]. Биологическая активность почвы создается деятельностью почвенных микроорганизмов, использующих ПОВ в качестве источника питания и энергии. К биологически активным относятся незащищенные компоненты ПОВ, быстро утилизируемые микроорганизмами с продолжительностью существования менее 3–10 лет [16, 17]. Биологическая активность почвы оценивается по содержанию потенциально-минерализуемого органического вещества и

микробной биомассы [2, 17, 18]. Среди других параметров биоактивности наиболее употребляемыми являются численность групп микроорганизмов, соотношение биомассы бактерий и грибов, активность почвенных ферментов [1, 5, 19–21, 30].

Большая часть результатов по оценке биогенности и биоактивности серых лесных почв получена для автоморфных рядов [3, 17, 18], тогда как серые оглеенные почвы и их осушенные аналоги нуждаются в дополнительном изучении. Открытым остается вопрос о зависимости качества ПОВ от гидрологического режима почв, влияния дренажа на динамику органического вещества в светло-серых лесных оглеенных (агросерых) почвах.

Цель работы – изучить биогенность и биоактивность органического вещества в неосушенных и осушенных агросерых оглеенных почвах зоны южной тайги Восточно-Европейской равнины. Определяли межгодовую динамику (1990–2000–2001–2010–2018 гг.) содержания органического вещества, влияние усиления гидроморфизма агросерых почв от микроповышения к микропонижению (глубокооглеенная “автоморфная”, глееватая и глееватая “экстремально выраженная”) и последствие дренажа на качественные показатели ПОВ, по которым оценивали биогенность и биоактивность почвы.

## ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

**Почвы района исследований** агросерые (светло-серые лесные – по классификации почв 1977 г., Luvic Retic Greyzemic Phaeozems (Loamic, Aric) – по классификации WRB; Gleyic Greyzem – по классификации FAO) Коломенского ополья (Московская область, Россия) разной степени заболоченности, сформированы на крупнопылеватом-иловатом легком суглинке с низкими и средними величинами коэффициента водопроницаемости. В профиле агросерой глубокооглеенной почвы (P–EL–BEL–BT1–BT2–BT3–BCg'–Cg') на микроповышении (55°06'51" N, 38°18'32" E) признаки гидроморфизма проявляются в виде редких Mn-Fe конкреций в четко выраженном горизонте BEL, кремнеземистой присыпки по всему профилю, пятен оглеения в горизонтах BC и C с глубины 100 см, темноокрашенных крупных пятен аморфных гидроксидов Fe и Mn с той же глубины. Профиль агросерой глееватой почвы (Pfs,g'–BELfs,g'–BT1g'–BT2g'–BT3g'–BCg'') обладает мраморовидной окраской иллювиальных горизонтов (особенно горизонта BT2g'), большим количеством орштейнов в горизонтах P и BEL, сизыми кутанами. Тяжелый гранулометрический состав почв Коломенского ополья является одной из причин их временного избыточного увлажнения. Агросерые неоглеенные и глубоко-

оглеенные (автоморфные) почвы микроповышенных Коломенского ополья обладают периодически промывным типом водного режима, а их влажность на протяжении всего теплого периода не превышает наименьшую влагоемкость, что способствует преобладанию окислительных условий. Реакция почвенной среды нейтральная и близкая к нейтральной.

В 1989 г. в районе исследований был создан экспериментальный мелиоративный полигон "Кочкарево" (55°06'58" N, 38°18'37" E). На полигоне было построено 6 автономных дренажных систем площадью 2–4 га каждая. Системы строились в трехкратной повторности. Укладка пластмассового и гончарного дренажа производилась на одну и ту же глубину – 1–1.2 м с одним и тем же междренним расстоянием в 16 м [6]. Наиболее эффективная работа дренажной системы была в период с 1990 по 2008 гг., затем эффективность действия дренажных систем снизилась из-за заливания дренажных труб. Начиная с 1989 г. на осушенных участках отбирали пробы агросерой глееватой почвы по средней линии междренного пространства, то есть на расстоянии 8 м от дрены. Отбор образцов во все годы исследований производили в третьей декаде августа. Отобранные в разные годы образцы неосушенных и осушенных почв хранили в воздушно-сухом состоянии.

**Определение органического вещества фракции твердых дискретных частиц.** Фракцию твердых дискретных частиц (ТДЧ) выделяли по методу [23]. Образцы почвы предварительно измельчали до частиц <2 мм. К навеске почвы массой 10 г добавляли 30 мл 0.5%-ного раствора гексаметафосфата натрия ( $\text{Na}_6\text{P}_6\text{O}_{18}$ ) и диспергировали на шейкере в течение 15 ч при скорости 180 об./мин. Полученную суспензию пропускали через сито с диаметром отверстий 0.05 мм. Остаток на сите несколько раз промывали дистиллированной водой, до получения прозрачной промывной жидкости, далее сушили в течение часа при 40°C, после чего количественно переносили в емкость для высушивания при 65°C в течение суток. В каждом анализируемом образце почвы измеряли массу фракции в трех повторностях и содержание углерода во фракции ( $C_{\text{ТДЧ}}$ ).

**Определение потенциально-минерализуемого органического вещества.** Потенциально-минерализуемое органическое вещество в почве определяли путем инкубации почвенных образцов массой 10 г при постоянных условиях температуры (22°C) и влажности (25 мас. %), измеряя количество выделяющийся  $\text{C}-\text{CO}_2$  на газовом хроматографе (Кристалл Люкс 4000 М) [17]. Постоянную влажность образцов поддерживали периодическим добавлением воды до исходной массы. Продолжительность инкубации составляла 182 сут. Повторность – трехкратная. За весь период инку-

бации проведено 36 отборов газовых проб. После каждого измерения флаконы проветривали. Скорость потока  $\text{C}-\text{CO}_2$  (мг/(100 г сут)) рассчитывали по разнице концентраций  $\text{CO}_2$  за время экспозиции. Содержание углерода потенциально-минерализуемого органического вещества ( $C_0$ ) в почве на момент начала инкубации рассчитывали по кумулятивному количеству  $\text{C}-\text{CO}_2$ , выделившемуся за весь период инкубации, используя однокомпонентное уравнение кинетики первого порядка:

$$C_t = C_0(1 - \exp(-kt)), \quad (1)$$

где  $C_t$  – кумулятивное количество  $\text{C}-\text{CO}_2$  (мг/100 г почвы) за время  $t$  (сут);  $C_0$  – содержание потенциально-минерализуемого углерода ПОВ (мг/100 г);  $k$  – константа скорости минерализации ПОВ ( $\text{сут}^{-1}$ ).

Вычисление биокинетических параметров  $C_0$  и  $k$  проводили методом нелинейной оценки программы Statistica 10.0. Устанавливали процент минерализации ПОВ ( $C_0$ , % от  $C_{\text{орг}}$ ) и индекс биологической стабильности (ИБС) органического вещества:

$$\text{ИБС} = (C_{\text{орг}} - C_0)/C_0. \quad (2)$$

**Определение микробной биомассы и базального дыхания.** Углерод микробной биомассы в почве ( $C_{\text{мик}}$ ) определяли методом субстрат-индуцированного дыхания (СИД) в модификации [2, 3]. Метод основан на измерении первоначального максимального выделения  $\text{CO}_2$  из почвы, обогащенной глюкозой. Образец воздушно-сухой почвы, пропущенной через сито с диаметром отверстий 2 мм массой 1 г, помещали во флакон емкостью 15 мл, увлажняли дистиллированной водой до 60% полной влагоемкости и предынкубировали в течение 7 сут при 22°C. После предынкубации к образцу почвы добавляли 0.2 мл 5%-го раствора глюкозы, инкубировали в течение 3–4 ч при 22°C, затем отбирали газовую пробу из флакона и измеряли концентрацию  $\text{C}-\text{CO}_2$  на газовом хроматографе Кристалл Люкс 4000 М.  $C_{\text{мик}}$  (мкг С/г почвы) рассчитывают по скорости СИД (мкл  $\text{C}-\text{CO}_2/\text{г}$  почвы/ч), используя формулу:

$$C_{\text{мик}} = \text{СИД} \cdot 40.04 + 0.37. \quad (3)$$

Базальное дыхание (БД) определяли по скорости выделения  $\text{CO}_2$  предынкубированной почвой за 24 ч инкубации при температуре 22°C и влажности 60% от полной влагоемкости. Процедура измерения БД (мкг  $\text{C}-\text{CO}_2/\text{г}$  почвы/ч) та же, как для СИД, только вместо раствора глюкозы в почву вносили 0.2 мл/г дистиллированной воды. Удельное дыхание микробной биомассы (микробный метаболический коэффициент,  $q\text{CO}_2$ )

**Таблица 1.** Содержание  $C_{\text{орг}}$ ,  $N_{\text{общ}}$ , потенциально-минерализуемого ( $C_0$ ) углерода и индекс биологической стабильности (ИБС) в агросерых оглеенных неосушенных и осушенных почвах (слой 0–20 см)

Почва	Горизонт	Год	$C_{\text{орг}}$	N	C/N	$C_0$	$*k, \text{сут}^{-1}$	ИБС	
			%			мг/100 г			% от $C_{\text{орг}}$
Агросерые оглеенные почвы с естественным водным режимом									
Глубокооглеенная	**P	2000	$1.01 \pm 0.03$	$0.10 \pm 0.00$	$9.8 \pm 0.5$	$98 \pm 1$	9.7	$0.042 \pm 0.000$	9
Глееватая	P, fs, g'	2000	$2.03 \pm 0.01$	$0.21 \pm 0.00$	$9.7 \pm 0.0$	$150 \pm 0$	7.4	$0.046 \pm 0.003$	13
Глееватая "экстремально выраженная"	P, fs, g"	2000	$1.85 \pm 0.05$	$0.19 \pm 0.00$	$9.7 \pm 0.4$	$124 \pm 0$	6.7	$0.043 \pm 0.002$	14
Агросерые глееватые почвы, осушенные пластмассовым дренажом									
Междренье (8 м от дрены)	P, fs	1990	$1.62 \pm 0.13$	$0.14 \pm 0.03$	$11.7 \pm 1.2$	$151 \pm 1$	9.3	$0.036 \pm 0.000$	10
	P, fs	2000	$1.78 \pm 0.06$	$0.17 \pm 0.00$	$10.4 \pm 0.1$	$146 \pm 1$	8.2	$0.034 \pm 0.000$	11
	P, fs	2001	$1.74 \pm 0.02$	$0.17 \pm 0.00$	$10.4 \pm 0.4$	$144 \pm 2$	8.3	$0.036 \pm 0.002$	11
	P, fs	2010	$2.10 \pm 0.01$	$0.20 \pm 0.00$	$10.4 \pm 0.0$	$151 \pm 1$	7.2	$0.040 \pm 0.002$	13
	P, fs	2018	$1.85 \pm 0.09$	$0.18 \pm 0.01$	$10.5 \pm 0.0$	$150 \pm 0$	8.1	$0.041 \pm 0.000$	11
	Среднее			$1.82 \pm 0.18$	$0.17 \pm 0.02$	$10.7 \pm 0.6$	148	8.2	0.037

\* Константа скорости минерализации.

\*\* P – пахотный горизонт (по Классификации почв 1977 г. – Ap).

рассчитывали по соотношению скорости базального дыхания к микробной биомассе:

$$q\text{CO}_2 = \text{БД}/C_{\text{мик}} \quad (4)$$

Численность клеток бактерий и длину грибного мицелия в почве определяли методом люминесцентной микроскопии [12], расчет биомассы бактерий (ББ) и грибного мицелия (БМГ) по формулам (5) и (6) соответственно [13]:

$$\text{ББ} = \text{ЧБ} \times 2 \times 10^{-14}, \quad (5)$$

где ЧБ – численность бактерий в 1 г образца почвы, а биомасса сухого вещества для 1 бактериальной клетки объемом 0.1 мкм<sup>3</sup> составляет  $2 \times 10^{-14}$  г.

$$\text{БМГ} = 0.628r^2 \times \text{ДМГ} \times 10^{-6}, \quad (6)$$

где  $r$  – замеренный усредненный радиус обрывков грибного мицелия, ДМГ – длина грибного мицелия в 1 г образца почвы.

Содержание  $C_{\text{орг}}$  и  $N_{\text{общ}}$  в почве определяли на CNHS-анализаторе (Leco 932, USA) в растертых до частиц <0.25 мм образцах. Исходные данные представлены в виде среднего  $\pm$  стандартное отклонение.

## РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

**Общее содержание органического вещества в агросерых оглеенных почвах.** Агросерые оглеенные почвы с естественным водным режимом и агросерые глееватые почвы, осушенные пластмассовым дренажом, содержат в верхнем слое минерального профиля от 1.01 до 2.10%  $C_{\text{орг}}$  (табл. 1), что соответствует интервалу содержания  $C_{\text{орг}}$  в пахот-

ных светло-серых лесных почвах [22]. По классификации [14] агросерые оглеенные почвы могут быть отнесены к почвам с малым ( $C_{\text{орг}}$  0.6–1.2%) и низким ( $C_{\text{орг}}$  1.2–2.3%) содержанием гумуса. В первые 10–12 лет после укладки дренажа произошло обеднение почвы органическим веществом по сравнению с контролем ( $C_{\text{орг}}$  1.71 и 1.85% соответственно), возможно, из-за активизации его минерализации, вызванной осушением. В последующие два десятилетия наметилась тенденция восстановления запасов  $C_{\text{орг}}$  в осушенной агросерой почве. Влияние осушения проявилось также в расширении соотношения C/N в органическом веществе агросерой глееватой почвы по сравнению с неосушенной (10.4–11.7 и 9.7 соответственно). Основные причины расширения C/N – это увеличение поступления в почву растительных остатков, либо систематическое расходование почвенного азота без компенсации минеральными удобрениями.

В агросерых глееватых почвах с естественным водным режимом независимо от влажности года непосредственно после снеготаяния и осенью в период выпадения обильных осадков формируется двухъярусная верховодка – характерная особенность этих почв. В профиле устанавливаются восстановительные условия (270–280 мВ). Летом влажность почвы опускается ниже наименьшей влагоемкости, а в отдельные сухие годы она может уменьшиться в верхних горизонтах на короткий период и до влажности завядания растений. Окислительно-восстановительный потенциал возрастает до 420–470 мВ, обеспечивая преобладание окислительной обстановки на протяжении сухого периода. Под действием дренажа в агросерых гле-

**Таблица 2.** Содержание органического вещества твердых дискретных частиц (ТДЧ) в пахотном горизонте (Р, 0–20 см) агросерых оглеенных почв

Почва	Горизонт	Масса ТДЧ, % от массы почвы	$C_{\text{ТДЧ}}$ , % от массы фракции	$C_{\text{ТДЧ}}$ , % от массы почвы	$C_{\text{ТДЧ}}$ , % от $C_{\text{орг}}$ почвы	% $C_{\text{ТДЧ}}/C_{\text{орг}}$ почвы	$(C/N)_{\text{ТДЧ}}$	$(C/N)_{\text{ТДЧ}}/(C/N)_{\text{почвы}}$
Глубокооглеенная	Р	7.2	$2.44 \pm 0.05$	0.18	17.3	2.40	$13.6 \pm 0.5$	1.39
Глееватая	Р, fs,g'	9.4	$4.15 \pm 0.40$	0.39	19.2	2.04	$13.6 \pm 1.1$	1.41
Глееватая "экстремально выраженная"	Р, fs,g"	10.5	$3.80 \pm 0.24$	0.40	21.6	2.06	$13.3 \pm 1.1$	1.37

**Таблица 3.** Динамика содержания органического вещества твердых дискретных (ТДЧ) частиц в горизонте Р, fs (0–20 см) осушенной агросерой глееватой почвы

Год отбора	Масса ТДЧ, % от массы почвы	$C_{\text{ТДЧ}}$ , % от массы фракции	$C_{\text{ТДЧ}}$ , % от массы почвы	$C_{\text{ТДЧ}}$ , % от $C_{\text{орг}}$ почвы	% $C_{\text{ТДЧ}}/C_{\text{орг}}$ почвы	$(C/N)_{\text{ТДЧ}}$	$(C/N)_{\text{ТДЧ}}/(C/N)_{\text{почвы}}$
1990	<u>6.2</u>	<u><math>4.44 \pm 0.13</math></u>	<u>0.28</u>	<u>17.0</u>	<u>2.75</u>	<u><math>15.3 \pm 0.3</math></u>	<u>1.31</u>
	–3.2	0.29	–0.07	–2.2	0.69	1.7	–0.10
2000	<u>6.4</u>	<u><math>5.20 \pm 0.05</math></u>	<u>0.33</u>	<u>18.7</u>	<u>2.92</u>	<u><math>15.6 \pm 0.3</math></u>	<u>1.50</u>
	–3.0	1.05	–0.06	–0.5	0.86	2.0	0.09
2001	<u>6.5</u>	<u><math>5.12 \pm 0.19</math></u>	<u>0.33</u>	<u>19.2</u>	<u>2.95</u>	<u><math>15.5 \pm 1.5</math></u>	<u>1.48</u>
	–2.9	0.97	–0.06	0	0.89	1.9	0.07
2010	<u>7.6</u>	<u><math>5.40 \pm 0.27</math></u>	<u>0.41</u>	<u>19.6</u>	<u>2.57</u>	<u><math>15.9 \pm 0.4</math></u>	<u>1.52</u>
	–1.8	1.25	0.02	0.4	0.51	2.3	0.11
2018	<u>6.7</u>	<u><math>5.14 \pm 0.27</math></u>	<u>0.34</u>	<u>18.6</u>	<u>2.78</u>	<u><math>15.0 \pm 1.4</math></u>	<u>1.43</u>
	–2.7	0.99	–0.05	–0.6	0.72	1.4	0.02
Среднее	<u>6.7</u>	<u>5.06</u>	<u>0.34</u>	<u>18.6</u>	<u>2.79</u>	<u>15.5</u>	<u>1.45</u>
	–2.7	0.91	–0.05	–0.6	0.74	1.9	0.04

Примечание. Над чертой – фактическое значение, под чертой – увеличение (уменьшение) по сравнению с неосушенной почвой контроля.

еватых почвах устраняется двухъярусная верховодка, а в нижних горизонтах – гравитационная влага, что в итоге приводит к выравниванию значений окислительно-восстановительного потенциала по всему профилю [26]. Отмеченные различия в гидрологическом и окислительно-восстановительном режимах агросерых почв разной степени оглеения с естественным водным режимом и осушенных пластмассовым дренажом отражаются на содержании и качестве почвенного органического вещества.

**Органическое вещество твердых дискретных частиц в агросерых оглеенных почвах.** От 17 до 22% от всего органического вещества в агросерых оглеенных почвах с естественным водным режимом и в агросерых глееватых почвах, осушенных пластмассовым дренажом, было представлено твердыми органическими частицами размером 2–0.05 мм (табл. 2, 3). Фракция ТДЧ почти в 2 раза богаче

органическим углеродом, чем цельный образец почвы, что обусловлено присутствием в ее составе полуразложившихся растительных остатков. В пользу этого аргумента свидетельствуют данные по содержанию лигнина и степени окисленности лигниновых фенолов: фракции мелкого песка (0.25–0.02 мм) свойственны максимальное содержание лигнина и низкая степень окисленности лигниновых фенолов по сравнению с фракциями пыли (0.02–0.002 мм) и ила (<0.002 мм) [25]. Можно заметить также, что отношение C/N во фракции ТДЧ было больше, чем в цельных образцах оглеенных почв. Источником ТДЧ были возделываемые зерновые культуры, а в последние годы луговые травы залежи. Поступление в почву свежего органического вещества с растительной массой приводит к более сильному обогащению ТДЧ углеродом, чем азотом, расширяя тем самым отношение C/N. Подобная закономерность была

показана ранее для почв лесостепной и степной зон [18].

Масса фракции ТДЧ адекватно отражала усиление степени гидроморфизма агросерых оглеенных почв, закономерно увеличиваясь в глееватых почвах по сравнению с глубокооглеенными почвами на микроповышении (табл. 2). “Экстремально выраженная” глееватая почва была выделена Зайдельманом [6] как переходный вид почвы между агросерой глееватой и глеевой почвой. Интересно отметить, что все показатели фракции ТДЧ в глееватой “экстремально выраженной” почве имеют почти те же значения, что и в типичной глееватой почве. Таким образом, фракция ТДЧ является одним из индикаторов начальных стадий гидроморфизма минеральных почв, а глееватая “экстремально выраженная” почва по показателям ТДЧ соответствует переходному виду между глееватой и глеевой почвой.

Изменение водного режима под влиянием дренажа в значительной мере отражается на продуктивности растений, биологической активности почвы и других почвенных процессах. Как следствие в первые 10 лет последствий дренажа (1990–2001 гг.) произошло уменьшение содержания  $C_{\text{орг}}$ , массы ТДЧ и  $C_{\text{тдч}}$  по сравнению с неосушенной глееватой почвой (табл. 3). Это вполне согласуется и с деструкцией лигнина в осушенных агросерых глееватых почвах по сравнению с контролем. Сумма продуктов окисления лигнина уменьшалась с 12.9 до 9.6 мг/г  $C_{\text{орг}}$ , а степень окисленности боковых цепочек лигнина по отношению к исходным растительным тканям возрастала с 4.6 до 6.5 [8]. В то же время в первые годы после осушения наблюдалось расширение отношения  $C_{\text{тдч}}$  от общего  $C_{\text{орг}}$  почвы и  $C_{\text{тдч}}/N_{\text{тдч}}$ , что могло быть связано с большей надземной и подземной биомассой сельскохозяйственных культур на осушенных почвах. Например, урожайность озимой пшеницы на контроле (неосушенной глееватой почве) составила 0.62 т/га, а под влиянием дренажа (1990 г.) – 4.50 т/га, соответственно биомасса корней в слое 0–20 см – 2.3 и 7.1 т/га [25].

По мере адаптации почвенных процессов к новым гидрологическим условиям в осушенной почве увеличивалась масса фракции ТДЧ, возрастала концентрация органического углерода в этой фракции и доля  $C_{\text{тдч}}$  в составе ПОВ. При этом в экстремально теплом и засушливом 2010 г. увеличение этих показателей было более значительным, чем в предыдущие годы или при отборе в 2018 г. Можно предположить, что резкое уменьшение влажности почвы в 2010 г. на протяжении почти двух месяцев (июль–август) до уровня влажности завядания приводило к отмиранию и опаданию надземных органов растений. На фоне замедления микробной активности почв поступив-

ший опад сохранялся в почве, что и стало причиной прироста  $C_{\text{орг}}$ , увеличения вклада ТДЧ в ПОВ и расширения отношения  $C/N$  в ТДЧ. Известно, что фракция ТДЧ обладает большей чувствительностью к изменениям систем землепользования и агротехники, чем валовое содержание органического углерода [11, 18, 23, 24].

**Потенциально-минерализуемое органическое вещество и микробная биомасса в агросерых неосушенных и осушенных почвах.** Потенциально-минерализуемое органическое вещество ( $C_0$ ) почвы неоднородно по своему качественному составу и имеет достаточно широкий спектр соединений с большей и меньшей скоростью минерализации [16]. Содержание  $C_0$  в почве дает общее представление о минерализационной способности органического вещества: чем больше доля потенциально-минерализуемого углерода, тем органическое вещество почвы менее устойчиво и более подвержено минерализующим воздействиям. По предположенной ранее классификации агросерые глееватые почвы относятся к почвам, в средней степени обеспеченным углеродом активного органического вещества [17]. В глубокооглеенной (автоморфной) почве на микроповышении, где на протяжении всего вегетационного периода создаются окислительные условия, содержание  $C_0$  закономерно меньше, а доля  $C_0$  от  $C_{\text{орг}}$  больше по сравнению с более гидроморфными глееватыми почвами (табл. 1). Эти данные согласуются с ранее проведенными исследованиями. В глубокооглеенных почвах на микроповышении по сравнению с глееватыми в микрозападине окисленность и преобразованность боковых цепочек лигнина по отношению к исходным растительным тканям была сильнее (8.1 и 2.9% соответственно), отношение лигнина от азота шире (60.0 и 52.3 соответственно), содержание полисахаридов меньше (78.5 и 92.0 мг/г N), а степень ароматичности по данным  $^{13}\text{C}$ -ЯМР-спектроскопии несколько больше (24 и 21% соответственно) [7].

Агросерая почва после осушения сначала обеднялась потенциально-минерализуемым органическим веществом, а после постепенного заиливания дренажной системы, содержание  $C_0$  восстанавливалось до исходного уровня (табл. 1). Однако в среднем по четырем срокам отбора, за исключением экстремально сухого 2010 года, доля  $C_0$  в  $C_{\text{орг}}$  осушенной почвы была достоверно выше, а константа скорости минерализации меньше по сравнению с контролем неосушенной глееватой почвы (8.5 и 7.4%, 0.037 и 0.046 сут<sup>-1</sup> соответственно). Это свидетельствует об изменении качественного состава ПОВ в осушенной почве, которая по биологическим характеристикам ПОВ стала походить на глубокооглеенную (автоморфную) почву на микроповышении.

**Таблица 4.** Содержание углерода микробной биомассы ( $C_{\text{мик}}$ ), базальное дыхание (БД) и дыхательный коэффициент ( $q\text{CO}_2$ ) в агросерых глееватых неосушенных и осушенных почв (слой 0–20 см)

Почва	Горизонт	Год	$C_{\text{мик}}$			БД, мкг $C-\text{CO}_2/(\text{г ч})$	$q\text{CO}_2$
			мкг/г	% от $C_{\text{орг}}$	% от $C_0$		
Агросерые оглеенные почвы с естественным водным режимом							
Глубокооглеенная	P	2000	303 ± 18	3.0	31	0.59 ± 0.04	1.94 ± 0.06
Глееватая	P, fs, g'	2000	411 ± 42	2.0	27	1.18 ± 0.10	2.92 ± 0.55
Глееватая “экстремально выраженная”	P, fs, g”	2018	359 ± 12	1.9	29	0.89 ± 0.06	2.49 ± 0.09
Агросерые глееватые почвы, осушенные пластмассовым дренажом							
Междренье (8 м от дрены)	P, fs	1990	302 ± 52	1.9	20	1.31 ± 0.12	4.49 ± 1.26
	P, fs	2000	368 ± 10	2.1	25	1.14 ± 0.05	3.10 ± 0.14
	P, fs	2001	289 ± 5	1.7	20	0.76 ± 0.03	2.64 ± 0.14
	P, fs	2010	324 ± 21	1.5	21	0.90 ± 0.12	2.78 ± 0.23
	P, fs	2018	327 ± 10	1.8	22	0.70 ± 0.04	2.14 ± 0.17
	Среднее			322	1.8	22	0.96

На долю микробной биомассы приходилось 1.5–3% от  $C_{\text{орг}}$  или 21–30% от потенциально-минерализуемого органического вещества, но содержание микробной биомассы, скорость базального дыхания и дыхательный коэффициент  $q\text{CO}_2$  давали хорошее представление о биологической активности почвы (табл. 4).

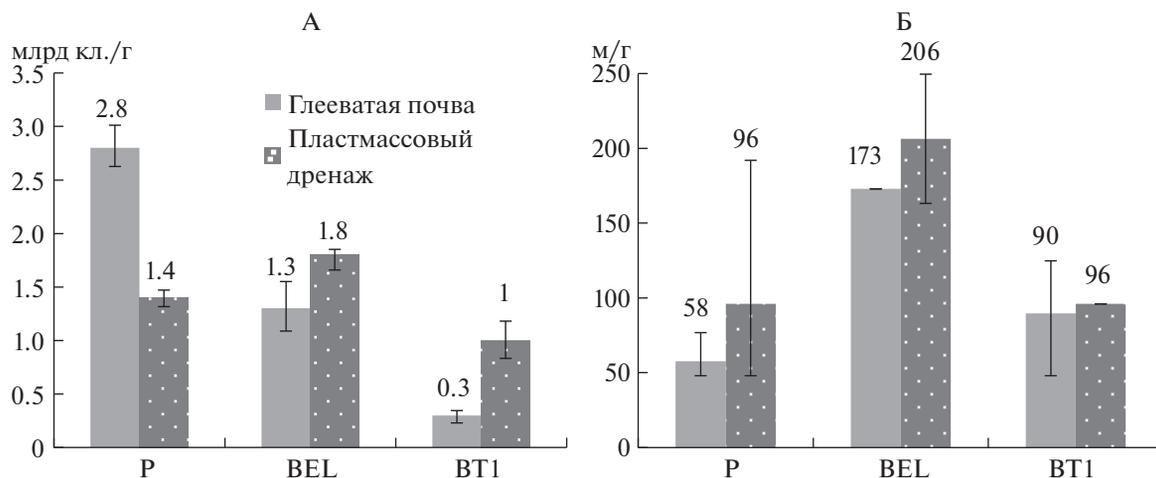
Среди неосушенных почв наибольшие значения содержания  $C_{\text{мик}}$  и скорости БД были свойственны для агросерой глееватой почвы, для “экстремально выраженной” глееватой почвы они были меньше, а наименьшие – для глубокооглеенной (автоморфной) почвы на микроповышении. Следовательно, микробное сообщество почвы довольно чувствительно к ослаблению или усилению гидроморфизма почвы. Как следствие, в осушенной почве содержалось в 1.1–1.4 раз меньше  $C_{\text{мик}}$ , а скорость БД в среднем по отборам в разные годы была в 1.2 раза меньше, чем в неосушенной глееватой почве. Обращает на себя внимание высокое значение дыхательного коэффициента в отборе 1990 г. (первый год последствий дренажа), указывающее на стрессовое состояние микробного сообщества, вызванного строительством дренажа и еще не установившимся гидрологическим режимом. Со временем последствия нарушающего воздействия ослабевали и эко-физиологическое состояние микробного сообщества, в целом, нормализовалось.

Определение численности бактерий и длины грибного мицелия с помощью люминисцентной микроскопии показало, что для биомассы бактерий более благоприятны условия, складывающиеся в глубокооглеенной автоморфной почве, тогда как для грибов – в глееватой гидроморфной почве (табл. 5). В глубокооглеенной почве на до-

лю грибов приходилось 63% от общей биомассы, в глееватой – 74%. В других исследованиях на серой лесной почве под залежью и лесом биомасса грибов составляла 82–87% от всей микробной биомассы [21]. При иссушении почвы в экстремально засушливое лето 2010 г. численность бактерий в автоморфной и гидроморфной почвах была 7 и 5 раз больше по сравнению с умеренно влажным 2009 г., а длина грибного мицелия, на оборот, в 2 раза меньше. Можно предположить, что бактерии более чувствительны к текущим погодным условиям сезона, чем грибы, для которых важно наличие повышенной влажности почвы.

Профильное распределение численности бактерий в неосушенной глееватой почве – равномерно убывающее с максимумом в пахотном горизонте P (рис. 1). Максимальные величины длины и биомассы грибного мицелия приурочены к горизонту BEL, что связано с увлажненностью слоя на границе горизонта BEL и тяжелосуглинистого иллювиального горизонта BT1. Под влиянием осушения профильное распределение численности бактерий становится аналогичным распределению грибного мицелия.

**Биогенность и биоактивность как сопряженные признаки качества почвы.** Биогенность почвы создается биологическим фактором почвообразовательного процесса во взаимодействии с другими факторами на протяжении исторически длительной эволюции, тесно связана с гусусообразованием (гумусонакоплением), поддерживается поступлением растительных остатков, обеспечивающих непрерывное пополнение ПОВ. Значительная доля  $C_{\text{тдч}}$  в составе ПОВ (табл. 3) и наличие линейной связи общего  $C_{\text{орг}}$  почвы с  $C_{\text{тдч}}$  (рис. 2) дают основания считать, что количественные изменения



**Рис. 1.** Численность бактерий в млрд клеток/г (А) и длина грибного мицелия в м/г (Б) в горизонтах P, BEL, BT1 агро-серых глееватых неосушенных и осушенных пластмассовым дренажом почвах. Исследования 2018 г.

фракции ТДЧ в почве — одна из причин динамики ПОВ, а показатели  $C_{орг}$  и  $C_{ТДЧ}$  являются индикаторами биогенности почвы.

Биоактивность характеризует современную, текущую взаимосвязь между почвенными микроорганизмами, ПОВ и факторами окружающей среды. Эффекты взаимодействий этих трех составляющих биоактивности почвы могут быть охарактеризованы  $C_0$ ,  $C_{мик}$  и БД. При инкубировании почвенных образцов с постоянными условиями температуры и влажности, не лимитирующими жизнедеятельность микроорганизмов, биоактив-

ность почвы зависит преимущественно от наличия и доступности микроорганизмам органического субстрата. Содержания  $C_0$  и  $C_{мик}$  зависели от  $C_{орг}$  и  $C_{ТДЧ}$  (рис. 2), подтверждая принципиальную связь между биогенностью и биоактивностью почвы. Базальное дыхание, будучи варибельным параметром биоактивности, коррелировало только с потенциально-минерализуемым ПОВ.

Хотя биоактивность и биогенность почвы связаны между собой, они не равнозначны друг другу и характеризуют специфические стороны качества почвы. Судя по содержанию  $C_{орг}$ , органоген-

**Таблица 5.** Изменение численности бактерий и длины грибного мицелия в агросерых оглеенных почвах (слой 0–20 см) в зависимости от условий влажности года

Год	Глубооуглеенная почва (автоморфная)		Глееватая почва (гидроморфная)	
	Численность, млрд клеток/г почвы	Биомасса бактерий, мкг/г	Численность, млрд клеток/г почвы	Биомасса бактерий, мкг/г
2010 г. — экстремально сухой	1.468	29	0.960	19
2009 г. — умеренно влажный	0.198	4	0.188	4
2008 г. — умеренно сухой	0.328	7	0.192	4
Среднее за 3 года	0.665	13	0.445	9
Год	Длина грибного мицелия, м/г	Биомасса грибного мицелия, мкг/г	Длина грибного мицелия, м/г	Биомасса грибного мицелия, мкг/г
2010 г. — экстремально сухой	37.20	15	40.10	16
2009 г. — умеренно влажный	75.56	29	84.44	33
Среднее за 2 года	56.38	22	62.27	25

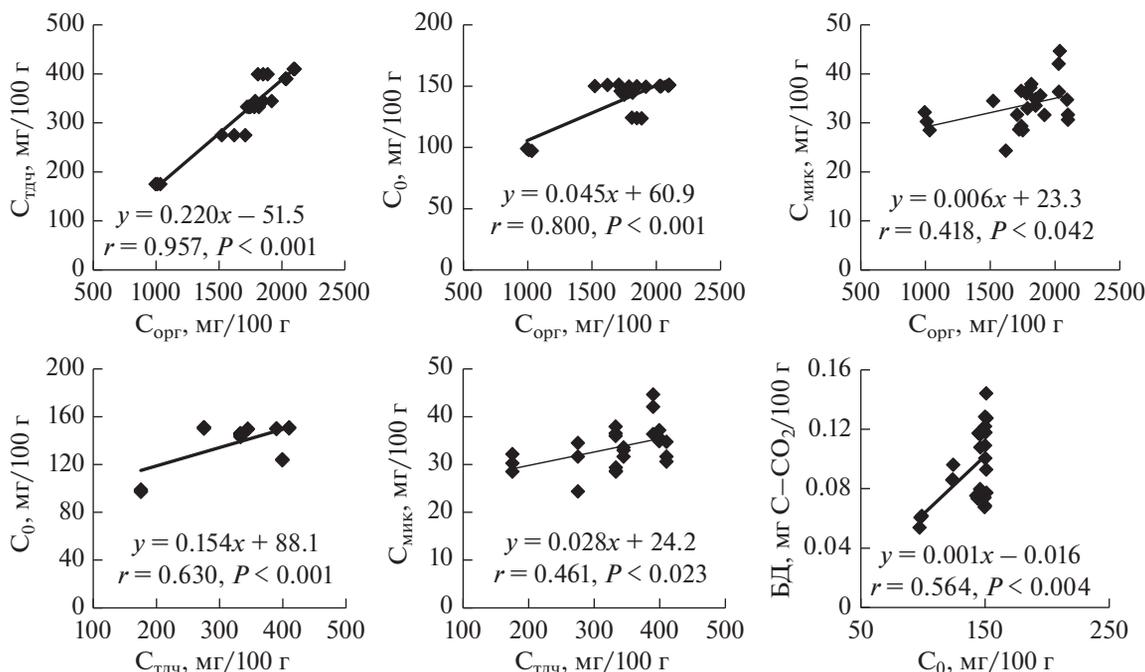


Рис. 2. Регрессионные зависимости и корреляционные связи между показателями биогенности и биоактивности агросерых глееватых неосушенных и осушенных почв.

ные почвы обладают большей биогенностью, чем минеральные почвы [17]. В то же время органическое вещество органических торфяных почв отличается одной из самых низких способностью к минерализации. По другим данным органическое вещество тундровой почвы гораздо сильнее обеднено микробным компонентом по сравнению с другими почвами, имеющими такое же содержание  $C_{\text{орг}}$ , но залегающих в зонах с более благоприятным для микроорганизмов тепловым и водным режимом [10].

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

При оценке качества и гумусного состояния почв следует использовать показатели, характеризующие биогенность и биоактивность почвы. Биогенность почвы характеризует источники образования и обновления почвенного органического вещества, а биоактивность — вовлеченность  $C_{\text{орг}}$  в биологические процессы, осуществляемые почвенными микроорганизмами. Ключевым показателем биогенности почвы является содержание органического вещества в твердых дискретных частицах — промежуточной фракции между органическими остатками и гумифицированным органическим веществом. Биоактивность почвы оценивается по содержанию потенциально-минерализуемого органического вещества, микробной биомассы, базальному дыханию, общему количеству бактерий и длине грибного мицелия. Аг-

росерые оглеенные почвы с разной степенью гидроморфизма близки по биогенности, но отличаются по биоактивности, образуя убывающий ряд: глееватая > глееватая “экстремально выраженная” > глубокооглеенная на микроповышении. В период эффективного действия дренажа происходит изменение гумусного состояния агросерой глееватой почвы, которая по показателям биогенности и биоактивности становится похожа на глубокооглеенную (автоморфную) почву. По мере стабилизации водно-физических свойств осушенной почвы и заиления дренажной системы, гумусное состояние осушенной почвы начинает восстанавливаться к исходному состоянию, при-сущему глееватой почве с естественным водным режимом.

## ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Экспериментальные данные получены при поддержке Российского научного фонда, проект № 17-14-01120п. Экспедиционные работы по отбору образцов на экспериментально-мелиоративном полигоне по годам и определения элементного состава почв были проведены в рамках тем Государственного задания №№ АААА-А16-117031410017-4, АААА-А18-118013190177-9 и 0191-2019-0045 и “Физические основы экологических функций почв: технологии мониторинга, прогноза и управления”.

## БЛАГОДАРНОСТЬ

Авторы выражают благодарность д. б. н. Л.М. Полянской за консультации и предоставление приборной базы по определению численности грибной и бактериальной биомассы в почвах, а также А.Л. Харлак за участие в работе в 2018 г.

## КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алифанов В.М., Личко Р.П., Лошакова Н.А., Степутина В.И. Ферментативная активность серых лесных почв // Почвоведение. 1976. № 11. С. 127–132.
2. Ананьева Н.Д., Сусьян Е.А., Гавриленко Е.Г. Особенности определения углерода микробной биомассы почвы методом субстрат-индуцированного дыхания // Почвоведение. 2011. № 11. С. 1327–1333.
3. Гавриленко Е.Г., Сусьян Е.А., Ананьева Н.Д., Макаров О.А. Пространственное варьирование содержания углерода микробной биомассы и микробного дыхания почв Южного Подмоскovie // Почвоведение. 2011. № 10. С. 1231–1245.
4. Гришина Л.А. Гумусообразование и гумусное состояние почв. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1986. 244 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. 1087–1087. <https://doi.org/10.7868/S0032180X15090038>
6. Зайдельман Ф.Р., Ковалев И.В. Эколого-гидрологическая оценка светло-серых оглеенных почв, осушенных бестраншейным и траншейным дренажом // Почвоведение. 1994. № 1. С. 116–127.
7. Ковалев И.В. Биохимия лигнина в почвах. Автореф. дис. ... докт. с.-х. н. М., 2016. 50 с.
8. Ковалев И.В., Ковалева Н.О. Биохимия лигнина в почвах периодического переувлажнения (на примере агросерых почв ополей Русской равнины) // Почвоведение. 2008. № 10. С. 1205–1216.
9. Ковалева Н.О., Ковалев И.В. Особенности органического вещества железисто-марганцевых конкреций серых лесных почв (по данным <sup>13</sup>C ЯМР-спектроскопии) // Вестник московского университета. Сер. 17. Почвоведение. 2003. № 2. С. 25–32.
10. Ларионова А.А., Золотарева Б.Н., Колягин Ю.Г., Квиткина А.К., Каганов В.В., Кудяров В.Н. Состав структурных фрагментов и интенсивность минерализации органического вещества в почвах зонального ряда // Почвоведение. 2015. № 10. С. 1232–1241. <https://doi.org/10.7868/S0032180X15100068>
11. Лебедева Т.Н., Масютенко Н.П., Семенов В.М., Когут Б.М., Зинякова Н.Б., Акименко А.С. Действие биологических способов оптимизации плодородия типичного чернозема на качество почвенного органического вещества // Агрохимия. 2018. № 7. С. 10–19. <https://doi.org/10.1134/S0002188118070086>
12. Методы почвенной микробиологии и биохимии / Под ред. Д.Г. Звягинцева. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1991. 303 с.
13. Орлов Д.С., Бирюкова О.Н., Розанова М.С. Дополнительные показатели гумусного состояния почв и их генетических горизонтов // Почвоведение. 2004. № 8. С. 918–926.
14. Полянская Л.М. Микробная сукцессия в почве. Автореф. дис. ... докт. биол. н. М., 1996. 96 с.
15. Почвы Московской области и их использование. М.: Почвенный институт им. В.В. Докучаева, 2002. Т. 1. 500 с.
16. Семенов В.М., Иванникова Л.А., Кузнецова Т.В., Семенова Н.А., Ходжаева А.К. Биокинетическая индикация минерализуемого пула органического вещества почвы // Почвоведение. 2007. № 11. С. 1352–1361.
17. Семенов В.М., Когут Б.М., Зинякова Н.Б., Масютенко Н.П., Малюкова Л.С., Лебедева Т.Н., Тулина А.С. Биологически активное органическое вещество в почвах европейской части России // Почвоведение. 2018. № 4. С. 457–472. <https://doi.org/10.7868/S0032180X1804007X>
18. Семенов В.М., Лебедева Т.Н., Паутова Н.Б. Дисперсное органическое вещество в необрабатываемых и пахотных почвах // Почвоведение. 2019. № 4. С. 440–450. <https://doi.org/10.1134/S0032180X19040130>
19. Семенов М.В., Манучарова Н.А., Краснов Г.С., Никитин Д.А., Степанов А.Л. Биомасса и таксономическая структура микробных сообществ в почвах правобережья р. Оки // Почвоведение. 2019. № 8. С. 974–985. <https://doi.org/10.1134/S0032180X19080124>
20. Семенов М.В., Манучарова Н.А., Степанов А.Л. Распределение метаболически активных представителей прокариот (архей и бактерий) по профилям чернозема и бурой полупустынной почвы // Почвоведение. 2016. № 2. С. 239–248. <https://doi.org/10.7868/S0032180X16020106>
21. Семенов М.В., Стольников Е.В., Ананьева Н.Д., Иващенко К.В. Структура микробного сообщества почвы катены правобережья р. Оки // Известия РАН. Сер. биологическая. 2013. № 3. С. 299–308. <https://doi.org/10.7868/S0002332913030089>
22. Урусевская И.С., Мешалкина Ю.Л., Хохлова О.С. Географо-генетические особенности гумусового состояния серых лесных почв // Почвоведение. 2000. № 11. С. 1377–1390.
23. Cambardella C.A., Elliott E.T. Particulate Soil Organic Matter Changes across a Grassland Cultivation Sequence // Soil Sci. Soc. Am. J. 1992. V. 56. № 3. P. 777–783. <https://doi.org/10.2136/sssaj1992.03615995005600030017x>
24. Chan K.Y. Soil particulate organic carbon under different land use and management // Soil Use and Management. 2001. V. 17. № 4. P. 217–221. <https://doi.org/10.1111/j.1475-2743.2001.tb00030.x>

25. Kovalev I.V., Kovaleva N.O. Evaluation of the effect of modern drainage technologies on the physical properties and productivity of mineral hydromorphic soils // IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science. 2019. V. 368. № 012024. 10 p. <https://doi.org/10.1088/1755-1315/368/1/012024>
26. Kovalev I.V., Kovaleva N.O. The role of lignin phenols in organic-mineral interactions in soils // Proceedings of the 19th International Conference of Humus Substances and their Contribution to the Climate Change Mitigation. Bulgarian Humic Substances Society. Sofia. 2018. P. 119–122.
27. Kleber M., Lehmann J. Humic Substances Extracted by Alkali Are Invalid Proxies for the Dynamics and Functions of Organic Matter in Terrestrial and Aquatic Ecosystems // J. Environ. Quality. 2019. V. 48. P. 207–216. <https://doi.org/10.2134/jeq2019.01.0036>
28. Lavalley J.M., Soong J.L., Cotrufo M.F. Conceptualizing soil organic matter into particulate and mineral-associated forms to address global change in the 21st century // Glob Change Biol. 2020. V. 26. P. 261–273. <https://doi.org/10.1111/gcb.14859>
29. McLoughlin N. Biogenicity // Encyclopedia of Astrobiology. Berlin, Heidelberg. Springer. 2011. <https://doi.org/10.1007/978-3-642-11274-4>
30. Merino C., Godoy R., Matus F. Soil enzymes and biological activity at different levels of organic matter stability // J. Soil Science and Plant Nutrition. 2016. V. 16(1). P. 14-30. <https://doi.org/10.4067/S0718-95162016005000002>

## Estimation of the Biogenicity and Bioactivity of Agrogray Gleyed Non-Drained and Drained Soils

I. V. Kovalev<sup>1</sup>\*, V. M. Semenov<sup>2</sup>, N. O. Kovaleva<sup>1</sup>, T. N. Lebedeva<sup>2</sup>, V. M. Yakovleva<sup>1</sup>, N. B. Pautova<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Lomonosov Moscow State University, Moscow, 119991 Russia

<sup>2</sup>Institute Physicochemical and Biological Problems in Soil Science, Russian Academy of Sciences, Pushchino, 142290 Russia

\*e-mail: kovalevmsu@mail.ru

Comparison of the biological activity and biogenicity of drained and non-drained agrogray gleyed soils (Luvic Greyzemic Stagnic Phaeozems) of the Moscow region is carried out using such indicators as microbial biomass ( $C_{mic}$ ) and basal respiration (BR), the content of organic carbon ( $C_{org}$ ), particulate organic matter ( $C_{POM}$ ), and potentially mineralizable organic matter ( $C_0$ ). It was found, that the  $C_{POM}$  fraction turned out to be one of the indicators of the initial waterlogging stages, while the  $C_{mic}$  and BR indicators are sensitive to the degree of soil hydromorphism. It is proposed to evaluate soil biogenicity by  $C_{org}$  and  $C_{POM}$  indicators, and bioactivity - by  $C_0$ ,  $C_{mic}$  and BR indicators. Agrogray gleyed soils of different stages of waterlogging are close in biogenicity, but differ in bioactivity. The humus state of the agrogray gleyed soil changes during the period of efficient functioning of drainage. The agrogray gleyed soil in terms of biogenicity and bioactivity becomes similar to its automorphic zonal analogs.

*Keywords:* soil hydromorphism, drainage, organic carbon, microbial biomass, potentially mineralizable organic matter, particulate organic matter

УДК 631.46-576.8

## МИКРОБНАЯ БИОМАССА В НИЗИННЫХ ТОРФЯНИКАХ: ЗАПАСЫ, СТРУКТУРА, АКТИВНОСТЬ

© 2021 г. А. В. Головченко<sup>а, \*</sup>, Ю. Д. Дмитриенко<sup>а</sup>, А. А. Морозов<sup>а</sup>,  
Л. А. Поздняков<sup>а, b</sup>, Т. В. Глухова<sup>с</sup>, Л. И. Инишева<sup>д</sup>

<sup>а</sup>МГУ им. М.В. Ломоносова, Ленинские горы, 1, Москва, 119991 Россия

<sup>б</sup>Почвенный институт им. В.В. Докучаева, Пыжевский пер., 7-2, Москва, 119017 Россия

<sup>с</sup>Институт лесоведения РАН, ул. Советская, 21, Московская область, с. Успенское, 143030 Россия

<sup>д</sup>Томский государственный педагогический университет, ул. Киевская, 60, Томск, 634061 Россия

\*e-mail: [golovchenko.alla@gmail.com](mailto:golovchenko.alla@gmail.com)

Поступила в редакцию 30.07.2020 г.

После доработки 12.09.2020 г.

Принята к публикации 24.10.2020 г.

Пристальное внимание микробиологов уделяется верховым торфяникам. Низинные торфяники исследуются по остаточному принципу и, как правило, только их деятельный слой. Цель настоящего исследования — оценка запасов, структуры и активности микробной биомассы полных профилей низинных торфяников различного генезиса. Объекты исследования — низинные торфяники лесного, озерного и пойменного типов заболачивания (Тверская, Томская области). Биомассу микроорганизмов определяли люминесцентно-микроскопическим методом, активность микробного дыхания — методом газовой хроматографии. Запасы микробной биомассы в исследуемых торфяниках, рассчитанные на трехметровый профиль, составляют 7–13 т/га. Запасы эукариотной биомассы варьируют от 3 до 9 т/га, прокариотной — от 3 до 4 т/га. Соотношение эукариотной и прокариотной биомассы менялось по профилю: в деятельном слое преобладала эукариотная биомасса, в инертном слое — преимущественно прокариотная. В структуре прокариотной биомассы по всему профилю доминировали бактерии. Доля актиномицетного мицелия не превышала 15%. Обнаружена достоверная зависимость содержания прокариотной биомассы от ботанического состава торфов, слагающих профили исследуемых торфяников. Ее значения нарастали от группы древесных к группе травяных торфов. Выявлены особенности низинных торфяников различного генезиса. Торфяник лесного заболачивания имел наибольшие запасы микробной биомассы. Торфяник озерного происхождения отличался высокой биогенностью деятельного слоя. Торфяник пойменного происхождения был максимально обогащен бактериальной биомассой. Уровень потенциального дыхания во многих слоях торфяников в 2–5 раз превышал актуальный. Интенсивность дыхания была больше в пойменном торфянике.

*Ключевые слова:* торфяные эутрофные почвы, Sapric Histosols, показатели обилия, бактерии, грибы, актуальное дыхание, потенциальное дыхание

DOI: 10.31857/S0032180X21050099

### ВВЕДЕНИЕ

Оценка биосферной роли болот как сложных и многокомпонентных систем невозможна без учета микробиологической составляющей. От микробного пула и его активности зависит скорость утилизации растительных остатков и накопление органического вещества в торфяной залежи.

Долгое время основным способом определения численности микроорганизмов в торфяных почвах был метод посева [3, 11, 12, 17–19, 23, 26]. Однако культивировать на средах удается не более 0.01% от общего количества бактериальных клеток, обнаруживаемых в торфе микроскопическими методами [15]. Эти методы позволяют оце-

нить бактериальную биомассу в полном объеме, так как дают возможность учитывать как культивируемые, так и некультивируемые бактерии. Метод посева не дает представление о мицелиальной части грибного комплекса, так как учитывает преимущественно споры грибов [40]. Микроскопические методы дают возможность определить грибную биомассу и ее популяционную структуру, так как позволяют дифференцировать и проводить одновременный учет мицелия и спор грибов.

Следует отметить, что значительное количество работ, связанных с оценкой микробной биомассы почв, в том числе и торфяных, выполнено

**Таблица 1.** Ботанический состав и некоторые свойства низинных торфов, слагающих профиль исследуемых торфяников

Глубина образца, см	Торфяник 1			Торфяник 2			Торфяник 3								
	ботанический состав (СРТ)	pH <sub>сол</sub>	C/N	ботанический состав (СРТ)	pH <sub>сол</sub>	C/N	ботанический состав (СРТ)	pH <sub>сол</sub>	C/N						
0–20	Осоково-гипновый (29)	5.8	22	Травяной (25)	4.4	40	Осоковый (25–27)	6.1	17						
20–50	Древесный (46–48)	5.6	23	Осоковый (34)	4.7	23				6.0	15				
50–75		5.6	24	Травяной (31)	4.9	21						5.7	26		
50–100		5.7	24	Вахтовый (26)	5.4	21								5.7	20
100–150		5.7	21	Травяной (21)	5.6	23									
150–200		5.6	21	Травяно-гипновый (20–25)	6.5	18	7.2	17							
200–250	5.7	21	7.3		17	Осоково-гипновый (35–37)			7.3	23					
250–300	Древесно-осоковый (50)	5.8	39		7.4						20	7.2	22		

Примечание. СРТ – степень разложения торфа.

в России люминесцентно-микроскопическим методом. Пристальное внимание микробиологов уделяется олиготрофным торфяным почвам [8, 10, 13, 14, 20]. Показано, что в структуре микробной биомассы этих почв преобладает эукариотная составляющая, представленная мицелием в олиготрофно-торфяном горизонте (ТО) и преимущественно спорами – в органогенной породе (ТТ). Доля прокариотных микроорганизмов в общей микробной биомассе не превышает 15%. В эутрофных торфяных почвах выявлена иная структура микробной биомассы – доминирование в большей части профиля прокариотной составляющей, представленной преимущественно жизнеспособными бактериями. Эта особенность была установлена для узкого круга эутрофных торфяных почв [7, 10, 14]. Проверить выявленную тенденцию предполагается в настоящей работе, где объектами исследования являются эутрофные торфяные почвы различного генезиса.

В настоящее время остается нерешенным вопрос о состоянии, в котором находятся микроорганизмы в глубоких слоях торфяников. Информативным показателем, характеризующим микробную активность, является дыхание микроорганизмов. Исследования этого процесса по всему профилю торфяных почв малочисленны [11, 12].

Цель настоящего исследования – оценка запасов, структуры и активности микробной биомассы полных профилей эутрофных торфяных почв различного генезиса.

### ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Объекты исследования – низинные торфяники, классифицированные как эутрофные перегнойно-торфяные мощные почвы [27] – Sapric Histosols.

Низинный торфяник 1 (здесь и далее “торфяник 1”) под сосняком болотно-травяным – часть болотного массива “Петушиха” (Тверская область), образовавшаяся вследствие заболачивания озера [5]. Залежь сложена низинными сильно- и среднеразложившимися торфами древесной, древесно-травяной и травяно-моховой группы, подстиляется смешанно-водорослевым сапропелем. Значение pH<sub>сол</sub> варьирует по профилю в узком диапазоне 5.6–5.8. Отношение C/N в большей части профиля составляет 21–24 (табл. 1).

Низинный торфяник 2 (“торфяник 2”) под березняком сосново-зеленомошным – часть болотного массива “Клюквенное” (Томская область), образовавшаяся вследствие заболачивания леса. Залежь представлена низинными среднеразложившимися торфами травяной и травяно-моховой групп, подстиляется легкими и тяжелыми суглинками. Значение pH<sub>сол</sub> постепенно увеличивается вниз по профилю от 4.4 до 7.4. Отношение C/N уменьшается вниз по профилю – от 40 до 17.

Низинный торфяник 3 (“торфяник 3”) под смешанным лесом – часть болотного массива “Карбышевское” пойменного происхождения (Томская область). Залежь сложена низинными торфами травяной и травяно-моховой групп, степень разложения которых увеличивается вниз по профилю от 25 до 37%, подстиляется легкими и тяжелыми суглинками. Толща торфяной залежи характеризуются слабокислой реакцией почвенного раствора (5.7–6.1) в верхнем метровом слое и слабощелочной (7.2–7.3) – в остальной части профиля. Отношение C/N в исследуемом торфянике варьирует в широком диапазоне от 15 до 26.

На исследуемых болотных массивах осенью 2019 г. пробурены стратиграфические колонки для отбора образцов и последующего анализа. Отбор проведен методом смешанного образца из

трех скважин. Исследовали слои: 0–20, 20–50, 50–100, 100–150, 150–200, 200–250, 250–300 см. Образцы торфа, отобранные с разных глубин, были помещены в стерильные пластиковые пакеты и в охлажденном виде доставлены в лабораторию.

Биомассу микроорганизмов определяли люминесцентно-микроскопическим методом [21]. Для десорбции микробных клеток торфяную суспензию (1 г торфа / 100 мл стерильной воды) обрабатывали на ультразвуковом диспергаторе Bandelin Sonopuls HD 2070 (Germany) в течение 2 мин при мощности 50%. Затем наносили 0.01 мл суспензии на препарат для бактерий и 0.02 мл – на препарат для грибов. Использовали обезжиренные предметные стекла. Для одного образца готовили 6 бактериальных и 6 грибных препаратов. Препараты высушивали на воздухе, а затем фиксировали над пламенем горелки. Окраску препаратов производили водными растворами акридина оранжевого (для учета бактерий и актиномицетного мицелия) и калькофлуора белого (для учета мицелия и спор грибов). Осуществляли просмотр окрашенных препаратов на микроскопе “ЛЮМАМ-ИЗ” (Россия). На препарате просматривали 20 полей зрения – для учета бактерий и 50 – для учета спор грибов, актиномицетного и грибного мицелия.

Расчет биомассы микроорганизмов осуществляли по формулам, приведенным в статье [7]. Проводили пересчет показателей обилия микроорганизмов на 1 г сухого торфа. Для этого определяли влажность образцов, высушивая их при 105°C в течение 6 ч.

Актуальное и потенциальное дыхание определяли методом газовой хроматографии [21].

Для измерения актуального дыхания отбирали навески торфа (1.5 г) в трехкратной повторности, которые помещали во флаконы объемом 15 мл. Флаконы закрывали резиновой пробкой и инкубировали при комнатной температуре в течение суток. Затем их открывали и проветривали несколько минут, после чего опять закрывали и отправляли на повторную инкубацию в термостат при температуре 28°C на 19–20 ч. После инкубации из флакона отбирали инсулиновым шприцом пробу (0.5 мл), в которой измеряли содержание CO<sub>2</sub> на хроматографе “Кристалл 5000.2” (Россия). Для измерения потенциального дыхания готовили флаконы и проводили измерение по той же схеме, что и для актуального дыхания. Только перед второй инкубацией добавляли во флакон 1 мл раствора глюкозы из расчета 2.5 мг/г торфа. Активность дыхания выражали в нг CO<sub>2</sub>/(мл сут).

Виды низинного торфа и степень их разложения были определены в НИИББ при ТГУ. Содержание углерода и азота в различных слоях исследуемых торфяников выявляли с помощью CHNS-анализатора Vario EL III (Elementar, Ger-

many) в токе кислорода при 1150°C, обменную кислотность – по ГОСТу 11623-89.

## РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Основная часть микробной биомассы почвы, представленная грибами (эукариотная составляющая) и бактериями (прокариотная составляющая), составляет около 95% от общей живой биомассы. На долю архей приходится 1%, на долю простейших – 2% [29, 31]. В большинстве экосистем деструкция природных полимеров осуществляется комплексом эукариотных и прокариотных микроорганизмов [16]. В наземных экосистемах ведущая роль в этом процессе отводится грибам [28, 35].

Рассмотрим показатели обилия и популяционную структуру грибной биомассы в исследуемых торфяниках.

Грибная биомасса, рассчитанная на грамм сухого торфа, варьировала от 0.1 до 10.9 мг/г в зависимости от глубины залегания торфа и объекта исследования (табл. 2). В исследуемых торфяниках выявлено убывание грибной биомассы вниз по профилю. Оно носит более выраженный характер в торфянике 1. Иное распределение грибной биомассы обнаружено в органогенной породе торфяника 2 – на глубине 1.5–2.5 м выявлен второй максимум, сравнимый с таковым в подповерхностном слое (0–20 см). Грибная биомасса характеризовалась минимальными значениями и не превышала 0.3 мг/г в торфянике 1 с глубины 1 м, в торфянике 3 – с 1.5 м, в торфянике 3 – с 2.5 м.

При рассмотрении популяционной структуры грибного комплекса низинных торфяников, следует вспомнить о существующем разделении торфяной залежи на 2 слоя. Верхний слой считали почвой, а нижний слой – торф-органогенной породой [6, 25]. Другие названия этих слоев – деятельный (actotelm) и инертный (catotelm). В национальном атласе почв России деятельный слой соответствует торфяному горизонту, а инертный – органогенной породе [22]. Граница между деятельным и инертным слоями соответствует максимальному опусканию грунтовых вод во время летней подсушки торфа. Для исследуемых почв мощность деятельного слоя не превышает 50 см.

В структуре грибной биомассы деятельного слоя исследуемых торфяников доминирует мицелий. Его доля составляет 53–80%. В инертном слое грибная биомасса представлена спорами, кроме слоя 1.5–2.5 м торфяника 2, где обнаружение грибного мицелия внесло коррективы в структуру грибной биомассы.

Доминирование активного компонента грибной биомассы – мицелия – в деятельном слое исследуемых торфяников логично, так как грибы эффективнее бактерий используют органический

**Таблица 2.** Биомасса грибов (мг/г) и относительная доля (%) мицелия грибов (МГ) и спор грибов (СГ) в профиле исследуемых торфяников

Глубина образца, см	Торфяник 1			Торфяник 2			Торфяник 3		
	биомасса	доля в биомассе		биомасса	доля в биомассе		биомасса	доля в биомассе	
		МГ	СГ		МГ	СГ		МГ	СГ
0–20	10.9 ± 0.2	80	20	4.6 ± 0.3	90	10	3.0 ± 0.2	80	20
20–50	3.8 ± 0.4	65	35	3.3 ± 0.1	82	18	1.5 ± 0.2	53	47
50–75	0.6 ± 0.04	0	100	0.9 ± 0.05	0	100	1.0 ± 0.1	0	100
50–100	0.4 ± 0.03	0	100	0.4 ± 0.04	0	100	1.0 ± 0.1	0	100
100–150	0.1 ± 0.03	0	100	0.4 ± 0.03	0	100	0.4 ± 0.1	0	100
150–200	0.2 ± 0.04	0	100	4.4 ± 0.1	76	24	0.3 ± 0.04	0	100
200–250	0.1 ± 0.02	0	100	4.5 ± 0.3	86	14	0.3 ± 0.04	0	100
250–300	0.2 ± 0.03	0	100	0.2 ± 0.04	0	100	0.2 ± 0.03	0	100

Примечание. Данные представлены в виде средних значений с доверительными интервалами.

**Таблица 3.** Запасы микробной биомассы (г/м<sup>2</sup>) в различных слоях и в профиле исследуемых торфяников (1–3)

Слой, см	Эукариотная			Прокариотная			Общая		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3
0–50	495 (85)	278 (31)	157 (52)	91 (29)	68 (18)	92 (26)	586 (66)	346 (27)	249 (38)
50–300	85 (15)	615 (69)	147 (48)	218 (71)	302 (82)	260 (74)	303 (34)	917 (73)	407 (62)
0–300	580	893	304	309	370	352	889	1263	656

Примечание. В скобках – доля (%) биомассы слоя в микробной биомассе всего профиля.

субстрат почвы [32, 38] и играют ведущую роль на первых этапах его деструкции [39]. Деструкция природных полимеров мицелиальными грибами эффективна при относительно низких величинах влажности и в условиях достаточного обеспечения кислородом и биогенными элементами. Все эти условия имеют место в деятельном слое торфяников.

Запасы грибной биомассы, рассчитанные на трехметровый профиль исследуемых торфяников, составляют 304–892 г/м<sup>2</sup> торфа. Торфяник 1 озерного происхождения максимально обогащен грибной биомассой. Ее запасы в 1.5–3 раза больше, чем в торфяниках пойменного и лесного заболачивания (табл. 3).

Запасы грибной биомассы в деятельном слое (0–50 см) торфяников варьируют в диапазоне – от 157 до 495 г/м<sup>2</sup> торфа, в инертном (0.5–3 м) – от 85 до 615 г/м<sup>2</sup> торфа. Максимальный вклад деятельного слоя (85%) в общую грибную биомассу выявлен в торфянике 1, минимальный (31%) – в торфянике 2. Для инертных слоев этих торфяников выявлена обратная закономерность – доля грибной биомассы наименьшая (15%) в торфянике 1 и наибольшая (69%) в торфянике 2. Высокая доля грибной биомассы в инертном слое торфяника 2 связана с обнаружением грибного мице-

лия на глубине 1.5–2.5 м в количестве, сопоставимом с подповерхностным слоем. Торфяник 3 характеризуется равным вкладом деятельного и инертного слоев в общую грибную биомассу.

Закономерности относительно запасов, популяционной структуры и профильного распределения грибной биомассы в исследуемых торфяниках подтверждаются данными, полученными для низинных торфяников других регионов [7, 10, 14]. Нехарактерным является обнаружение грибного мицелия в глубоких слоях низинных торфяников, что сразу ставит перед исследователем вопрос о его жизнеспособности и активности. Болотная вода может быть источником поступления кислорода из верхних слоев в нижнюю толщу торфяников. В низинных торфяниках влияние напорных вод способствует относительно равномерному перемещению водных масс. Период условного водообмена, рассчитанный по результатам изотопного изучения стратиграфии болотных вод, в верхней 1.5 м толще составляет менее года, в более глубоких слоях – менее 10–20 лет [24]. Доступными на этих глубинах могут быть и питательные вещества, так как в низинных торфяниках элементный химический состав постоянно или периодически корректируется поступлением минеральных веществ с паводковыми и почвен-

**Таблица 4.** Биомасса прокариотных микроорганизмов (мг/г) и относительная доля (%) бактерий (Б) и актиномицетного мицелия (АМ) в профиле исследуемых торфяников

Глубина образца, см	Торфяник 1			Торфяник 2			Торфяник 3		
	биомасса	доля в биомассе		биомасса	доля в биомассе		биомасса	доля в биомассе	
		Б	АМ		Б	АМ		Б	АМ
0–20	1.7 ± 0.06	95	5	0.7 ± 0.03	90	10	1.7 ± 0.03	94	6
20–50	1.0 ± 0.01	94	6	1.3 ± 0.1	92	8	1.0 ± 0.1	95	5
50–75	1.1 ± 0.01	94	6	1.0 ± 0.04	92	8	0.9 ± 0.01	94	6
50–100	1.2 ± 0.03	93	7	1.2 ± 0.03	90	10	0.8 ± 0.03	96	4
100–150	0.5 ± 0.02	94	6	1.3 ± 0.04	85	15	0.6 ± 0.02	95	5
150–200	0.4 ± 0.02	94	6	1.0 ± 0.04	86	14	1.0 ± 0.02	94	6
200–250	0.3 ± 0.01	90	10	0.8 ± 0.02	92	8	1.0 ± 0.01	95	5
250–300	0.4 ± 0.02	90	10	0.6 ± 0.03	92	8	0.6 ± 0.02	93	7

Примечание. Данные представлены в виде средних значений с доверительными интервалами.

но-грунтовыми водами [1]. Таким образом, существование грибов в глубоких слоях низинных торфяников возможно. Об их функционировании может свидетельствовать обнаружение активности дыхания на этих глубинах.

Бактерии отличаются устойчивостью к внешним воздействиям и экстремальным условиям среды, большинство из них способны выживать в переувлажненных условиях [36].

Пределы колебаний прокариотной биомассы в исследуемых торфяниках – от 0.3 до 1.7 мг/г торфа. Различным оказался характер ее профильного распределения. В торфянике 1 и 3 биомасса была максимальной в верхнем слое, затем уменьшалась вниз по профилю. Однако в некоторых слоях выявляли ее дополнительные пики. В торфянике 2 прокариотная биомасса была больше в средней части профиля, а в верхнем и самом нижнем слоях – характеризовалась минимальными значениями. Характер профильного распределения прокариотной биомассы был аналогичен распределению бактерий по профилю, что закономерно, так как в ее структуре доминируют бактерии (85–96%). На долю актиномицетного мицелия приходится от 4 до 15%. Максимальная доля актиномицетного мицелия (8–15%) в прокариотной биомассе была выявлена в торфянике 2 (табл. 4).

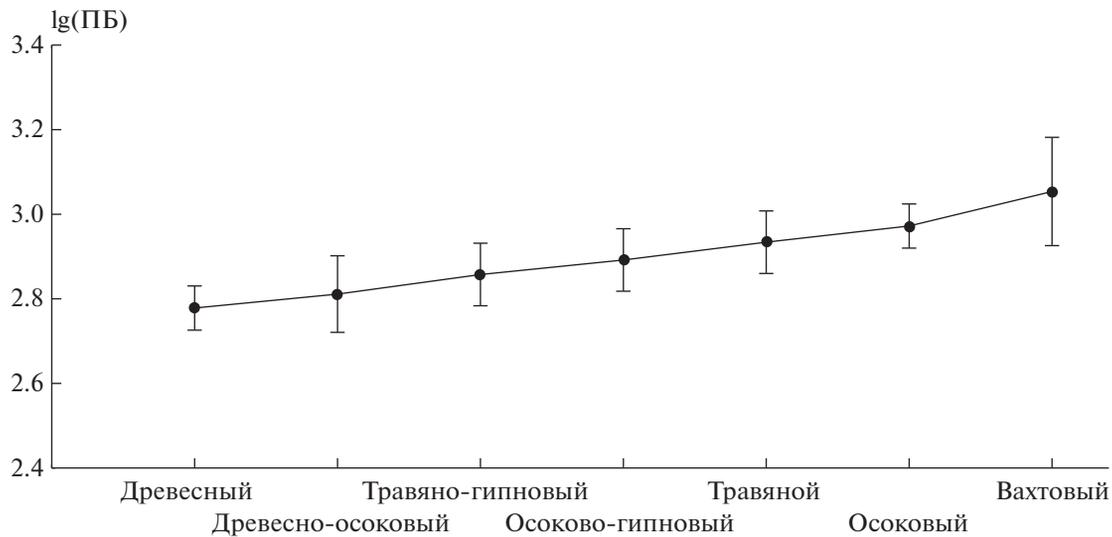
Анализ литературных данных относительно структуры прокариотной биомассы в низинных торфяниках различных регионов России показал, что доминирующим компонентом являются бактерии. Их доля варьирует от 75 до 99% [7, 10, 14]. Авторы этих статей отмечают, что бактерии доминируют в прокариотной биомассе по всему профилю. Доля актиномицетного мицелия в прокариотной биомассе оказалась максимальной в низинных высокозольных торфяниках под черноольшанниками (от 7 до 25%) [10] и минималь-

ной (от 4 до 7% – в верхних слоях и от 0 до 3% – в нижней толще) – в низинных торфяниках торфяного массива “Таган” (Томская область) [14].

Торфяные почвы формируются почти исключительно за счет поступления отмерших частей растений в почву, поэтому ботанический состав торфа представляет собой одну из важнейших характеристик [22].

Однофакторный дисперсионный анализ выявил достоверную (Критерий Фишера = 6.96, при уровне значимости <0.0002) зависимость прокариотной биомассы от ботанического состава торфов, слагающих профиль исследуемых торфяников. Следует отметить, что прокариотная биомасса нарастала в ряду групп низинных торфов: древесных < древесно-травяных < травяно-моховых < травяных. Максимальные показатели прокариотной биомассы были приурочены к слоям вахтового торфа (рис. 1). Вахта трехлистная характеризуется максимальной скоростью разложения. Она занимает лидирующую позицию среди трав по потерям при разложении фракции ее листьев, корней, корневищ – до 80% массы за 2 года опыта [4]. Так как актиномицеты доминируют на поздних стадиях сукцессии, закономерно увеличение содержания их биомассы в слоях торфа, где растительные остатки находятся в более переработанном состоянии. Бактериальный приоритет может быть связан с повышенным содержанием азота в этом виде торфа.

Запасы прокариотной биомассы в деятельном слое торфяников варьировали от 68 до 92 г/м<sup>2</sup>, в трехметровом профиле – от 309 до 370 г/м<sup>2</sup> (табл. 3). В прокариотной биомассе всего профиля на деятельный слой приходится от 18% (в торфянике 2) до 26–29% (в торфяниках 3 и 1 соответственно). Большая часть прокариотной биомассы (71–82%) сосредоточена в инертном слое.



**Рис. 1.** Зависимость прокариотной биомассы (ПБ, мкг/г торфа) от ботанического состава торфов, слагающих профиль исследуемых торфяников.

О жизнеспособности бактерий в инертном слое торфяников могут свидетельствовать: рост на питательных средах; сезонная динамика показателей обилия; высокая доля живых клеток среди всех клеток, выявляемых с помощью красителя L7012 (LIVE/DEAD – VacLight bacterial viability kit); нитрогеназная активность [2, 9, 10] и т. д.

Соотношение эукариотной и прокариотной биомассы – один из экологических показателей состояния почвы. Основную долю в микробной биомассе почв разных типов составляют грибы. Их вклад в общую микробную биомассу, выявленный микроскопическими методами, варьирует от 58 до 90% (в среднем – 76%) [34].

В исследуемых торфяниках это соотношение менялось по профилю. В деятельном слое преобладала эукариотная биомасса, которая была в 2–5 раз больше прокариотной. В инертном слое соотношение было иным. В этом слое в торфяниках 1 и 3 доминировала прокариотная биомасса. Она была в 2–3 раза больше эукариотной биомассы. В торфянике 2 эукариотная биомасса доминировала по всему профилю. Такая структура микробной биомассы стала возможной из-за обнаружения грибного мицелия не только в деятельном слое, но и в глубоких слоях торфяника.

Запасы общей микробной биомассы, рассчитанные на трехметровый профиль, варьируют в исследуемых торфяниках от 7 до 13 т/га (табл. 3). Величины, характеризующие микробный пул в исследуемых торфяниках, сопоставимы с таковыми в низинных торфяниках карстовых ландшафтов [7] и в 2–4 раза больше, чем в низинных высокозольных торфяниках [10].

Дробный анализ структуры микробной биомассы, основанный на выделении биомассы грибного мицелия, спор грибов, бактерий, актиномицетного мицелия, также выявил различия между деятельным и инертным слоями торфяников. В деятельном слое во всех торфяниках преобладала биомасса грибного мицелия. Она в 2–6 раз превосходила биомассу грибных спор и в 4 раза – бактериальную биомассу. Исключением является торфяник 3 пойменного происхождения, в котором биомасса грибного мицелия и бактерий характеризовалась величинами одного порядка. В инертном слое торфяников наблюдали иную картину. В этом слое доминировала биомасса бактерий. Она в 1.5–2 раза превышала биомассу грибных спор. Торфяник 2 лесного заболачивания отличался от других соотношением компонентов микробной биомассы. В инертном слое этого торфяника, также как и в деятельном, доминировала биомасса грибного мицелия (рис. 2).

При рассмотрении всего профиля оказалось, что исследуемые торфяники существенно различаются только по биомассе грибного мицелия, тогда как биомасса бактерий, спор грибов и актиномицетного мицелия имеет близкие значения.

Сравнение торфяников различного генезиса выявило их особенности. Торфяник 1 озерного происхождения отличала насыщенность микробной биомассой деятельного слоя. Торфяник 2 лесного заболачивания характеризовался максимальными значениями всех компонентов биомассы и имел высокий микробный пул. В профиле торфяника 3 пойменного происхождения доминировала бактериальная биомасса. Она превосходила биомассу грибных спор в 2 раза, а биомассу мицелия – в 3 раза.

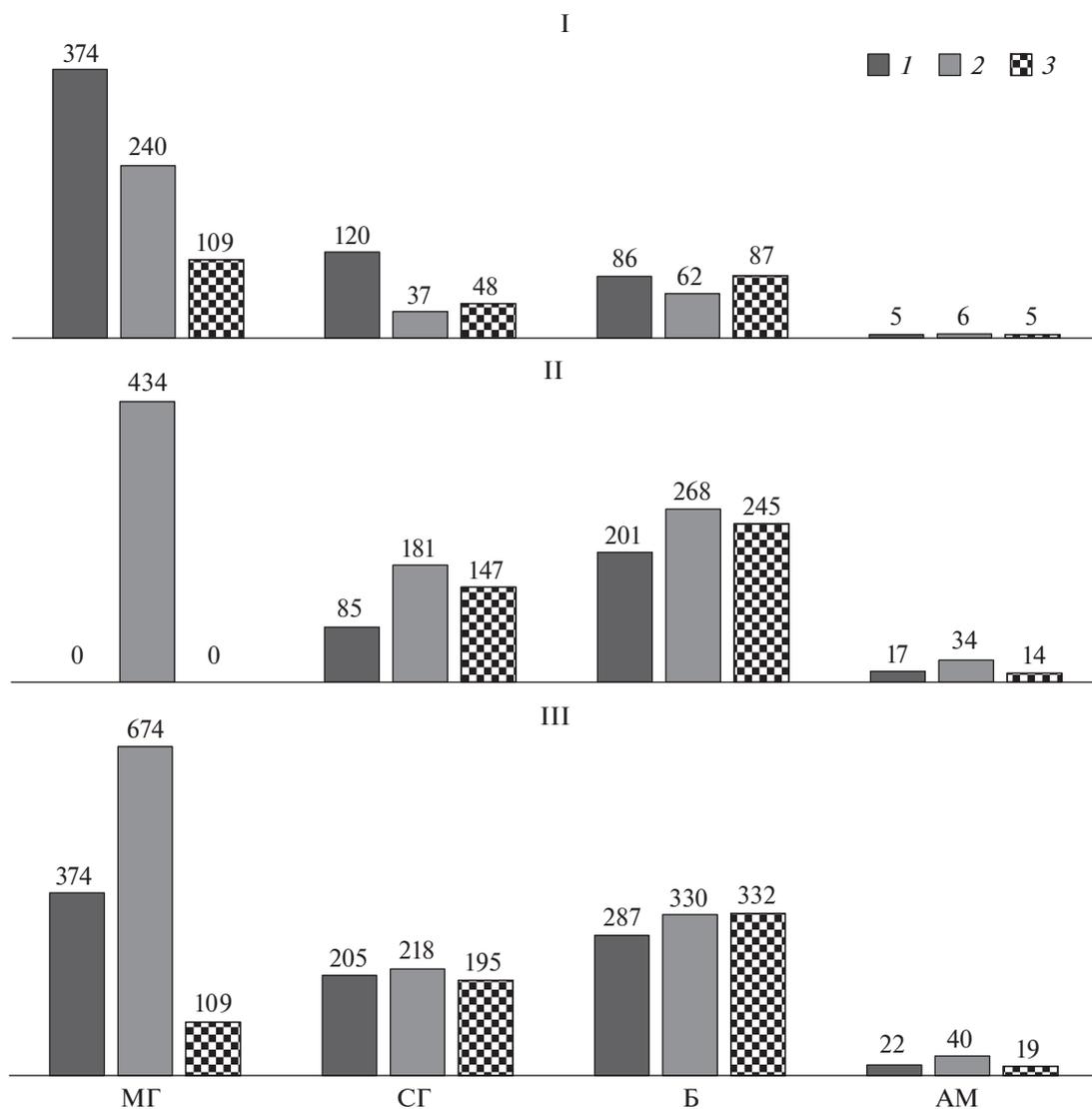


Рис. 2. Значения биомассы ( $\text{г}/\text{м}^2$ ) грибного мицелия (МГ), спор грибов (СГ), бактерий (Б) и актиномицетного мицелия (АМ) в деятельном (I), инертном слоях (II) и в полном профиле (III) исследуемых торфяников (1, 2, 3).

Высокая степень насыщенности почвы микробными группировками еще не свидетельствует об активности микробного комплекса в ней. Более представительными в разрешении вопроса о состоянии микроорганизмов в торфяниках являются показатели активности процессов, протекающих на разных глубинах [10]. Одним из таких показателей является микробное дыхание почвы.

Уровень актуального дыхания в исследуемых торфяниках варьирует от 179 до 1879  $\text{нг CO}_2/(\text{мл сут})$ . Уровень потенциального дыхания во многих слоях торфяника в 2–5 раз превышает актуальный (рис. 3). Выявленный отклик на внесение глюкозы свидетельствует о том, что микробная биомасса по всему профилю низинных торфяников потенциально активна и способна к росту. В большей степени на внесение глюкозы отреагировало

микробное сообщество торфяника 3 пойменного происхождения.

В исследуемых торфяниках максимальные значения и колебания эмиссии  $\text{CO}_2$  выявлены в подповерхностном слое, что логично, так как именно здесь напряженность процессов разложения растительных остатков особенно высока. Следует отметить, что в деятельном слое торфяников в микробной биомассе преобладает эукариотная составляющая, представленная мицелием грибов. Соответственно, активность дыхания в этом слое определяется совместным вкладом грибов и бактерий. В инертном слое грибной компонент представлен спорами, поэтому дыхание определяется преимущественно бактериями. Бактерии, используя энергетические “резервы” и уменьшая свою метаболическую активность, адаптируются к

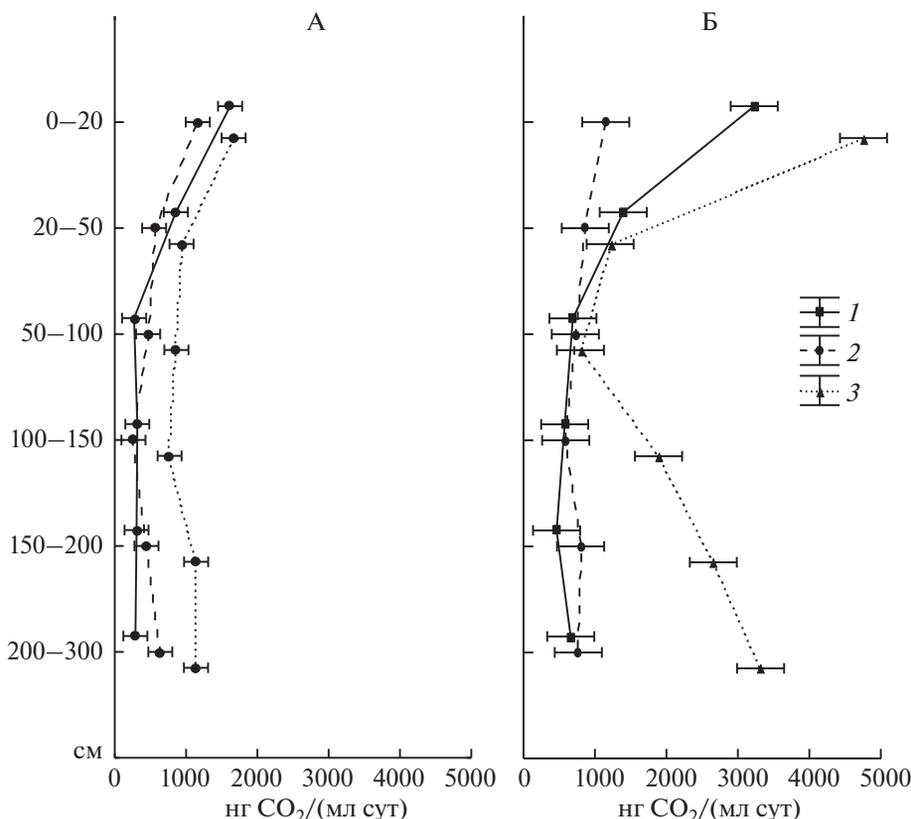


Рис. 3. Уровень актуального (А) и потенциального (Б) дыхания в исследуемых торфяниках (1, 2, 3).

неблагоприятным условиям и способны существовать в таком состоянии длительное время [37].

С глубиной происходит уменьшение как прокарриотной биомассы (табл. 4), так и активности дыхания (рис. 3). Толща от 1 до 3 м торфяников 1 и 2 характеризуется стабильно низкими показателями. В пойменном торфянике 3 с нейтральной реакцией среды в большей части профиля, активность как актуального, так и потенциального дыхания находится на высоком уровне.

Выявлена положительная корреляционная связь между активностью дыхания и прокарриотной биомассой в торфяниках озерного (коэффициент корреляции  $r = 0.84$ ) и пойменного ( $r = 0.83$ ) происхождения. В торфянике лесного заболачивания связь между этими параметрами была отрицательной ( $r = -0.67$ ), что логично, так как в этом торфянике по всему профилю высока биомасса грибов. Их вклад в активность дыхания более весом, чем вклад бактерий. В этом же торфянике найдена корреляция между активностью дыхания и соотношением C/N ( $r = 0.83$ ).

Для выявления экофизиологического состояния микробного сообщества исследователи рассчитывают метаболический коэффициент –  $qCO_2$  (соотношение скоростей выделения  $CO_2$  из небогатой почвы и почвы, в которую вносили

избыток доступного субстрата – глюкозы). Оптимальным значением для почв считается показатель, равный примерно 0.2.

Для исследуемых торфяников  $qCO_2$  варьирует от 0.35 до 1 (табл. 5). Средние значения этого коэффициента составляют 0.5–0.6. Ближе к оптимальным, находятся значения  $qCO_2$ , выявленные в профиле торфяника 3 пойменного происхождения.

Установлено, что максимальные значения  $qCO_2$  могут свидетельствовать: о значительных затратах микроорганизмов для того, чтобы оставаться в жизнеспособном состоянии [33]; о высокой скорости отмирания микробной биомассы [28]; о преоблада-

Таблица 5. Значения метаболического коэффициента ( $qCO_2$ ) в исследуемых торфяниках

Глубина образца, см	Торфяник 1	Торфяник 2	Торфяник 3
0–20	0.50	~1	0.35
20–50	0.61	0.64	0.77
50–75	0.39	0.64	~1
75–100	0.55	0.44	0.41
100–200	0.66	0.56	0.43
200–300	0.44	0.83	0.34

нии микроорганизмов *r*-стратегов [30]. В торфяниках все указанные причины повышения  $q\text{CO}_2$  могут иметь место. Пониженная концентрация кислорода в условиях постоянной насыщенности водой, низкие температуры в большей части профиля, органическое вещество (пища) в виде труднодоступных полимеров не способствуют активному функционированию микроорганизмов.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведено комплексное исследование микробной биомассы полных профилей низинных торфяников различного генезиса. Ее запасы в расчете на трехметровый профиль, оказались высоки и составили 7–13 т/га. Микробная биомасса была представлена как эукариотной, так и прокариотной составляющими. Их соотношение менялось по профилю. В деятельном слое торфяников преобладала эукариотная биомасса, в инертном слое – преимущественно прокариотная.

Структура прокариотной биомассы была однотипной по всему профилю. В ней доминировали бактерии, на долю актиномицетного мицелия приходилось не более 15%. Впервые была выявлена достоверная зависимость содержания прокариотной биомассы от ботанического состава торфов, слагающих профили исследуемых торфяников. Ее значения увеличивались от группы древесных к группе травяных торфов. Максимальные показатели были приурочены к слоям вахтового торфа.

Структура эукариотной биомассы, в отличие от прокариотной, изменялась по профилю. В деятельном слое доминировал мицелий, составляя 53–80%. В инертном слое грибная биомасса была представлена спорами, кроме торфяника лесного заболачивания, в котором на глубине 1.5–2.5 м был обнаружен грибной мицелий.

Дробный анализ структуры микробной биомассы, основанный на выделении биомассы грибного мицелия, спор грибов, бактерий и актиномицетного мицелия, позволил выявить общие признаки низинных торфяников. При рассмотрении всего профиля (без деления на деятельный и инертный слои) оказалось, что исследуемые торфяники существенно различались только по биомассе грибного мицелия, тогда как биомасса бактерий, спор грибов и актиномицетного мицелия характеризовалась близкими значениями.

Торфяники различного генезиса имели свои особенности. Так, торфяник лесного заболачивания имел наибольшие запасы микробной биомассы. Торфяник озерного происхождения отличала насыщенность микробной биомассой деятельного слоя. Торфяник пойменного происхождения был максимально обогащен бактериальной биомассой.

Весомым оказался отклик микробной биомассы на внесение глюкозы, выявляемый по всему

профилю, что свидетельствует о жизнеспособности и потенциальной активности микроорганизмов, не только в деятельном, но и в инертном слоях торфяников.

Полученные данные по запасам, структуре и активности микробной биомассы в низинных торфяниках могут быть дополнительным аргументом для включения в объем понятия “торфяная почва” всего профиля, а не только деятельного слоя.

## ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа А.В. Головченко и Л.А. Позднякова выполнена при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 19-29-05197.

## КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Бахнов В.К.* Биогеохимия болотного почвообразования // Сборник материалов пятой научной школы “Болота и биосфера”. Томск: ЦНТИ, 2006. С. 8–18.
2. *Богданова О.Ю., Головченко А.В., Лысак Л.В., Глухова Т.В., Звягинцев Д.Г.* Жизнеспособность бактерий в торфяниках // Почвоведение. 2014. № 4. С. 466–472.
3. *Бубина А.Б.* Характеристика микрофлоры торфов эвтрофного болота // Вестн. Томского гос. пед. ун-та (TSPU Bulletin). 2010. Вып. 3(93). С. 142–148.
4. *Вишнякова Е.К., Мироньчева-Токарева Н.П., Косых Н.П.* Динамика разложения растений на болотах Васюганья // Вестник ТГПУ (TSPU Bulletin). 2012. № 7(122) С. 87–93.
5. *Вомперский С.Э., Сирин А.А., Глухов А.И.* Формирование и режим стока при гидроресомелиорации. М.: Наука, 1988. 168 с.
6. *Герасимов Д.А.* О принципах классификации, разведки и картирования торфяных месторождений // Почвоведение. 1937. № 10. С. 643–646.
7. *Головченко А.В., Волкова Е.М.* Запасы и структура микробной биомассы в торфяниках карстовых ландшафтов Тульской области // Почвоведение. 2019. № 3. С. 370–376.
8. *Головченко А.В., Добровольская Н.Г., Инишева Л.И.* Структура и запасы микробной биомассы в олиготрофных торфяниках южно-таежной подзоны Западной Сибири // Почвоведение. 2002. № 12. С. 1468–1473.
9. *Головченко А.В., Добровольская Т.Г., Звягинцев Д.Г.* Микробиологические основы оценки торфяника как профильного почвенного тела // Вестн. Томского гос. пед. ун-та (TSPU Bulletin). 2008. Вып. 4(78). С. 46–53.
10. *Головченко А.В., Тихонова Е.Ю., Звягинцев Д.Г.* Численность, биомасса, структура и активность микробных комплексов низинных и верховых торфяников // Микробиология. 2007. Т. 76. № 5. С. 711–719.
11. *Гродницкая И.Д., Карпенко Л.В., Кнорре А.А., Сырцов С.Н.* Микробная активность торфяных почв

- заболоченных листовничников и болота в криолитозоне Центральной Эвенкии // Почвоведение. 2013. № 1. С. 67–79.
12. Гродницкая И.Д., Трусова М.Ю. Микробные сообщества и трансформация соединений углерода в болотных почвах таежной зоны (Томская область) // Почвоведение. 2009. № 9. С. 1099–1107.
  13. Добровольская Т.Г., Головченко А.В., Звягинцев Д.Г., Инишева Л.И., Кураков А.В., Смагин А.В., Зенова Г.М., Лысак Л.В., Семенова Т.А., Степанов А.Л., Глушак ова А.М., Початкова Т.Н., Кухаренко О.С., Качалкин А.В., Якушев А.В., Поздняков Л.А., Богданова О.Ю. Функционирование микробных комплексов верховых торфяников – анализ причин медленной деградации торфа. М.: Товарищество научных изданий КМК, 2013. 128 с.
  14. Добровольская Т.Г., Головченко А.В., Кухаренко О.С., Якушев А.В., Семенова Т.А., Инишева Л.И. Структура микробных сообществ верховых и низинных торфяников Томской области // Почвоведение. 2012. № 3. С. 317–326.
  15. Добровольская Т.Г., Полянская Л.М., Головченко А.В., Смагина М.В., Звягинцев Д.Г. Микробный пул в торфяных почвах // Почвоведение. 1991. № 7. С. 69–77.
  16. Заварзин Г.А. Лекции по природоведческой микробиологии. М.: Наука, 2004. 348 с.
  17. Звягинцев Д.Г., Добровольская Т.Г., Головченко А.В., Зенова Г.М., Смагина М.В. Структура сапротрофного комплекса микроорганизмов в торфяниках // Микробиология. 1991. Т. 60. Вып. 6. С. 155–164.
  18. Зенова Г.М., Грядунова А.А., Поздняков А.И., Звягинцев Д.Г. Аэробные и микроаэрофильные актиномицеты агроторфяной и торфяной типичных почв // Почвоведение. 2008. № 2. С. 235–240.
  19. Иванова А.О., Головченко А.В., Добровольская Т.Г. Бактериальное разнообразие торфяников карстового происхождения // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 17. Почвоведение. 2008. № 4. С. 52–56.
  20. Инишева Л.И., Головченко А.В. Характеристика микробоценоза в торфяных залежах ландшафтного профиля олиготрофного торфогенеза // Сибирский экологический журн. 2007. № 3. С. 363–373.
  21. Методы почвенной биохимии и микробиологии. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1991. 304 с.
  22. Национальный атлас почв Российской Федерации / Ред. С.А. Шоба. М.: Астрель: АСТ, 2011. 632 с.
  23. Полякова А.В., Чернов И.Ю., Паников Н.С. Биоразнообразие дрожжей в гидроморфных почвах на примере травяно-сфагнового болота (Западная Сибирь) и кочкарной тундры (Барроу, Аляска) // Микробиология. 2001. Т. 70. № 5. С. 714–720.
  24. Сирин А.А. Водообмен и структурно-функциональные особенности лесных болот. Автореф. дис. ... докт. биол. н. М., 1999. 44 с.
  25. Скрынникова И.Н. К вопросу об истории исследования, принципы классификации и систематики болотных почв СССР // Почвоведение. 1954. № 4. С. 37–50.
  26. Хабибуллина Ф.М., Кузнецова Е.Г., Васенева И.З. Микробиоты подзолистых и болотно-подзолистых почв в подзоне Средней тайги и на северо-востоке Европейской части России // Почвоведение. 2014. № 10. С. 1228–1234.
  27. Шишов Л.Л., Тонконогов В.Д., Лебедева И.И., Герасимова М.И. Классификация и диагностика почв России. Смоленск: “Ойкумена”, 2004. 342 с.
  28. Anderson T.H., Domsch K.H. Application of eco-physiological quotients (qCO<sub>2</sub> and qD) on microbial biomasses from soils of different cropping histories // Soil Biology & Biochemistry. 1990. V. 22. P. 251–255. [https://doi.org/10.1016/0038-0717\(90\)90094-G](https://doi.org/10.1016/0038-0717(90)90094-G)
  29. Beare M.H. Fungal and bacterial pathways of organic matter decomposition and nitrogen mineralization in arable soils // Soil Ecology in Sustainable Agricultural Systems. Boca Raton, FL.: CRC/Lewis Publishers, 1997. P. 37–70.
  30. Dilly O. Microbial energetics in soils / In: Microorganisms in soils: roles in genesis and functions / Eds.: F. Buscot, A. Varma Berlin: Springer, 2005. P. 123–138. [https://doi.org/10.1007/3-540-26609-7\\_6](https://doi.org/10.1007/3-540-26609-7_6)
  31. Gattinger A., Ruser R., Schloter M., Munch J.C. Microbial community structure varies in different soil zones of a potato field // J. plant nutrition and soil science. 2002. V. 165. P. 421–428. <https://doi.org/10.1007/s10457-016-0009-x>
  32. Holland E.A., Coleman D.C. Litter placement effects on microbial and organic matter dynamics in an agroecosystem // Ecology. 1987. V. 68. P. 425–433. <https://doi.org/10.1007/BF00004497>
  33. Insam H., Haselwandter K. Metabolic quotient of the soil microflora in relation to plant succession // Oecologia. 1989. V. 79. № 1. P. 174–178. <https://doi.org/10.1007/BF00388474>
  34. Joergensen R.G., Wichern F. Quantitative assessment of the fungal contribution to microbial tissue in soil // Soil Biol Biochem. 2008. V. 40. P. 2977–2991. <https://doi.org/10.1007/s00374-009-0433-4>
  35. Lynd L.R., Weimer P.J., van Zyl W.H., Pretorius I.S. Microbial cellulose utilization: fundamentals and biotechnology // Microbiology and Molecular Biology Reviews. 2002. V. 66. № 3. P. 506–577. <https://doi.org/10.1128/MMBR.66.3.506-577.2002>
  36. Nakamura A., Tun C.C., Asakawa S., Kimura M. Microbial community responsible for the decomposition of rice straw in a paddy field: estimation by phospholipid fatty acid analysis // Biol. Fertil. Soils. 2003. V. 38. P. 288–295. <https://doi.org/10.1007/s00374-003-0658-6>
  37. Raubuch M., Dyckmans J., Joergensen R.G., Kreutzfeldt M. Relation between respiration, ATP content, and Adenylate Energy Charge (AEC) after incubation at different temperatures and after drying and rewetting // J. Plant Nutr. Soil Sci. 2002. V. 165. P. 435–440. [https://doi.org/10.1002/1522-2624\(200208\)165:4<435::AID-JPLN435>3.0.CO;2-3](https://doi.org/10.1002/1522-2624(200208)165:4<435::AID-JPLN435>3.0.CO;2-3)
  38. Sakamoto K., Oba Y. Effect of fungal to bacterial biomass ratio on the relationship between CO<sub>2</sub> evolution and total soil microbial biomass // Biol. Fertil. Soils. 1994. V. 17. № 1. P. 39–44. <https://doi.org/10.1007/BF00418670>
  39. Swift M.J., Heal O.W., Anderson J.M. Decomposition in terrestrial ecosystems. Berkeley and Los Angeles: University California press, 1979. 363 p. [https://doi.org/10.1007/0-387-21663-4\\_7](https://doi.org/10.1007/0-387-21663-4_7)
  40. Wainwright M., Ali T.A., Killham K. Anaerobic growth of fungal mycelium from soil particles onto nutrient-free silica gel // Mycol. Res. 1994. V. 98(7). P. 761–762.

## Microbial Biomass in Eutrophic Peatlands: Supplies, Structure, Activity

A. V. Golovchenko<sup>1, \*</sup>, Ju. D. Dmitrienko<sup>1</sup>, A. A. Morozov<sup>1</sup>, L. A. Pozdnyakov<sup>1, 2</sup>,  
T. V. Glukhova<sup>3</sup>, and L. I. Inisheva<sup>4</sup>

<sup>1</sup>*Lomonosov Moscow State University, Moscow, 119991 Russia*

<sup>2</sup>*V.V. Dokuchaev Soil Science Institute, Moscow, 119017 Russia*

<sup>3</sup>*Institute of Forest Science, Russian Academy of Sciences, Moscow region, Uspenskoe, 143030 Russia*

<sup>4</sup>*Tomsk State Pedagogical University, Tomsk, 634061 Russia*

\*e-mail: golovchenko.alla@gmail.com

Ombotrophic peatlands traditionally have a high profile in microbiological research. Eutrophic peatlands (fens) are studied by residual principle and that research is generally focused on the active layer – acrotelm. The purpose of this research was to assess biomass supplies, study its structure and activity in complete profile of peatlands of various genesis. The objects of research were eutrophic peatlands of lacustrine, forest and floodplain origin in Tver and Tomsk regions. Luminescent microscopic method was used to analyze the microbial biomass. Microbial respiration activity was examined by gas chromatography. Microbial biomass supplies in the studied fens, calculated for a three-meter depth, varied from 7 to 13 t/ha. Eukaryotic biomass supplies reach up to 3–9 t/ha, that of prokaryotic – 3–4 t/ha. In the acrotelm, the microbial biomass structure is dominated by eukaryotic biomass, while the catotelm – mainly by prokaryotic biomass. Bacteria dominate the structure of prokaryotic biomass in the complete profile of the studied fens. The proportion of actinomycete mycelium does not exceed 15%. It was found and proven that prokaryotic biomass depended on the botanical composition of peat, composing fen profiles. This dependence becomes stronger from the woody group of fen peats to the herbaceous ones. The comparison of fens of different genesis revealed their particular features. The forest fen had the maximum microbial pool among all peatlands. Lacustrine fen was characterized by the saturation of the acrotelm by microbial biomass. Floodplain fen profile was maximally enriched by bacterial biomass. In many layers of fens, the potential respiration level was 2–5 times higher than the actual one. Microbial respiration has reached its maximum intensity in the floodplain fen.

*Keywords:* eutrophic peat soils, Sapric Histosols, abundance indices, bacteria, fungi, actual respiration, potential respiration

УДК 631.46:631.48:930.26

## БИОЛОГИЧЕСКАЯ ПАМЯТЬ ПОЧВ ОБ ИЗМЕНЕНИЯХ УСЛОВИЙ ПОЧВООБРАЗОВАНИЯ И АНТРОПОГЕННОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ В ПРОШЛОМ: МИКРОБНАЯ И ФЕРМЕНТНАЯ СОСТАВЛЯЮЩИЕ

© 2021 г. А. В. Борисов<sup>а</sup>, Т. С. Демкина<sup>а</sup>, Н. Н. Каширская<sup>а</sup>, Т. Э. Хомутова<sup>а</sup>, Е. В. Чернышева<sup>а, \*</sup>

<sup>а</sup>Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН –

обособленное подразделение ФИЦ ПНЦБ РАН, ул. Институтская, 2, Пушкино Московской области, 142290 Россия

\*e-mail: chernysheva1988@gmail.com

Поступила в редакцию 20.06.2020 г.

После доработки 23.12.2020 г.

Принята к публикации 28.12.2020 г.

Развивается концепция биологической памяти почв и культурных слоев археологических памятников. Под этим термином предлагается понимать информацию об условиях почвообразования в прошлом, носителями которой являются живые организмы, их генеративные и покоящиеся формы, отмершие и минерализованные организмы и ткани, биоорганические соединения, низко- и супрамолекулярные продукты микробной трансформации органического вещества, а также следы и продукты жизнедеятельности живых организмов в почвенном профиле. В общем виде рассмотрена структура биологической памяти и более детально показаны механизмы функционирования микробной памяти почв как способности микробного сообщества почв сохранять изменения своей структуры, функционального разнообразия и биологической активности, возникшие в результате действия природных или антропогенных факторов в прошлом. Показано, что изменения климатических условий отражаются в микробной памяти погребенных почв в виде изменения биомассы и эколого-трофической структуры почвенного микробного сообщества. Применительно к культурным слоям поселений и почвам со следами древнего антропогенного преобразования, наряду с микробной памятью, реализуется ферментная память, позволяющая реконструировать поступление в почву неспецифичных для нее субстратов, в первую очередь субстратов антропогенной природы. В микробной памяти их поступление в почву сохраняется в виде увеличения численности микроорганизмов, специализирующихся на разложении данного субстрата. В ферментативной памяти – в виде увеличения активности экзо- и эндоферментов, которые участвуют в утилизации этих субстратов почвенными микробными микроорганизмами. Установленные на сегодняшний день временные масштабы функционирования микробной и ферментной памяти почв составляют до нескольких тысяч лет.

*Ключевые слова:* микробные сообщества, ферментативная активность, погребенные почвы

DOI: 10.31857/S0032180X21070029

### ВВЕДЕНИЕ

Концепция памяти почв была сформулирована в конце 70-х–начале 80-х годов прошлого века [44] и является одной из наиболее ярких и продуктивных идей современного этапа отечественного почвоведения. Память почв рассматривается как “...способность почвенной системы запоминать, записывать в своих устойчивых свойствах информацию об условиях (факторах) и процессах своего формирования и дальнейшего изменения во времени” [41]. Следует отметить, что эта мысль, так или иначе, присутствовала на всех этапах развития почвоведения, начиная от известного выражения В.В. Докучаева “почва – зеркало ландшафта” до почвенно-генетической триады факторы–процессы–свойства. Но только в последние десятилетия

XX в. идея о сохранении в почве информации об условиях предыдущего этапа развития почвы была оформлена на понятийном и терминологическом уровнях [41, 42, 45].

В качестве носителей на самом низком уровне почвенной памяти выступают отдельные аморфные соединения, кристаллические минералы, наночастицы. Затем следуют уровни органо-минералов, агрегатов, горизонтов, почвенного профиля и почвенного покрова отдельных ландшафтов. Завершает этот перечень носителей почвенной памяти педосфера Земли [42].

При анализе потенциальных носителей почвенной памяти биологическая составляющая почвы долгое время не получала заслуженного внимания. Это относится как к первым работам автора кон-

цепции памяти почв, так и к более поздним публикациям. Так, в работе Таргульяна и Бронниковой при глубоком анализе почвенной памяти о физико-химических процессах почвообразования, биогенные носители почвенной памяти упоминаются в числе признаков, генетически не связанных напрямую с почвенными процессами [43]. В их числе авторы упомянули углистые частицы, семена, раковины моллюсков, пыльцу, фитолиты, спикулы губок, микроводоросли, споры грибов и бактерий, *n*-алканы, лигнины, липиды, жирные кислоты и изотопный состав почвенного органического вещества. Какой-либо попытки систематизации этих весьма разнообразных носителей почвенной памяти и определения их иерархической позиций авторы не предпринимают.

В то же время есть все основания полагать, что биологические носители почвенной памяти потенциально могут функционировать на всех иерархических уровнях организации почвы, начиная с внутриагрегатного уровня. Именно на этом иерархическом уровне зерна почвенного скелета и органо-минеральные соединения ассоциируются в сложные и динамические соединения, в которых глинистые минералы выступают в роли средообразующего фактора для биологической составляющей — почвенных микроорганизмов [25]. Поэтому можно говорить о том, что на всех иерархических уровнях выше внутриагрегатного потенциально существует возможность записи информации об условиях почвообразования на биологических носителях почвенной памяти. Соответственно, информационный потенциал этого типа памяти практически неограничен.

К настоящему времени из всех потенциально многообразных биогенных носителей информации об условиях почвообразования в прошлом достаточно полно исследованы лишь “микробиоморфная”, “гумусовая” и “микологическая” памяти почв. В первом случае в качестве носителей почвенной памяти выступают фитолиты, споры, пыльца, угли, детрит и иные остатки растительного происхождения [14–16]. В основе “гумусовой” памяти почв лежит его способность сохранять ряд свойств в геологических масштабах времени и адекватно отражать особенности природной среды периода своего формирования. Информация о природных условиях прошлых эпох сохраняется на уровне состава, структурных особенностей и свойств гуминовых кислот и фульвокислот, синтез которых зависит от условий влажности и температуры [21, 60]. Исследование системы гумусовых веществ в почвах привело к формированию концепции ее супрамолекулярности, которая в настоящее время активно развивается и обсуждается [47].

Первым шагом в раскрытии информационной емкости микробного сообщества почвы как но-

сителя почвенной памяти оказались исследования микобиоты почв и введение в научный оборот понятия “микологической” памяти почв [27, 32, 33]. Для микологической памяти почв характерны два аспекта: наряду со способностью хранить информацию о смене климатических условий, данный пласт почвенной памяти несет сведения об особенностях антропогенного влияния на природную среду в прошлом. Свидетельство о вековой динамике климата проявляется в том, что грибное сообщество представляет собой один из основных компонентов большинства наземных экосистем; он отражает свойства почв и растительного покрова на каждом участке ландшафта, благодаря закономерной изменчивости собственных характеристик, чувствительных к изменениям остальных компонентов экосистемы [32]. Здесь нельзя не упомянуть многолетние работы Демкиной, Хомутовой, Каширской и ряда других микробиологов, в которых микробное сообщество погребенных почв рассматривалось с этих же позиций, при этом были задействованы другие носители почвенной памяти, такие как микробная биомасса и структура микробного сообщества [18, 29, 49, 50].

Второй аспект микологической памяти, освещенный в работах Марфениной и Ивановой, открыл принципиально новый пласт почвенной памяти, а именно — реконструкцию поступления в почву органических субстратов антропогенной природы в древности и средневековье [66]. Так как при разложении разных субстратов могут участвовать специфические виды грибов, становится возможным по изменению структуры почвенной микобиоты и увеличению доли отдельных видов грибов реконструировать особенности поступления в почву того или иного органического материала [27, 34, 35, 70]. В частности, исходное поступление в почву шерсти, пера, кожи удалось реконструировать по обилию кератинолитических грибов [27, 32].

На основе этих двух аспектов микологической памяти почв, Марфенина предложила термин более высокого иерархического уровня — “биотическая память почв” [33]. Впоследствии весьма плодотворная тема биотической памяти почв не получила достаточно глубокого развития. В этой связи целью данной работы является развитие идей О.Е. Марфениной о биологическом компоненте феномена почво-памяти и обобщение авторских данных о двух ее составляющих — микробной и ферментной памяти почв.

## “БИОТИЧЕСКАЯ” ИЛИ “БИОЛОГИЧЕСКАЯ” ПАМЯТЬ

Развитие в науке предполагает не только открытие чего-то нового, но и уточнение, детализацию и усовершенствование уже имеющегося, из-

вестного ранее. Именно в этом ключе следует рассматривать наше предложение по введению в научный оборот термина “биологическая память”. При общей и очевидной близости терминов “биологический” и “биотический” в строгом смысле их нельзя рассматривать как синонимы. Например, трудно заменить устоявшиеся понятия биологическая активность, биологическая емкость и др. новыми терминами с корнем “биота”. Кроме того, термин “биотическая память почв” можно интерпретировать как память почвенной биоты, что в значительной мере сужает многообразие биогенных носителей почвенной памяти и оставляет за пределами рассмотрения следы их жизнедеятельности, сохранившиеся в минеральной массе. На наш взгляд, термин “биологический”, будучи более высокого иерархического ранга, более широк и нейтрален. Да и применительно к минерализованным организмам и их дериватам как носителям почвенной памяти термин “биотический” подходит в меньшей степени.

Поэтому нам представляется, что термин “биологическая” память почв будет в большей степени соответствовать действительности и охватывать все потенциальные биогенные носители почвенной памяти.

## СТРУКТУРА БИОЛОГИЧЕСКОЙ ПАМЯТИ

В работах Марфениной были заданы общие контуры биологической памяти, внутри которой было предложено выделять: “...1 – “абсолютную память” – палеоданные о флоре и фауне прошлого, аналогичные документальным историческим фактам; 2 – “модифицированную” память, которая может быть несколько искажена со временем ... и 3 – факты, стертые из памяти, то есть отмершие и разложившиеся организмы...” [33]. Учитывая новые данные, эта структурная схема может быть расширена и дополнена.

Развивая идеи О.Е. Марфениной и сохраняя предлагаемый ею принцип разделения носителей биологической памяти, мы предлагаем несколько иной механизм разделения, в основу которого будет взят тип объекта – носителя биологической памяти, а также результаты его жизнедеятельности и последующих преобразований. В этой связи первый уровень носителей биологической памяти будет логичнее назвать “объектным”.

Объектный уровень биологической памяти почвы можно разделить на *фитогенную*, *зоогенную* и *микробную* память в соответствии с жизненными формами ее носителей, которые могут присутствовать в почве и нести информацию об условиях почвообразования в прошлом.

В блок *фитогенной* памяти входят следующие носители информации о природно-антропогенных событиях прошлых эпох:

- неразложившиеся остатки растений, торфяные горизонты (собственно фитогенная память);
- обугленные остатки высших растений (антропологическая память) [9, 54, 55];
- споры и пыльца растений (палинологическая память) [63, 74, 76, 77, 83, 84];
- семена растений (карпологическая память) [40];
- биоморфы и непалиноморфы (включая водоросли) (микробиоморфная память) [15, 46, 62, 65, 81, 87].

Остатки почвенной мезо-, макро- и мегафауны образуют блок *зоогенной* памяти [1, 22, 24].

Почвенные бактерии и грибы формируют блок *микробной* памяти. В некоторых случаях для этой группы уместно ввести более дробное подразделение на эукариоты (“микологическая” память) [27, 32, 33] и прокариоты (“бактериальная” память). Этот блок микробной памяти почв представлен в работах Демкиной, Хомутовой, Каширской и других исследователей [20, 29, 48].

Закрывает объектный уровень биологической памяти блок низко- и высокомолекулярных биологических соединений, в который входят алканы, лигнин, жирные кислоты и другие соединения, которые, попадая в почву из живого организма, не изменяются вовсе, либо изменяются незначительно (деградируют в соответствии с известными химическими законами).

Живые организмы, жизненный цикл которых связан с почвой, являются агентами, способными преобразовывать почву и верхний слой почвообразующей породы, изменяя их морфологические и химические свойства. В этом проявляется еще один уровень “результатов деятельности организмов”, который объединяет сохранившиеся в почвенном профиле следы и продукты жизнедеятельности носителей объектной памяти. В зависимости от их жизненной формы на этом уровне можно рассматривать ходы корней [5], нарушенное залегание почвенных горизонтов или их отсутствие под вывалами деревьев [9], норы почвенной мезо-, макро- и мегафауны [22, 23], а также изменение ферментного пула почвы [28, 53, 59].

Третьим уровнем биологической памяти является уровень супрамолекулярных продуктов микробного разложения отмерших организмов и продуктов их жизнедеятельности – “гумусовая память” (по Дергачевой [21]), отражающая условия почвообразования, существовавшие во время жизни биогенных носителей почвенной памяти и процессы их последующего преобразования.

Схема структуры биологической памяти приведена на рис. 1. Раскрыть в деталях каждый блок этой схемы – задача, выходящая за пределы данной работы. Подобные вопросы мы оставляем компетенции специалистов в каждой области ис-

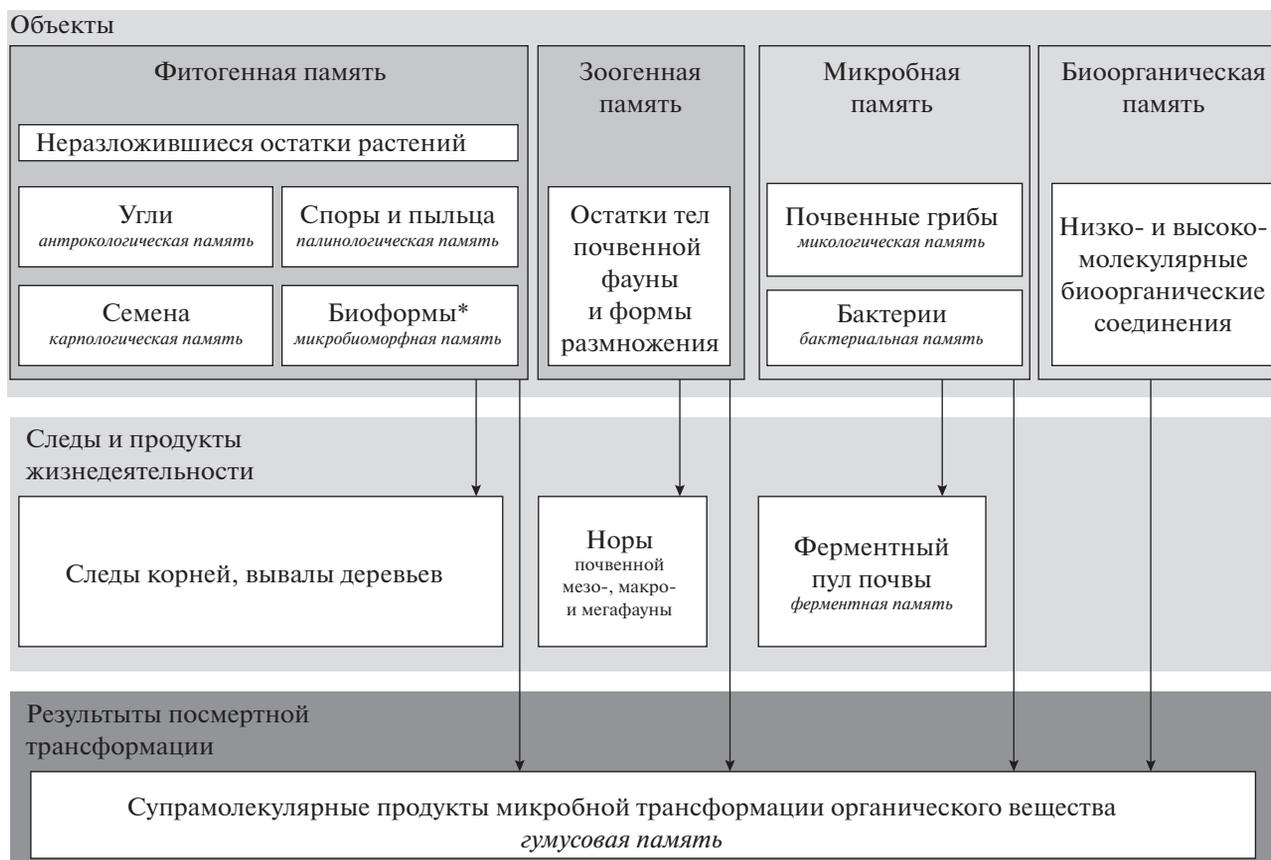


Рис. 1. Общая схема биологической памяти почв.

следований, представленной на схеме. Есть основания надеяться, что настоящая статья откроет дискуссию по этой весьма перспективной, сложной и многогранной теме. Мы же представили схему в первую очередь для того, чтобы показать место в общей системе биологической памяти одной из ее составляющих – микробной памяти и ее производной – ферментной памяти почв. При этом под термином “микробная память” мы предлагаем понимать способность микробного сообщества почв сохранять изменения своей структуры, функционального разнообразия и биологической активности, возникшие в результате действия природных или антропогенных факторов в прошлом.

## ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

В качестве объектов для изучения микробной памяти почв безусловно лучшими являются почвы археологических памятников – естественные ненарушенные подкурганные погребенные почвы [18, 51, 56, 69, 73], с одной стороны, и культурные слои древних поселений, антропогенно-преобразованные почвы возле археологических памятников и специфические почвоподобные тела как

результат максимальной антропогенной трансформации исходной почвы [57, 58, 64, 72, 93].

В первом случае в распоряжении исследователей оказывается микробное сообщество, отражающее состояние природных условий на момент сооружения кургана. После создания курганной насыпи поступление растительных остатков в погребенную почву прекращалось практически полностью, за исключением единичных магистральных корней кустарничковых растений при высоте насыпи менее 1 м. Влагообмен с насыпью осуществлялся только в испарительном режиме [17], годовой ход температуры и влажности минимальный. Это, с учетом диагенетических изменений, дает возможность получить весьма репрезентативную картину состояния микробного сообщества на момент сооружения кургана. При этом диагенетические изменения отражаются, в первую очередь, на количественных показателях почвенного микробного сообщества и в меньшей степени затрагивают его структуру. К настоящему времени наиболее полно исследован информационный потенциал микробных сообществ подкурганых погребенных почв сухостепной и пустынно-степной зоны в пределах Ергенинской и Приволжской возвышенно-

стей, Прикаспийской низменности и Сальско-Манычской гряды [19, 29, 48, 49].

Если в случае с подкурганными почвами в распоряжении исследователя оказывается почвенное тело с минимальными антропогенными нарушениями, то культурные слои древних поселений представляют собой обратную ситуацию — это результат максимального антропогенного преобразования почвы вследствие хозяйственной деятельности человека в прошлом. Культурный слой можно рассматривать как многолетний эксперимент, заложенный сотни и тысячи лет назад, в котором в точно известный момент времени, на точно известной территории в почву поступали определенные органические субстраты. Набор их довольно ограничен — остатки пищи, строительные материалы и бытовой мусор растительной и животной природы, фекалии, навоз. Результат их минерализации обусловил сегодняшнее состояние микробного сообщества культурных слоев. Антропогенные изменения микробного сообщества были изучены в культурных слоях поселений эпохи бронзы и раннего средневековья на территории Кисловодской котловины [52, 53, 57–59, 80], в лесостепной зоне Подонья [13, 37], в центральной части Восточно-Европейской равнины [29] и степном Предкавказье [67].

При изучении эколого-трофической структуры почвенного микробного сообщества и численности отдельных групп микроорганизмов использовали метод посева и учета КОЕ бактерий и грибов на селективных питательных средах [18, 58]; биомассу живых клеток определяли по содержанию фосфолипидов в почве [49]; активность ферментов по общепринятым методикам [29, 59].

Рассмотрим несколько примеров функционирования микробной памяти почв и культурных слоев древних поселений.

#### ОТРАЖЕНИЕ В МИКРОБНОЙ ПАМЯТИ ПОЧВ ИЗМЕНЕНИЙ ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ

Микробные сообщества подкурганных почв попали в поле зрения исследователей довольно давно. Уже в середине 1970-х появились первые работы, где исследователи обращают внимание на микробные характеристики погребенных почв [26, 31, 39]. Было показано, что в погребенных почвах обнаружены живые микроорганизмы, и что их численность заметно меньше по сравнению с современными фоновыми аналогами. Одной из первых работ в этом направлении стала публикация Демкиной с соавт. [18], в которой было установлено, что структура и свойства микробного сообщества палеопочвы в целом отражают климатические условия, существовавшие в период незадолго до сооружения кургана.

Сохранению почвенных микроорганизмов на протяжении неопределенно долгого времени способствовали их адаптационные механизмы выживания (например, анабиоз, переход бактерий в наноформы и др.) [11, 12]. В частности, было выявлено, что в горизонте А1 каштановой почвы эпохи бронзы, погребенной около 5000 лет назад, до 80% клеток относятся к наноформам, с объемом клеток на уровне  $0.09 \text{ мкм}^3$ . В аналогичной современной почве таких клеток насчитывалось не более 60% [29]. Это подтверждает гипотезу, что формирование наноформ представляет собой универсальную ответную реакцию организма на стресс и неблагоприятные внешние условия [12].

В результате сопряженного анализа химических свойств погребенных степных почв и их биологической активности разработаны микробиологические индикаторы аридных и гумидных условий почвообразования в прошлом. Это биомасса микроорганизмов и эколого-трофическая структура микробного сообщества (соотношение микроорганизмов, растущих на почвенном агаре (ПА) и использующих элементы питания из рассеянного состояния: микроорганизмов, растущих на нитритном агаре (НА) и потребляющие гумус, и микроорганизмов, растущих на богатой среде (БС) и разлагающих растительные остатки), а также индекс олиготрофности (ПА : БС  $\times$  100), отражающий способность микробного сообщества потреблять зольные элементы питания из рассеянного состояния, является индикатором неблагоприятных природных условий [19, 20].

**Почвенно-микробиологический подход к реконструкции годового хода осадков.** Сопоставление характеристик микробных сообществ с химическими свойствами погребенных почв позволило дать оценку внутrigодового хода осадков [68]. Известно, что для аридных периодов характерны низкая биомасса живых клеток (рассчитанная по содержанию фосфолипидов в почве [49]), высокий индекс олиготрофности микробных сообществ и уменьшение доли микроорганизмов, растущих на БС. При этом палеопочвы характеризовались засоленностью почвенного профиля, высоким содержанием карбонатов и пр. И наоборот, в гумидные периоды возрастала микробная биомасса, уменьшался индекс олиготрофности на фоне рассоления почвенного профиля. Подобного рода ситуация с синхронным уменьшением количества зимних и летних осадков, установлена для раннего железного века в сухостепной зоне [18, 20].

При изучении палеопочв Волго-Донского междуречья, погребенных в середине III тыс. до н. э., была вскрыта необычная закономерность асинхронного изменения физико-химических и микробиологических параметров. Микробные характеристики указывали на наличие гумидного перио-

да — количество живой биомассы значительно превышало фоновые показатели (в 2 раза и более), доля живой биомассы в органическом углероде погребенных почв была в 3 раза выше современного уровня. Такие же закономерности были выявлены для соотношения групп микроорганизмов, растущих на богатой и бедной среде (БС : НА). При этом индекс олиготрофности в погребенных почвах был меньше такового в их фоновых аналогах [48]. А химические свойства демонстрировали резкую аридизацию (близкое к поверхности залегание аккумуляции легкорастворимых солей и гипса, отсутствие сегрегационных форм карбонатных новообразований, низкая магнитная восприимчивость и др.). В результате комплексного анализа этой ситуации впервые в практике палеоэкологических исследований был поставлен вопрос о возможности реконструкции годового хода осадков.

Как известно, в степной зоне химические свойства почв определяются условиями влагообеспеченности зимнего периода. Уменьшение глубины вскипания, вымывание водорастворимых солей, формирование сегрегационных форм карбонатных новообразований, накопление гумуса, увеличение мощности гумусового горизонта, увеличение магнитной восприимчивости в верхних горизонтах — иными словами, все признаки гумидных условий почвообразования проявляются при увеличении влагообеспеченности холодного времени года. Влияние зимних осадков на водный режим степных почв ранее неоднократно было показано многими исследователями [7, 8, 30, 47, 88].

Осадки, выпадающие в теплое время года, традиционно принято считать неэффективными [38], так как в условиях сухостепной зоны они промачивают почву на глубину не более 30 см, а в пустынно-степной зоне глубина промачивания светло-каштановых почв и солонцов в летний период еще меньше [7, 30]. В этом случае можно говорить о том, что влияние летних осадков на химические свойства почв незначительно [7].

В то же время для микробного сообщества почв летние осадки имеют большое значение, вызывая увеличение массы отавы и фитомассы в целом [2], особенно молодых растений [6]. Таким образом, в степной зоне частые летние осадки, практически не оказывающие влияния на солевой режим почвы, способны вызывать существенное увеличение поступления в почву растительных остатков, что находит свое отражение в структуре микробного сообщества почв.

При анализе полученных закономерностей был сформулирован новый методический подход для реконструкции годового хода осадков. Суть его заключается в сопряженном анализе химических свойств почв и их биологической активности. При этом исходили из того, что динамика химических свойств (в первую очередь, профильное

содержание солей) в большей степени обусловлена влагообеспеченностью холодного времени года, в то время как биомасса и трофическая структура микробных сообществ почв отражают условия для вегетации растений и развития почвенной микробиоты, и в большей степени зависят от влагообеспеченности теплого периода года [68].

Благодаря этому подходу удалось раскрыть феномен суббореальной аридизации в степи. Ранее на основе анализа химических свойств погребенных почв неоднократно указывалось на резко выраженные аридные условия в середине — второй половине III тыс. до н. э., с пиком аридизации на рубеже III—II тыс. до н. э. [4, 10], но огромное количество курганов, созданных в тот период, указывает на довольно плотное заселение степи. Этот парадокс долгое время оставался без ответа. Ситуация прояснилась лишь после проведения анализа микробиологических свойств почв и реконструкции влагообеспеченности теплого времени года. Полученный вывод позволил иначе взглянуть на аридизацию — ключевое понятие в палеоэкологии степной зоны. Стало очевидно, что в условиях степной зоны аридизация климата, диагностируемая по комплексу химических свойств погребенных почв, это прежде всего уменьшение нормы *зимних* осадков как следствие усиление зимнего антициклона. То есть в зимний период устанавливалась холодная сухая погода при малой мощности снегового покрова, либо его полном отсутствии. В этих условиях все химические и морфологические свойства почв показывали резкое усиление засушливости.

Если же в аридных почвах возрастала биомасса почвенных микроорганизмов, а в структуре микробного сообщества заметно увеличивалась доля клеток, использующих легкодоступное органическое вещество, то эти признаки указывали на периодические летние осадки, которые предотвращали выгорание степи и способствовали большему поступлению в почву растительных остатков [68].

Эта гипотеза позволила согласовать химические и микробиологические характеристики погребенных в середине III тыс. до н. э. палеопочв и объяснить высокую насыщенность региона памятниками этого времени. Холодные сухие зимы обеспечивали благоприятные условия для зимнего выпаса скота, при этом осадки в весенне-летний период поддерживали продуктивность фитоценозов и делали пустынные степи весьма привлекательными для древних скотоводов [68].

Таким образом, влагообеспеченность летнего периода выступает как “фактор” в известной триаде фактор → процесс → свойство, указывая на возрастание поступления фитомассы (“процесс”), масштабы которого можно установить с помощью анализа эколого-трофической структуры микробного сообщества почв (“свойство”).

## ОТРАЖЕНИЕ В БИОЛОГИЧЕСКОЙ ПАМЯТИ ПОЧВ ПОСЛЕДСТВИЙ АНТРОПОГЕННОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ

В микробной памяти наиболее четко сохраняется информация о поступлении в почву органических материалов антропогенной природы, которые обычно не характерны для почв (например, остатки пищи белковой и липидной природы, мочевины, кератин и др.), либо поступление которых в естественных условиях было незначительным. Как только тот или иной участок почвы становится местом длительного и компактного проживания крупного коллектива людей, в почву начинают поступать органические субстраты, неспецифические для данных почв. Такого рода неспецифические органические материалы, оказавшись в почве, разлагаются с участием почвенных микроорганизмов, что приводит к существенной перестройке структуры и функционального разнообразия почвенного микробного сообщества. Здесь следует отметить признанный приоритет российских исследователей в этой области [71]. Развивая идеи об отражении в почвенном микробном сообществе антропогенного фактора, мы предлагаем выделить 2 аспекта биологической памяти — микробную и ферментативную память почв. Остановимся более подробно на этих вопросах.

**Микробная память.** При поступлении в почву неспецифического для нее органического субстрата происходит увеличение численности микроорганизмов, специализирующихся на его разложении. При наступлении неблагоприятных условий почвенные микроорганизмы переходят в неактивное состояние, в котором они могут находиться неопределенно длительное время, что возможно благодаря различным формам выживания микроорганизмов [78, 82, 89]. Часть этого микробного пула может сохранять способность образовывать колонии при посеве на чашках Петри при стандартных условиях, что делает возможным их видовую идентификацию [85]. Таким образом, повышенная численность КОЕ определенных групп микроорганизмов, может указывать на поступление в прошлом определенного субстрата, что послужило причиной всплеска их численности в почве. В настоящее время этот механизм биологической памяти почв исследован лишь на примере сообщества почвенных микроскопических грибов, но уже очевидно, что по такому же принципу будет работать и бактериальная память почвы.

Различные формы антропогенной деятельности приводят к появлению в почве различных неспецифических для нее микроорганизмов. В частности, носителями информации о древнем сельскохозяйственном использовании почв оказались термофильные микроорганизмы. В почвах численность этой группы микроорганизмов мо-

жет существенно изменяться лишь в результате сельскохозяйственного освоения территории [36]. Показано, что наиболее вероятные источники поступления этих микроорганизмов в почву — это навоз и компост, которые вносятся на поля в качестве органических удобрений. Разложение органических материалов сопровождается экзотермическими реакциями. На этой стадии получают преимущества термофильные микроорганизмы, адаптированные к размножению и развитию при высоких температурах (более 60°C). По мере истощения субстрата активность термофильных микроорганизмов уменьшается, и температура компоста начинает снижаться [67]. В этот момент начинается активный процесс спорообразования. Споры термофильных микроорганизмов в дальнейшем могут попадать в почву и сохраняться в ней неопределенно долгий период времени. Выявлена высокая численность КОЕ термофильных микроорганизмов в почвах вблизи средневековых поселений (V–VIII вв. н. э.), что указывает на длительное использование органических удобрений, что хорошо подтверждается обилием керамики в почвах [91]. По мере удаления от памятника происходило существенное уменьшение их численности [58]. Кроме того, высокая численность термофилов была выявлена в почвах внутри древних каменных загонов для скота, что указывает на длительную аккумуляцию навоза.

Впервые нами был проведен молекулярно-генетический анализ выделенных чистых культур термофильных микроорганизмов из почв земельных террас и загонов для скота [52]. Анализ последовательности гена *16S* рРНК показал, что 2 штамма, выделенных из слоя почвы земельной террасы V–VII века, относятся к спорообразующим, умеренно термофильным бактериям рода *Anoxybacillus*. Из средневекового слоя почвы загона выделен штамм, относящийся к роду *Parageobacillus* облигатных термофильных спорообразующих бактерий. Из этого же образца выделен штамм, относящийся к роду термофильных актиномицетов *Thermoactinomyces*.

В рассмотренном примере функционирования микробной памяти триада фактор → процесс → свойство можно представить в следующем виде — антропогенная деятельность → поступление в почву компостированных материалов → высокая численность термофильных микроорганизмов.

Аналогичный алгоритм функционирования микробной памяти был разработан для изучения особенностей погребального обряда. В этом случае объектом исследований явился почвенно-грунтовый материал, содержащий следы микробной трансформации одежды погребенных, деталей убранства погребального ложа и иных составляющих погребального комплекса, которые могли содержать кератин [90]. При рекон-

струкции одежды погребенных из захоронений эпохи бронзы и античного времени показана перспективность использования такого показателя, как обилие кератинолитических грибов [67]. Этот подход был апробирован на грунтах из погребений эпохи бронзы могильника “Бейсужек-35” (Краснодарский край). Так, в частности, высокие значения численности КОЕ грибов на среде с кератином при посеве суспензии из образцов грунта, отобранного под ступнями погребенных, являются свидетельством исходного присутствия обуви из шерсти [67].

**Ферментная память.** Поступление в почву любого органического субстрата приводит к изменению количественных и качественных показателей микробного сообщества почв, в частности к изменению ферментативной активности. В процессе разложения микроорганизмами органических остатков происходит выделение в почву ферментов, которые могут сохраняться в почве без потери их активности на протяжении неопределенно длительного периода времени [58, 75, 86]. Идеальным объектом исследования этого вида почвенной памяти являются культурные слои и почвы археологических памятников. Они могут рассматриваться в качестве уникального почвенного образования, в котором на протяжении длительного времени в прошлом поступали определенные органические материалы (мочевина, белки, жиры, крахмал, целлюлоза и др.), связанные с хозяйственной деятельностью человека. Попадая в почву, эти органические остатки вызвали рост численности микроорганизмов, участвующих в их разложении, которые, в свою очередь, выделяли специфические ферменты, ответственные за гидролиз того или иного органического субстрата. В результате определенные группы ферментов накапливались в почвах и культурных слоях. Такие изменения энзиматического пула, имевшие место в древности, могут сохраняться до наших дней, образуя ферментную память почв.

Данный вид почвенной памяти практически не исследован, хотя его потенциал представляется весьма внушительным. Известна работа, в которой показано, что в почве древней земледельческой террасы (около 1500 л. н.) сохранился высокий уровень фосфатазной и амидазной активности, превышающий уровень ферментативной активности современных целинных и пахотных почв [61]. Изучение информационного потенциала ферментативной памяти почв было начато с определения уреазной активности культурных слоев древних поселений [11, 80]. Установлено существенное увеличение уреазной активности в почвах в окрестностях средневековых поселений (V–VIII вв. н. э.) в зоне предполагаемой распашки с внесением органических удобрений [53, 59]. Использование показателя уреазной активности оказалось удачным и для выявления зоны интен-

сивной хозяйственной деятельности, а также для уточнения ее характера в связи с расположением конкретных сооружений и общей планировкой археологического памятника [13].

Еще одним ферментом, перспективность использования которого при реконструкциях изменений условий почвообразования хорошо доказана, является фосфатаза. На настоящий момент проведены исследования фосфатазной активности культурных слоев древних поселений и почв, погребенных под курганами эпохи бронзы и раннего железного века в степной зоне юга России. Показано, что высокий уровень фосфатазной активности, соответствующий показателям современных почв, наблюдается в культурных слоях возрастом более 4000 лет, причем отмечены пики фосфатазной активности, связанные с особенностями формирования культурного слоя в различные периоды функционирования поселения [28, 37].

Длительность функционирования ферментной памяти для разных групп ферментов неодинакова. Ранее было выявлено, что в погребенных почвах и культурных слоях поселений активность фосфатаз сохраняется в образцах возрастом более 5000 лет на уровне, превышающем фоновый в современных почвах [28]. Активность уреазы в образцах такого возраста заметно меньше фоновых показателей; можно говорить о том, что этот фермент сохраняет активность до 2–3 тыс. лет [57].

Механизм функционирования ферментной памяти следующий: признак (высокая активность фермента) является следствием процесса накопления фермента при разложении больших объемов специфических субстратов антропогенной природы) и представляет собой результат влияния на почву антропогенной деятельности как фактора почвообразования.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Биологическая память почв – это информация об условиях почвообразования и антропогенной деятельности в прошлом, носителями которой являются живые организмы, их генеративные и покоящиеся формы, отмершие и минерализованные организмы и ткани, биоорганические соединения, низко- и супрамолекулярные продукты микробной трансформации органического вещества, а также следы и продукты жизнедеятельности живых организмов в почвенном профиле.

Биологическая память реализуется на трех информационных уровнях: 1) на уровне собственно объектов – носителей почвенной памяти; 2) на уровне следов и продуктов их жизнедеятельности в почве; 3) на уровне продуктов постмортальной микробной трансформации их тел. В зависимости от жизненной формы носителей биологической памяти объектный уровень объ-

единяет фитогенную, зоогенную и микробную память, а также информацию в виде низко- и высоко молекулярных биоорганических соединений, ранее входивших в состав живых организмов и поступивших в почву после их отмирания без изменений.

Второй уровень объединяет результаты жизнедеятельности бактерий и грибов, оставленные ими в минеральной составляющей почвы и органо-минеральных комплексах. Следы их функционирования сохраняются в виде ходов корней, вывалов деревьев, нор почвенной мезо- и мегафауны, а также в виде эндо- и экзоферментов, которые были синтезированы почвенными микроорганизмами в прошлом.

Третьим уровнем биологической памяти является уровень супрамолекулярных продуктов микробной трансформации самих организмов и продуктов их жизнедеятельности — “гумусовая память”, отражающая условия почвообразования во время жизни биогенных носителей почвенной памяти и процессы их последующего преобразования.

Микробная память почв является важной составляющей феномена почвенной биологической памяти. Под термином “микробная память” мы предлагаем понимать способность микробного сообщества почв сохранять изменения своей структуры, функционального разнообразия и биологической активности, возникшие в результате действия природных или антропогенных факторов в прошлом.

Наибольший информационный потенциал микробной памяти почв раскрывается при изучении процессов поступления и преобразования в почве органических субстратов естественной и антропогенной природы. Это позволяет реконструировать динамику природных условий и разные формы бытовой и производственной деятельности человека в прошлом.

Отражение в микробной почвенной памяти информации о климатических флуктуациях происходит в виде изменения биомассы почвенного микробного сообщества и его эколого-трофической структуры. Этот аспект почвенной памяти наиболее полно реализуется в случае с подкурганными погребенными почвами. В этом случае триаду фактор → процесс → свойство можно представить следующим образом: климатические изменения → поступление в почву отмершей фитомассы → изменения биомассы и эколого-трофической структуры микробного сообщества. Использование микробиологических методов изучения погребенных почв позволило вывести палеоэкологические реконструкции на качественно новый уровень и перейти к реконструкциям годового хода осадков.

Информация о поступлении органических субстратов антропогенной природы сохраняется в биологической почвенной памяти в виде увеличения численности микроорганизмов, специализирующихся на разложении данного субстрата (микробная память), а также в увеличении активности соответствующих ферментов, участвующих в процессе минерализации (ферментная память почв). И в том, и в другом случаях резкое возрастание численности определенной группы почвенных микроорганизмов или увеличение активности фермента является следствием поступления и разложения в почве специфических субстратов антропогенной природы и отражает влияние на почву антропогенной деятельности как фактора почвообразования.

Микробная и ферментная память как составляющие биологической памяти почв позволяют реконструировать почвенные процессы, связанные с антропогенной деятельностью, которые не могут быть реконструированы с помощью других методов.

#### БЛАГОДАРНОСТЬ

Авторы выражают глубокую признательность рецензентам статьи за конструктивные замечания и советы, которые позволили значительно улучшить структуру и информационный уровень публикации.

#### ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Изучение подкурганых палеопочв проводилось в рамках Госзадания № 0191-2019-0046. Микробиологические исследования почв и культурных слоев поселений выполнены при поддержке РФФИ, проект 19-18-00406.

#### КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что нет конфликта интересов.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Абатуров Б.Д.* Млекопитающие как компонент экосистем. М.: Наука, 1984. 288 с.
2. *Абрамова М.М.* К вопросу об эффективности летних осадков в условиях в условиях засушливого климата // Почвоведение. 1962. № 9. С. 4–53.
3. *Александровский А.Л., Александровская Е.И.* Эволюция почв и географическая среда. М.: Наука, 2005. 223 с.
4. *Александровский А.Л., Бронникова М.А., Водяницкий Ю.Н., Герасимова М.И. и др.* Память почв. Почва как память биосферно-геосферно-антропо-сферных взаимодействий. М.: Изд-во ЛКИ, 2008. 690 с.
5. *Алексеева Т.В., Алексеев А.О., Калинин П.И.* Палеопочвы нижнего карбона в карьере “Бронцы” (Калужская область) // Почвоведение. 2018. № 7. С. 787–800.

6. *Алпатьев А.М.* Почвоувлажнительный и биологический эффект атмосферных осадков // Почвоведение. 1959. № 2. С. 12–14.
7. *Афанасьева Е.А.* Водно-солевой режим обыкновенных и южных черноземов Юго-Востока европейской части СССР. М.: Наука, 1980. 216 с.
8. *Базыкина Г.С.* Водный режим и баланс мелиорируемых в культурных биогеоценозах // Биогеоэкологические основы освоения полупустыни Северного Прикаспия. М.: Наука, 1974. 359 с.
9. *Бобровский М.В.* Лесные почвы Европейской России: биотические и антропогенные факторы формирования. М.: КМК, 2010. 359 с.
10. *Борисов А.В., Мимоход Р.А.* Аридизация: формы проявления и влияние на население стеной зоны в бронзовом веке // Российская археология. 2017. № 2. С. 48–60.
11. *Бухарин О.В., Гинцбург А.Л., Романова Ю.М., Эль-Регистан Г.И.* Механизмы выживания бактерий. М.: Медицина, 2005. 367 с.
12. *Вайнштейн М.Б., Кудряшова Е.Б.* О наннобактериях // Микробиология. 2000. Т. 69. № 2. С. 163–174.
13. *Гак Е.И., Чернышева Е.В., Ходжаева А.К., Борисов А.В.* Опыт выявления и систематизации инфраструктурных признаков поселения катакомбной культуры Рыкань-3 в лесостепном Подонье // Российская археология. 2014. № 4. С. 19–28.
14. *Гольева А.А.* Микробиоморфная память почв // Память почв: Почва как память биосферно-антропогенных взаимодействий. М.: Изд-во ЛКИ, 2008. С. 500–529.
15. *Гольева А.А.* Микробиоморфные комплексы природных и антропогенных ландшафтов: генезис, география, информационная роль. М.: Изд-во ЛКИ, 2008. 238 с.
16. *Гольева А.А.* Фитолиты и их информационная роль при исследовании природных и археологических объектов. М.—Сыктывкар—Элиста, 2001. 200 с.
17. *Демкин В.А.* Почвоведение и археология. Пушино: ОНТИ, 1997. 196 с.
18. *Демкина Т.С., Борисов А.В., Демкин В.А.* Характеристика микробных сообществ палеопочв археологических памятников пустынно-степной зоны // Почвоведение. 2000. № 9. С. 1117–1126.
19. *Демкина Т.С., Борисов А.В., Демкин В.А., Хомутова Т.Э., Кузнецова Т.В., Ельцов М.В., Удальцов С.Н.* Палеоэкологический кризис в степях Нижнего Поволжья в эпоху средней бронзы (рубеж III–II тыс. до н. э.) // Почвоведение. 2017. № 7. С. 799–813.
20. *Демкина Т.С., Борисов А.В., Хомутова Т.Э.* Сравнительная характеристика современных и погребенных почвенных комплексов в пустынно-степной зоне Волго-Донского междуречья // Почвоведение. 2019. № 11. С. 1295–1306.
21. *Дергачева М.И.* Гумусовая память почв // Память почв: Почва как память биосферно-антропогенных взаимодействий. М.: Изд-во ЛКИ, 2008. С. 530–560.
22. *Динесман Л.Г.* Биогеоценозы степей в голоцене. М.: Наука, 1977. 160 с.
23. *Динесман Л.Г.* Изучение истории биогеоценозов по норах животных. М.: Наука, 1968. 100 с.
24. *Занина О.Г.* Ископаемые норы грызунов из мёрзлых позднеледниковых отложений Колымской низменности // Зоологический журн. 2005. Т. 84. № 6. С. 728–736.
25. *Звягинцев Д.Г.* Почва и микроорганизмы. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1987. 256 с.
26. *Золотун В.П.* Развитие почв юга Украины за последние 50–45 веков. Автореф. дис. ... докт. с.-х. н. Киев, 1974. 74 с.
27. *Иванова А.Е., Марфенина О.Е., Кислова Е.Е., Зазовская Э.П.* Микологические характеристики культурного слоя средневекового поселения на дерново-карбонатных почвах // Почвоведение. 2006. № 1. С. 62–71.
28. *Каширская Н.Н., Плеханова Л.Н., Чернышева Е.В., Ельцов М.В., Удальцов С.Н., Борисов А.В.* Пространственно-временные особенности фосфатазной активности естественных и антропогенно-преобразованных почв // Почвоведение. 2020. № 1. С. 89–101.
29. *Каширская Н.Н., Хомутова Т.Э., Демкина Т.С., Демкин В.А.* Микробная биомасса подкурганных и современных почв степной зоны Нижнего Поволжья // Почвоведение. 2009. № 5. С. 581–587.
30. *Ковда В.А., Большаков А.Ф.* Водно-солевой режим почв центральной части Каспийской равнины. Труды конференции по почвоведению и физиологии растений. Саратов, 1937. Т. 1. С. 144–166.
31. *Крупеников И.А.* Почвенный покров Молдовы: прошлое, настоящее, управление, прогноз. К.: Штиинца, 1992. 265 с.
32. *Марфенина О.Е.* Антропогенная экология почвенных грибов. М.: Медицина для всех, 2005. 196 с.
33. *Марфенина О.Е.* Свойства почвенной микробиоты как одна из форм биотической памяти почв // Память почв: почва как память биосферно-антропогенных взаимодействий. М.: Изд-во ЛКИ, 2008. С. 561–577.
34. *Марфенина О.Е., Горбатовская Е.В., Горленко М.В.* Микологические характеристики культурных слоев почв древнерусских поселений // Микробиология. 2001. Т. 70. № 6. С. 855–859.
35. *Марфенина О.Е., Иванова А.Е., Кислова Е.Е., Зазовская Э.П., Чернов И.Ю.* Грибные сообщества почв раннесредневековых поселений таежно-лесной зоны // Почвоведение. 2008. № 7. С. 850–860.
36. *Мишустин Е.Н.* Термофильные микроорганизмы в природе и практике. М.—Л.: Изд-во АН СССР, 1950. 391 с.
37. *Потапова А.В., Пинской В.Н., Гак Е.И., Каширская Н.Н., Борисов А.В.* Изменчивость свойств культурного слоя поселения эпохи бронзы Ксизово-1 в лесостепной зоне // Российская археология. 2020. № 1. С. 60–75.
38. *Роде А.А.* Водный режим и баланс целинных почв полупустынного комплекса // Водный режим почв полупустыни. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 5–83.
39. *Савостьянова З.А., Нащокин В.Д.* К истории почвенного покрова степной зоны Хакасии // Почвенные условия выращивания защитных насаждений. Красноярск, 1974. С. 7–35.

40. *Сергеев А.Ю., Лебедева Е.Ю.* К вопросу о раннеаланском земледелии: находки культурных и сорных растений на укреплениях Подкумское-2 (II–IV вв. н. э.) // Краткие сообщения института археологии. 2017. № 249-II. С. 311–328.
41. *Таргульян В.О.* Некоторые теоретические проблемы почвоведения как науки о Земле // Почвоведение. 1986. № 12. С. 107–116.
42. *Таргульян В.О.* Память почв: формирование, носители, пространственно-временное разнообразие // Память почв: почва как память биосферно-антропоферных взаимодействий. М.: Изд-во ЛКИ, 2008. С. 23–57.
43. *Таргульян В.О., Бронникова М.А.* Память почв: теоретические основы концепции, современное состояние и перспективы развития // Почвоведение. 2019. № 3. С. 259–275.
44. *Таргульян В.О., Соколов И.А.* Структурный и функциональный подход к почве: почва-память и почва-момент // Математическое моделирование в экологии. М.: Наука, 1978. С. 17–33.
45. *Таргульян В.О., Соколова Т.А.* Почва как биокосная природная система: реактор, память и регулятор биосферных взаимодействий // Почвоведение. 1996. № 1. С. 34–47.
46. *Темралева А.Д., Москаленко С.В., Ельцов М.В., Вагапов И.М., Овчинников А.Ю., Гугалинская Л.А., Алифанов В.М., Пинский Д.Л.* Устойчивость, морфологическая и молекулярно-генетическая идентификация водорослей погребенных почв // Почвоведение. 2017. № 8. С. 983–991.
47. *Федотов Г.Н., Шалаев В.С.* О природе гумусовых веществ // Лесной вестник. 2013. № 7. С. 105–110.
48. *Хомутова Т.Э., Демкин В.А.* Оценка биомассы микробных сообществ почв сухих степей по содержанию в них фосфолипидов // Почвоведение. 2011. № 6. С. 748–754.
49. *Хомутова Т.Э., Демкина Т.С., Борисов А.В., Шишлина Н.И.* Состояние микробных сообществ подкурганых палеопочв степной зоны эпохи средней бронзы (XXVII–XXVI вв. до н. э.) в связи с динамикой увлажненности климата // Почвоведение. 2017. № 2. С. 239–248.
50. *Хомутова Т.Э., Демкина Т.С., Демкин В.А.* Оценка суммарной и активной микробной биомассы разновозрастных подкурганых палеопочв // Микробиология. 2004. Т. 73. С. 241–247.
51. *Чернов Т.И., Железова А.Д., Кутюва О.В., Макеев А.О., Тхакахова А.К., Бгажба Н.А., Курбанова Ф.Г., Русаков А.В., Пузанова Т.А., Хохлова О.С.* Сравнительная оценка структуры микробиомов погребенных и современных почв при помощи анализа микробной ДНК // Микробиология. 2018. Т. 87. № 6. С. 737–746.
52. *Чернышева Е.В., Каширская Н.Н., Демкина Е.В., Коробов Д.С., Борисов А.В.* Термофильные микроорганизмы в почвах как результат хозяйственной деятельности человека в древности // Микробиология. 2019. Т. 88. № 5. С. 624–626.
53. *Чернышева Е.В., Каширская Н.Н., Коробов Д.С., Борисов А.В.* Биологическая активность дерново-карбонатных почв и культурных слоев аланских поселений Кисловодской котловины // Почвоведение. 2014. № 9. С. 1068–1076.
54. *Bobrovsky M., Kupriaynov D., Khanina L.* Anthracological and morphological analysis of soils for the reconstruction of the forest ecosystem history (Meshchera Lowlands, Russia) // Quat. Int. 2019. V. 516. P. 70–82. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2018.06.033>
55. *Carcaillet C., Thinon M.* Pedoanthracological contribution to the study of the evolution of the upper treeline in the Maurienne Valley (North French Alps): methodology and preliminary data // Review of palaeobotany and palynology. 1996. V. 91(1–4). P. 399–416.
56. *Chandler D.P., Brockman F.J., Bailey T.J., Fredrickson J.K.* Phylogenetic diversity of archaea and bacteria in a deep subsurface paleosol // Microbial Ecology. 1998. V. 36. P. 37–50.
57. *Chernysheva E., Khomutova T., Fornasier F., Kuznetsova T., Borisov A.* Effects of long-term medieval agriculture on soil properties: A case study from the Kislovodsk basin, Northern Caucasus, Russia // J. Mounting Sci. 2018. V. 15(6). P. 1171–1185. <https://doi.org/10.1007/s11629-017-4666-7>
58. *Chernysheva E., Korobov D., Borisov A.* Thermophilic microorganisms in arable land around medieval archaeological sites in Northern Caucasus, Russia: novel evidence of past manuring practices // Geoarchaeology. 2017. V. 32. P. 494–501. <https://doi.org/10.1002/gea.21613>
59. *Chernysheva E.V., Korobov D.S., Khomutova T.E., Borisov A.V.* Urease activity in cultural layers at archaeological sites // J. Archaeological Sci. 2015. V. 57. P. 24–31. <https://doi.org/10.1016/j.jas.2015.01.022>
60. *Dergacheva M., Bazhina N., Nekrasova O., Zenin V.* Shestakovo site of Western Siberia (Russia): Pedogenic features, humic substances and paleoenvironment reconstructions for last 20–25 ka // Quat. Int. 2016. V. 420. P. 199–207. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.10.087>
61. *Dick R.P., Sandor J.A., Eash N.S.* Soil enzyme activities after 1500 years of terrace agriculture in the Colca Valley, Peru // Agriculture, Ecosystems & Environment. 1994. V. 50. P. 123–131. [https://doi.org/10.1016/0167-8809\(94\)90131-7](https://doi.org/10.1016/0167-8809(94)90131-7)
62. *Enevold R., Rasmussen P., Løvschal M., Olsen J., Vad Odgaard B.* Circumstantial evidence of non-pollen palynomorph palaeoecology: a 5500 year NPP record from forest hollow sediments compared to pollen and macrofossil inferred palaeoenvironments // Vegetation History and Archaeobotany. 2019. V. 28. P. 105–121. <https://doi.org/10.1007/s00334-018-0687-6>
63. *Ershova E., Alexandrovskiy A., Krenke N.* Paleosols, paleovegetation and neolithic occupation of the Moskva river floodplain, Central Russia // Quat. Int. 2014. V. 324. P. 134–145. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2014.01.031>
64. *Evershed R.P.* Organic residue analysis in archaeology: the archaeological biomarker revolution // Archaeometry. 2008. V. 50(6). P. 895–924. <https://doi.org/10.1111/j.1475-4754.2008.00446.x>
65. *Golyeva A., Svirida N.* Quantitative distribution of phytoliths as reliable diagnostical criteria of ancient

- arable lands // *Quat. Int.* 2017. V. 434. P. 51–57.  
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.12.062>
66. *Ivanova A., Marfenina O.* Soil fungal communities as bioindicators of ancient human impacts in medieval settlements in different geographic regions of Russia and southwestern Kazakhstan // *Quat. Int.* 2015. V. 365. P. 212–222.  
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2014.10.016>
  67. *Kashirskaya N., Kleshchenko A., Mimokhod R., Borisov A.* Microbiological approach for identification of wool clothes in ancient burials // *J. Archaeological Science: Reports.* 2020. V. 31.  
<https://doi.org/10.1016/j.jasrep.2020.102296>
  68. *Khomutova T.E., Kashirskaya N.N., Demkina T.S., Kuznetsova T.V., Borisov A.V., Formasier F., Shishlina N.I.* Precipitation pattern during warm and cold periods in the Bronze Age (around 4.5–3.8 ka BP) in the desert steppes of Russia: soil-microbiological approach for palaeoenvironmental reconstruction // *Quat. Int.* 2019. V. 507. P. 84–94.  
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2019.02.013>
  69. *Makeev A., Aseeva E., Rusakov A., Sorokina K., Puzanova T., Khokhlova O., Kust P., Kurbanova F., Chernov T., Kutovaya O., Lebedeva M., Mihailov E.* The environment of the Early Iron Age at the southern fringe of the forest zone of the Russian Plain // *Quat. Int.* 2018. V. 502B. P. 218–237.  
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2018.04.002>
  70. *Marfenina O.E., Ivanova A.E., Kislova E.E., Sacharov D.S.* The mycological properties of medieval culture layers as a form of soil ‘biological memory’ about urbanization // *J. Soils and Sediments.* 2008. V. 8. P. 340–348.  
<https://doi.org/10.1007/s11368-008-0032-2>
  71. *Margesin R., Siles J., Cajthaml T., Öhlinger B., Kistler E.* Microbiology Meets Archaeology: Soil Microbial Communities Reveal Different Human Activities at Archaic Monte Iato (Sixth Century BC) // *Microbial Ecology.* 2016. V. 73(4). P. 925–938.  
<https://doi.org/10.1007/s00248-016-0904-8>
  72. *Marinova E., Linsele V., Kühn M.* Bioarchaeological research on animal dung – possibilities and limitations // *J. Environmental Archaeology.* 2013. V. 18(1). P. 1–3.  
<https://doi.org/10.1179/1461410313Z.00000000023>
  73. *Mitusov A.V., Mitusova O.E., Pustovoytov K., Lubos C.M., Dreibrodt S., Bork H.R.* Palaeoclimatic indicators in soils buried under archaeological monuments in the Eurasian steppe: a review // *Holocene.* 2009. V. 19. P. 1153–1160.
  74. *Moore P., Webb J., Collison M.* Pollen analysis. Blackwell, Oxford, 1991. 216 p.
  75. *Nannipieri P., Kandeler E., Ruggiero P.* Enzyme activities and microbiological and biochemical processes in soil // *Enzymes in the environment. Activity, ecology and applications.* N.Y.: Marcel Dekker, 2002. P. 1–33.
  76. *Novenko E., Tsyganov A., Volkova E., Kupriyanov D., Mironenko I., Babeshko K., Uitkina A., Popov V., Mazei Yu.* Mid- and Late Holocene vegetation dynamics and fire history in the boreal forest zone of European Russia: a case study from the south-eastern part of Meschera Lowlands // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology.* 2016. V. 459. P. 570–584.  
<https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2016.08.004>
  77. *Novenko T., Tsyganov A., Mazei N., Kupriyanov D., Rudenko O., Bobrovsky M., Erman N., Nizovtsev V.* Palaeoecological evidence for climatic and human impacts on vegetation in the temperate deciduous forest zone of European Russia during the last 4200 years: A case study from the Kaluzhskiye Zaseki Nature Reserve // *Quat. Int.* 2019. V. 516. P. 58–69.  
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2018.06.028>
  78. *Nyström T.* Not quite dead enough: on bacterial life, culturability, senescence, and death // *Archives of Microbiology.* 2001. V. 176. P. 159–164.  
<https://doi.org/10.1007/s002030100314>
  79. *Patchay M., Sundarkrishnan B., Tamilselvan S., Sakthivel N.* Microbial management of organic waste in agroecosystem // *Microorganisms for Green Revolution. V. 2: Microbes for Sustainable Agro-Ecosystem.* Singapore: Springer, 2018. P. 45–74.
  80. *Peters S., Borisov A., Reinhold S., Korobov D., Thiemeyer H.* Microbial characteristics of soils depending on the human impact on archaeological sites in the Northern Caucasus // *Quat. Int.* 2014. V. 324(4). P. 162–171.  
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2013.11.020>
  81. *Rosen A.* Phytolith analysis // *Encyclopedia of Archaeology.* 2008. P. 1818–1822.  
<https://doi.org/10.1016/B978-012373962-9.00247-8>
  82. *Roszak D.B., Colwell R.R.* Survival strategies of bacteria in the natural environment // *Microbiological Reviews.* 1987. V. 51. P. 365–379.
  83. *Ryabogina N., Borisov A., Idrisov I., Bakushev M.* Holocene environmental history and populating of mountainous Dagestan (Eastern Caucasus, Russia) // *Quat. Int.* 2019. V. 516. P. 111–126.  
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2018.06.020>
  84. *Sadori L.* Postglacial Pollen Records from Southern Europe // *Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences.* 2014.  
<https://doi.org/10.1016/B978-0-12-409548-9.09389-1>
  85. *Shi T., Reeves R.H., Gilichinsky D.A., Friedmann E.I.* Characterization of viable bacteria in Siberian permafrost by 16S rDNA sequencing // *Microbiol. Ecology.* 1997. V. 33. P. 169–179.  
<https://doi.org/10.1007/s002489900019>
  86. *Skujins J.J.* Extracellular enzymes in soil // *Critical Reviews in Microbiology.* 1976. V. 4. P. 383–421.
  87. *Trunova V., Zvereva V., Polosmak N., Kochubey D., Kriventsov V., Kuper K.* Investigation of Organic Materials From the ‘Royal’ Burials of Xiongnu (Noin-Ula, Mongolia) by SRXRF and XAFS Methods // *Archaeometry.* 2015. V. 57(6). P. 1060–1077.  
<https://doi.org/10.1111/arcim.12109>
  88. *Tunno I., Mensing S.* The value of non-pollen palynomorphs in interpreting paleoecological change in the Great Basin (Nevada, USA) // *Quat. Res.* 2017. V. 87. P. 529–543.  
<https://doi.org/10.1017/qua.2017.8>
  89. *van der Wal A., van Veen J., Smant W., Boschker H., Bloeem J., Kardol P., van der Putten W., de Boer W.* Fungal biomass development in a chronosequence of land abandonment // *Soil Biol. Biochem.* 2006. V. 38. P. 51–60.
  90. *Von Holstein I.C.C., Penkman K.E.H., Peacock E.E., Collins M.J.* Wet degradation of keratin proteins: linking amino acid, elemental and isotopic composition //

- Rapid Commun. Mass Spectrom. 2014. V. 28(19). P. 2121–2133.  
<https://doi.org/10.1002/rcm.6999>
91. *Wilkinson T.* The definition of ancient manured zones by means of extensive shred-sampling techniques // *J. Field Archaeol.* 1982. V. 9. P. 323–333.
92. *Williams C.A., Hills L.V., Krause F.F.* Preserved organic matter and miospores in buried Middle Devonian (Givetian) paleosols: Indicators of weathering, oxidation and maturity // *Catena.* 1996. V. 28. Iss. 1–2. P. 1–19.  
[https://doi.org/10.1016/S0341-8162\(96\)00027-6](https://doi.org/10.1016/S0341-8162(96)00027-6)
93. *Zaragoza R., Guerrero C., Mataix-Solera J., Scow K., Arcenegui V., Mataix-Beneyto J.* Changes in soil microbial community structure following the abandonment of agricultural terraces in mountainous areas of Eastern Spain // *Applied Soil Ecology.* 2009. V. 42. P. 315–323.

## Changes in the Past Soil-Forming Conditions and Human Activity in Soil Biological Memory: Microbial and Enzyme Components

A. V. Borisov<sup>1</sup>, T. S. Demkina<sup>1</sup>, N. N. Kashirskaya<sup>1</sup>, T. E. Khomutova<sup>1</sup>, and E. V. Chernysheva<sup>1, \*</sup>

<sup>1</sup>*Institute of Physicochemical and Biological Problems in Soil Science, Pushchino, Moscow oblast, 142290 Russia*

*\*e-mail: chernysheva1988@gmail.com*

The article develops the concept of biological memory of soils and cultural layers. Under this term, it is proposed to understand information on the soil-forming conditions in the past; memory carriers are living organisms, their generative and dormant forms, dead and mineralized organisms and tissues, bioorganic compounds, low- and supramolecular products of microbial transformation of organic matter, as well as traces of living organisms functioning in the soil profile. The structure of biological memory is proposed and the mechanisms of microbial soil memory are discussed in more detail. Microbial soil memory is defined as the ability of different groups of soil biota to change their structure, functional diversity and biological activity resulting of the effects of natural or anthropogenic factors, and to preserve these changes. It is shown that changes in climatic conditions are reflected in the microbial memory of buried soils in the form of changes in the biomass and ecological-trophic structure of the soil microbial community. In relation to the cultural layers of ancient settlements and soils with traces of ancient anthropogenic transformation, along with microbial memory, enzyme memory is implemented, which allows us to reconstruct the entry of non-specific substrates into the soil, primarily substrates of anthropogenic nature. In microbial memory, their entry into the soil is preserved in the form of an increase in the number of microorganisms that specialize in the decomposition of this substrate, while in the enzyme memory – as an increase in the activity of exo- and endoenzymes that are involved in the utilization of these substrates by soil microbial microorganisms. The established time scales of functioning of microbial and enzyme memory of soils are several thousand years.

*Keywords:* microbial community, enzyme activity, buried soils

**ВЛИЯНИЕ НИЗКИХ КОНЦЕНТРАЦИЙ СТАБИЛЬНЫХ  
ЭЛЕКТРОФОРЕТИЧЕСКИХ ФРАКЦИЙ ПОЧВЕННЫХ ГУМИНОВЫХ  
КИСЛОТ НА СТИМУЛЯЦИЮ/ИНГИБИРОВАНИЕ ДЛИНЫ КОРНЕЙ  
ПРОРОСТКОВ СЕМЯН РЕДИСА**

© 2021 г. О. Е. Трубецкая<sup>а</sup>, О. А. Трубецкой<sup>б, \*</sup>

<sup>а</sup>Филиал Института биоорганической химии им. академиков М.М. Шемякина и Ю.А. Овчинникова РАН,  
ул. Институтская, 6, Пущино Московской области, 142290 Россия

<sup>б</sup>Институт фундаментальных проблем биологии РАН,  
ул. Институтская, 2, Пущино Московской области, 142290 Россия

\*e-mail: olegi03@yahoo.com

Поступила в редакцию 26.08.2020 г.

После доработки 12.10.2020 г.

Принята к публикации 27.10.2020 г.

С помощью сочетания эксклюзионной хроматографии низкого давления с аналитическим электрофорезом в полиакриламидном геле из гуминовых кислот (ГК) чернозема и почвенного стандарта Международного гуминового общества ГК-1S102H получены по три стабильные электрофоретические фракции А, В и С + D, различающиеся по электрофоретической подвижности и молекулярному размеру (МР), причем  $MP_A > MP_B > MP_{C+D}$ . Исходные ГК и их фракции были проанализированы на наличие биологической активности (способности стимулировать или ингибировать рост первичных корней трехдневных проростков редиса) в концентрациях 1,  $10^{-3}$  и  $10^{-4}$  мг/л. Статистически значимый стимулирующий эффект ( $p < 0.05$ ) для обеих ГК и их фракций А и В наибольшего МР был получен при ультранизкой концентрации  $10^{-3}$  мг/л. Фракция С + D наименьшего МР из обоих препаратов ГК при этой концентрации статистически значимо ингибировала прорастание семян редиса. На основании анализа структурных характеристик можно предположить, что определяющим фактором стимуляции роста является наличие алифатических компонентов в составе ГК и фракций, а не их МР. В то же время ароматические компоненты обуславливают ингибирование роста растений.

**Ключевые слова:** гуминовые вещества, фракционирование гуминовых кислот, электрофорез, эксклюзионная хроматография

**DOI:** 10.31857/S0032180X21060150

## ВВЕДЕНИЕ

В 1914 г. профессор ботаники Королевского колледжа Лондонского университета Вильям Ботмли впервые на основании лабораторных экспериментов пришел к выводу о том, что гуминовые вещества (ГВ) в небольших количествах стимулируют рост ряски (*Lemna minor*) и опубликовал серию статей, назвав экстрагированные им торфяные вытяжки “ауксиномами” [19]. В течение прошлого столетия учеными разных стран было показано, что малые дозы ГВ, экстрагированные из почв, торфов, углей, компостов и др., оказывают прямое и косвенное влияние не только на рост высших растений, но и на микроорганизмы, водоросли и грибы, влияя как на многие физиологические, так и биохимические свойства живых организмов [4, 11, 12, 35, 51, 52]. Убедительно продемонстрировано, что опосредованное влия-

ние малых доз растворимых ГВ на рост заключается в облегчении ассимиляции растениями и микроорганизмами минеральных питательных макро- и микроэлементов [10, 13, 24], что создало фундаментальную основу для разработки гуминовых удобрений [14, 17, 25, 36, 42]. Прямое влияние ГВ на рост, возможное лишь в случае их проникновения внутрь клеток, было впервые продемонстрировано на высших растениях с помощью оригинальных агрохимических приемов в серии работ 1949–1954 гг. Л.А. Христовой с соавт. [10, 12]. Проникновение ГВ в клетки высших растений, а также грибов, водорослей и микроорганизмов было подтверждено другими исследователями с использованием ГВ и их аналогов, меченных радиоактивными изотопами углерода  $^{14}C$  [3, 40, 51] или тритием [31]. В 50-х годах прошлого века Христовой [10], Гуминским [2], Фляйгом [28] для объяснения прямого

физиологического влияния на рост растений выдвинута гипотеза о том, что ГВ и их аналоги, содержащие хиноны и полифенолы, могут принимать участие в окислительно-восстановительных реакциях, влияя на процессы дыхания и фотосинтеза и стимулируя общий метаболизм растительного организма. Далее было обнаружено стимулирующее и/или ингибирующее влияние препаратов ГВ на активность нескольких протеаз, пероксидазы, протонной АТФазы, инвертазы, холинэстеразы и других ферментов [12, 18, 35]. В отдельных работах продемонстрировано влияние препаратов ГВ на синтез белков и нуклеиновых кислот [45, 52].

Несмотря на более чем вековую историю изучения, представления о взаимосвязи между содержанием структурных компонентов ГВ (жирных кислот, протеиноподобных и ароматических соединений, углеводов) и их влиянием на рост, физиологические и биохимические функции растений и микроорганизмов до конца не выяснены. Из-за чрезвычайно сложной и до конца не установленной структурной организации коллоидных наночастиц ГВ крайне трудно идентифицировать характеристические компоненты, осуществляющие регуляцию тех или иных процессов и их взаимосвязь. В частности непонятно, стимулируют ли усиление дыхания и увеличение сухой массы растения одни и те же или разные структурные компоненты ГВ [30, 37]. Не доказана прямая связь между увеличением количества хлорофилла в присутствии ГВ и фотосинтезом [15, 52], усилением дыхательной активности и ростом высших растений [1, 10, 44].

Выявление корреляции между структурой и функцией отдельных соединений в составе ГВ может быть перспективным для создания нового поколения природоподобных стимуляторов роста растений и расширит применение ГВ из различных источников (торфов, сапропелей, углей и др.) или их синтетических аналогов, полученных с помощью методов “зеленой химии”, в сельскохозяйственном производстве.

Одним из подходов, позволяющих расширить имеющиеся сведения о механизмах биологической активности почвенных ГВ, является параллельный структурный и функциональный анализ большого набора различных по генезису препаратов ГВ с использованием современных статистических методов для установления типа химических структур, отвечающих за различные типы биологической активности [20, 21, 29, 32, 39].

Другим подходом является разделение ГВ на отдельные компоненты или фракции, обладающие неодинаковым влиянием на рост и/или физиологическую и биохимическую активности растений с последующим всесторонним анализом химической структуры каждой фракции. Рядом исследо-

вателей продемонстрировано более сильное стимулирующее влияние гуминовых кислот (ГК) по сравнению с фульвокислотами (ФК) на рост корней и стеблей многих культур высших растений [51]. Однако имеются данные о том, что активность ФК может быть сравнима или даже быть выше активности ГК [5, 43]. Очевидно, что для понимания механизмов стимуляции роста растений требуются более “тонкие” методы фракционирования ГВ, чем их традиционное разделение на ГК, ФК и гумин. Для получения субфракций ГВ, ГК или ФК различного происхождения были использованы методы диализа [15, 16, 33, 38], эксклюзионной хроматографии низкого давления на сефадексе [27, 50], высокоэффективной эксклюзионной хроматографии [16, 22], а также ультрафильтрации [18, 26, 49]. В большинстве проведенных исследований фракционированию подвергались исходные препараты ГВ из почв [15, 16, 33, 49], компостов различных сроков созревания [26] или вермикомпоста [38]. В работе [50] фракционированию подвергали препарат почвенной ГК, а в работе [18] – препараты почвенных ГК и ФК, однако в обоих исследованиях была изучена лишь их способность влиять на ферментативную активность инвертазы [50] или четырех протеолитических ферментов [18], но не на рост растений. Лишь в одной работе [22] было проведено препаративное фракционирование ГК из вермикомпоста на фракции различного молекулярного размера (МР), изучены как некоторые структурные характеристики фракций, так и их способность влиять на скорость роста двух видов высших растений.

Трубецким с соавт. [7, 41, 48] разработан эффективный метод фракционирования почвенных ГК различного происхождения, основанный на сочетании препаративной эксклюзионной хроматографии низкого давления на сефадексе G-75 (ЭХ) и аналитического электрофореза в полиакриламидном геле (ЭПАГ). Использование сочетания ЭХ-ЭПАГ впервые позволило получить из ГК различного генезиса препаративные количества стабильных фракций, различающихся по электрофоретической подвижности и МР. Аналитический электрофорез использовался в качестве надежного критерия, позволяющего оценить эффективность фракционирования ГВ с помощью хроматографии. Стабильные электрофоретические фракции каждого образца ГК изучали с использованием рутинных и новейших аналитических методов, доказавших их контрастную химическую структуру [6–9, 23, 41, 46, 47].

Цель работы – исследование биологической активности контрастных по химической структуре стабильных электрофоретических фракций, полученных из препаратов ГК чернозема и ГК-1S102H – почвенного стандарта Международного гуминового общества (International Hu-

mic Substances Society – IHSS). Данное исследование является частью комплексного изучения структуры и функции почвенных ГК различного генезиса и их электрофоретических фракций, проводимое нами в течение последних 30 лет.

## ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Гуминовые вещества экстрагировали раствором 0.1 М пиродифосфата натрия + 0.1 М NaOH (pH 13) из почвенного образца, взятого из горизонта А чернозема типичного тяжелосуглинистого на лёссе (Haplic Chernozem (Loamic, Pachic) (Курская область)). ГК чернозема получали кислотным осаждением как в работах [7, 41, 47, 48]. Препарат ГК, выделенный из почвы Эллиот (штат Иллинойс, США), являющийся основным международным почвенным гуминовым стандартом (IS102H), получен из Международного гуминового общества (IHSS). Информацию о методе выделения и структурных характеристиках данного стандарта можно найти на сайте IHSS (<http://humic-substances.org/>). Элементные составы в массовых процентах в пересчете на сухое беззольное вещество ГК чернозема (С – 62.5, Н – 4.3, N – 4.2) и стандарта ГК – IS102H (С – 58.1, Н – 3.7, N – 4.1) весьма сходны, несмотря на различное географическое положение почв. Согласно американской классификации, обе почвы относятся к одному типу – моллисол.

Сочетание препаративной ЭХ на колонке с септадексом G-75 в 7М мочевины с аналитическим электрофорезом в 10% полиакриламидном геле (ЭПАГ) использовали для получения стабильных электрофоретических фракций ГК чернозема и стандарта ГК-IS102H согласно ранее разработанной методике [48]. Из препаратов ГК готовили по три индивидуальные стабильные электрофоретические фракции, названные А, В и С + D и различающиеся по времени выхода с хроматографической колонки. Для получения 100–200 мг фракций в 2010 г. проведено препаративное фракционирование 1 г ГК чернозема, включающее около 50 стандартных ЭХ-ЭПАГ процедур. В 2011 г. выделено 15–25 мг фракций из 100 мг почвенного стандарта ГК-IS102H. После очистки диализом и высушивания лиофилизацией сухие препараты фракций А, В и С + D, а также исходные препараты ГК хранили в темных плотно закрытых стеклянных баночках в темноте при комнатной температуре, периодически контролируя электрофоретические и некоторые спектральные характеристики препаратов. Фракции названы стабильными, так как в течение 9–10 лет наблюдения имели неизменные электрофоретическую подвижность, коэффициенты специфической абсорбции в ультрафиолетовой и видимой областях, а также идентичные спектры флуоресценции при длине волны возбуждения 270 нм.

Биологическую активность препаратов ГК чернозема, почвенного стандарта ГК-IS102H, а также фракций А, В и С + D, полученных из каждого образца ГК, оценивали методом фитотестирования по изменению длины первичных корней трехдневных проростков редиса (*Raphanus sativus*) относительно контроля (воды). В чашку Петри помещали диск фильтровальной бумаги диаметром 90 мм, равным диаметру чашки, на него раскладывали 10 семян редиса, бумагу смачивали 5 мл дистиллированной воды (контроль) или раствором ГК или фракции заданной концентрации. Сверху помещали второй бумажный диск, накрывали чашку крышкой и оставляли в темноте при комнатной температуре на 3 дня. Через 72 ч у каждого проростка измеряли длину первичного корня, затем все проростки выкладывали на темную пластиковую подложку и фотографировали. С помощью программы Excel рассчитывали среднее значение, стандартное отклонение, а также достоверность различий между экспериментальными и контрольными данными с использованием *t*-теста (критерия Стьюдента). Базовые растворы готовили растворением препаратов ГК и фракций до концентрации 1 мг/мл в 0.05 М NaOH и использовали в течение 1 месяца. В экспериментах по подбору оптимальных концентраций для фитотеста брали препарат ГК чернозема с концентрацией от 100 до  $10^{-4}$  мг/л. Нужные концентрации получали путем разбавления аликвот базового раствора в 10, 100 и 1000 раз до объема 10 мл дистиллированной водой. Более низкие концентрации ( $10^{-3}$ – $10^{-4}$  мг/л) получали последовательным разбавлением раствора с концентрацией 1 мг/л. При сравнительном изучении биологической активности ГК и соответствующих фракций использовали три различные концентрации растворов: 1,  $10^{-3}$  и  $10^{-4}$  мг/л, то есть каждый эксперимент включал анализ 13 чашек Петри: 1 – контроль, 2–4 – ГК, 5–7 – фракция А, 8–10 – фракция В, 11–13 – фракция С + D. В одном эксперименте было использовано 130 семян редиса. Для ГК чернозема и фракций эксперимент проводили в шести повторностях в апреле–мае 2013 (две), марте–апреле 2018 (две) и апреле–мае 2019 г. (две). Для почвенного стандарта ГК-IS102H и фракций эксперимент проводили в четырех повторностях в марте–апреле 2018 (две) и апреле–мае 2019 г. (две).

## РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

На рис. 1 представлены электрофореграммы ГК чернозема и международного почвенного стандарта ГК-IS102H в 10%-ном полиакриламидном геле (ПАГ). ГК, выделенные из почв различного генезиса и географического положения, разделились в электрическом поле на три дискретные естественно окрашенные коричневые зоны со сходными электрофоретическими подвижно-

стями, обозначенные А (стартовая зона, не входящая в поры 10% ПАГ), В (узкая зона в середине геля) и С + D (зона в нижней части геля, состоящая из двух полос с близкими электрофоретическими подвижностями). С помощью сочетания ЭХ-ЭПАГ получены препаративные количества индивидуальных стабильных электрофоретических фракций А, В и С + D из обоих препаратов ГК.

Проведено исследование биологической активности исходных препаратов ГК чернозема, международного почвенного стандарта ГК-1S102Н, а также их индивидуальных стабильных электрофоретических фракций А, В и С + D. Влияние препаратов ГК на рост высших растений оценивали с помощью метода проращивания семян редиса на фильтровальной бумаге, смоченной водой (контроль) или растворами ГК заданной концентрации. Первоначально проведена серия экспериментов по определению оптимальной концентрации ГК чернозема, вызывающей максимальное увеличение длины первичных корней трехдневных проростков редиса. Использовали концентрации ГК чернозема ( $C_{\text{ГК чернозема}}$ ) в диапазоне от 100 до  $10^{-4}$  мг/л. Оказалось, что в данном тесте при  $C_{\text{ГК чернозема}} = 10$  мг/л и больше наблюдали ингибирование роста первичных корней редиса. Существенный стимулирующий эффект был обнаружен для  $C_{\text{ГК чернозема}}$  в диапазоне от 1 до  $10^{-4}$  мг/л, причем по критерию Стьюдента при  $C_{\text{ГК чернозема}} = 10^{-3}$  мг/л различия между контрольными экспериментами в воде и растворе ГК были достоверны с  $p < 0.05$ , в то время как для  $C_{\text{ГК чернозема}} = 1$  мг/л достоверность соблюдалась с  $p < 0.25$ , а при  $10^{-4}$  мг/л — с  $p < 0.1$ . На основании вышеприведенного эксперимента для сравнительного анализа биологической активности ГК различного генезиса и их стабильных электрофоретических фракций (далее фракций) использовали концентрации препаратов 1,  $10^{-3}$  и  $10^{-4}$  мг/л.

На рис. 2 и в табл. 1 приведены результаты двух экспериментов, проведенных в апреле 2018 г. Международный почвенный стандарт ГК-1S102Н показал результаты, сходные с ГК чернозема при концентрациях  $10^{-3}$  и  $10^{-4}$  мг/л. Оба препарата стимулировали рост первичных корней трехдневных проростков редиса (ГК чернозема — на 111 и 65%, ГК-1S102Н — на 125 и 104% соответственно). Однако при концентрации 1 мг/л препарат ГК-1S102Н на 44% снизил среднюю длину корней в противоположность ГК чернозема, где наблюдалось увеличение средней длины корней на 30%. Максимальный стимулирующий эффект обоих препаратов ГК — увеличение длины первичных корней трехдневных проростков редиса более, чем в два раза, проявлялся при концентрации  $10^{-3}$  мг/л.

Биологические активности фракций А, В и С + D в пределах каждого образца ГК значитель-

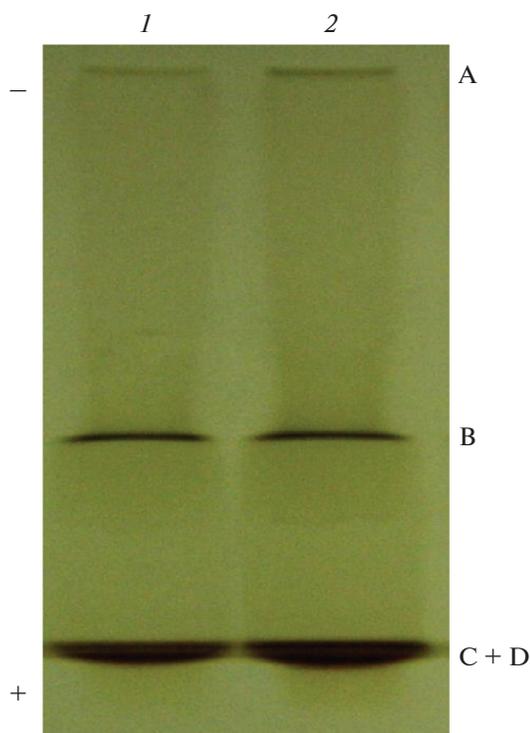
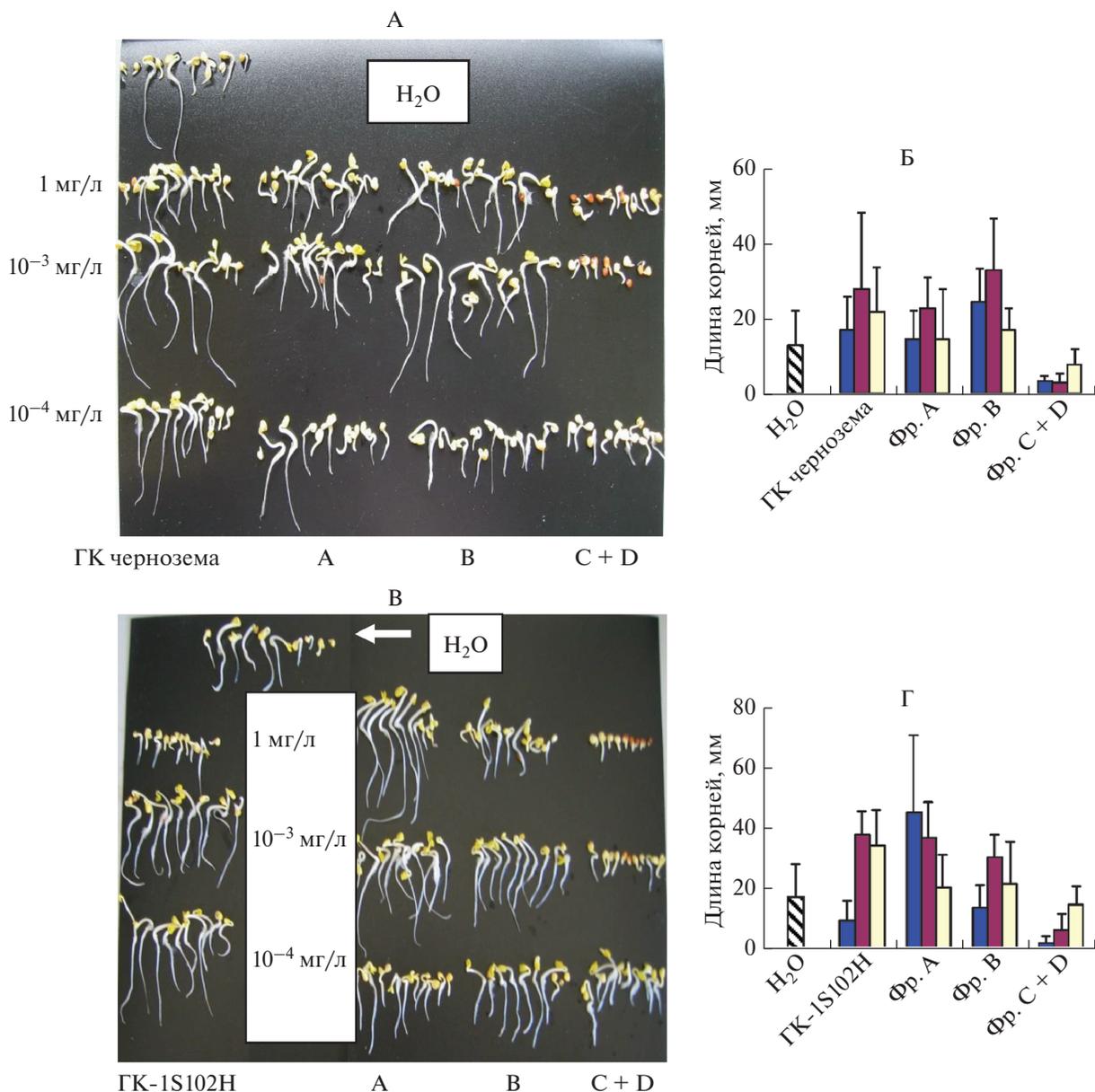


Рис. 1. Электрофореграмма ГК чернозема (1) и международного почвенного стандарта ГК-1S102Н (2) в 10% ПАГ. Естественно окрашенные коричневые зоны на электрофореграмме представляют собой фракции А, В и С + D. Знаками + и — обозначено положение анода и катода.

но различались между собой. Фракции А и В из обоих образцов ГК стимулировали рост корней, а фракции С + D ингибировали прорастание семян редиса. По критерию Стьюдента ингибирование роста корней было достоверным ( $p < 0.05$ ) при концентрациях фракции С + D, равных 1 и  $10^{-3}$  мг/л. При снижении концентрации фракции С + D до  $10^{-4}$  мг/л ее ингибирующая способность заметно уменьшилась. Максимальная стимулирующая активность была обнаружена во фракции В из ГК чернозема (увеличение длины корней по сравнению с контролем в 1.9 и 2.5 раза при концентрациях 1 и  $10^{-3}$  мг/л соответственно), а также во фракции А из международного почвенного стандарта ГК-1S102Н (увеличение длины корней по сравнению с контролем в 2.7 и 2.2 раза при концентрациях 1 и  $10^{-3}$  мг/л соответственно).

Тестирование биологической активности фракций ГК чернозема проводили в шести повторностях — по две в 2013, 2018 и 2019 гг., а с почвенным стандартом ГК-1S102Н в четырех — по две в 2018 и 2019 гг. Оказалось, что стимулирующая и ингибирующая активности фракций сохраняются на одном уровне в течение наблюдаемого периода, и максимальную активность фракции проявляют при ультранизкой концентрации  $10^{-3}$  мг/л. Сле-



**Рис. 2.** Влияние концентрации ГК чернозема и международного почвенного стандарта GK-1S102H и их фракций А, В и С + D различного МР, полученных с помощью сочетания ЭХ-ЭПАГ, на длину первичных корней трехдневных проростков редиса. Слева (А, В) – результаты оригинальных экспериментов, справа (Б, Г) – диаграммы средних значений длины первичных корней со стандартными отклонениями.

дует отметить, что все проведенные ранее другими исследователями эксперименты по влиянию препаратов ГВ различного происхождения на прорастание семян различных культур проводились при концентрациях не меньше 1 мг/л [1, 5, 10, 11, 35, 45, 51, 52].

Высокую эффективность ультранизких концентраций стабильных электрофоретических фракций почвенных ГК можно объяснить их контрастной химической структурой и физико-химическими свойствами, определенными ранее. На основании

объема элюции индивидуальных фракций с сефадексной колонки, а также данных электрофореза в 10% ПАГ, ультрафильтрации на серии мембран с различным диаметром пор, сделан вывод о том, что в обоих препаратах ГК фракция А обладает наибольшим МР, сравнимым с размерами глобулярных белков молекулярной массы более 100 кДа, фракция В – 100–30 кДа, а фракция С + D – 30–5 кДа [6–8]. Электрофоретические слабозаряженные фракции А и В наибольшего МР состоят, главным образом, из гидрофобных алифатических длинноцепочечных углеводородных цепочек.

**Таблица 1.** Биологическая активность ГК чернозема, международного почвенного стандарта ГК-1S102H и их стабильных электрофоретических фракций А, В, С + D, полученных с помощью сочетания ЭХ-ЭПАГ, в фитотесте по стимуляции или ингибированию длины первичных корней трехдневных проростков редиса (*Raphanus sativus*). Эксперименты проведены в апреле 2018 г.

Образец	Номинальный молекулярный размер фракций, кДа	Биологическая активность					
		С <sub>ГК</sub> , 1 мг/л		С <sub>ГК</sub> , 10 <sup>-3</sup> мг/л		С <sub>ГК</sub> , 10 <sup>-4</sup> мг/л	
		среднее значение длины корней, мм	T-тест*	среднее значение длины корней, мм	T-тест	значение длины корней, мм	T-тест
ГК чернозема	—	17.0 ± 8.7	0.22	28.7 ± 20.5	0.03	21.7 ± 12.0	0.07
фракция А	>100	14.7 ± 7.4	0.37	22.9 ± 8.0	0.03	14.8 ± 13.0	0.38
фракция В	100-30	24.4 ± 8.7	0.01	32.8 ± 13.6	0.002	17.1 ± 5.7	0.19
фракция С + D	30-5	3.5 ± 1.2	0.02	3.1 ± 2.6	0.01	8.0 ± 3.8	0.12
ГК-1S102H	—	9.1 ± 6.6	0.05	37.5 ± 7.9	0.0001	34.0 ± 11.8	0.002
фракция А	>100	44.8 ± 26.0	0.003	36.8 ± 11.5	0.0006	19.8 ± 11.1	0.28
фракция В	100-30	13.6 ± 7.4	0.25	30.2 ± 7.5	0.004	21.2 ± 14.2	0.23
фракция С + D	30-5	1.7 ± 2.0	0.0006	5.8 ± 5.2	0.009	14.4 ± 5.8	0.30

\* T-тест (критерий Стьюдента) использовали для сравнения экспериментов по прорастанию семян в растворах гуминовых веществ и контрольных экспериментов в воде. В эксперименте с ГК чернозема и фракций среднее контрольное значение длины корней в воде составляло 13.1 ± 9.0 мм, в эксперименте с ГК-1S102H и фракций — 16.7 ± 11.0 мм.

чек (насыщенных и ненасыщенных жирных кислот, алканов и алкенов), белковых и углеводных фрагментов. Напротив, наиболее гидрофильная легкорастворимая в воде фракция С + D наименьшего МР обогащена ароматическими структурными компонентами и карбоксильными группами. Совокупность этих свойств для каждой фракции получена с использованием методов обратно-фазовой высокоэффективной жидкостной хроматографии (ВЭЖХ) [7], Н<sup>1</sup>- и С<sup>13</sup>-ЯМР [47], пиролитической газовой хроматографии/масс-спектрологии метилированных препаратов [9], горячего кислотного гидролиза [46], трехмерного флуоресцентного анализа [8], капиллярного электрофореза [23]. Можно предположить, что наличие алифатических амфифильных компонентов типа жирных кислот, которыми в особенности обогащены фракции А и В, облегчает проникновение активных компонентов ГВ из водных растворов в клеточные мембраны корней проростков редиса, способствуя прямой стимуляции роста корней, несмотря на значительный МР фракций. Для подтверждения данного предположения требуются дополнительные эксперименты с использованием радиоактивно-меченных стабильных электрофоретических фракций.

Следует принять во внимание высокую степень очистки фракций в процессе фракционирования ГК предложенным методом ЭХ-ЭПАГ. Раствор 7 М мочевины, использованный в качестве подвижной фазы в процессе препаративной ЭХ, разрывает водородные связи, предотвращая как взаимодействие между отдельными компонентами ГК, так и между ГК и частицами сефадекса.

Одновременно мочевины является дезагрегирующим агентом, взаимодействующим с гидрофобной неполярной частью насыщенных жирных кислот [53], входящих в состав ГК. Кроме того, отбор фракций осуществляли на основании тестирования хроматографического профиля с помощью аналитического электрофореза. Это позволило выделить фракции, формирующие в ПАГ только одну электрофоретическую зону. Использование аналитического электрофореза совместно с УФ-детекцией было дополнительным критерием, позволяющим эффективно отобрать хроматографические фракции, контрастирующие не только по МР и электрофоретической подвижности, но и по химической структуре.

МР является одной из наиболее важных физико-химических характеристик ГВ, однако степень влияния этого параметра на способность стимулировать рост растений до конца не определена. Используя метод ультрафильтрации Дель'Амико с соавт. [26], обнаружили, что независимо от времени компостирования городских отходов фракция ГВ наименьшего МР (<1 кДа) ингибировала прорастание семян ячменя, а фракция наибольшего МР (>10 кДа) оказывала стимулирующее действие. Причем как стимулирующий, так и ингибирующий эффекты не превышали 5–10%. Сходный эффект был продемонстрирован Альбузио с соавт. [15] на почвенном препарате ГВ, фракционированном с помощью диализа на две фракции с номинальными МР более и менее 8 кДа. Фракция с МР > 8 кДа на 10–20% стимулировала рост 15-дневных проростков овса и перенос в корни растений макроэлементов, а фракция с

МР < 8кДа стимулировала увеличение количества хлорофилла в листьях в два раза, но не влияла на рост растений. Авторы предположили, что поведение фракции с МР < 8кДа сходно с влиянием на растения растворимых фенолполикарбоновых кислот, проявляющих сходное действие на проростки высших растений. Однако авторами не было проведено структурного анализа полученных фракций ГВ, подтверждающих данное предположение. В работе Мусколо с соавт. [33] после фракционирования диализом подкисленных уксусной кислотой препаратов ГВ, выделенных из почв различного генезиса, фракции с МР менее и более 3.5 кДа одинаково влияли на рост каллуса черной сосны. В более поздних исследованиях этих авторов показано, что ГВ после удаления водорастворимых фенолов стимулировали рост растений в целом ряде тестов, в то время как фракция экстрагированных водорастворимых фенолов проявляла ингибирующее действие [34]. К сожалению, они не оценивали МР полученных фракций, а о наличии фенолов судили лишь на основании использования классической методики их экстракции. Канеллас и Пикколо [22] с помощью ЭХ-ВЭЖХ провели препаративное фракционирование препарата ГК из вермикомпоста на шесть фракций, различающихся по МР. Для каждой фракции и исходного препарата были определены  $C^{13}$ -ЯМР спектры и биологическая активность. Несмотря на различные МР, фракции имели сходные  $C^{13}$ -ЯМР-спектры, и их структура отличалась от исходного препарата ГК в сторону существенного увеличения содержания алифатических и уменьшения ароматических компонентов, что частично можно объяснить необратимой сорбцией части вещества на колонке, использованной для фракционирования, или его потери в процессе очистки фракций диализом. Фракции ГК вермикомпоста различного МР, слабо различающиеся по структуре, одинаково стимулировали увеличение длины первичных корней и количества боковых корней проростков арабидопсиса и кукурузы, причем стимулирующий эффект фракций был в 3–5 раз больше по сравнению с исходным препаратом ГВ. В использованных биологических тестах показана прямая взаимосвязь между содержанием алифатических компонентов и стимуляцией роста экспериментальных растений.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Суммируя вышеприведенные литературные данные и результаты наших исследований с большой долей вероятности можно предположить, что определяющим фактором стимуляции роста является наличие алифатических компонентов в составе ГВ и фракций, а не их МР, в то время как наличие ароматических компонентов

(например, полифенолов) вызывает ингибирование роста растений.

Идентификация в составе почвенных ГВ различного происхождения индивидуальных фракций различной химической структуры с контрастными биологическими свойствами и возможность их выделения в препаративных количествах открывает широкие перспективы для химического синтеза препаратов с функцией стимуляции или ингибирования роста растений, а также целевого поиска природного сырья (отработанных угледобывающих отвалов, сапропелей, торфов и др.), обладающего заданными свойствами.

## ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа поддержана грантами РФФИ № 18-016-00078а, 19-05-00056а и бюджетным финансированием.

## КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Аброськин Д.П., Фуентес М., Гарсиа-Мина Х.М., Кляйн О.И., Сенник С.В., Волков Д.С., Перминова И.В., Куликова Н.А.* Влияние гуминовых кислот и их комплексов с железом на функциональное состояние растений, выращенных в условиях дефицита железа // Почвоведение. 2016. № 10. С. 1167–1177. <https://doi.org/10.7868/S0032180X16100026>
2. *Гуминский С.* Механизм и условия физиологического действия гумусовых веществ на растительный организм // Почвоведение. 1957. № 12. С. 72–78.
3. *Ибрагимов К.С., Фокин А.Д.* Поглощение растениями водорастворимой фракции гумусовых веществ из подзолистой почвы // Известия Тимирязевской сельскохозяйственной академии. 1985. № 5. С. 74–80.
4. *Кононова М.М.* Органическое вещество почв. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 314 с.
5. *Кононова М.М., Панкова Н.А.* Воздействие гумусовых веществ на рост и развитие растений // Доклады АН СССР. 1950. Т. XXIII. № 5. С. 1069–1071.
6. *Трубецкой О.А., Пацаева С.В., Трубецкая О.Е.* Фотохимическая дегградация органических загрязняющих веществ в растворах почвенных гуминовых кислот // Почвоведение. 2019. № 9. С. 1063–1069. <https://doi.org/10.1134/S0032180X19090107>
7. *Трубецкой О.А., Трубецкая О.Е.* Обратно-фазовая высокоэффективная жидкостная хроматография стабильных электрофоретических фракций почвенных гуминовых кислот // Почвоведение. 2015. № 2. С. 166–174. <https://doi.org/10.7868/S0032180X15020124>
8. *Трубецкой О.А., Трубецкая О.Е.* Трехмерный флуоресцентный анализ почвенных гуминовых кислот чернозема и их электрофоретических фракций // Почвоведение. 2017. № 9. С. 1057–1064. <https://doi.org/10.7868/S0032180X1709008>

9. Трубецкой О.А., Трубецкая О.Е., Сайз-Хименес П. Исследование стабильных электрофоретических фракций гуминовых кислот методом пиролитической газовой хроматографии/масс-спектроскопии // Почвоведение. 2005. № 11. С. 1333–1340.
10. Христева Л.А. Об участии гуминовых кислот и других органических веществ в питании высших растений // Почвоведение. 1953. № 10. С. 46–59.
11. Христева Л.А. Стимулирующее влияние гуминовой кислоты на рост высших растений и природа этого явления // Гуминовые удобрения. Теория и практика их применения. Изд-во Харьковского ун-та, 1957. С. 75–93.
12. Христева Л.А. Физиологическая функция гуминовой кислоты в процессах обмена веществ высших растений // Гуминовые удобрения. Теория и практика их применения. Изд-во Харьковского ун-та, 1957. С. 95–108.
13. Христева Л.А., Пшеничный А.Е., Пивоваров Л.Р. Влияние гуминовой кислоты на жизнедеятельность высших растений при различных условиях минерального питания // Гуминовые удобрения. Теория и практика их применения. Изд-во Харьковского ун-та, 1957. С. 109–126.
14. Ярчук И.И., Пшеничный А.Е., Глобин П.Д., Кухаревский Г.В., Кузько Ф.С. и др. Эффективность гуминовых удобрений // Гуминовые удобрения. Теория и практика их применения. Изд-во Харьковского ун-та, 1957. С. 237–374.
15. Albuizio A., Nardi S., Dell'Anola G. Effect of humic fractions of different molecular size on the development of oat seedlings grown in varied nutritional conditions // Humic Substances in the Global Environment and Implication on Human Health. 1994. P. 199–204.
16. Albusio A., Nardi S., Gulli A. Plant growth regulation activity of small molecular size humic fractions // Sci. Total Environ. 1989. V. 81–82. P. 671–674.
17. Aranson N.Q., Edwards C.A., Lee S., Byrne R. Effects of humic acids from vermicomposts on plant growth // Eur. J. Soil Biol. 2006. V. 42. P. S65–S69.
18. Butler J.H.A., Ladd J.N. Importance of the molecular weight of humic and fulvic acids in determining their effects on protease activity // Soil Biol. Biochem. 1971. V. 3. P. 249–257.
19. Bottomley W.B. Some accessory factors in plant growth and nutrition // Proc. R. Soc. Lond. (Biol). 1914. V. 88. P. 237–247.
20. Canellas L.P., Zandonadi D.B., Busato J.G., Baldotto M.A., Simões M.L., Martin-Neto L., Façanha A.R., Spassini R., Piccolo A. Bioactivity and chemical characteristics of humic acids from tropical soils sequence // Soil Sci. 2008. V. 173. P. 624–637.
21. Canellas L.P., Dobbss L.B., Olivera A.L., Chagas J.G., Aguiar N.O., Rumjanek V.M., Novotny E.H., Olinares F.L., Spassini R., Piccolo A. Chemical properties of humic matter as related to induction of plant lateral roots // Eur. J. Soil Sci. 2012. V. 63. P. 315–324.
22. Canellas L.P., Piccolo A., Dobbss L.B., Spaccini R., Olivares F.L., Zandonadi D.B., Façanha A.R. Chemical composition and bioactivity properties of size-fractions separated from a vermicompost humic acid // Chemosphere. 2010. V. 78. P. 457–466.
23. Cavani L., Ciavatta C., Trubetskaya O.E., Reznikova O.I., Afanas'eva G.V., Trubetskoy O.A. Capillary zone electrophoresis of soil humic acid fractions obtained by coupling size-exclusion chromatography and polyacrylamide gel electrophoresis // J. Chromatography A. 2003. V. 983. P. 263–270.
24. Chen Y., Aviad T. Effect of humic substances on plant growth // Humic Substances in Soil and Crop Science: Selected Readings. Madison, 1990. P. 161–186.
25. Chen X.Z., Kou M., Tang Z.H., Zhang A.J., Li H.M., Wei M. Responses of root physiological characteristics and yield of sweet potato to humic acid urea fertilizer // PLOS ONE 2017. V. 12(12). <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0189715>
26. Dell'Amico C., Masciandaro G., Ganni A., Ceccanti B., Garcia C., Hernandez T., Costa F. Effects of specific humic fractions on plant growth // Humic Substances in the Global Environment and Implication on Human Health. 1994. P. 563–566.
27. Fedoseeva E., Stepanov A., Yakimenko O., Patsaeva S., Freidkin M., Khundzhua D., Terekhova V. Biodegradation of humic substances by microscopic filamentous fungi: chromatographic and spectroscopic proxies // J. Soils Sediments. 2019. V. 19. P. 2676–2687.
28. Flaig W. Zur chemie der Huminsäuren und über die physiologische wirkung von modellsustanzen von Huminsäuren // Arzneimittel-Forschung. 1954. V. 4. P. 402.
29. Garcia A.C., De Souza L.G.A., Pireira M.G., Castro R.N., Garcia-Mina J.M., Zonta E., Lisboa F.J.G., Barbara R.L.L. Structure-property-function relationship in humic substances to explain the biological activity in plants // Sci. Rep. 2016. V. 6. <https://doi.org/10.1038/srep20798>
30. Hartly R.D., Whitehead D.S. Phenolic acids in soils and their influence on plant growth and soil microbial processes // Soil organic matter and biological activities. 1985. Ch. 3. P. 109–149.
31. Klein O.I., Isakova E.P., Deryabina Yu I., Kulikova N.A., Badun G.A., Chernysheva M.G., Stepanova E.V., Koroleva O.V. Humic substances enhance growth and respiration in the basidiomycetes *Trametes maxima* under carbon limited conditions // J. Chem. Ecology. 2014. V. 40. P. 643–652.
32. Martinez-Balmon D., Spassini R., Aguiar N.O., Novotny E.H., Olivares F.L., Canellas L.P. Molecular characteristics of humic acids isolated from vermicomposts and their relationship to bioactivity // J. Agricultural Food Chem. 2014. V. 62(47). P. 11412–11419. <https://doi.org/10.1021/jf504629c>
33. Muscolo A., Sidari M., Attinà E., Francioso O., Tugnoli V., Nardi S. Biological activity of humic substances is related to the chemical structure // Soil Sci. Soc. Am. J. 2007. V. 71. P. 75–85.
34. Muscolo A., Sidari M., da Silva J.A.T. Biological effects of water-soluble soil phenol and humic extract on plant system // Acta Physiologiae Plantarum. 2013. V. 35(2). P. 309–320. <https://doi.org/10.1007/s11738-012-1065-0>
35. Nardi S., Concheri G., Dell'Agnola G. Biological activity of humus // Humic Substances in Terrestrial Ecosystems. 1996. Ch. 9. P. 361–406. Elsevier Science.
36. Nardi S., Pizzeghello D., Schiavon M., Ertani A. Plant biostimulants: physiological responses induced by protein hydrolyzed-based products and humic substances in plant metabolism // Scientia Agricola. 2016. V. 73(1). P. 18–23. <https://doi.org/10.1590/0103-9016-2015-0006>

37. Nardi S., Pizzeghello D., Muscolo A., Vianello A. Physiological effects of humic substances on higher plants // *Soil Biol. Biochem.* 2002. V. 34. P. 1527–1536.
38. Nardi S., Panuccino M.R., Abenavoli M.R., Muscolo A. Auxin-like effect of humic substances extracted from faeces of *Allolobophora caliginosa* and *A. rosea* // *Soil Biol. Biochem.* 1994. V. 26(10). P. 1341–1346.
39. Piccolo A., Nardi S., Concher G. Structural characteristics of humic substances as related to nitrate uptake and growth regulation in plant systems // *Soil Biol. Biochem.* 1992. V. 24(4). P. 373–380.
40. Prat S., Pospíšil F. Humic acids with C14 // *Biol. Plantarum.* 1959. V. 1. P. 71–81.
41. Richard C., Trubetskaya O.E., Trubetskoj O.A., Reznikova O.I., Afanas'eva G.V., Aguer J.P., Guyot G. The key role of the low molecular size fraction of soil humic acids for fluorescence and photoinductive activity // *Environ. Sci. Technol.* 2004. V. 38. P. 2052–2057.
42. Savy D., Canellas L., Vinci G., Cozzolino V. Humic-like water-soluble lignins from Giant Reed (*Arundo donax* L.) display hormone-like activity on plant growth // *J. Plant Growth Regulation.* 2017. V. 36(4). P. 995–1001.
43. Sladky Z. The application of extracted humus substances to overground parts of plants // *Biologia Plantarum* 1959. V. 1. P. 199–204.
44. Thomas S.M., Thorne G.N., Pearman I. Effect of nitrogen on growth, yield and photorespiratory activity in spring wheat // *Annals of Botany.* 1978. V. 42. P. 827–837.
45. Trevisan S., Francioso O., Quaggiotti S., Nardi S. Humic substances biological activity at the plant-soil interface // *Plant Signaling Behavior.* 2010. V. 5–6. P. 635–643.
46. Trubetskaya O.E., Trubetskoj O.A., Afanas'eva G.V., Reznikova O.I., Markova L.F., Muranova T.A. Amino acids distribution in soil humic acids fractionated by tandem size exclusion chromatography polyacrylamide gel electrophoresis // *Environ. Int.* 1998. V. 24. P. 573–581.
47. Trubetskoj O.A., Hatcher P.G., Trubetskaya O.E. <sup>1</sup>H-NMR and <sup>13</sup>C-NMR spectroscopy of chernozem soil humic acid fractionated by combined size exclusion chromatography and electrophoresis // *Chem. Ecology.* 2010. V. 26. P. 315–325.
48. Trubetskoj O.A., Trubetskaya O.E., Afanas'eva G.V., Reznikova O.I., Saiz-Jimenez C. Polyacrylamide gel electrophoresis of soil humic acid fractionated by size-exclusion chromatography and ultrafiltration // *J. Chromatography A.* 1997. V. 767. P. 285–292.
49. Varanini Z., Pinton R., De Biasi M.G., Astolfi S., Maggioni A. Low molecular weight humic substances stimulate H<sup>+</sup>-ATPase activity of plasma membrane vesicles isolated from oat (*Avena sativa* L.) roots // *Plant and Soil.* 1993. V. 153. P. 61–69.
50. Vaughan D. The stimulation of invertase development in aseptic storage slices by humic acid // *Soil Biol. Biochem.* 1967. V. 1. P. 15–28.
51. Vaughan D., Malcolm R.E. Influence of humic substances on growth and physiological processes // *Soil organic matter and biological activity*, chapter 1. Dordrecht, 1985. P. 37–75.
52. Vaughan D., Malcolm R.E., Ord B.G. Influence of humic substances on biochemical processes in plants // *Soil organic matter and biological activity*, chapter 2. Dordrecht, 1985. P. 77–108.
53. Wallqvist A., Covell D.G. Hydrophobic interactions in aqueous urea solutions with implications for the mechanism of protein denaturation // *J. Am. Chem. Soc.* 1998. V. 120. P. 427–428.

## Influence of Low Concentrations of Stable Electrophoretic Fractions of Soil Humic Acids on Stimulation/Inhibition of Root Length of Radish Seedlings

O. E. Trubetskaya<sup>1</sup> and O. A. Trubetskoj<sup>2,\*</sup>

<sup>1</sup>*Shemyakin–Ovchinnikov Institute of Bioorganic Chemistry (Pushchino Branch), Russian Academy of Sciences, Pushchino, 142290 Russia*

<sup>2</sup>*Institute of Fundamental Problems of Biology, Russian Academy of Sciences, Pushchino, 142290 Russia*

\*e-mail: olegi03@yahoo.com

By combining low-pressure size exclusion chromatography with analytical polyacrylamide gel electrophoresis, three stable electrophoretic fractions A, B, and C + D were obtained from soil humic acids (HAs) of chernozem and soil HA IHSS standard 1S102H. The fractions differed in electrophoretic mobility and molecular size (MS);  $MS_A > MS_B > MS_{C+D}$ . The initial HAs and their fractions were analyzed for the presence of biological activity (the ability to stimulate or inhibit the growth of primary roots of three-day-old radish seedlings) at concentrations of 1,  $10^{-3}$ , and  $10^{-4}$  mg/L. A statistically significant stimulating effect ( $P < 0.05$ ) for both HAs and their fractions A and B of the highest MS was obtained at an ultralow concentration of  $10^{-3}$  mg/L. The C + D fraction from both HA preparations significantly inhibited the germination of radish seeds at this concentration. Based on the analysis of structural characteristics, it can be assumed that the main factor in stimulating growth is the presence of aliphatic components in the composition of HAs and their fractions, rather than their MS. At the same time, aromatic components cause inhibition of plant growth.

*Keywords:* humic substances, fractionation of humic acids, electrophoresis, size exclusion chromatography

---

---

**ДЕГРАДАЦИЯ,  
ВОССТАНОВЛЕНИЕ И ОХРАНА ПОЧВ**

---

---

УДК 614.76

**РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ПОЛИЦИКЛИЧЕСКИХ АРОМАТИЧЕСКИХ  
УГЛЕВОДОРОДОВ В СИСТЕМЕ ПОЧВА–РАСТЕНИЕ ПОД ВЛИЯНИЕМ  
АВТОТРАНСПОРТНЫХ НАГРУЗОК ГОРОДСКОЙ СРЕДЫ**

© 2021 г. А. П. Хаустов<sup>а, \*</sup>, Ж. Д. Кенжин<sup>а</sup>, М. М. Редина<sup>а</sup>, А. М. Алейникова<sup>а</sup>

<sup>а</sup>Российский университет дружбы народов, ул. Миклухо-Маклая, 6, Москва, 117198 Россия

\*e-mail: khaustov-ap@rudn.ru

Поступила в редакцию 12.10.2020 г.

После доработки 15.12.2020 г.

Принята к публикации 28.12.2020 г.

Рассматривается взаимодействие компонентов городского природного комплекса (поверхностный слой почвы, корневая и надземная части травянистых растений) в условиях загрязнения продуктами деятельности автотранспорта. Цель исследования — идентификация зоны влияния источников загрязнения и специфика накопления поллютантов в почвенно-растительных системах с разным уровнем нагрузки. Анализируется распределение и особенности миграции маркерных соединений — 14-ти полициклических ароматических углеводородов (полиаренов, или ПАУ) на территории г. Москвы (кампус Российского университета дружбы народов и прилегающий Юго-Западный лесопарк) в функциональных зонах, испытывающих разные объемы техногенных нагрузок. Почвы рассмотренной территории по WRB — Albic Retisols (Ochric). Пространственное распределение полиаренов в системе поверхностный почвенный слой—корневая часть—надземная часть растений моделировалось с использованием процедур анализа данных и визуализировалось с использованием ГИС-пакета ArcGIS (метод “Торо to Raster”). Оценены эффекты аэрального массопереноса полиаренов в почвенно-растительную систему как основного пути поступления загрязнителей. Выявлены превалирующие полиарены и факторы, обуславливающие объемы их накопления в функциональных зонах исследуемой территории. Генезис полиаренов оценен на основе количественного соотношения их групп. Показаны различия в условиях и динамике накопления полиаренов разными компонентами почв и растений. Результаты предлагается использовать для обоснования требований к организации мониторинга состояния почв на исследуемой территории, для анализа динамики состояния городской территории и обоснования мер по защите городских территорий в условиях транспортной нагрузки.

*Ключевые слова:* ПАУ, индикаторы загрязнения, автомобильный транспорт, мониторинг почв, Albic Retisols (Ochric)

**DOI:** 10.31857/S0032180X21070066

### ВВЕДЕНИЕ

Актуальность изучения состояния городских территорий связана с ухудшением экологических условий в городских агломерациях, прежде всего, за счет активности автомобильного транспорта. Это способствует росту накопления загрязняющих веществ практически во всех естественных средах и, в итоге, сказывается на здоровье горожан под влиянием ухудшающегося качества городской среды.

В исследовании аккумуляции и закономерностей территориального распределения загрязнителей, их миграционных особенностей получил распространение подход, основанный на идентификации маркерных органических соединений — 16-ти ПАУ согласно перечню Агентства по охране окружающей среды США EPA [30]. Для анализа

состояния системы почва–растение огромный интерес представляют процессы пространственного распределения ПАУ. Согласно данным [18], состав массопотоков в системе почва–растение усложняется функционированием ризосферы — мощного преобразователя вещества почв (включая загрязнители, поступающие с атмосферным переносом) в прикорневой зоне благодаря активности микробиоты.

Городские почвенно-растительные системы подвергаются целому комплексу техногенных воздействий, прежде всего, за счет активности промышленных и транспортных источников загрязнения. В условиях Москвы транспортные нагрузки в формировании загрязнений природных сред преобладают (составляют до 93%). Зоны влияния транспортных магистралей зависят от соб-

ственно активности транспорта, специфики загрязняемых систем и особенностей компонентов выбросов. Как правило, исследуются большие городские территории с учетом разнообразия источников загрязнения. Гораздо меньше внимания уделяется импактным исследованиям, позволяющим проводить оценки трансформации загрязнителей на опытных полигонах в зонах четко выраженных источников, например, отдельных транспортных магистралей. В этой связи локальные модели загрязнения характеризуются значительным разнообразием и представляют большой научный интерес. Для идентификации зон влияния техногенных источников необходимо опираться на надежные маркеры, позволяющие четко отнести изучаемый объект к определенному виду загрязнения.

Исследованиям углеводов (УВ) в почвах и растениях в последнее время уделяется значительное внимание. Это связано с их специфическим поведением как в естественных условиях, так и в условиях техногенных ландшафтов [1, 3–11, 16, 20]. Для локальных моделей трудно найти оптимальное сочетание полиаренов, которое позволило бы провести сравнительный анализ поведения динамических компонентов в системе атмосфера–почва–ризосфера–стебли растений в связи со спецификой каждого индивидуального источника загрязнения. Оценка генезиса органических загрязнителей и их количественного распределения между взаимодействующими почвами и растениями – предмет немногочисленных исследований. Количественные характеристики этих процессов, механизмы поглощения, накопления или превращения (детоксикации) канцерогенов растениями представлены в современных публикациях чаще всего в виде оценок отдельных связей. В большей части исследований, посвященных накоплению ПАУ в почвах и растениях, прослеживаются лишь отдельные компоненты потока опасных веществ; вся цепь – от аэрогенного поступления до накопления поллютантов и продуктов трансформации в органах растений – практически не рассматривается. В связи с этим комплексные оценки потоков ПАУ представляют особый интерес.

Несмотря на то, что часть УВ отнесена к стойким органическим загрязнителям, понятие “стойкие” во многом условно. Последние данные свидетельствуют о том, что динамическое звено почвы – растения вовлекает в круговорот практически все вещества, независимо от их генезиса и состава. Возможность более или менее активной трансформации зависит от благоприятности среды для перевода поллютантов в удобную форму для биогеохимических превращений за счет почвенной микробиоты. Однако техногенные нагрузки способны серьезно влиять на активность почв при накоплении и переработке ими ПАУ.

Цель работы – анализ различия взаимодействия компонентов почвенно-растительных систем с потоками ПАУ в различных функциональных зонах кампуса РУДН, выделенных с учетом интенсивности техногенных нагрузок.

## ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Территория кампуса расположена на территории Обручевского района Юго-Западного административного округа г. Москвы. Исследования проводятся в рамках проекта по экологическому мониторингу кампуса с 2017 г. Проект инициирован в связи с активным участием РУДН в качестве национального координатора во Всемирном рейтинге университетов UI Green Metric World University Ranking. Система экологического мониторинга кампуса включает регулярные обследования территории (33 точки мониторинга на площади 114 га): замеры концентраций загрязняющих веществ в атмосферном воздухе, снеговом покрове, почвах, корневой и надземной частях растений; оценка состояния растительности, уровней акустической нагрузки, электромагнитных излучений и радиационного фона. Это позволило обосновать выделение на территории кампуса и в прилегающем Юго-Западном лесопарке функциональных зон с различными уровнями техногенной нагрузки. В 2019 г. система мониторинга стала центральным объектом внимания при проведении первого тура по устойчивым кампусам мира, который по предложению руководства UI Green Metric проводился в РУДН [17]. Экспериментальный материал получен в результате мониторинга кампуса РУДН и прилегающей территории Юго-Западного лесопарка в период лета-осени 2019 г.

С экологической точки зрения район представляет интерес ввиду более слабой антропогенной нагрузки в сравнении с Восточным и Юго-Восточным округами Москвы. Превалирующее значение здесь имеет автотранспортный прессинг. Согласно проведенным ранее оценкам [5, 6, 12], антропогенная нагрузка на исследуемой территории обусловлена потоком в среднем 16800–19320 автомобилей (легкового, грузового и пассажирского видов транспорта) в сутки, что в соответствии классификацией относится к высокой интенсивности движения на автотрассах [2]. Произведен расчет максимального разового и валового выброса с целью определения превышений норматива в 0.8 ПДК в зоне кампуса. Его величина по ул. Миклухо-Маклая в районе кампуса РУДН составила 64.1 г/т; из них максимальное значение имеет оксид углерода – 50 г/т. Приоритетными загрязнителями также выступают диоксиды азота, сажа.

Почвы на территории лесопарка преимущественно дерново-средне-сильноурбоподзолистые

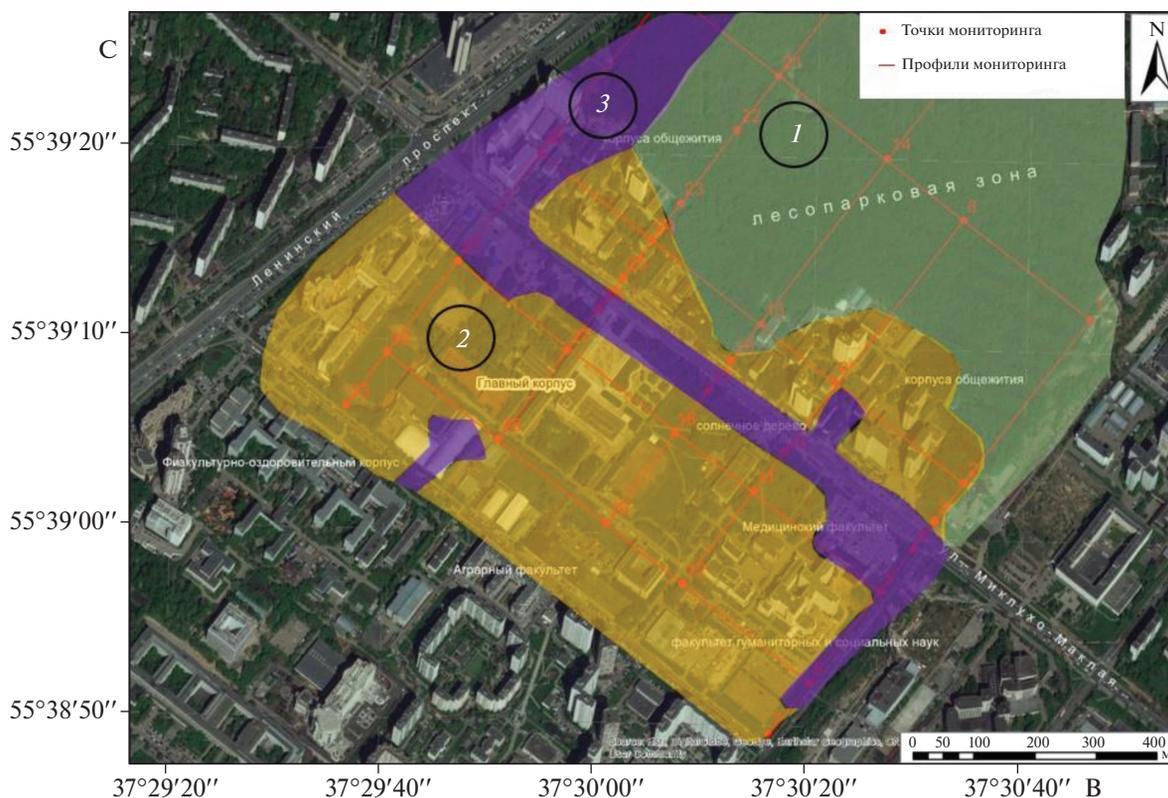


Рис. 1. Схема зонирования исследуемой территории. Зоны: 1 – парковая, 2 – общественно-деловая, 3 – транспортная.

слабо-средненарушенные на моренном покровном суглинке (в соответствии с [28] – Albic Retisols (Ochric)); на территории кампуса – в разной степени нарушенные урбаноземы гумусированные слабо-среднемошные на моренном покровном суглинке [15].

Растительность на территории лесопарка представлена в древесном ярусе преимущественно лиственными растениями с небольшими включениями хвойных пород. Территория кампуса – культивируемые растения, преимущественно газонная растительность и древесная растительность лиственных пород; имеется также преимущественно хвойный участок вблизи главного корпуса университета (юго-западная часть кампуса). В качестве объекта растительности взяты мятлик луговой (*Poa pratensis*), произрастающий в районе лесопарка, и красная овсяница (*Festuca rubra*), произрастающая вдоль автотрасс и административной зоны кампуса, как наиболее распространенные травянистые виды.

Исследуемая территория была поделена на 3 основные зоны с различными уровнями нагрузки: административную зону университета, лесопарковую зону и территорию автотрасс. Через эти зоны построены профили для оценки динамики смены геохимических условий по мере удаления от источника нагрузки. В работе [2] были предва-

рительно обоснованы размеры зон влияния автотрасс на исследуемой территории: от 50 до 600 м в зависимости от магистрали контролируемого вещества (максимум – по сероводороду). В настоящем исследовании они были уточнены благодаря сведениям о состоянии почв и растительности.

На рис. 1 представлена карта-схема районирования территории по интенсивности воздействия автотранспорта: основные профили и точки мониторинга.

**Пробоотбор.** Пробы растительности (*Poa pratensis* и *Festuca rubra*) отобраны 23.10.2019 г. согласно ГОСТ 27262-87. Отбор проб почв проведен в соответствии с ГОСТ 17.4.3.01-2017 методом конверта из поверхностного слоя почвы, глубина изъятия 5–10 см.

**Картографические методы.** При построении карт концентраций ПАУ опробовано несколько моделей из различных картографических пакетов. Все они дали различную степень приближения к фактическим данным, а также конфигурацию изолиний, недостаточно полно отражающую фактическую обстановку техногенной нагрузки за счет выбросов автотранспорта согласно модели рассеивания выбросов [2, 14]. Предпочтение отдано пакету ArcGIS (использован модуль Topo to Raster), основанного на модели ANUDEM (от

Australian National University's Digital Elevation Model – Цифровая модель рельефа Австралийского национального университета). Выбор данного метода для картографирования распространения ПАУ обусловлен стохастическим характером исходных данных. Примеры эффективного применения Tоро to Raster для моделирования окружающей среды представлены в работе Hutchinson et al. [27]. Применение модели ANUDEM предполагает использование дискретизированной методики плоского сплайна с учетом коэффициентов шероховатости рельефа, что позволяет подобранной цифровой модели рельефа следовать резким изменениям земной поверхности. Таким образом, метод максимально учитывает стохастичную природу картографируемого параметра и использует эти знания о поверхностях, накладывая ограничения на процесс интерполяции. Количество входных данных может быть на порядок меньше, чем обычно требуется для адекватного описания поверхности с оцифрованными изолиниями, что в дальнейшем минимизирует затраты на получение достоверных цифровых моделей рельефа.

Для исследуемой территории плотность равномерной входной сети достаточно велика (33 точки на 114 га). Тем не менее, учитывая практическое отсутствие выраженной анизотропии концентраций сумм ПАУ по профилям почвенного покрова, классические методы интерполяции (например, с помощью полиномов) не позволяют получать реальную картину. Поэтому и был выбран вышеназванный модуль, дающий наиболее реальное приближение к фактическим данным.

**Физические и физико-химические характеристики почв** определяли с помощью переносных приборов: температура и влажность – с помощью измерителя влажности и температуры Ada ZHT 100 (6 in 1) A00400 с подключаемым внешним датчиком; рН и Eh – с помощью рН-метра ручного HORIBA LAQUAtwin рН-33. Параметры измеряли in situ одновременно с отбором проб растительности и почв.

**Методы химического анализа почв и растительности.** Целью анализа было определение концентраций ПАУ, включенных в перечень приоритетных по [30]: нафталин (Naph), флуорен (Fluorene), фенантрен (Phen), антрацен (An), флуорантен (Flu), пирен (Py), бенз(а)антрацен (BaA), хризен (Chr), бенз(б)флуорантен (BbFlu), бенз(к)флуорантен (BkFlu), бенз(а)пирен (BaP), дибенз(а, h)антрацен (DbA), бенз(g, h, i)перлен (Bghi), индено(1,2,3-сд)пирен (IP). Компонентный анализ проб почв и растительности на содержание ПАУ был проведен согласно ПНД Ф 16.1:2.2:3. 39-03 “Методика выполнения измерений массовой доли бенз(а)пирена в пробах почв, грунтов, твердых отходов и донных отложений методом ВЭЖХ с использованием жидкостного хроматографа “ЛЮМАХРОМ” с

флуориметрическим детектированием” методом ВЭЖХ. Извлечение ПАУ из проб почв и растений осуществляли методом экстракции субкритическими растворителями с помощью системы ASE-350 (Dionex Corporation, США).

Навеску 1 г представительной и воздушно-сухой пробы изучаемого материала (почвы, растения) помещали в экстракционную ячейку и трижды экстрагировали смесью хлористый метилен : ацетон (1 : 1) при температуре и давлении в ячейке 100°C и 1600 psi (11031 кПа) соответственно. Полученные экстракты концентрировали в аппарате Кудерна–Даниша при температуре в термостате 70°C, затем добавляли 3 см<sup>3</sup> гексана и вновь упаривали до полного удаления хлористого метилена и ацетона. Концентрированный экстракт из пробы объемом 3 см<sup>3</sup> очищали от полярных соединений методом колоночной хроматографии на оксиде алюминия II степени активности по Брокману. В качестве элюента использовали 50 см<sup>3</sup> смеси гексан : хлористый метилен (4 : 1). Элюат концентрировали в аппарате Кудерна–Даниша при температуре в термостате 85°C до объема 5 см<sup>3</sup>, затем добавляли 3 см<sup>3</sup> ацетонитрила и вновь упаривали при температуре 90°C до полного удаления гексана. Концентрированный экстракт анализировали на содержание ПАУ.

Анализ концентрации 14-ти видов ПАУ проводился с использованием жидкостного хроматографа Люмахром ООО “Люмекс”, с пламенно-ионизационным FID детектором, колонка Supelco, LC\_PAN 5 мкм (25 см × 2.1 мм), термостатированная при 30°C, подвижная фаза – ацетонитрил-вода. Весь аналитический объем работ выполнен на базе Института биологии Коми НЦ УрО РАН (г. Сыктывкар).

В ходе химического анализа в почвах и растениях идентифицированы 14 ПАУ. Границы относительной погрешности в зависимости от диапазона измерений (при вероятности  $P = 0.95, \pm \delta, \%$ ) составляют для нафталина – 16–50, флуорена – 18–40, фенантрена – 20–50, антрацена – 18–50, флуорантена, пирена – 18–46, бенз(а)антрацена – 20–42, хризена – 22–52, бенз[б]флуорантена – 22–42, бенз[к]флуорантена – 18–48, бенз[а]пирена – 18–50, дибенз[а, h]антрацена – 20–48, бенз[ghi]перилена, индено[1,2,3-сд]пирена – 22–44.

**Анализ взаимодействий в почвенно-растительной системе** проведен на основе коэффициентов концентрации КК – отношений концентрации ПАУ в “принимающей” среде к концентрациям в “отдающей” среде:  $КК_{\text{почва-корень}} = \frac{\Sigma \text{ПАУ}_{\text{почва}}}{\Sigma \text{ПАУ}_{\text{корень}}}$ ;  $КК_{\text{корень-надземн}} = \frac{\Sigma \text{ПАУ}_{\text{надземн}}}{\Sigma \text{ПАУ}_{\text{почва}}}$ . Значение  $КК > 1$  свидетельствует о накоплении ПАУ принимающей средой за счет потока из отдающей среды; при  $КК < 1$  можно говорить об отсутствии потока ПАУ между средами.

Отметим, что при расчетах КК следует учитывать потенциально возможную ошибку аналитического определения, что свойственно даже весьма точным современным методам. То есть на практике более уверенно можно говорить о наличии потока при  $КК > 1.3$ , а об отсутствии — при  $КК < 0.7$ .

**Анализ содержания ПАУ в компонентах почвенно-растительной системы и оценку факторов**, определяющих их распределение, проводили с применением процедур корреляционного, кластерного и компонентного анализов — многомерных процедур анализа данных, реализованных в пакете STATISTICA. Данные методы широко представлены в специальной литературе. Они использованы для анализа структуры фракционирования данных, выявления взаимосвязей между объектами и между признаками, определения ведущих факторов накопления и миграции ПАУ в почвах и растениях.

## РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

**Взаимосвязи характеристик геохимической обстановки на территории.** Постановка задачи включала анализ распределения ПАУ в почвах, корнях и в надземных частях растений, а также характеристику изменения состава ассоциаций ПАУ на границе почва—корни и корни—надземная часть. По отношению к таким внешним управляющим факторам как влажность и температура проведенный анализ позволил выявить следующие закономерности.

Рассчитаны коэффициенты корреляции между показателями рН, Eh, температурой и влажностью почв, содержанием индивидуальных 14 ПАУ в почве, корнях и надземной частях растений, а также суммарными значениями концентраций (ΣПАУ) и коэффициентами концентрирования ( $КК_{\text{почва—корень}}$ ,  $КК_{\text{корень—стебель}}$ ).

Установлено, что величины рН и Eh не имеют выраженных корреляционных связей с перечисленными характеристиками и между собой, хотя во многих работах, включая эксперименты в лабораториях, исследователи находят определенные связи между концентрациями отдельных ПАУ и геохимическими обстановками. Считается, что в кислых и хорошо аэрируемых почвах происходит более интенсивное микробиологическое разложение ПАУ независимо от их структур. Исследованиями [1] для ботанического сада МГУ (примерно сходные условия и виды почв с кампусом РУДН) также не выявлено значимых корреляционных связей с рН и содержанием органического углерода в почвах. Для величины влажности получена единственная значимая отрицательная корреляционная зависимость ( $-0.68$ ) с температурой почв, что вполне закономерно.

Полученные связи (точнее, их отсутствие) вполне объяснимы и предсказуемы. Концентра-

ции ПАУ в средах (гидрофобные соединения с крайне низкой растворимостью в воде, стойкие к фотоокислению) не демонстрируют связей с характеристикой влажности, которая, в свою очередь, находится в обратной зависимости с температурой почв (то есть фактором, непосредственно обеспечивающим испарение влаги). Среди прочих характеристик внутренних связей в массиве данных можно отметить следующие зависимости.

Концентрация ΣПАУ почв находится в более тесной связи с концентрацией ΣПАУ в надземной части ( $r = 0.60$ ), чем ΣПАУ в корнях ( $r = 0.26$ ). Возможно, это связано с доминирующим приходом ПАУ из атмосферы, а также с сезонным депонированием растениями и почвами. Процессы гумификации почв во многом обусловлены приходом вещества из опада, а в случае техногенного загрязнения — привнесом в почвы поллютантов, осаждающихся на надземной части растений с последующим их переводом и фиксацией в верхние почвенные горизонты.

Среди всего набора ПАУ в почвах наиболее независимым от ΣПАУ<sub>почв</sub> является Naph с коэффициентом корреляции  $r = 0.78$  (в отличие от прочих ПАУ с силой связи 0.99–1.00). Однако ΣПАУ<sub>почв</sub> достаточно явно коррелирует с концентрациями в надземных частях An (0.74), Flu (0.74), Py (0.69), BaA (0.61), BkFlu (0.55), IP (0.78).

Содержание ΣПАУ<sub>корень</sub> имеет выраженную корреляционную связь с ΣПАУ<sub>надзем</sub> (0.74). Выраженных корреляционных связей концентраций ПАУ в корневой части с содержаниями в почвах не выявлено, что во многом парадоксально. Объяснением могла бы стать регулирующая роль корней: корень действует как своеобразный фильтр, неспособный впустить в растение больше ПАУ, чем некая величина “емкости”, независимо от их концентраций в окружающей среде. Среди концентраций ПАУ, измеренных в корневой части растений, наиболее “независимы” Naph (корреляция с ΣПАУ<sub>корень</sub> всего 0.19) и Fluorene (0.24); относительно невысока корреляция с DbA (0.44). Для остальных ПАУ коэффициент корреляции составляет 0.72–1.00. Корреляция ΣПАУ<sub>корень</sub> с содержаниями ПАУ в надземной части в целом довольно заметная, 0.55–0.76, за исключением Nap (0.21), Fluorene (0.07), Phen (0.25), DbA (0.26). Этот факт свидетельствует о барьерной функции корневой системы даже по отношению к легким наиболее подвижным полиаренам.

Следует отметить, что для коэффициентов концентрации  $КК_{\text{почва—корень}}$ ,  $КК_{\text{корень—стебель}}$  значимых корреляционных связей вообще не выявлено. Вероятное объяснение этого — сильное влияние аэриального переноса ПАУ и проникновение их в растительный организм непосредственно через надземные части растений.

*Среднее содержание ПАУ в почвах* по данным измерений на 33 точках на территории кампуса и прилегающей лесопарковой зоны составляет 1022.4 мкг/кг; пределы изменений – от 39.7 мкг/кг до 29936.3 мкг/кг. Преобладающие ПАУ: Py (16.1% от ΣПАУ<sub>почв</sub>) > Flu (15.7%) > BbFlu (11.7%) > BaP (10.6%); содержание прочих соединений меньше 10%. Отметим, что преобладающие ПАУ – это 4-кольцевые соединения (молекулярная масса 202) и 5-кольцевой BbFlu. Анализ взаимосвязей внутри ассоциации ПАУ на основе кластерного анализа (Евклидовы расстояния, метод Варда) показал, что полиарены четко разделяются на группы согласно молекулярным массам: наиболее нетипичным является Naph, выделяется группа 3–4-кольцевых ПАУ и 5–6-кольцевых. Такое распределение в целом традиционно для присутствия ПАУ в средах и обусловлено, прежде всего, физико-химическими свойствами ПАУ, их реакционной способностью и стойкостью в окружающей среде. Отметим, что здесь показаны оценки средних характеристик распределения ПАУ в почвах кампуса. Однако значения концентраций индивидуальных ПАУ и ΣПАУ на конкретных точках мониторинга могут варьировать в довольно широких пределах в зависимости от уровня антропогенной нагрузки (преимущественно транспортной), характеристик почв, состояния микробиоты и растительности, участвующих в деструкции полиаренов. Коэффициент вариации распределения ΣПАУ в почвах на 33 точках мониторинга составил 3.99.

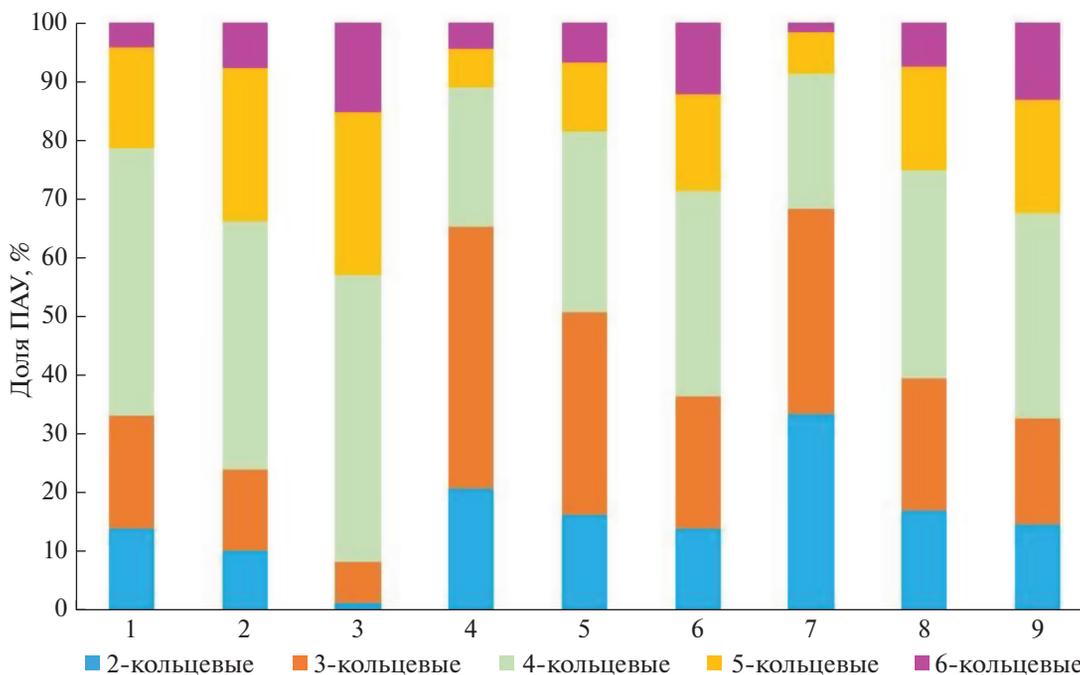
*Концентрации ΣПАУ в корнях растений* практически в 3 раза меньше по сравнению с почвами (в среднем 302.6 мкг/кг при диапазоне 88.5–1316.6 мкг/кг). Наиболее значительные концентрации имеют Naph (18.1% от ΣПАУ<sub>корень</sub>) > Phen (17.8%) > Flu (11.8%) > Py (10.9%). Концентрации прочих ПАУ составляют менее 10%. Такую картину можно объяснить, скорее всего, большей биодоступностью ПАУ с относительно небольшими размерами молекул (2–4 кольца), причем An благодаря форме молекулы и специфическим физико-химическим свойствам в гораздо меньшей степени растворим, а значит, и менее доступен для растительности. Взаимосвязи внутри ассоциации ПАУ, оцененные с помощью кластерного анализа (Евклидова метрика, метод Варда для объединения объектов и переменных) вновь соответствуют молекулярным массам: выделяется группа наиболее легких (Naph, Fluogene, An, Phen) и более тяжелых ПАУ (подгруппы 4–5-кольцевых BbFlu, Chr, BkFlu, BaP, BaA, Py, Flu и 6-кольцевые Bghi и IP). Коэффициент вариации распределения ΣПАУ на 33 точках мониторинга меньше, чем для почв, в 1.5 раза (2.64). Это может быть свидетельством упорядочивающей роли корневой системы для потока ПАУ.

Еще одна особенность распределения ПАУ в корнях по сравнению с почвами и надземными частями растений – выраженное преобладание 2–4-кольцевых соединений.

*Среднее содержание ΣПАУ в надземной части растений ΣПАУ<sub>надзем</sub>* составляет 294.5 мкг/кг (пределы изменений 108.7–1320.2), а среднее содержание индивидуальных ПАУ убывает в ряду Phen (25.2% от ΣПАУ<sub>надзем</sub>) > Naph (16.1%) > Flu (11.6%) > Py (10.3%) (концентрации прочих ПАУ менее 10%). Внутри ассоциации ПАУ выделяются следующие группировки: отдельная группа легких 2–3-кольцевых Naph, Fluogene, Phen; группа прочих ПАУ (An, с крайне низкой растворимостью, и ПАУ, имеющие более 4 колец), состоящая из подгрупп: 3–4-кольцевые An, Fu, Py, и IP, подгруппа более тяжелых 4–5-кольцевых BaA, BkFlu, BbFlu, BaP, Chr и Bghi; DbA. Коэффициент вариации распределения ΣПАУ на 33 точках мониторинга составил 2.79. Это большее разнообразие (по сравнению с корнями) может объясняться также поступлением части ПАУ в растения из атмосферы: упорядоченный корнями поток ПАУ (определяемый, очевидно, в очень значительной степени свойствами растения) дополняется поступлениями из атмосферы, заметно различными порциями на разных точках наблюдений. Это приводит к интенсивным вариациям ΣПАУ и разнообразию в надземных частях растений.

**Распределение ПАУ в функциональных зонах кампуса.** Анализ валовых концентраций 14 ПАУ показал следующую картину распределения в системе почва–корни–надземная часть растения в выделенных зонах. Взаимосвязи внутри групп ПАУ серьезно различаются в разных зонах территории и в разных частях почвенно-растительно-растительной системы. Для рассмотренной территории характерно превышение концентраций практически всех ПАУ в транспортной и административно-деловой зонах по сравнению с фоновой (парковой) зоной. На рис. 2 показано распределение тяжелых и легких групп ПАУ в почвах, корневых и надземных частях растений.

Следует отметить высокое содержание тяжелых ПАУ в почвенном слое на территории, прилегающей к автотрассе. В процентном отношении в почвенном слое преобладают 4-кольцевые ПАУ, тогда как содержание прочих полиаренов значительно варьирует от парковой к транспортной зоне. Наиболее ярко это видно на примере 2- и 3-кольцевых ПАУ: в транспортной зоне их вклады минимальны, тогда как в парковой зоне их содержание превышает 30%. В целом это распределение соответствует приведенным выше примерам для условий техногенно нагруженных территорий. Эти различия в перераспределении довольно четко прослеживаются в абсолютных значениях концентраций в выделенных зонах, в особенности



**Рис. 2.** Процентное соотношение концентраций 14-ти ПАУ в парковой, транспортной и общественно-деловой зонах. Цифрами обозначены содержания ПАУ в почвах: 1 – в парковой, 2 – в общественно-деловой, 3 – в транспортной зонах; в корнях: 4 – в парковой, 5 – в общественно-деловой, 6 – в транспортной зонах; в надземных частях растений: 7 – в парковой, 8 – в общественно-деловой, 9 – в транспортной зонах.

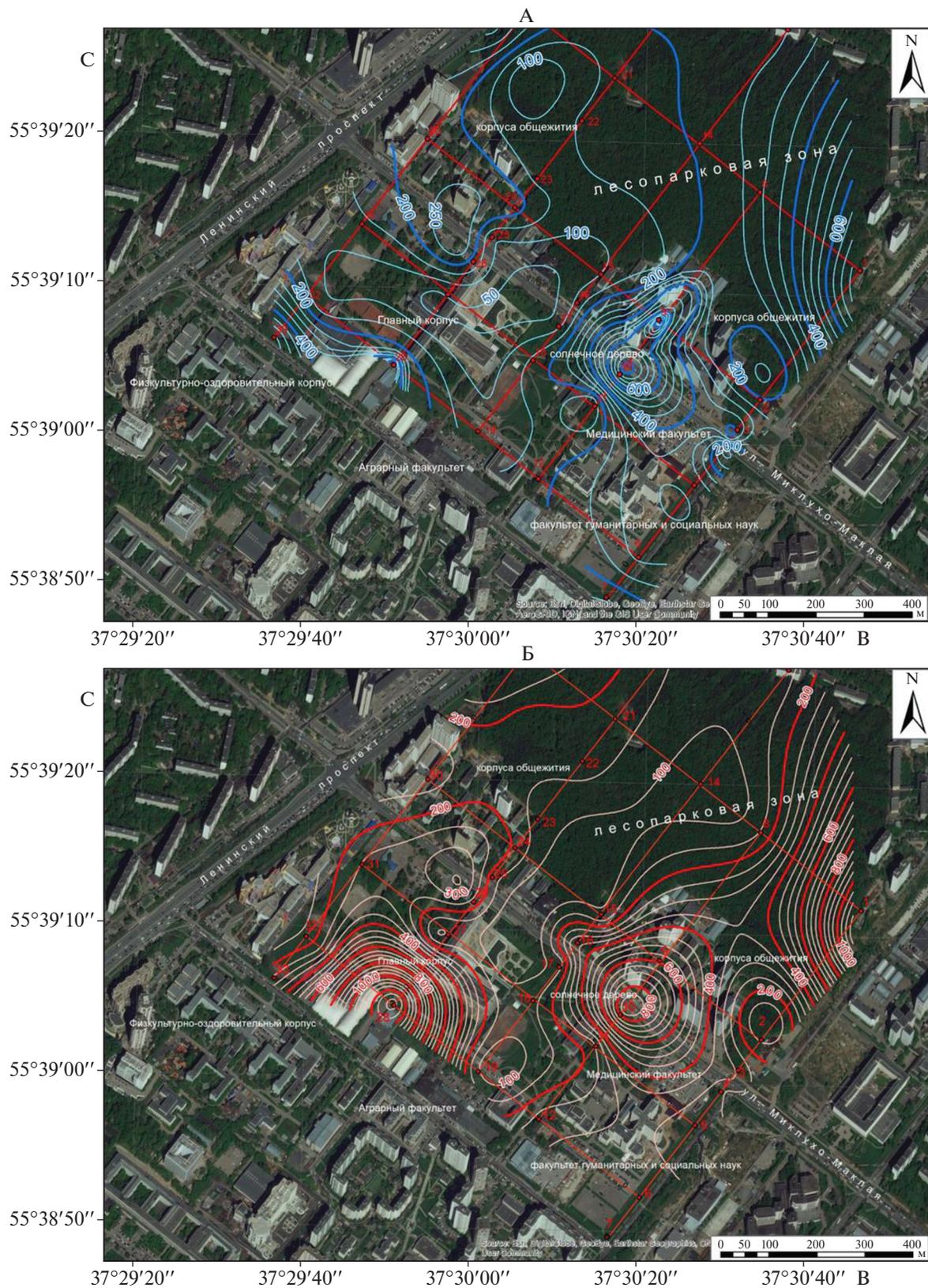
для почв (табл. 1). Явно выделяется транспортная зона с повышенными уровнями загрязненности, однако прирост концентраций ПАУ не везде одинаков. Так, очевидно перераспределение от преобладания легких (2–3 кольца) ПАУ в почвах парковой зоны к доминированию 5–6-кольцевых полиаренов в общественно-деловой и транспортной зонах.

Хорошо прослеживается изменение пирогенного характера загрязнения ассоциацией ПАУ почв, корней и стеблей растений в различных функциональных зонах. Так, в почвах общественно-деловой зоны 2–3-кольцевые ПАУ составляют около 24% от суммарного содержания полиаренов. В корнях их доля увеличивается до 50.9%, а в надземной части (очевидно за счет влияния атмосферного переноса и поступления через поверхности растений) несколько уменьшится до 39.6%.

В транспортной зоне наблюдается явное преобладание в почвах высокомолекулярных ПАУ (более 90%), что вполне согласуется с представлениями о влиянии транспортной инфраструктуры и собственно автомобилей с двигателями внутреннего сгорания на окружающую среду. В корнях и надземных частях растений доля 4–6-кольцевых ПАУ уменьшается примерно до 2/3, причем снова атмосферный перенос способствовал более высоким содержаниям ПАУ в надземных частях растительности.

В парковой зоне содержание легких 2–3-кольцевых полиаренов в почвах достигает 1/3. Максимальное содержание 2–3-кольцевых ПАУ характерно для корневых частей растений, причем здесь и в абсолютных значениях соотношение их с тяжелыми ПАУ является максимальным (2.2). Очевидно, такая картина формируется за счет того, что в парковой (фоновой) зоне основным фактором насыщения растительных организмов (корней) являются ограниченные способности растений поглощать ПАУ, а не собственно высокие концентрации ПАУ в почвах. Эта способность формируется благодаря растворимости ПАУ (следовательно, их поступлению в удобной для растений форме). В надземных частях растений парковой зоны доля 2–3-кольцевых ПАУ еще больше – 68%, а соотношение масс легких и тяжелых полиаренов составляет 1.9. Вероятное объяснение этому – преимущество при распространении ПАУ на фоновых территориях их более летучих форм (тяжелые нелетучие оседают с твердыми частицами в транспортной зоне).

Пространственное распределение ПАУ в почвах исследуемой территории согласно рис. 3, А, имеет весьма неоднородный характер, что определяется условиями их миграции и накопления (в частности, спецификой гранулометрического состава – преобладанием мелких частиц в придорожных зонах по предварительным визуальным оценкам на профилях), и техногенным изменением почв.



**Рис. 3.** Суммарное содержание ПАУ (мкг/кг почв или сухого веса растительного материала): А – в почвенном покрове, Б – в корневой системе растений, В – в надземной части растительности.

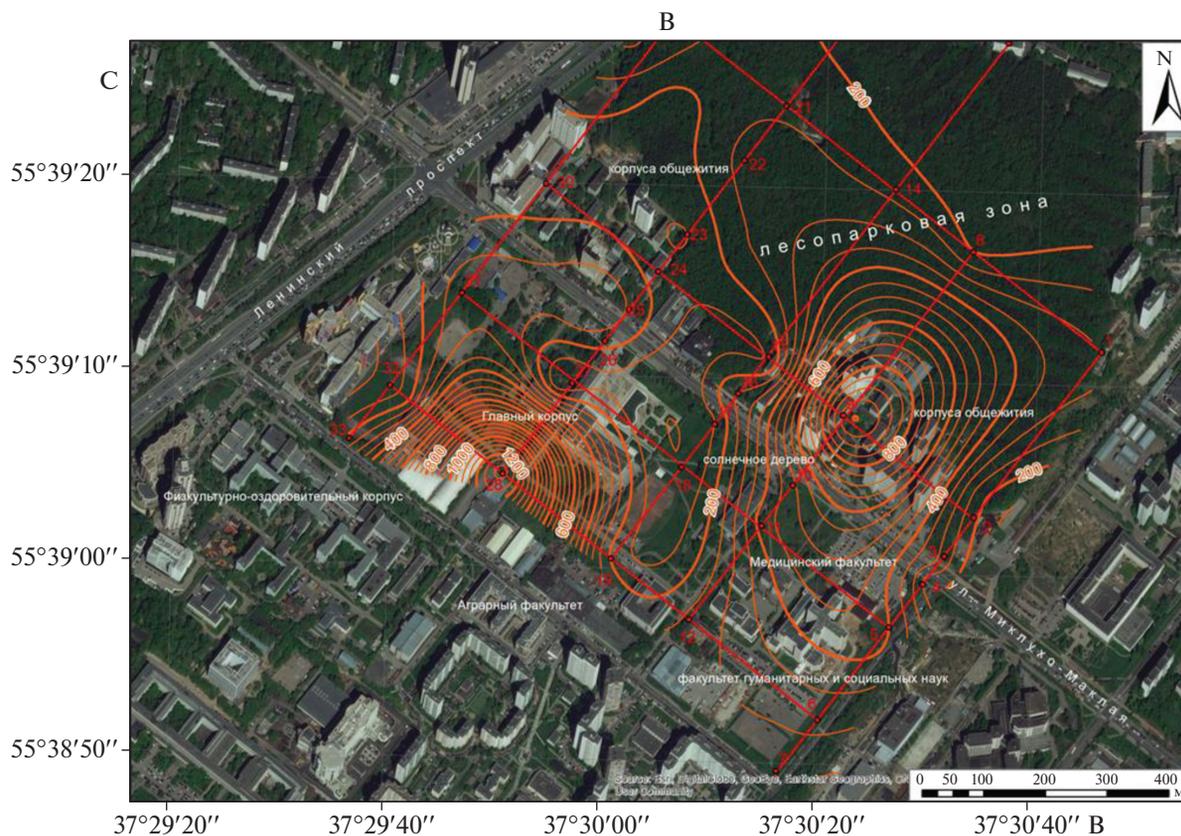


Рис. 3. Окончание.

В то же время огромное влияние на распределение сумм ПАУ и компоновку их состава имеет неравномерный характер выбросов автотранспорта и их приход из асфальта и шин при торможении. Специальными исследованиями [19] доказано, что эффект торможения по выбросу ПАУ в атмосферу из различных типов асфальтового покрытия может быть сопоставим с выбросами от сгорания топлива. В том же исследовании показано, что профиль ПАУ шин имеет характерные отличия от профилей выхлопа дизельного и бензиновых двигателей и может достигать 234.4 мг/кг. Опасность обозначенного эффекта состоит в том, что в силу липофильных свойств ПАУ, они достаточно быстро сорбируются мелкими частицами резины и асфальта и могут продолжительно находиться в воздухе в зоне вдыхания человеком. В то же время часть частиц осаждается на почвы и растения, формируя четко видимые зоны загрязнения, в частности максимумы на точках 4, 16, между точками 21 и 29. На территории кампуса такие зоны выявлены у светофоров и стоянок автотранспорта; загрязнение здесь вызвано максимальными выбросами на малых оборотах двигателей и их прогревом.

Вполне естественно, что миграция и трансформация вновь образующихся соединений в

почвах и растениях будут протекать с аномальными отклонениями от идеализированных растворов ПАУ.

Наибольшая концентрация ПАУ характерна для почв, прилегающих к автотрассе и в нескольких участках административной зоны (согласно схеме зонирования, представленной на рис. 1). Кроме этого, отчетливо прослеживается влияние Ленинского проспекта в парковой зоне и присветофорной части с ул. Миклухо-Маклая. На последней также выявлены аномалии в почвах, обусловленные повышенными концентрациями ПАУ в почвах близ автобусных остановок. Данные аномалии можно связать с дизельными двигателями автобусов, выбрасывающими на малых оборотах максимальное количество полиаренов.

Анализ аккумуляции исследуемых ПАУ в указанных зонах может говорить о типично антропогенном характере загрязнения территории: выявлено наличие значительного количества многокольцевых ПАУ, что связано с активностью транспорта. В исследованиях [26, 29] приведены данные о принадлежности 6-кольцевого Bghi к маркерам выбросов автомобильного транспорта, а в работе [21] преобладание BbFlu над BkFlu явно выделяет транспортную зону города. Таким образом, выяв-

Таблица 1. Распределение ПАУ в системе почва-растение в функциональных зонах исследуемой территории

ПАУ	Почвы			Корни			Наземные части растений		
	ОД	Т	П	ОД	Т	П	ОД	Т	П
2-кольцевые, мкг/кг	$\frac{8.2-41.5}{19.8}$	$\frac{7.7-162.4}{34.0}$	$\frac{8.3-113.8}{28.7}$	$\frac{29.4-90.6}{48.1}$	$\frac{30.2-115.3}{63.4}$	$\frac{20.9-103.3}{52.6}$	$\frac{17.4-56.8}{37.1}$	$\frac{33.5-109.9}{60.5}$	$\frac{25.3-77.3}{43.7}$
3-кольцевые, мкг/кг	$\frac{5.5-103.8}{26.8}$	$\frac{10.5-1676.7}{172.9}$	$\frac{14.5-99.3}{39.0}$	$\frac{29.2-174.3}{63.8}$	$\frac{36.7-126.3}{78.5}$	$\frac{26.4-81.0}{55.1}$	$\frac{30.5-126.5}{77.5}$	$\frac{67.5-127.3}{95.5}$	$\frac{64.7-112.3}{93.1}$
4-кольцевые, мкг/кг	$\frac{6.5-278.1}{81.8}$	$\frac{21.6-12244.1}{1202.3}$	$\frac{22.1-165.7}{92.4}$	$\frac{18.3-563.8}{99.4}$	$\frac{26.2-541.2}{150.4}$	$\frac{19.4-89.5}{36.1}$	$\frac{24.9-143.5}{68.8}$	$\frac{33.8-539.7}{149.4}$	$\frac{30.2-95.9}{49.1}$
5-кольцевые, мкг/кг	$\frac{9.9-255.1}{49.9}$	$\frac{11.7-6423.9}{684.2}$	$\frac{14.5-58.4}{34.9}$	$\frac{8.8-289.4}{50.2}$	$\frac{11.3-387.5}{82.9}$	$\frac{1.8-41.3}{11.4}$	$\frac{5.7-112.0}{26.5}$	$\frac{7.6-376.6}{70.4}$	$\frac{0.6-38.6}{13.9}$
6-кольцевые, мкг/кг	$\frac{0.0-79.8}{15.1}$	$\frac{0.0-3429.3}{372.3}$	$\frac{0.0-34.7}{8.4}$	$\frac{0.0-119.8}{20.9}$	$\frac{4.4-239.4}{56.3}$	$\frac{0.0-6.7}{2.4}$	$\frac{3.0-28.1}{15.1}$	$\frac{0.0-250.8}{52.3}$	$\frac{0.0-24.8}{9.2}$
Суммарное содержание, мкг/кг	$\frac{39.8-758.3}{193.3}$	$\frac{73.0-23936.3}{2465.7}$	$\frac{68.8-430.4}{203.4}$	$\frac{102.5-1187.0}{282.4}$	$\frac{128.3-1316.6}{431.6}$	$\frac{88.5-310.1}{157.5}$	$\frac{108.7-413.7}{225.1}$	$\frac{158.1-1320.2}{428.0}$	$\frac{122.7-297.6}{209.1}$
Доля 2-3-кольцевых, %	33.3	24.1	8.4	65.5	50.9	36.4	68.3	39.6	32.9
Доля 4-6-кольцевых, %	66.7	75.9	91.6	34.5	49.1	63.6	31.7	60.4	67.1
Соотношение масс 2-3-кольцевых и 4-6-кольцевых	0.5	0.3	0.1	2.2	0.7	0.5	1.9	1.0	0.6

Примечание. Над чертой – диапазон значений, под чертой – средние значения по данным опробования на 33 точках. Функциональные зоны: ОД – общественно-деловой; Т – транспортная; П – парковая.

ленная картина распределения ПАУ в почвах соответствует транспортному происхождению загрязнений.

*Корневая система* проявила относительно самостоятельную по сравнению с почвенной средой картину накопления ПАУ в различных зонах кампуса, однако корень как фильтр регулирует поступление ПАУ в растительный организм, и концентрации ПАУ меньше по сравнению с их содержанием в почвах. Картографические материалы позволяют отметить увеличение накопления ΣПАУ в районе проезжей части дороги и административной зоны; при этом меньшие концентрации выявлены в лесопарковой зоне (рис. 3, Б).

Аномалия в районе главного корпуса (точка 28) скорее всего обусловлена локальным загрязнением за счет слива в почвы отработанного моторного топлива, успевшего деградировать в почвах, но активно перерабатывающегося ризосферой на данный момент времени. Аналогичная аномалия наблюдается в районе точки 9, находящейся в непосредственной близости от авторемонтных мастерских и стоянки транспорта.

*ПАУ в надземной части растений.* На рис. 3, В показано высокое содержание ΣПАУ в тканях растительности (надземной части) как в общественно-деловой зоне, так и в зоне автотрассы. Данный факт может объясняться возможностью синтеза ПАУ в надземной части растений (листьях) [13], а также поступлением части ПАУ из почв с формированием двух максимумов в районе точек 28 и 9. По-видимому, здесь корневая часть не справляется с ролью фильтра. Повышенные содержания ПАУ также связаны с более вероятным источником поступления непосредственно из атмосферы.

Выявленные закономерности накопления ПАУ надземными частями растений хорошо коррелируют с динамикой распространения газообразных загрязнителей от автомагистралей, которая была оценена для рассмотренной территории ранее [14].

Исследования содержания полиаренов в различных органах растений показывают, что трансформация состава ПАУ растений в целом обусловлена изменением содержания полиаренов в надземной части растения за счет ее большей биомассы [22, 25]. По данным авторов этих работ отмечается преобладание легких полиаренов, в основном флуорена, фенантрена и антрацена — соединений, которые синтезируются в самом растении, а также естественного синтеза нафталина, характерного для надземной части растений. Значительное содержание ПАУ в растениях, вероятно, связано с тем, что легкие ПАУ, как уже говорилось выше, предположительно являются необходимыми компонентами растений, участвующими в процессах обмена веществ. В условиях за-

грязнения у растений активизируется способность к поглощению ПАУ с поверхности, и в ткани проникают более легкие полиарены [3, 22, 23]. Отметим, что в нашем случае в среднем ПАУ доминировали в растительности в другом составе ( $\text{Phen} > \text{Naph} > \text{Flu} > \text{Py}$ ). При этом на фоновой точке 14 (лесопарковая зона) эти 4 полиарена составляют 59% от ΣПАУ, а 4–6-кольцевые ПАУ составили 39%. На точке 29 в транспортной зоне вклад перечисленных 4 ПАУ составил 28%, а на 4–6-кольцевые ПАУ пришлось 63%, из которых наиболее значительны вклады Bghi и BbFlu — ярких индикаторов транспортных источников. Таким образом, однозначно утверждать, что генерация ПАУ надземными частями растений имеет естественный характер, преждевременно. Еще одним доводом в пользу поступления ПАУ от выбросов автотранспорта стали полученные ранее оценки индикаторных соотношений, подтвердившие пирогенное происхождение ассоциаций ПАУ.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенный анализ позволил показать заметные различия в распределении ПАУ в компонентах природных сред в функциональных зонах исследуемой территории с различным уровнем антропогенной нагрузки. Выявлены различия как в суммарных концентрациях ПАУ, так и в составе их ассоциаций в почвах, корнях и надземных частях растений в зависимости от близости к автотрассам как основным источникам поступлений ПАУ.

Роль транспорта как доминирующего источника загрязнений четко определяется оценкой присутствия маркерных соединений, типичных для транспортных выбросов (BbFlu, Bghi), а также подтверждена расчетами индикаторных соотношений ПАУ, проведенными ранее.

Для транспортной зоны характерно накопление в большем процентном соотношении тяжелых многокольцевых ПАУ в почвах, корнях и надземной части растительности. Существуют некоторые пределы (значения максимального насыщения) для этих сред, нарушающие процессы и механизмы естественного массообмена ПАУ. Они четко выражены в зонах вдоль автомагистралей и фиксируются низкими коэффициентами перехода практически всего пула полиаренов.

Сложность оценок для объектов городской среды обусловлена наложением многих природных и антропогенных процессов. Условно приняв лесопарковую территорию фоновой, мы не отрицаем также вклад в суммарные концентрации ПАУ их привноса от удаленных источников, что способно исказить модели накопления ПАУ от локальных источников.

Пространственные вариации ΣПАУ в почве оказались практически не связанными с вари-

циями СПАУ в корнях. Это можно объяснить регулирующей ролью коревой системы. Заслуживают внимания процессы деградации ПАУ в ризосфере растений, однако эти микробиологические процессы не входили в область исследования. В целом можно говорить о роли корня как фильтра, пропускающего в растение лишь определенное количество ПАУ, не превышающее некую критическую величину.

Попытки связать закономерности накопления и миграции ПАУ в почвах с показателями влажности, температуры почв, Eh и pH показали крайне незначительные влияния этих характеристик, что объясняется липофильным характером и низкой растворимостью ПАУ.

Развитие системы экологического мониторинга кампуса требует учета особенностей техногенных нагрузок в различных функциональных зонах с соответствующей доработкой программ мониторинга. В частности, более пристального внимания заслуживают процессы накопления в средах тяжелых (4–6 колец) ПАУ в нагруженной транспортной зоне, а также микробиологические процессы.

#### БЛАГОДАРНОСТЬ

Авторы искренне признательны сотрудникам Института биологии Коми НЦ УрО РАН Д.Н. Габову и Е.В. Яковлевой за активное участие в проведении аналитических определений ПАУ в исходных пробах.

#### ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Публикация выполнена при поддержке Программы стратегического академического лидерства РУДН.

#### КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Агапкина Г.И., Ефименко Е.С., Бродский Е.С. и др.* Приоритетные органические загрязнители в почве дендропарка Ботанического сада МГУ имени М.В. Ломоносова. Сообщение 2. Особенности вертикального распределения полициклических ароматических углеводородов в профиле урбо-дерново-подзолистой почвы // *Вестник Моск. ун-та. Сер. 17. Почвоведение.* 2015. № 3. С. 37–45.
2. *Боева Д.В., Хаустов А.П.* Оценка влияния автотранспорта на территорию кампуса Российского университета дружбы народов // *Вестник Российского университета дружбы народов. Сер. Экология и безопасность жизнедеятельности.* 2018. Т. 26. № 4. С. 419–430. <https://doi.org/10.22363/2313-2310-2018-26-4-419-430>
3. *Габов Д.Н., Безносиков В.А., Кондратенко Б.М., Яковлева Е.В.* Полициклические ароматические углеводороды в почвах техногенных ландшафтов // *Геохимия.* 2010. № 6. С. 606–610.
4. *Геннадиев А.Н.* Геохимия полициклических ароматических углеводородов в горных породах и почвах. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1996. 192 с.
5. *Геннадиев А.Н., Жидкин А.П., Кошовский Т.С.* Факторы и тренды формирования природно-техногенных ассоциаций полиаренов в системе снег-почва // *Доклады Российской академии наук. Науки о Земле.* 2020. Т. 490. № 1. С. 43–47.
6. *Геннадиев А.Н., Пиковский Ю.И.* Карты устойчивости почв к загрязнению нефтепродуктами и полициклическими ароматическими углеводородами: метод и опыт составления // *Почвоведение.* 2007. № 1. С. 80–92.
7. *Жидкин А.П., Геннадиев А.Н., Кошовский Т.С.* Поступление и поведение полициклических ароматических углеводородов, в пахотных, залежных и лесных почвах таежной зоны (Тверская область) // *Почвоведение.* 2017. № 3. С. 311–320.
8. *Константинова Е.Ю., Сушкова С.Н., Минкина Т.М. и др.* Полициклические ароматические углеводороды в почвах промышленных и селитебных зон Тюмени // *Известия Томского политехнического ун-та. Инжиниринг георесурсов.* 2018. Т. 329(8). С. 66–79.
9. *Красильников П.В.* Устойчивые соединения углерода в почвах: происхождение и функции // *Почвоведение.* 2015. № 9. С. 1131–1131.
10. *Лодыгин Е.Д., Безносиков В.А., Габов Д.Н., Чуков С.Н.* Полициклические ароматические углеводороды в почвах Васильевского острова (Санкт-Петербург) // *Почвоведение.* 2008. № 12. С. 1494–1500.
11. *Никифорова Е.М., Кошелева Н.Е., Хайбрахманов Т.С.* Эколого-геохимическая оценка состояния запечатанных почв Восточной Москвы // *Вестник Российского университета дружбы народов. Сер. Экология и безопасность жизнедеятельности.* 2017. Т. 25(4). <https://doi.org/10.22363/2313-2310-2017-25-4-480-509>
12. *Пискарева В.М., Кошовский Т.С., Геннадиев А.Н.* Концентрации и потоки полициклических ароматических углеводородов в аквальных ландшафтах дельт Дона, Кубани и Волги // 4-е Виноградские чтения. Гидрология от познания к мировоззрению. СПб.: Изд-во СПбГУ, 2020. С. 990–994.
13. *Ровинский Ф.Я., Теплицкая Т.А., Алексеева Т.А.* Фоновый мониторинг полициклических ароматических углеводородов. Л.: Гидрометеиздат, 1988. 226 с.
14. *Силаева П.Ю., Хаустов А.П.* Транспортная нагрузка на кампус РУДН // *Потаповские чтения-2019.* М.: Национальный исследовательский Московский государственный строительный университет, 2019. С. 142–146.
15. *Строганова М.Н., Мягкова А.Д., Прокофьева Т.В., Губанков А.А.* Почвенная карта Москвы (с пояснительным текстом) // *Экологический атлас Москвы.* М.: АБФ/АВФ, 2000.
16. *Хаустов А.П., Редина М.М.* Парадоксы концентрирования углеводородов в компонентах геосистем (на примере ПАУ) // *Сергеевские чтения: геоэкологиче-*

- ские аспекты реализации национального проекта “Экология”. Диалог поколений. М.: РУДН, 2020. С. 94–103.
17. Хаустов А.П., Редина М.М., Алейникова А.М., Мамджанов Р.Х., Силаева П.Ю. Проект экологического мониторинга кампуса Российского университета дружбы народов // Вестник Российского университета дружбы народов. Сер. Экология и безопасность жизнедеятельности. 2017. № 25(4). С. 562–584. <https://doi.org/10.22363/2313-2310-2017-25-4-562-584>
  18. Хаустов А.П., Редина М.М., Яковлева Е.В. Водопроявления подземных вод как геохимические системообразующие объекты (интерпретация на основе распределения ПАУ) // Геоэкология. Инженерная Геология. Гидрогеология. Геокриология. 2018. № 3. С. 3–17.
  19. Третьяков В.А., Корнев Л.В., Кривошеева О.Б. Воздействие шин на окружающую среду и человека. М.: Нефтехимпром, 2006. 154 с.
  20. Цибарт А.С., Геннадиев А.Н., Кошовский Т.С. Полициклические ароматические углеводороды в пирогенных почвах заболоченных ландшафтов Мещеры // Почвоведение. 2016. № 3. С. 312–320.
  21. Шестова Е.В., Никифорова Е.М., Кошелева Н.Е., Тимофеев И.В. Загрязнение полициклическими ароматическими углеводородами почв города Северобайкальска // Доклады Российского научно-технического общества радиотехники, электроники и связи им. А.С. Попова. 2019. С. 281–285.
  22. Яковлева Е.В., Габов Д.Н., Безносиков В.А., Кондратенко Б.М. Влияние бенз[а]пиренового загрязнения на ростовые процессы и состав полиаренов растений // Теоретическая и прикладная экология. 2015. № 4. С. 45–51.
  23. Яковлева Е.В., Габов Д.Н., Безносиков В.А., Кондратенко Б.М. Полициклические ароматические углеводороды в почвах и растениях нижнего яруса южной кустарниковой тундры в условиях техногенеза // Почвоведение. 2014. № 6. С. 685–696.
  24. Яковлева Е.В., Габов Д.Н., Василевич Р.С., Гончарова Н.Н. Участие растений в формировании состава полициклических ароматических углеводородов торфяников // Почвоведение. 2020. № 3. С. 316–329.
  25. Яковлева Е.В., Габов Д.Н., Вежов К.С. Накопление полиаренов в почвах и кустарниках *Betula nana* в условиях Южной Тундры // Известия Коми научного центра УрО РАН. 2018. № 2(34). С. 33–42.
  26. Freeman D.L., Cattell F.C. Woodburning as a source of atmospheric polycyclic aromatic hydrocarbons // Environ. Sci. Technol. 1990. V. 24. P. 1581–1585.
  27. Hutchinson M.F. ANUDEM version 5.3, user guide. Canberra: Fenner School of Environment and Society, Australian National University. 2011. [https://fennerschool.anu.edu.au/files/usedem53\\_pdf\\_16552.pdf](https://fennerschool.anu.edu.au/files/usedem53_pdf_16552.pdf)
  28. 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 No. 106. FAO, Rome.
  29. Menichini E. Urban air pollution by polycyclic aromatic hydrocarbons: levels and sources of variability // Sci. Tot. Environ. 1992. V. 116. P. 109–135. Priority Pollutant List. <https://www.epa.gov/sites/production/files/2015-09/documents/priority-pollutant-list-epa.pdf>

## Distribution of Polycyclic Aromatic Hydrocarbons in the Soil-Plant System as Affected by Motor Transport in the Urban Environment

A. P. Khaustov<sup>1,\*</sup>, Zh. D. Kenzhin<sup>1</sup>, M. M. Redina<sup>1</sup>, and A. M. Aleinikova<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Peoples' Friendship University of Russia (RUDN University), Moscow, 117198 Russia

\*e-mail: [khaustov-ap@rudn.ru](mailto:khaustov-ap@rudn.ru)

The article focuses on the interaction of the components of the urban natural complex (surface layer of soil, rhizosphere and above-ground phytomass of herbaceous plants) polluted by the products of motor transport. The aim of the study is to identify the zone of influence of pollution sources and the specific features of pollutants accumulation in soil-plant systems with different levels of load. The distribution and migration of “markers” – 14 polycyclic aromatic hydrocarbons (polyarenes, or PAHs) are analyzed in the southwest of Moscow (the campus of the RUDN University and the adjacent area of the Southwest Forest Park) in functional zones differing by the volumes of technogenic loads. The soils of the considered territory according to WRB are Albic Retisols (Ochric). The spatial distribution of polyarenes in the system: surface soil layer–rhizosphere–above-ground part of plants was modeled using data analysis procedures and visualized using the ArcGIS software (“Topo to Raster” method). The effects of aerial mass transfer of polyarenes into the soil–plant system as the main pathway for the entry of pollutants were evaluated. The prevailing polyarenes and the factors determining the volumes of their accumulation in the functional zones of the studied area were revealed. The genesis of polyarenes was estimated based on the indicator ratios of their groups. Differences in the conditions and dynamics of polyarenes accumulation by different soil and plants components are shown. The results are proposed to be used to substantiate the requirements for organization of soil monitoring in the studied area, to analyze the dynamics of the state of an urban territory and to justify measures to protect urban areas under conditions of traffic load.

**Keywords:** PAH, pollution indicators, automobile transport, soil monitoring, Albic Retisols (Ochric)

## ДЕГРАДАЦИЯ, ВОССТАНОВЛЕНИЕ И ОХРАНА ПОЧВ

УДК 631.445.24:631:42

### СОВРЕМЕННЫЕ ПОЧВООБРАЗОВАТЕЛЬНЫЕ ПРОЦЕССЫ В ПОСТАГРОГЕННЫХ ДЕРНОВО-ПОДЗОЛИСТЫХ ПОЧВАХ УДМУРТСКОЙ РЕСПУБЛИКИ

© 2021 г. А. В. Леднев<sup>а</sup>, \*, А. В. Дмитриев<sup>б</sup>

<sup>а</sup>Удмуртский федеральный исследовательский центр УрО РАН, ул. Т. Барамзиной, 34, Ижевск, 426067 Россия

<sup>б</sup>Ижевская государственная сельскохозяйственная академия, ул. Студенческая, 11, Ижевск, 426069 Россия

\*e-mail: av-lednev@yandex.ru

Поступила в редакцию 18.08.2020 г.

После доработки 23.12.2020 г.

Принята к публикации 28.12.2020 г.

Выявлены закономерности течения современных почвообразовательных процессов в зависимости от периода зарастания, элементов рельефа и степени окультуренности залежных земель. Основным объектом исследований явились агродерново-подзолистые реградированные почвы (Albic Glossic Retisols (Loamic, Cutanic, Ochric)) с разным периодом зарастания, различного уровня плодородия, гранулометрического состава, расположенные на транзитных и аккумулятивных элементах ландшафта. Их изучение проведено с помощью экспедиционных почвенно-экологических обследований территории Удмуртской Республики и в многолетнем стационарном полевом опыте. Установлено, что все основные изменения в залежных землях происходят в бывшем пахотном горизонте, который дифференцируется на 2 подгоризонта. В верхней части которого (слой 0–10 см) активизируется процесс гумусообразования, приводящий к увеличению содержания гумуса, суммы обменных оснований и коэффициента структурности. В нижней части пахотного слоя (10–20 см) активизируется зональный подзолистый процесс, в результате которого уменьшается его гумусированность и показатель суммы обменных оснований, увеличивается кислотность. После 40 лет зарастания эти подслои по комплексу своих свойств приближаются к гор. АУ (серогумусовому) и ЕL (элювиальному) целинных почв. Изменение всех показателей в процессе зарастания подчиняется определенной стадийности. Наиболее интенсивно процесс дифференциации бывшего пахотного слоя наблюдается в почвах, расположенных на транзитных элементах катены. Аккумулятивные элементы катены за счет более благоприятных условий увлажнения характеризуются большей продуктивностью биоценозов и лучшими условиями для развития гумусообразования. Процесс дифференциации бывшего пахотного горизонта активнее протекает в почвах с повышенной и высокой степенями окультуренности.

*Ключевые слова:* залежь, период зарастания, агроландшафты, степень окультуренности почв, Albic Retisol

DOI: 10.31857/S0032180X2107008X

#### ВВЕДЕНИЕ

По данным официальной статистики Министерства сельского хозяйства Российской Федерации в настоящее время в структуре сельскохозяйственных угодий залежные земли занимают 4319.2 тыс. га [6]. Необрабатываемая пашня перестает быть средством производства, и с каждым годом для введения в оборот этих земель будет требоваться все больше и больше материальных и финансовых ресурсов. Часть этой площади можно считать потерянной фактически безвозвратно, и этот процесс продолжается — 31% бывшей пашни застарело и зарастает лесом, около 9% — подвержено эрозии и 2% — заболочено и подтоплено. В настоящее время идет положительная

тенденция возврата залежных земель в сельскохозяйственное активное использование. За последние 5 лет площади залежных земель в РФ сократились на 403.0 тыс. га, в Приволжском федеральном округе, куда входит Удмуртия — на 15.5 тыс. га [5, 6]. При этом площадь пашни в РФ увеличилась на 1245.3 тыс. га, Приволжском федеральном округе — на 321.7 тыс. га, а в Удмуртской Республике сократилась на 66.9 тыс. га [8].

Зарастание сельскохозяйственных угодий способствует сокращению общей продуктивности угодий. В отдельных случаях смена вида использования земель, особенно в лесной зоне, может улучшать экологическое состояние эрозионно-опасных территорий и плодородие почв. Кроме того,

положительным моментом восстановления природных экосистем на залежных землях является секвестрация углерода, интенсивность которой зависит от множества условий, таких как возраст залежи, ее видовой состав, почвенная зона и др. [11, 12, 23, 40–49].

Особый интерес вызывают дерново-подзолистые почвы постагрогенных экосистем южной тайги, так как на эту зону приходится 45% площади залежей России [23].

Превратившиеся в залежь пахотные земли подвскапливаются зарастанию сорной травяной растительностью и в дальнейшем кустарниками и деревьями, заболочиванию и прочим естественным природным процессам, что приводит к изменению направленности и интенсивности элементарных процессов почвообразования. Все это обуславливает изменение морфологических признаков агрогенных почв, основных их свойств и технического состояния земельных участков [17–21, 33, 34].

В настоящее время накоплен значительный эмпирический материал по влиянию различных природных и антропогенных факторов на характер и скорость смены растительности в зависимости от природных условий и вида использования постагрогенных почв, детально выявлены стадии их зарастания [19, 28]. Влияние смены характера землепользования на окислительно-восстановительные процессы, на изменения запасов углерода и его фракционный состав в почвах обсуждался [1, 9, 13, 14, 26, 30, 32–39]. В литературе достаточно хорошо освещены изменения пищевого режима [4], физико-химических [7, 9, 10, 22, 31], агрофизических показателей [20, 25], микробиологической и ферментативной активности почв разных типов землепользования [11, 12]. Тем не менее, имеется целый ряд недостаточно хорошо изученных или имеющих спорный характер вопросов. В частности, не отражено влияние агроландшафтных условий, гранулометрического состава и исходной степени окультуренности на течение современных почвообразовательных процессов в постагрогенных почвах.

Цель исследований – выявить закономерности течения процесса почвообразования в постагрогенных дерново-подзолистых почвах в зависимости от комплекса природных и антропогенных факторов.

Выявление этих закономерностей имеет большую практическую значимость, так как позволит принимать научно обоснованные решения об использовании залежных земель в сельскохозяйственном производстве, в том числе при их возвращении в пашню. Актуальность этих исследований с каждым годом возрастает, так как, начиная с 2010 г., в РФ наметилась тенденция постепенного вовлечения залежей в сельскохозяйственное использование.

## ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Основным объектом исследований явились агродерново-подзолистые реградированные почвы [15] (Albic Glossic Retisols (Loamic, Agric, Cutanic, Ochric)) различного уровня плодородия, средне- и легкосуглинистого гранулометрического состава, находящихся на разных периодах зарастания, расположенных на различных звеньях катены.

Исследования проводили в 2013–2016 гг. с помощью экспедиционных почвенно-экологических обследований территории Удмуртской Республики и в 2015–2019 гг. в многолетнем стационарном полевом опыте.

Климат умеренно-континентальный с продолжительной холодной многоснежной зимой и довольно жарким коротким летом. В среднем за год выпадает 491 мм осадков, причем на холодное время их приходится 30–35%, а на теплое 65–70%. Сумма активных температур – 1700–2000°C, коэффициент увлажнения (по Высоцкому–Иванову) – 1.0–1.4 [16]. Рельеф представляет собой увалистую равнину с хорошо выраженной овражно-балочной сетью. Преобладающими почвообразующими породами являются покровные глины и суглинки элювиально-делювиального и делювиально-солифлюкционного происхождения.

Территория Удмуртии отнесена к таежно-лесной зоне, северная ее часть – к подзоне южной тайги, а южная – к подзоне широколиственно-хвойных лесов [16].

Во время почвенно-экологического обследования территории Удмуртской Республики были заложены ключевые площадки для изучения свойств залежных земель, отвечающие строго определенным требованиям. Они располагались: 1) на дерново-подзолистых почвах (Albic Glossic Retisols (Loamic, Cutanic, Ochric)), типичных для условий южно-таежной зоны; 2) в разных частях катены (элювиальной, транзитной, аккумулятивной); 3) на достаточно близком расстоянии (не превышающем 100 м) на каждой из частей катены присутствовали 3 вида угодий (пашня, залежь и лес). На пашне изучали свойства агрогенно-измененных почв, в лесу – свойства естественных природных почв, а на залежи – степень наложения природного (зонального) процесса почвообразования на агрогенно-измененные почвы. Для выявления стадийности процесса зарастания пашни ключевые площадки располагали на разновозрастных залежах.

На каждой ключевой площадке были заложены по 3 почвенных полуразреза на глубину 100 см (на пашне, залежи и в лесу) с подробным описанием их морфологических признаков. Из генетических горизонтов были отобраны почвенные образцы для определения агрохимических и агрофизических показателей, а из пахотного и бывшего

**Таблица 1.** Агрохимические показатели слоя почвы 0–20 см до зарастания (опытное поле Удмуртского НИИСХ (УдмФИЦ УРО РАН) Завьяловский район Удмуртской Республики), 2014 г.

Уровень плодородия	Показатель почвенного плодородия	Органическое вещество, %	рН <sub>КСl</sub>	Физико-химические свойства, смоль(экв)/кг		Подвижные формы, мг/кг	
				гидролитическая кислотность	сумма обменных оснований	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	K <sub>2</sub> O
Средний	0.73	1.78 ± 0.18	5.25 ± 0.07	2.75 ± 0.21	10.7 ± 0.5	213 ± 13	148 ± 68
Повышенный	0.83	2.26 ± 0.11	5.40 ± 0.23	2.80 ± 0.80	12.1 ± 0.7	303 ± 20	116 ± 31
Высокий	0.92	2.48 ± 0.07	5.47 ± 0.40	2.97 ± 0.29	12.6 ± 0.5	357 ± 15	130 ± 32

пахотного образцы отбирали по слоям 0–10 и 10–20 см. На ключевых участках вокруг каждого полуразреза заложена пробная площадка размером 10 × 10 м, на которой проведено геоботаническое описание и определен запас надземной фитомассы травяного яруса. Для обсуждения результатов выносятся исследования 13 ключевых участков транзитных элементов катены и 17 – аккумулятивных, период зарастания которых колебался от 5 до 40 лет и от 8 до 80 соответственно. Участки расположены на территории Завьяловского, Якшур-Бодьинского и Малопургинского районов Удмуртской Республики.

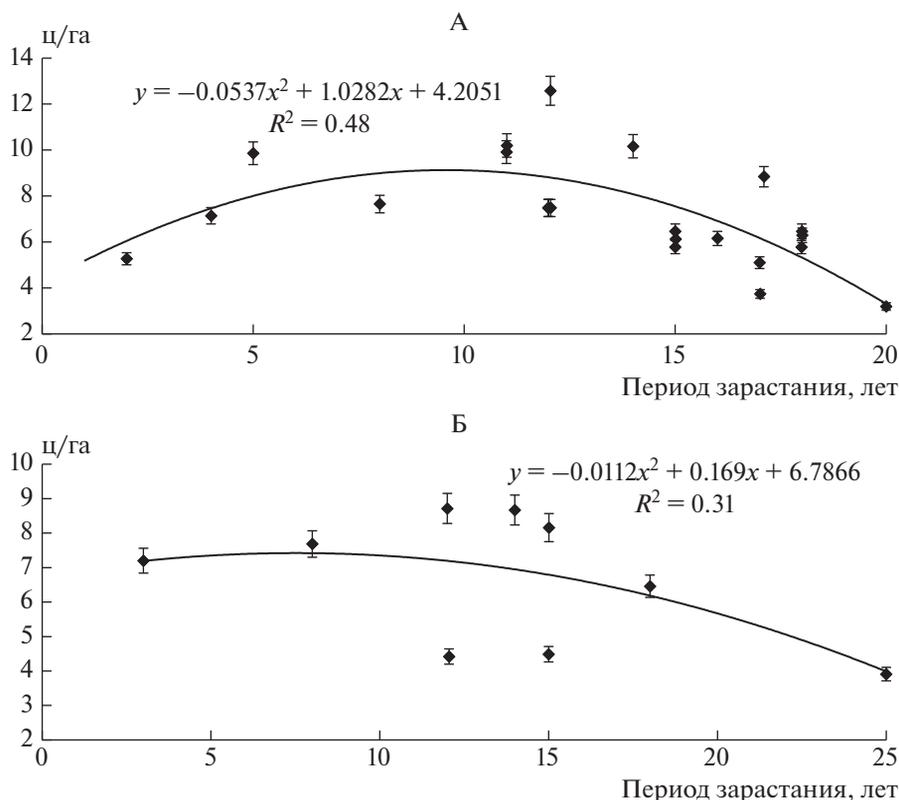
Изучение влияния исходного уровня плодородия на свойства залежных земель проведено на базе многолетнего полевого опыта, расположенного на опытном поле Удмуртского НИИСХ (УдмФИЦ УРО РАН), примыкающего к с. Первомайский Завьяловского района Удмуртской Республики. В течение трех ротаций семипольного парозерно-травяного севооборота исследовали разные виды паров и биоресурсов (сидератов, соломы, пожнивных остатков, органических удобрений). В опыте сформированы разные уровни окультуренности дерново-подзолистых почв: 1) средний, 2) повышенный и 3) высокий. Агрохимическая характеристика почвы опытного участка представлена в табл. 1. Для оценки уровня плодородия использовали показатель почвенного плодородия [27], который рассчитывался как среднее соотношение фактических значений четырех агрохимических показателей (обменная кислотность почвы, содержание гумуса, содержание подвижных форм фосфора и калия) к их оптимальным значениям для каждого типа почв и посевов сельскохозяйственных культур в Удмуртской Республике (обменная кислотность – 6.0 ед. рН, содержание органического вещества – 3.0%, подвижных форм фосфора и калия – 250 мг/кг). Опыт заложен в четырехкратной повторности, размер опытной делянки – 18 × 16 = 288 м<sup>2</sup>. В 2015 г. часть делянок в этом опыте оставлена для естественного зарастания. В 2019 г. проведена механическая обработка вариантов с залежью.

Почвенные и растительные образцы проанализированы в биохимических лабораториях Удмуртского НИИСХ и Ижевской ГСХА: обменная кислотность (потенциометрическим методом, ГОСТ 26483-85), гидролитическая кислотность (по Каппену в модификации ЦИНАО, ГОСТ 26212-91), сумма обменных оснований (по методу Каппена, ГОСТ 27821-88), содержание органического вещества (по Тюрину в модификации ЦИНАО ГОСТ 26213-91, подготовку почвенной пробы проводили с использованием наэлектризованной стеклянной палочки), подвижные фосфор и калий (по Кирсанову в модификации ЦИНАО, ГОСТ 26207-91), плотность почвы буровым методом [2], структура почвы методом сухого просеивания [2], влажность почвы методом высушивания (ГОСТ 28268-89), определение структуры урожайности [23], геоботаническое описание ключевых площадок [4]. Стратификационное отношение (SR) рассчитывалось как отношение запасов органического углерода в слоях 0–10 и 10–20 см. При обсуждении результатов использовали разницу показателей фактического свойства почвы залежи (леса) и пашни, взятой в качестве контроля.

Математическая обработка результатов исследований включала дисперсионный анализ и выполнялась с использованием прикладных программ Microsoft Excel.

## РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

**Динамика растительности.** Ведущим фактором, определяющим течение процесса почвообразования в постагрогенных почвах, является характер растительности (ее общая биомасса и видовой состав). Обобщенный анализ ботанического состава разновозрастных травостоев залежных земель ключевых участках подтверждает наличие стадийности зарастания, отмеченное в целом ряде работ [19, 28, 34]. В первый период зарастания (до 5 лет) формируются злаково-бобово-разнотравные ассоциации, видовое разнообразие которых определялось исходным видовым составом агроценозов (последней выращиваемой культурой и сопутствующими ей сорняками), с преобладанием в



**Рис. 1.** Влияние периода зарастания на продуктивность травянистой растительности (ц воздушно-сухого материала/га) постагрогенных дерново-подзолистых почв. Здесь и далее на рисунках звенья катены: А – транзитное, Б – аккумулятивное.

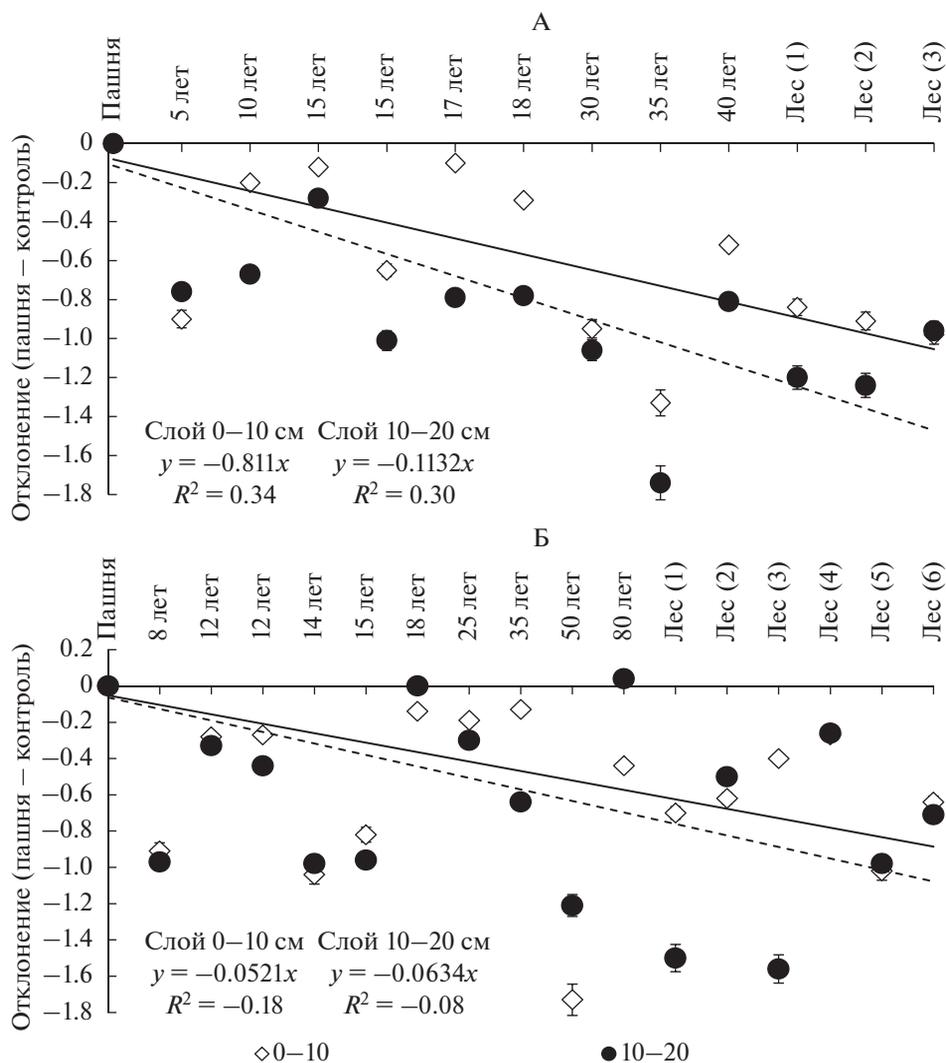
составе травостоя корневищных сорняков (в порядке убывания количества): *Elytrigia repens* L. Desv. ex Nevski, *Medicago hybridum* L., *Trifolium hybridum* L., *Dactylis glomerata* L., *Galium mollugo* L., *Taraxacum officinale* Wigg., *Cichorium intybus* L., *Viola tricolor* L. Во второй период (5–10 лет) отмечено выпадение из травостоя бобовых растений, которые сменяются разнотравьем: *Apera spica-venti* L., *Leucanthemum vulgare* Lam., *Artemisia absinthium* L., *Convolvulus arvensis* L., *Prunella vulgaris* L., *Rumex patientia* L., *Hypericum perforatum* L., *Potentilla anserina* L., *Elytrigia repens* L. Desv. ex Nevski. Третий период (10–20 лет) характеризуется появлением бобовых, но уже менее требовательных к почвенным условиям – *Trifolium repens* L. и *Equisetum sylvaticum* L., *Fragaria viridis* W. В этот период участки постепенно зарастают древесно-кустарниковой растительностью, в первую очередь сосной, березой и осинной. После того, как кроны древесных пород полностью смыкаются, начинается четвертый период зарастания. Наиболее часто он наступает после 20 лет полного прекращения сельскохозяйственного использования пашни. В составе травостоя начинает резко преобладать лесное разнотравье.

Исследования проводили на землях сельскохозяйственного назначения, поэтому при определе-

нии продуктивности учитывали только травяную растительность.

Зависимость продуктивности травянистой растительности от периода зарастания залежных земель показано на рис. 1. Установлено, что наиболее продуктивными оказались залежные земли транзитных элементов рельефа (А), имеющие период зарастания 11–12 лет, продуктивность которых составляла 7.5–12.6 ц воздушно-сухого материала/га. Дальнейшее зарастание земель приводит к значительному уменьшению продуктивности травяной и резкому увеличению продуктивности древесно-кустарниковой растительности, что обуславливает резкое увеличение затрат в случае освоения залежных земель под сельскохозяйственные угодья. Увеличение продолжительности зарастания оказало значимое влияние на снижение продуктивности ( $t_b 3.15 > t_{05} 2.20$ ).

Положение залежи на разных звеньях катены не оказало выраженного влияния на общий характер стадийности смены биоценозов в процессе зарастания, но в значительной степени определял конкретный ботанический состав растительности залежных участков и ее продуктивность. На аккумулятивных элементах катены (Б) максимальная продуктивность залежных биоценозов наблюда-



**Рис. 2.** Отклонения от контроля (пашни) величин  $pH_{KCl}$  дерново-подзолистых суглинистых почв в зависимости от периода зарастания, ед.  $pH_{KCl}$ .

лась в первые годы зарастания – 4.4–8.7 ц воздушно-сухого материала/га, в дальнейшем она постепенно уменьшалась ( $t_6 2.65 > t_{05} 2.13$ ). В целом количество учитываемой биомассы было на 10–30% меньше продуктивности биоценозов залежей транзитных элементов рельефа. Кроме того, процесс их зарастания древесной растительностью протекал более активно и занимал меньше времени. В ботаническом составе преобладали *Leucanthemum vulgare* Lam., *Galium aparine* L., *Artemisia vulgaris* L., *Cepis tectorum* L., *Tussilago farfara* L., *Veronica chamaedrys* L., *Hypericum perforatum* L., *Asarum europaeum* L., *Carex acuta* L., *Vicia cracca* L., *Fragaria vesca* L.

#### Изменение физико-химических показателей почв.

Произрастание на пашне в течение длительного периода сорной травянистой, а, впоследствии, и древесной растительности, привело к изменениям свойств агродерново-подзолистых почв. Так как

почвы ключевых участков и вариантов опыта значительно отличались между собой уровнем плодородия, для выявления закономерностей влияния процесса зарастания на отдельные показатели физико-химических свойств, все они сравнивались с аналогичными показателями почв пашни, которые принимали за контроль.

Влияние процесса зарастания на изменение величины  $pH_{KCl}$  показано на рис. 2. Установлено, что на транзитных частях катены (А) в процессе зарастания происходила тенденция смещения кислотно-щелочного баланса в кислую сторону. Это связано с неблагоприятными условиями разложения органического вещества опада в поверхностном слое почвы (в связи с его регулярным пересыханием), которое способствовало накоплению в нем кислых промежуточных продуктов разложения (низкомолекулярных органических кислот). Кроме того, прекращение внесения удобрений и

известно приводит к тому, что в почве начинают формироваться гумусовые вещества с более выраженным кислотным характером. Повышение почвенной кислотности в процессе зарастания наблюдается в основном в таежно-лесной зоне; эта закономерность отмечена и другими исследователями [5, 20, 28]. После пятилетнего периода зарастания начала проявляться дифференциация первоначально однородного пахотного слоя на два подслоя. В нижней части бывшего пахотного слоя (слой 10–20 см) подкисление протекало интенсивнее, что связано с более активным кислотным гидролизом из-за лучших условий увлажнения (для транзитных элементов катены слоя 10–20 см средний показатель подкисления составил  $0.93 \pm 0.36$ , для слоя 0–10 см элементов катены  $0.64 \pm 0.44$ ,  $SR = 1.06$ ). Начиная с 30-летнего периода зарастания, почвенная кислотность бывшего пахотного слоя приблизилась к целинной лесной почве. Уравнение тренда выявило среднюю обратную корреляционную связь между величиной  $pH_{KCl}$  и периодом зарастания в слое почвы 0–10 см (коэффициент корреляции  $-0.60$ ) и 10–20 см (коэффициент корреляции  $-0.548$ , при  $P_{95}$ ).

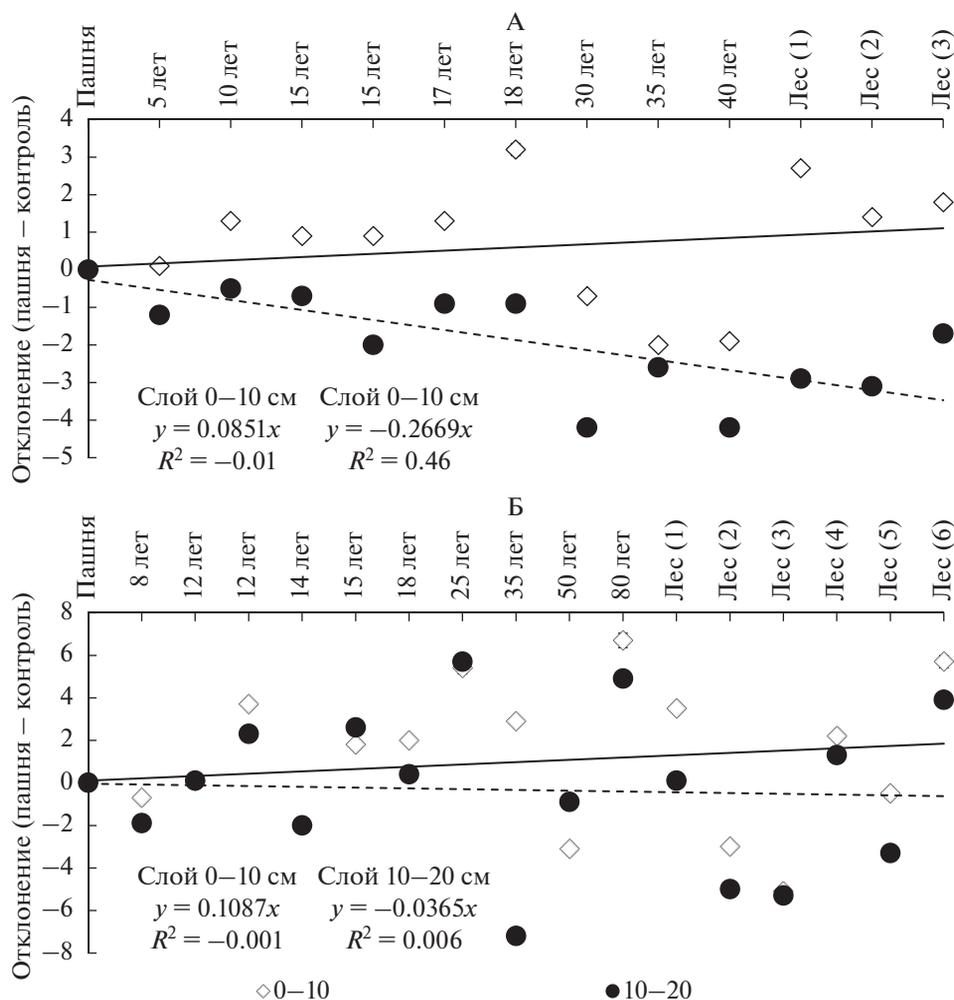
В почвах аккумулятивных частей катены (Б) смещение кислотно-щелочного баланса в кислую сторону в пахотном слое в процессе зарастания протекало менее интенсивно, особенно в слое 10–20 см. Это в первую очередь связано с более благоприятными по увлажнению условиями развития травянистой растительности, что способствовало лучшему развитию в бывшем пахотном слое процесса гумусообразования. Кроме того, на эти части катены с поверхностными и внутрипочвенными водами поступали катионы оснований с транзитных элементов рельефа. Дифференциация пахотного слоя по величине  $pH_{KCl}$  проявлялась в аккумулятивных частях катены не так четко или отсутствовала (для транзитных элементов катены слоя 10–20 см средний показатель подкисления составил  $0.69 \pm 0.44$ , для слоя 0–10 см элементов катены  $0.54 \pm 0.43$ ,  $SR = 1.02$ ).

Влияние периода зарастания и ландшафтных условий на показатель суммы обменных оснований показано на рис. 3. Именно этот показатель определяет в почвах буферные свойства, параметры поглощения различных элементов, в том числе и элементов минерального питания ( $K^+$ ,  $NH_4^+$ ,  $Ca^{2+}$ ,  $Mg^{2+}$  и др.). Представленные данные свидетельствуют, что процесс зарастания оказал наибольшее влияние на изменение суммы обменных оснований в верхнем (0–10 см) подслое бывшего пахотного горизонта. В почвах транзитных частей катены, установлено наличие определенной стадийности в изменении этого показателя. Выделяются 4 основных периода: продолжительность *первого периода* – первые 5 лет зарастания. Сумма обменных оснований в слое 0–10 см практически

не отличается от такового показателя пахотной почвы. Продолжительность *второго периода* – от 5 до 20 лет зарастания. В этот период сумма обменных оснований в слое 0–10 см постепенно увеличивается по сравнению с аналогичным слоем контрольной пахотной почвы и достигает максимума на 18-й год (превышение с контрольной почвой – 3.8 смоль(экв)/кг или 35%). Это объясняется накоплением гумуса под действием хорошо развитой травяной растительности, которая достигает максимума своей биологической продуктивности (рис. 1). Продолжительность *третьего периода* – от 20 до 40 лет. Наблюдается уменьшение суммы обменных оснований в слое 0–10 см; ее величина постепенно становится меньше, чем в пахотных аналогах. Это явление объясняется тем, что происходит интенсивное зарастание залежи лесной растительностью и постепенно формируются типичные лесные биоценозы). В *четвертый период* наблюдается на залежных участках с периодом зарастания более 40 лет и на целинных лесных участках (на ненарушенных агрогенным воздействием почвах). Сумма обменных оснований в слое 0–10 см почв на 1.5–2.5 смоль(экв)/кг (или на 14–26%) больше, чем в таком же слое их пахотных аналогов. Это объясняется тем, что на таких участках расположены давно сформировавшиеся лесные биоценозы, у которых ежегодный приход элементов (в том числе и катионов оснований) с опадом не уступает их выносу из почвы в процессе минерализации.

В слое 10–20 см залежных почв хорошо просматривается другая закономерность – в процессе зарастания происходит постепенное уменьшение суммы обменных оснований по сравнению с таким же слоем пахотных аналогов. Постепенно увеличивается дифференциация по этому показателю бывшего пахотного слоя на два подслоя: 0–10 и 10–20 см. Эта закономерность объясняется двумя причинами: во-первых, активизацией в слое 10–20 см залежных почв процессов кислотного гидролиза; во-вторых, относительным обеднением оснований за счет биогенного накопления их в слое 0–10 см. Коэффициент корреляции, равный 0.68, подтвердил тесную корреляционную связь между показателем суммы обменных оснований и периодом зарастания для слоя почвы 10–20 см ( $t_b 3.08 > t_{05} 2.20$ ). При этом  $SR$  достигал значений 1.32–1.36. Максимальная дифференциация по этому показателю наблюдается в целинных почвах и связана с наличием в них горизонтов  $AU$  и  $EL$ .

В почвах аккумулятивных частей катены стадийность в изменении суммы обменных оснований в процессе зарастания отсутствовала. Линия тренда свидетельствовала о небольшом постепенном увеличении этого показателя в слое 0–10 см залежных почв ( $t_b 0.38 < t_{05} 2.13$ ) и сохранении его

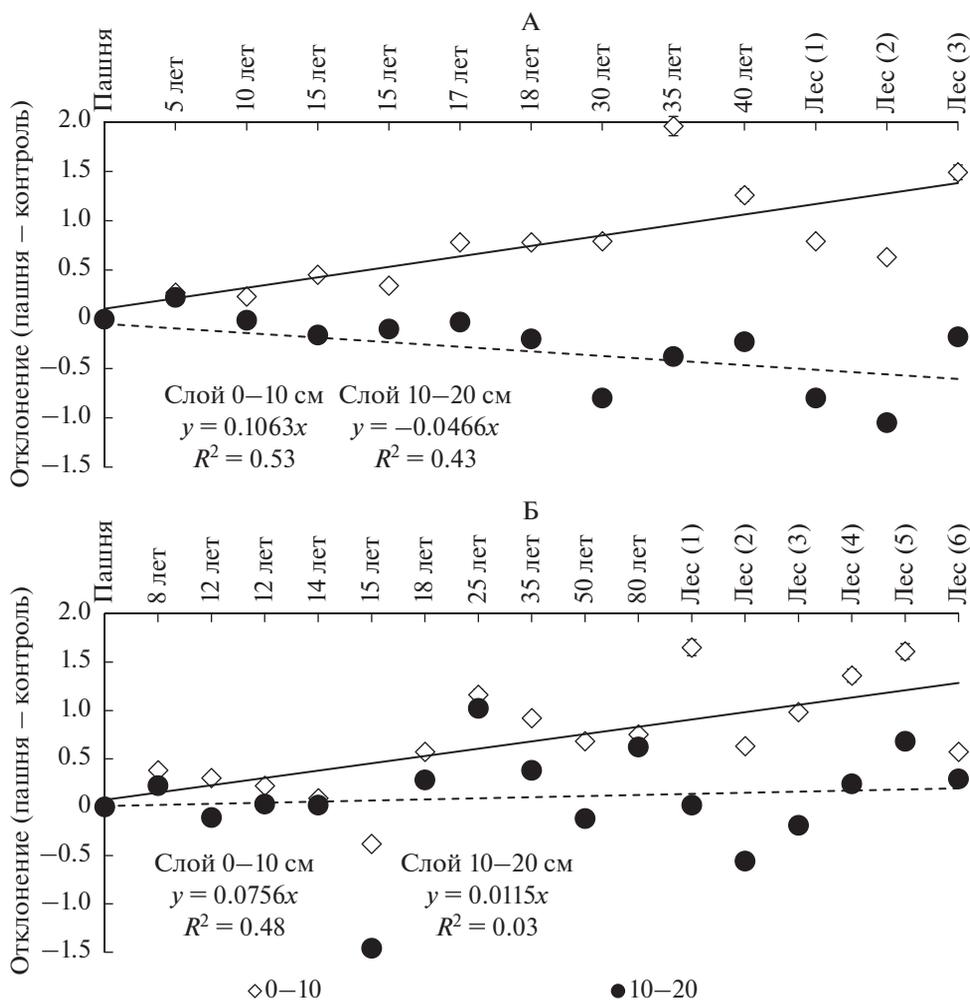


**Рис. 3.** Отклонения от контроля (пашни) показателя суммы обменных оснований (смоль(экв)/кг почвы) дерново-подзолистых суглинистых почв в зависимости от периода зарастания.

на уровне действующей пашни в слое 10–20 см ( $t_b 0.30 < t_{05} 2.13$ ). Дифференциация по этому показателю бывшего пахотного слоя на два подслоя в большинстве случаев не выражена. Все это подтверждает более интенсивное гумусонакопление в почвах аккумулятивных звеньев катены, по сравнению с транзитными.

**Содержание гумуса в почвах.** Влияние периода зарастания на содержание гумуса в залежных землях показано на рис. 4. Приведенные данные свидетельствуют о наличии стадийности в изменении этого показателя по годам в почвах, расположенных на транзитных частях катены. *Первый период* продолжается первые 10 лет. Происходит постепенное увеличение содержания гумуса как в слое 0–10 см, так и слое 10–20 см бывшего пахотного слоя. Параметры увеличения небольшие, не превышали 0.2–0.3 абс. %. Дифференциация бывшего пахотного слоя на подгоризонты по содержанию гумуса начала проявляться в конце первого

периода. Продолжительность *второго периода* – 10–30 лет после начала зарастания. Происходит дальнейшее увеличение содержания гумуса в слое 0–10 см, к концу периода оно уже на 1.0–1.5 абс. % превышало исходные показатели (на пашне). В слое 10–20 см его количество, наоборот, стало уменьшаться и, начиная с 17-летнего возраста залежи, было меньше, чем в аналогичном слое пахотных почв. За счет этих процессов резко увеличилась дифференциация между верхним и нижним слоями бывшего пахотного слоя. Появление дифференциации, как уже говорилось, объясняется наложением на агрогенные почвы современного процесса гумусообразования (на слой 0–10 см) и процесса кислотного гидролиза (на слой 10–20 см). *Третий период* начинался после 40-летнего зарастания залежи, характеризовался постепенным увеличением содержания гумуса в слое 0–10 см и уменьшением этого показателя в слое 10–20 см. В этот период содержание гумуса в слое 0–10 см



**Рис. 4.** Отклонения от контроля (пашни) содержания гумуса (%) дерново-подзолистых суглинистых почв в зависимости от периода зарастания.

приблизилось к гор. АУ целинных почв, а в слое 10–20 см – к гор. ЕL.

В почвах аккумулятивных частей катены стабильность в изменении содержания гумуса в процессе зарастания отсутствовала. Наблюдалось постепенное его увеличение в бывшем пахотном горизонте, особенно четко выраженное в слое 0–10 см ( $t_b 3.65 > t_{05} 2.13$ ). Дифференциация этого горизонта на подслои наблюдалась только в старовозрастных залежах (с периодом зарастания более 20 лет) ( $t_b 0.69 < t_{05} 2.13$ ). Результатами ранее опубликованных исследований [17, 20] показано, что содержание гумуса в процессе зарастания таких почв как правило больше, чем в залежных почвах транзитных частей катены.

Изменение почвенных свойств с глубиной можно оценить с использованием стратификационного отношения (SR – stratification ratio) содержания гумуса. Предполагается, что при восстановлении растительного покрова величина SR

увеличивается, что свидетельствует об улучшении экологического качества почв [30]. Стратификационное отношение, вычисленное как отношение запасов органического углерода в слоях 0–10 и 10–20 см, представляющих естественное лесовосстановление почв транзитных и аккумулятивных частей катены, указывает на различие изменения величины SR в зависимости от элемента катены. Стратификационное отношение почвы 40-летней залежи транзитных частей катены увеличилось на 1.34 по сравнению с пахотными, но даже после такой длительности залежи SR в среднем был на 0.69 меньше показателя почв под лесом (табл. 2). Стратификационное отношение залежных почв аккумулятивных частей катены с увеличением периода зарастания изменилось незначительно. В почвах 20-летней и более давней залежи SR увеличился в среднем на 0.30 по сравнению с пахотными, но был меньше показателя почв под лесом на 0.86. Все это указывает на

**Таблица 2.** Стратификационное отношение запасов органического углерода почв транзитных и аккумулятивных звеньев катены (SR) 0–10/10–20 см (среднее  $\pm$  стандартное отклонение,  $n$  – объем выборки,  $V$  – коэффициент вариации)

Угодье, период застарания	SR	
	транзитные катены	аккумулятивные катены
Пашня	$0.99 \pm 0.13, n = 13, V = 12.2$	$1.04 \pm 0.13, n = 17, V = 14.1$
Залежь, до 10 лет	$1.12 \pm 0.08, n = 3, V = 8.1$	$1.07 \pm 0.06, n = 2, V = 6.0$
Залежь, 10–20 лет	$1.49 \pm 0.14, n = 4, V = 9.9$	$1.20 \pm 0.11, n = 5, V = 8.6$
Залежь, более 20 лет	$2.33 \pm 0.05, n = 6, V = 2.0$	$1.34 \pm 0.16, n = 10, V = 11.8$
Лес	$3.02 \pm 0.12, n = 13, V = 4.1$	$2.20 \pm 0.13, n = 17, V = 14.2$

длительность восстановления свойств и режимов почв до целинного состояния.

Таким образом, анализируя изменения в бывшем пахотном слое показателей кислотности, суммы обменных оснований, содержания гумуса и стратификационного отношения содержания гумуса в процессе постагрогенного развития агродерново-подзолистых почв, аккумулятивных частей катены, можно констатировать более интенсивное течение в них процесса гумусообразования по сравнению с аналогичными почвами, расположенных на транзитных частях катены.

**Почвенная структура.** Перевод пашни в залежное состояние за счет прекращения механических обработок почвы и ежегодно нарастающего поступления продуктов метаболизма микробного сообщества, наряду с увеличением запасов гумуса, оптимизирует процессы оструктурирования почвы. Проведенные наблюдения выявили, что протекающие процессы сопровождаются изменениями оструктурированности бывшего пахотного слоя почвы. Результаты сухого просеивания почвы показали, что количество агрономически ценных агрегатов (0.25–10 мм) напрямую зависит от продолжительности залежного периода (табл. 2). Даже краткосрочное исключение пашни из оборота (на 8 лет) обусловило уменьшение содержания в пахотном слое глыбистой фракции (>10 мм) по сравнению с ее пахотным аналогом в 1.8 раза, что обеспечило увеличение в нем коэффициента структурности более чем в 4.5 раза, как в верхнем, так и в нижнем подслоях. Прослеживалась четкая зависимость изменения относительной величины этих фракций от длительности нахождения пашни в залежном состоянии. Наиболее близкой по уровню оструктурированности к целинному аналогу горизонта АУ оказалась почва 40-летней залежи. Однако даже в ней коэффициент структурности в бывшем пахотном слое был в 2 раза меньше, чем в гумусовом горизонте лесной почвы. Проведенный корреляционный анализ показал тесную положительную связь коэффициента структурности с содержанием гумуса –  $r = 0.67$  при  $P_{95}$ .

**Влияние уровня плодородия на свойства реградированных почв.** Влияние антропогенных факторов на течение современных почвообразовательных процессов в постагрогенных почвах изучено в многолетнем полевом опыте. Анализировались следующие факторы: 1) последняя возделываемая культура на пашне (сидеральные культуры и чистый пар по состоянию на 2015 г.); 2) уровень исходного плодородия почвы. Из анализируемых культур выбраны: однолетние травы (викоовсяная смесь), горчица и многолетние травы (клевер второго года использования). В качестве контролей влияния этих культур на процесс застарания и изменение показателей почвы использовали: 1) вариант застарания без культур (чистый пар); 2) исходные показатели почв (до начала процесса застарания).

Установлено, что последняя культура севооборота оказала значительное влияние на видовой состав формирующейся залежи только в первый год застарания. Во второй и последующие годы количество и виды растений формирующегося фитоценоза определялись сорной растительностью и были представлены наиболее распространенными видами на данной территории: однолетними сорными растениями – *Stellaria media* L., *Matricaria chamomilla* L., *Galeopsis speciosa* Mill., *Chenopodium album* L., *Amaranthus retroflexus* L. и многолетними – *Sonchus arvensis* L., *Cichorium intybus* L., *Artemisia vulgaris* L., *Bromus inermis* Leyss., *Convolvulus arvensis* L., *Plantago media* L.. Уже на третий год застарания очагами появился *Heracleum sibiricum* L.

По мере формирования фитоценоза увеличивалась доля многолетних видов растений в составе травостоя залежи и сокращалась доля однолетних видов. На третий год застарания в травостое появляются типичные растения, встречающиеся на лесных опушках и в лесу – *Myosotis sylvatica* Ehrh. ex Hoffmann, *Trifolium rubens* L., *Achillea millefolium* L., *Elytrigia repens* L., *Plantago major* L. Также следует отметить появление поросли *Acer negundo* L., защитная лесополоса из которого располагалась на расстоянии 250 м от опытного

**Таблица 3.** Микроагрегатный (методом сухого просеивания по Н.И. Саввинову) состав почв ключевых участков и коэффициент структурности (Kc)

Угодье	Глубина взятия образца, см	Размер агрегатов (мм) и их содержание, % от массы воздушно-сухой почвы			Kc
		>10	0.25–10	<0.25	
Пашня, рапс яровой	0–10	78.0	21.3	0.7	0.27
	10–24	63.4	36.3	0.3	0.57
Залежь. 8 лет	0–10	44.0	55.1	1.0	1.23
	10–24	51.3	47.9	0.8	0.92
Залежь. 15 лет	0–10	37.6	62.1	0.4	1.60
	10–24	44.0	55.6	0.4	1.25
Залежь. 50 лет (5БЗС2Е)	2–12	20.5	72.9	6.6	2.69
	12–22	31.7	63.7	4.6	1.75
Лес (5СЗЕ2Б)	3–13	10.1	84.5	5.4	5.46
	13–26	28.6	65.6	5.8	1.91
НСР <sub>05</sub>	0–10				0.66
	10–20				0.29

**Таблица 4.** Содержание гумуса в бывшем пахотном слое залежных агродерново-подзолистых почв в зависимости от исходного уровня их плодородия (опытное поле Удмуртского НИИСХ), % (третий год зарастания)

Уровень плодородия (фактор А)	Слой почвы, см	Залежь	Пашня (контроль)	Отклонение от контроля (В)		Отклонение от среднего уровня плодородия (А)	
				ед.	%	ед.	%
Средний (контроль)	0–10	2.03 ± 0.18	1.90 ± 0.12	0.13	6.8	–	–
	10–20	1.64 ± 0.32	1.75 ± 0.06	–0.11	–6.3	–	–
Повышенный	0–10	2.56 ± 0.35	2.32 ± 0.21	0.24	10.3	0.53	26.1
	10–20	2.30 ± 0.14	2.24 ± 0.16	0.07	3.1	0.66	14.2
Высокий	0–10	2.42 ± 0.24	2.23 ± 0.06	0.19	8.5	0.39	19.2
	10–20	1.90 ± 0.07	2.31 ± 0.10	–0.41	–17.7	0.26	16.0
НСР <sub>05</sub>	0–10	А – 0.29; В – 0.18; частных различий – 0.50					
	10–20	А – 0.27; В – 0.18; частных различий – 0.47					

участка. Продуктивность зеленой массы травяных растений на второй год зарастания резко сократилась и мало зависела от исходной культуры севооборота.

В полевом опыте подтвердились экспериментальные данные, полученные на ключевых площадках и свидетельствующие о постепенном увеличении общего содержания органического вещества в верхней (0–10 см) части бывшего пахотного слоя залежных земель. Оно было статистически значимо в вариантах с повышенным и высоким уровнем плодородия (табл. 4). В слое 10–20 см эта тенденция была выражена значительно слабее (только в почвах среднего уровня плодородия), а в почвах повышенного и высокого уровня плодородия

наблюдалось даже уменьшение его общего количества по сравнению с пахотными аналогами.

Содержание гумуса в слое 0–10 см в вариантах с повышенным и высоким уровнями плодородия статистически достоверно превышало этот показатель на фоне со средним уровнем, что свидетельствует о сохранении созданного в предыдущие годы уровня окультуренности пахотного горизонта даже на третий год зарастания.

Дифференциация бывшего пахотного горизонта на подслои в полевом опыте просматривалась и по показателям почвенной кислотности и суммы обменных оснований. Повышенный и высокий исходный уровень плодородия ускорял процесс дифференциации бывшего пахотного слоя.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Заращение агродерново-подзолистых почв в южно-таежной зоне неизбежно приводит к изменению процессов почвообразования. Эти процессы в первую очередь затрагивают бывший пахотный слой. В его верхней части (слой 0–10 см) активизируется процесс гумусообразования, обусловленный разложением опада травянистой растительности и приводящий к увеличению содержания гумуса, суммы обменных оснований и коэффициента структурности. В нижней части бывшего пахотного слоя активизируется зональный подзолитый процесс, в результате которого происходит уменьшение гумусированности, суммы обменных оснований и увеличение кислотности всего бывшего пахотного слоя. Наблюдается дифференциация бывшего пахотного слоя на два подслоя как по морфологическим признакам (цвету и структуре), так и по целому ряду показателей (кислотности, сумме обменных оснований, содержанию гумуса и др.). После 40 лет заращения эти подслои по комплексу своих свойств приближаются к гор. АУ (серогумусовому) и ЕL (элювиальному) целинных почв. Изменение всех показателей в процессе заращения подчиняется определенной стадийности.

На интенсивность и направленность протекающих современных процессов почвообразования, кроме периода заращения, наиболее значительное влияние оказывает расположение залежи на звеньях почвенной катены. На постагрогенных дерново-подзолистых почвах в аккумулятивных частях катены отмечается более интенсивное накопление гумуса по сравнению с аналогичными почвами транзитных частей катены [17, 20]. Дифференциация бывшего пахотного слоя на подслои выражена значительно слабее, и она проявляется только на старовозрастных залежах.

Повышенный и высокий исходный уровень плодородия агродерново-подзолистых почв ускоряет процесс дифференциации бывшего пахотного слоя на подслои.

## ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Тема входит в план НИОКР РАН. Рег. № АААА-А19-119022790025-8.

## КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Булышева А.М., Хохлова О.С., Бакунович Н.О., Русаков А.В., Мякшина Т.Н., Рюмин А.Г. Изменение карбонатного состояния черноземов Приазовья при переходе их из пашни в залежь // Почвоведение. 2020. № 8. С. 1025–1038.

2. Вадюнина А.Ф., Корчагина З.А. Методы исследования физических свойств почв. М.: Агропромиздат, 1986. 416 с.
3. Васильев М.В. Питательный режим дерново-подзолистых пахотных и залежных суглинистых почв северо-запада РФ. Автореф. дис. канд. с.-х. н. СПб.—Пушкин, 2011. 18 с.
4. Воронов А.Г. Геоботаника. М.: Высшая школа, 1973. 384 с.
5. Доклад о состоянии и использовании земель сельскохозяйственного назначения. М.: ФГБНУ “Росинформагротех”, 2014. 176 с.
6. Доклад о состоянии и использовании земель сельскохозяйственного назначения Российской Федерации в 2018 г. М.: ФГБНУ “Росинформагротех”, 2020. 340 с.
7. Дричко В.Ф., Литвинович А.В., Павлова О.Ю., Чернов Д.В., Буре В.М. Скорости изменения кислотных параметров, содержания общего углерода и состава гумуса в дерново-подзолистой песчаной почве при переходе от пашни к лесу при сукцессии залежных земель // Агрохимия. 2015. № 11. С. 19–29.
8. ЕМИСС. Государственная статистика. Официальные статистические показатели. [Электронный ресурс]. — URL: <https://www.fedstat.ru/> (дата обращения: 19.11.2020).
9. Еремин Д.И. Залежь как средство восстановления содержания и запасов гумуса старопашотных черноземов лесостепной зоны Зауралья // Плодородие. 2014. № 1(76). С. 24–26.
10. Ерохова А.А., Макаров М.И., Моргунов Е.Г., Рыжова И.М. Изменение состава органического вещества дерново-подзолистых почв в результате естественного восстановления леса на пашне // Почвоведение. 2014. № 11. С. 1308–1314.
11. Завьялова Н.Е., Васбиева М.Т., Фомин Д.С. Микробная биомасса, дыхательная активность и азотфиксация в дерново-подзолистой почве Предуралья при различном сельскохозяйственном использовании // Почвоведение. 2020. № 3. С. 372–378.
12. Казеев К.Ш., Трушков А.В., Одабашиян М.Ю., Колесников С.И. Постагрогенное изменение ферментативной активности и содержания органического углерода чернозема в первые 3 года залежного режима // Почвоведение. 2020. № 7. С. 901–910.
13. Карелин Д.В., Горячкин С.В., Кудиков А.В., Лопес де Гереню В.О. Изменение запасов углерода и эмиссии CO<sub>2</sub> в ходе постагрогенной сукцессии растительности на серых почвах в Европейской части России // Почвоведение. 2017. № 5. С. 580–594.
14. Карелин Д.В., Люри Д.И., Горячкин С.В., Лунин В.Н., Кудиков А.В. Изменение почвенной эмиссии диоксида углерода в ходе постагрогенной сукцессии в черноземной лесостепи // Почвоведение. 2015. № 11. С. 1354–1366.
15. Классификация и диагностика почв России. Смоленск: Ойкумена, 2004. 341 с.
16. Ковриго В.П. Почвы Удмуртской Республики. Ижевск: РИО Ижевская ГСХА, 2004. 489 с.
17. Леднев А.В., Дмитриев А.В. Влияние периода заращения на изменение агрофизических показателей

- различных типов почв, расположенных на аккумулятивном направлении вещественно-энергетического потока // *Аграрная наука Евро-Северо-Востока*. 2017. № 2. С. 28–35.
18. *Леднев А.В., Дмитриев А.В.* Зависимость агрохимических показателей залежных земель, расположенных на аккумулятивном направлении вещественно-энергетического потока, от срока зарастания и типа почв // *Российская сельскохозяйственная наука*. 2016. № 5. С. 27–32.
  19. *Леднев А.В., Дмитриев А.В.* Зарастание залежных дерново-подзолистых почв как фактор современного почвообразовательного процесса // *Российская сельскохозяйственная наука*. 2017. № 5. С. 28–31.
  20. *Леднев А.В., Дмитриев А.В., Пегова Н.А., Попов Д.А.* Влияние степени исходного окультуривания на агрофизические показатели залежных дерново-подзолистых почв // *Аграрная наука Евро-Северо-Востока*. 2018. № 6(67). С. 102–108.
  21. *Леднев А.В., Дмитриев А.В., Пегова Н.А., Попов Д.А.* Влияние степени исходного окультуривания на агрохимические показатели залежных дерново-подзолистых почв // *Российская сельскохозяйственная наука*. 2018. № 6. С. 36–39.
  22. *Литвинович А.В., Дричко В.Ф., Павлова О.Ю., Чернов Д.В., Шабанов М.В.* Изменение кислотно-основных свойств окультуренных дерново-подзолистых почв легкого гранулометрического состава в процессе постагрогенной трансформации // *Почвоведение*. 2009. № 6. С. 680–686.
  23. *Люри Д.И., Горячкин С.В., Караваева Н.А., Щенисенко Е.А., Нефедова Т.Т.* Динамика сельскохозяйственных земель России в XX веке и постагрогенное восстановление растительности и почв. М.: ГЕОС, 2010. 416 с.
  24. *Макарова В.М.* Структура урожайности зерновых культур и ее регулирование. Пермь, 1995. 144 с.
  25. *Матинян Н.Н., Бахматова К.А., Алексеев С.С.* Постагрогенная трансформация почв, сформированных на контрастных по гранулометрическому составу породах // *Гумус и почвообразование*. СПб., 2007. С. 52–60.
  26. *Овсепян Л.А., Курганова И.Н., Лопес де Гереню В.О., Русаков А.В., Кузяков Я.В.* Изменение денситометрического фракционного состава органического вещества почв лесостепной зоны в процессе постагрогенной эволюции // *Почвоведение*. 2020. № 1. С. 26–68.
  27. Приказ Минсельхоза России от 06.07.2017 № 325 “Об утверждении Методики расчета показателя почвенного плодородия в субъекте Российской Федерации” (Зарегистрировано в Минюсте России 31.07.2017 № 47592).
  28. *Работнов Т.А.* О конкуренции между растениями в растительных сообществах // *Бюл. Московского общества испытателей природы. Отдел биологический*. 1984. Т. 89. № 5. С. 82.
  29. *Романовская А.А.* Органический углерод в почвах залежных земель России // *Почвоведение*. 2006. № 1. С. 52–61.
  30. *Романовская А.А., Коротков В.Н., Карабань Р.Т., Смирнов Н.С.* Динамика элементов баланса углерода на неиспользуемых пахотных угодьях Валдайской возвышенности // *Экология*. 2012. № 5. С. 347–352.
  31. *Рыжова И.М., Телеснина В.М., Ситникова А.А.* Динамика свойств почв и структуры запасов углерода в постагрогенных экосистемах в процессе естественного лесовосстановления // *Почвоведение*. 2020. № 2. С. 230–243.
  32. *Савин И.Ю., Чендев Ю.Г.* Изменение во времени содержания гумуса в пахотных лесостепных почвах // *Почвоведение*. 1994. № 5. С. 88–92.
  33. *Телеснина В.М., Ваганов И.Е., Карлсен А.А., Иванова А.Е., Жуков М.А., Лебедев С.М.* Особенности морфологии и химических свойств постагрогенных почв южной тайги на легких отложениях (Костромская область) // *Почвоведение*. 2016. № 1. С. 115–129.
  34. *Телеснина В.М., Курганова И.Н., Лопес де Гереню В.О., Овсепян Л.А., Личко В.И., Ермолаев А.М., Мирин Д.М.* Динамика свойств почв и состава растительности в ходе постагрогенного развития в разных биоклиматических зонах // *Почвоведение*. 2017. № 12. С. 1514–1534.
  35. *Bruun T.B., Elberling B., de Neergaard A., Magid J.* Organic carbon dynamics in different soil types after conversion of forest to agriculture // *Land Degradation Development*. 2015. V. 26(3). P. 272–283. <https://doi.org/10.1002/ldr.2205>
  36. *Degryze S., Six J., Paustian K., Morris S.J., Paul E.A., Merckx R.* Soil organic carbon pool changes following land-use conversions // *Global Change Biology*. 2004. V. 10. P. 11201132.
  37. *Franzlluebbers A.J.* Depth distribution of soil organic carbon as a signature of soil quality // 19th World Congress of Soil Science, Soil Solutions for a Changing World. Brisbane, 2010. P. 1–4.
  38. *Gunina A., Ryzhova I., Dorodnikov M., Kuzyakov Ya.* Effect of plant communities on aggregate composition and organic matter stabilization in young soils // *Plant and Soil*. 2015. V. 387(1–2). P. 265275.
  39. *Helfrich M., Ludwig B., Buurman P., Flessa H.* Effect of land use on the composition of soil organic matter in density and aggregate fractions as revealed by solidstate <sup>13</sup>C NMR spectroscopy // *Geoderma*. 2006. V. 136. P. 31341.
  40. *Kalinina O., Giani L., Goryachkin S.V., Lyuri D.I.* Post-agrogenic development of vegetation, soils, and carbon stocks under self-restoration in different climatic zones of European Russia // *Catena*. 2015. V. 129. P. 1829.
  41. *Kalinina O., Goryachkin S.V., Lyuri D.I., Luise Giani.* Post-agrogenic development of vegetation, soils, and carbon stocks under self-restoration in different climatic zones of European Russia // *Catena*. 2015. V. 129. P. 18–29.
  42. *Kirschbaum M.U.F., Guo L.B., Gifford R.M.* Observed and modelled soil carbon and nitrogen changes after planting a *Pinus radiata* stand onto former pasture // *Soil Biology and Biochemistry*. 2008. V. 40. P. 247–257.
  43. *Kurganova I., Lopes de Gerenyu V., Kuzyakov Y.* Large-scale carbon sequestration in post-agrogenic ecosystems in Russia and Kazakhstan // *Catena*. 2015. V. 133. P. 461–466.

44. *Kurganova I., Lopes de Gerenyu V., Six J., Kuzyakov Y.* Carbon cost of collective farming collapse in Russia // *Glob. Change Biol.* 2014. V. 20. P. 938–947.
45. *Laganiere J., Angers D.A., Pare D.* Carbon accumulation in agricultural soils after afforestation: a meta-analysis // *Global Change Biol.* 2010. V. 16. P. 439–453.
46. *Paul K.I., Polglase P.J., Nyakuengama J.G., Khanna P.K.* Change in soil carbon following afforestation // *Forest Ecology and Management.* 2002. V. 168. P. 241–257.
47. *Paul K.I., Polglase P.J., Richards G.P.* Predicted change in soil carbon following afforestation or reforestation, and analysis of controlling factors by linking a C accounting model (CAMFor) to models of forest growth (3PG), litter decomposition (GENDEC) and soil C turnover (RothC) // *Forest Ecology and Management.* 2003. V. 177. P. 485–501.
48. *Poeplau Ch., Don A., Vesterdal L., Leifeld J., van Wese-mael B., Schumacher J., Gensior A.* Temporal dynamics of soil organic carbon after land-use change in the temperate zone – carbon response functions as a model approach // *Global Change Biol.* 2011. V. 17. P. 2415–2427.
49. *Vuichard N., Ciais P., Beletti L., Smith P., Valentini R.* Carbon sequestration due to abandonment of agriculture in the former USSR since 1990 // *Global Biogeochemical Cycles.* 2008. V. 22.

## Recent Soil-Forming Processes in Postagrogenic Soddy-Podzolic Soils of the Udmurt Republic

A. V. Lednev<sup>1</sup>, \* and A. V. Dmitriev<sup>2</sup>

<sup>1</sup>*The Udmurt Federal Research Center of UB RAS, Izhevsk, 426067 Russia*

<sup>2</sup>*The Izhevsk State Agricultural Academy, Izhevsk, 426069 Russia*

\*e-mail: av-lednev@yandex.ru

Current soil-forming processes in layland soils are shown to be related to the period of its overgrowth, landform and cultivation intensity. The main object of research were regraded agro-soddy-podzolic soils (Albic Glossic Retisols (Loamic, Aric, Cutanic, Ochric)) differing by the overgrowth period, cultivation rate, texture, and location on landforms. Agro-soddy-podzolic soils were studied in the course of soil-ecological surveys performed in the Udmurt Republic and in a long-term stationary field experiment. All major changes in layland soils occur in the arable layer, which becomes subdivided into two subhorizons. The humus-accumulative process manifested in an increase in the humus content, CEC and the structure coefficient value is activated in the upper part of the arable layer (0–10 cm). The zonal podzolization process is activated in the lower part of the arable layer (10–20 cm) and results in the decrease in humus content, CEC and an increase in acidity. These sublayers, after 40 years of the layland overgrowing acquire properties similar to those of the AY (gray-humus) and EL (eluvial) horizons, respectively. These changes occur stepwise, as stages, and depend on the position of soil in catena. Differentiation of the topsoil occurs most intensively in the soils of the transit positions of the catenas. The soils of the accumulative sites display a higher productivity of biocenoses and better facilities for humus-accumulative process due to more favorable moisture conditions. The differentiation of the former arable layer into sublayers occurs at a higher rate in soils with an increased and high initial level of fertility.

*Keywords:* layland, overgrowth period, parts of catenas, agro-landscapes, degree of cultivation, Albic Retisol