

СОДЕРЖАНИЕ

Номер 4, 2021

ГЕНЕЗИС И ГЕОГРАФИЯ ПОЧВ

Контрастные варианты эволюции почв археологических памятников в поймах рек лесостепи Среднерусской возвышенности

*Ю. Г. Чендев, И. В. Федюнин, А. А. Иншаков, А. Н. Голотвин,
Д. И. Дудин, В. Г. Белеванцев*

387

ХИМИЯ ПОЧВ

Исследование стабильности почвенного органического вещества методами дериватографии и длительной инкубации

*Д. А. Соколов, И. И. Дмитриевская, Н. Б. Паутова, Т. Н. Лебедева,
В. А. Черников, В. М. Семенов*

407

Биохимические факторы формирования состава болотных вод и миграция веществ в системе геохимически сопряженных ландшафтов олиготрофных болот

Л. И. Инешева, Н. В. Юдина, А. В. Головченко, А. В. Савельева

420

БИОЛОГИЯ ПОЧВ

Прокариотный комплекс копролитов *Aporrectodea caliginosa* и *Lumbricus terrestris*

*В. Ю. Шахназарова, А. В. Якушев, К. Л. Якконен, А. А. Кичко,
Т. С. Аксенова, Н. П. Битюцкий*

429

Динамика биологической активности и водорастворимого органического вещества в почвах горной тундры Хибин на склонах разной экспозиции

М. Н. Маслов, О. А. Токарева, Е. И. Караванова, О. А. Маслова, Е. И. Копеина

436

Орнитогенный фактор почвообразования в Антарктике (обзор)

*Е. В. Абакумов, И. Ю. Парникоза, М. Жиянски, Р. Янева, А. В. Лупачев,
М. П. Андреев, Д. Ю. Власов, Дж. Риано, Н. Харамильо*

451

Современные пойменно-старичные отложения среднего течения р. Камчатки (результаты комплексного группового биологического анализа)

О. Н. Успенская, М. М. Певзнер, Т. Д. Каримов

465

МИНЕРАЛОГИЯ И МИКРОМОРФОЛОГИЯ ПОЧВ

Применения алгоритма Оцу при сегментации порового пространства почв по томографическим данным

К. Н. Абросимов, К. М. Герке, И. Н. Семенков, Д. В. Корост

475

ДЕГРАДАЦИЯ, ВОССТАНОВЛЕНИЕ И ОХРАНА ПОЧВ

Ремедиация почв техногенных пустошей в Кольской Субарктике: современное состояние и многолетняя динамика

Г. Н. Копцик, С. В. Копцик, И. Е. Смирнова, М. А. Синичкина

489

Почвообразование на карьерах после проведения лесной рекультивации в среднетаежной подзоне на европейском северо-востоке России

И. А. Лиханова, Е. Г. Кузнецова, Е. М. Лаптева, С. В. Денева, Б. А. Макеев

502

Моделирование истирания почвенных агрегатов в склоновых потоках

В. М. Гендугув, Г. А. Ларионов, С. Ф. Краснов, Л. Ф. Литвин, А. В. Горобец

521

Contents

No. 4, 2021

Genesis and Geography of Soils

Contrasting Variants of Soil Development at Archaeological Sites on River Floodplains in the Forest-Steppe of the Central Russian

*Yu. G. Chendev, I. V. Fedyunin, A. A. Inshakov, A. N. Golotvin,
D. I. Dudin, and V. G. Belevantsev*

387

Soil Chemistry

Study of Soil Organic Matter Stability by the Methods of Derivatography and Long-Term Incubation

*D. A. Sokolov, I. I. Dmitrevskaya, N. B. Pautova, T. N. Lebedeva,
V. A. Chernikov, and V. M. Semenov*

407

Biochemical Factors Controlling the Composition of Bog Water and Migration of Substances in the System of Geochemically Conjugated Landscapes of Oligotrophic Bogs

L. I. Inisheva, N. V. Yudina, A. V. Golovchenko, and A. V. Savelyeva

420

Soil Biology

Prokaryotic Complexes of Coprolites of *Aprorectodea caliginosa* and *Lumbricus terrestris*

*V. Yu. Shakhnazarova, A. V. Yakushev, K. L. Yakkonen, A. A. Kichko,
T. S. Aksenova, and N. P. Bityutskii*

429

Dynamics of Biological Activity and Water-Soluble Organic Matter in Tundra Soils on Slopes of Different Expositions in the Khibiny Mountains

M. N. Maslov, O. A. Tokareva, E. I. Karavanova, O. A. Maslova, and E. I. Kopeina

436

Ornithogenic Factor of Soil Formation in Antarctica: A Review

*E. V. Abakumov, I. Yu. Parnikova, M. Zhianski, R. Yaneva, A. V. Lupachev,
M. P. Andreev, D. Yu. Vlasov, J. Riano, and N. Jaramillo*

451

Modern Floodplain-Oxbow Deposits of the Middle Course of the Kamchatka River (Results of a Multipurpose Sectional Biological Analysis)

O. N. Uspenskaya, M. M. Pevzner, and T. D. Karimov

465

Mineralogy and Micromorphology of Soils

Application of the Otsu Algorithm for Segmentation of Pore Space in Soils Based on Tomographic Data

K. N. Abrosimov, K. M. Gerke, I. N. Semenkov, and D. V. Korost

475

Degradation, Rehabilitation, and Conservation of Soils

Remediation of Technogenic Barren Soils in the Kola Subarctic: the Current State and Long-Term Dynamics

G. N. Koptsik, S. V. Koptsik, I. E. Smirnova, and M. A. Sinichkina

489

Soil Development in the Quarries after Forest Reclamation in the Middle Taiga Subzone of the Northeast of European Russia

I. A. Likhanova, E. G. Kuznetsova, E. M. Lapteva, S. V. Deneva, and B. A. Makeev

502

Attrition Modeling of Soil Aggregates in Slope Flows

V. M. Gendugov, G. A. Larionov, S. F. Krasnov, L. F. Litvin, and A. V. Gorobets

521

ГЕНЕЗИС
И ГЕОГРАФИЯ ПОЧВ

УДК 631.4

**КОНТРАСТНЫЕ ВАРИАНТЫ ЭВОЛЮЦИИ ПОЧВ
АРХЕОЛОГИЧЕСКИХ ПАМЯТНИКОВ В ПОЙМАХ РЕК ЛЕСОСТЕПИ
СРЕДНЕРУССКОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ**

© 2021 г. Ю. Г. Чендев^а, *, И. В. Федюнин^б, А. А. Иншаков^с,
А. Н. Голотвин^с, Д. И. Дудин^а, В. Г. Белеванцев^а

^аБелгородский государственный университет, ул. Победы, 85, Белгород, 308015 Россия

^бВоронежский государственный педагогический университет, ул. Ленина, 86, Воронеж, 394043 Россия

^сООО «Археологический парк «Аргамач», Библиотечная, 2, Липецкая область, Елецкий район,
с. Аргамач-пальна, 399758 Россия

*e-mail: Chendev@bsu.edu.ru

Поступила в редакцию 12.03.2020 г.

После доработки 15.08.2020 г.

Принята к публикации 27.10.2020 г.

Изучены почвы археологических памятников в речных поймах на юге и севере лесостепи Среднерусской возвышенности с контрастной историей голоценового развития. На высокой пойме р. Савала в ее нижнем течении (Воронежская область) в раннем голоцене (10.3–9 тыс. л. н.) складывались наиболее благоприятные за весь голоцен условия формирования лугово-черноземных почв, мощность гумусовых профилей которых в бореальном периоде голоцена в 2 раза превышала современные значения. Максимальная интенсивность аллювиального осадконакопления (0.5 мм/год) была характерна для древнего и раннего голоцена, тогда как в среднем и позднем голоцене темпы роста почв вверх уменьшились до 0.05 мм/год. Неполноразвитость профилей современных черноземно-луговых почв позволяет предполагать чередование аккумуляции и денудации (в том числе дефляции) мелкозема на поверхности почв в позднем голоцене. В пойме верхнего течения р. Ока (Орловская область) на протяжении большей части голоцена происходило формирование моногенетического профиля черноземов выщелоченных среднемощных с содержанием гумуса более 7% и с запасами в метровой толще не менее 450 т/га. Интенсивность аккумуляции аллювия до начала II тыс. н. э. составляла не более 0.02 мм/год, а за последнее тысячелетие возросла до 1 мм/год. Причинами метахронности голоценовой эволюции пойменных почв в рассматриваемых регионах были своеобразие изменений биоклиматических обстановок и пространственно-временная специфика антропогенных нарушений природного ландшафта. Показано важное значение радиоуглеродных датировок органического вещества разновозрастных почв для палеопочвенных и палеогеографических реконструкций.

Ключевые слова: памятники археологии, синлитогенные почвы, палеопочвы, естественная и антропогенная эволюция почв, Chernozems, Phaeozems

DOI: 10.31857/S0032180X21040055

ВВЕДЕНИЕ

Изучение памятников археологии специалистами гуманитарного и естественно-научного профиля имеет долгую историю, ведущую начало с первых почвенных исследований [14, 41] и получившую в дальнейшем активное развитие в работах многих ученых и научных коллективов [6, 9–13, 15, 26, 33]. Продолжение развития и заметное расширение тематики почвенно-археологических исследований справедливо отмечается и в наши дни [28]. Центральным образом естественно-научного исследования археологических памятников, как в прошлом, так и в настоящее время,

остаются почвы, законсервированные под культурными слоями разных эпох и формирующиеся на искусственных почвообразующих субстратах разного возраста. Территория Среднерусской возвышенности на протяжении вот уже многих десятилетий является предметом междисциплинарных исследований памятников археологии силами историков, почвоведов-географов, геологов и биологов [1, 8, 9, 20, 21, 29–34, 39]. При этом в ряду исследований наметилось территориальное разделение на участки изучения эволюции автоморфного педогенеза благодаря использованию хронорядов фоновых почв и почв, погребенных под разновозрастными искусствен-

ными земляными насыпями (курганами, оборонительными валами городищ и др.) [1, 3, 9, 20, 32], и участки изучения эволюции почв в речных поймах с главными объектами в виде почв, сопряженных с культурными слоями поселений разных археологических культур [2, 4–6, 21, 23–27, 29].

В настоящей статье продолжается обсуждение вопросов, связанных с изучением второй группы почв и памятников, приуроченных к речным поймам. Роль каждого нового объекта важна, так как пополняет базу сведений в этой, пока специфичной, области исследований, локализуемых в ограниченных точках географического пространства. С другой стороны, обсуждаемые в опубликованных работах вопросы голоценового развития почв пойменных участков речных долин остаются дискуссионными, что побуждает проводить исследования на новых объектах и в новых местах.

Авторы отмечают специфичность формирования и развития пойменных почв по ряду аспектов. Обращается внимание на сложность и пространственную неоднородность строения пойм с участками молодой и древней седиментации вещества, с разным количеством погребенных почв, разной степенью “зрелости” почвенных профилей, разным участием окислительно-восстановительных процессов в формировании пойменных почв [2, 4, 6, 24]. Частным проявлением этой неоднородности является различная мощность голоценовых отложений аллювия на поверхности низкой и высокой пойм рек, вытекающая из этого различная информационная емкость палеопочвенных записей и локальное своеобразие голоценового развития растительности и почв на разных пойменных уровнях — об этом свидетельствуют результаты исследований в разных географических регионах [15, 19, 24]. При рассмотрении своеобразия развития во времени почв речных долин отмечаются различия факторов среды по сравнению с дренированными участками водоразделов. Для лесостепи и степи приводятся данные о большей частоте возникновения заморозков и о более коротких безморозных периодах в понижениях эрозионной сети. В поймах рек отмечается относительно более частое выхолаживание, появление туманов и более медленное таяние снега, чем на возвышенных участках. По мнению авторов, все это могло отразиться на своеобразии голоценовой эволюции почв в долинах рек и в речных поймах в частности [19].

Из результатов проведенных почвенно-археологических исследований вытекает важный вывод, согласно которому образование в толще пойменных почвенно-геологических толщ погребенных почв связывается со снижением интенсивности аллювиального осадконакопления, что объясняется маловодностью рек и формированием в такие периоды относительно засушливых климатических условий [2, 4, 5, 15, 26]. Для территории центра

Восточной Европы на пространстве от таежной до степной зон, согласно изучению эволюции пойменных почв на ряде ключевых участков, установлены следующие хроноинтервалы голоцена с наиболее теплыми и сухими условиями: раннеатлантический (7200–6600 л. н.), позднеатлантический (5600–4700 л. н.), суббореальный (3900–3000 л. н.), субатлантический (2300–1000 л. н.). В эти интервалы со сниженной интенсивностью аллювиального осадконакопления формировались почвы и культурные слои [26]. Периоды интенсивного накопления аллювия (максимумы 10.5, 8.0, 6.5, 4.5, 2.5, 0.5 тыс. л. н.), во время которых происходило погребение пойменных почв, совпадают с периодами похолодания климата, в течение которых увеличивались количество зимних осадков и величина весеннего поверхностного стока, вызывающего эрозию [2]. В ряде работ имеются указания на то, что на протяжении последнего тысячелетия и особенно в XVII–XVIII вв. процесс аллювиальной седиментации вещества в поймах рек мог определяться совместным влиянием как природных (климатически обусловленных), так и антропогенных (вырубка лесов, распашка почв) факторов [5, 24, 25].

Цель работы — продолжение анализа исторических этапов голоценового формирования почв и окружающей среды в поймах рек центра Восточно-Европейской равнины, характеризовавшихся контрастностью развития во времени почв и аллювиальной аккумуляции вещества.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Почвенно-археологические исследования проводили на двух объектах: в пойме р. Савала в Новохоперском районе Воронежской области, где изучалась мезолитическая стоянка Каменка 1 (археологическая экспедиция Воронежского государственного педагогического университета, руководитель И.В. Федюнин), и в пойменной части долины р. Ока в Орловском районе Орловской области при проведении охранных раскопок русского средневекового поселения Плещеево 2 в зоне реконструкции магистрального нефтепродуктопровода (раскопки вели при участии ООО “Археологический парк “Аргамач”, руководитель А.А. Иншаков). Согласно археологическому датированию, период функционирования поселения Плещеево 2 соотносится с XIV–XV вв. Объекты выбраны с учетом контрастного развития почв в голоцене, обусловленного стадийностью смен во времени природных и антропогенных факторов и разной интенсивностью аллювиального осадконакопления.

Памятник Каменка 1 расположен на северо-востоке Калачской возвышенности, которая относится к южной части Среднерусской возвышенности [22]. Изучаемая территория носит переходный

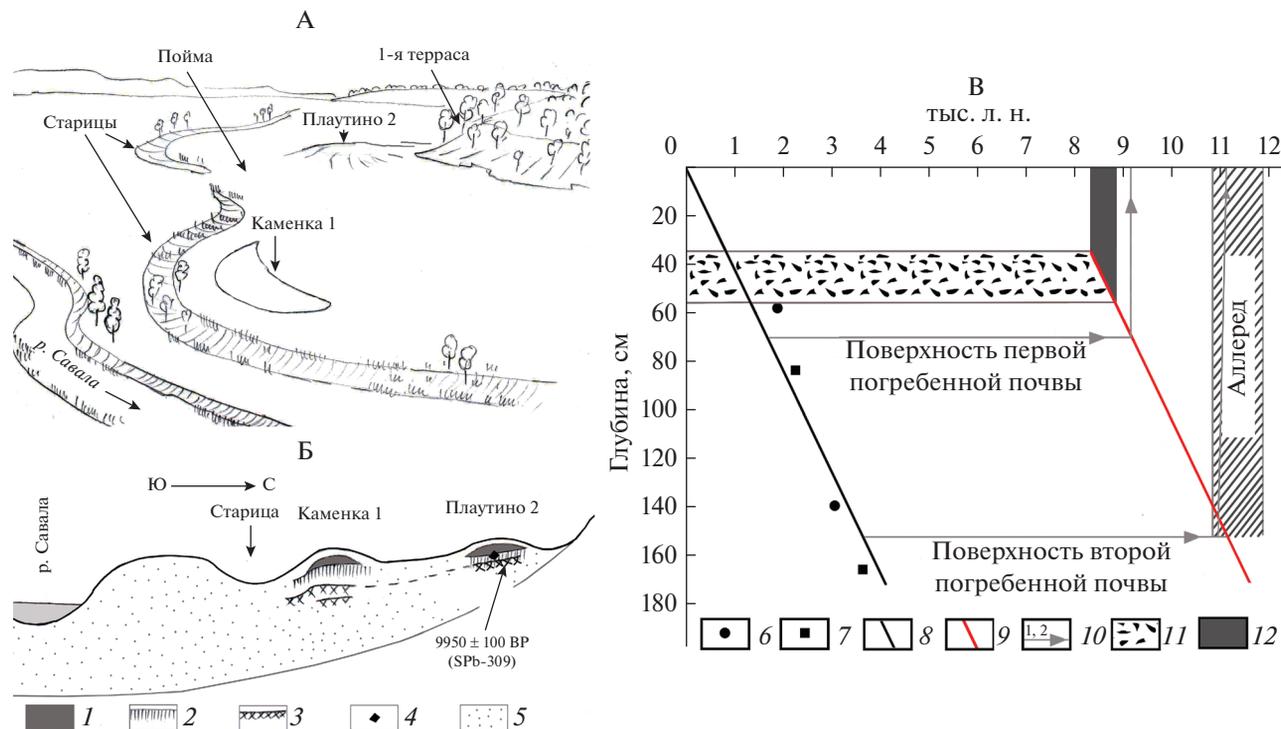


Рис. 1. План участка Каменка 1 и его ближайшего окружения (А); поперечный профиль через пойму р. Савала и стоянки Каменка 1, Плаутино 2 (Б); реконструкция РУ возраста органического вещества (гумуса) палеопочв (BP) на завершающей стадии формирования культурного слоя мезолита стоянки Каменка 1 (В). Условные обозначения: схема Б: 1 – культурный слой мезолита, 2 – палеопочвы раннего голоцена, 3 – палеопочвы позднего плейстоцена (аллеред), 4 – место находки зубов копытного млекопитающего с РУ датировкой, 5 – фация пойменного аллювия; схема В: 6 – глубина залегания и РУ датировки гумуса верхних слоев палеопочв в разрезе 1; 7 – то же в разрезе 3; 8 – линия тренда изменения с глубиной РУ возраста гумуса почв по усредненным характеристикам показателя в разрезе 1 и 3; 9 – реконструированная линия тренда изменения с глубиной РУ возраста гумуса палеопочв с привязкой ко времени завершения формирования культурного слоя мезолита (8300 л. н.); 10 – средняя глубина залегания верхних слоев погребенных почв в разрезе 1 и 3 и (на горизонтальной оси) реконструируемое время завершения их экспонирования на дневной поверхности; 11 – глубина слоя распространения каменных орудий мезолита в профилях почв разрезов 1 и 3 (средняя характеристика); 12 – реконструированное время функционирования мезолитической стоянки.

характер от лесостепных к степным условиям и ландшафтам. Памятник представляет собой мезолитическую стоянку на серповидном (старый прирусловый вал) повышении на поверхности высокой поймы р. Савала, примерно в 3 км западнее места ее впадения в р. Хопер. Высота участка исследований над урезом воды составляет 4.5–5 м. Почвообразующими породами в месте археологических раскопок являются аллювиальные пески и супеси. В 60 м к югу от вершины прируслового вала хорошо заметно старичное понижение, которое маркирует собой положение старого русла реки (схема участка исследования и его окружения представлена на рис. 1, А). На участке Каменка 1 палеопочвенные и палеогеографические реконструкции осуществляли на основе анализа как отдельно взятых почвенных профилей, а так и путем изучения пространственных переходов почвенных свойств в катене, заложенной от вершины старого прируслового вала в месте проведения раскопок памятника – и до старичного понижения рядом с

прирусловым валом (рис. 2). Общая длина катены составляет 70 м при перепаде высот между ее крайними точками (разрезы 1 и 6) в 2 м.

Расстояние между разрезами 1–5 находилось в пределах 6–12 м, а между разрезами 5 и 6 – 37 м.

Растительный покров поймы на территории и поблизости от изучаемого памятника представлен злаковым разнотравьем. В старичных понижениях развиты осоковые ассоциации с примесью рогоза, а также островное распространение зарослей ивы ломкой с густым кустарниковым ярусом. Другой характерной особенностью растительности поймы являются редкостойные фрагменты лесной растительности паркового типа, состоящей из дуба черешчатого и вяза полевого.

Культурный слой памятника характеризуется четкой выраженностью в пространстве, позволяющей уверенно идентифицировать стратиграфический уровень древней поверхности почв, на котором осуществлялась деятельность человека мезолита [30]. Максимальная концентрация находок

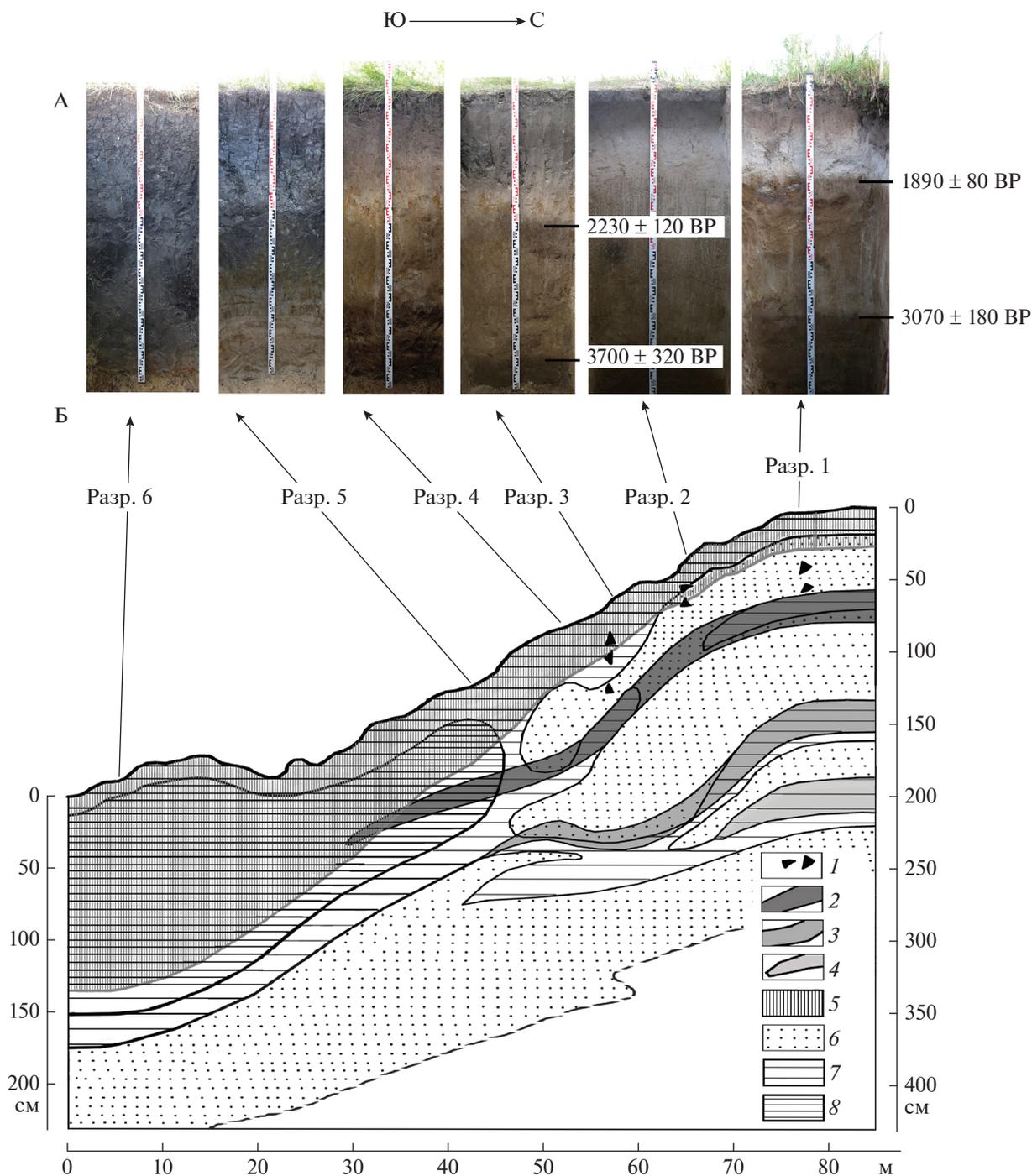


Рис. 2. Фотографии передних стенок разрезов почвенной катены на участке Каменка 1 с датами (некалиброванными) радиоуглеродного возраста гумуса верхних слоев 0–5 см двух погребенных почв в разрезах 1, 3 (А) и гипсометрический профиль катены с отображением некоторых ее характеристик (Б): 1 – места обнаружения обработанного камня мезолита; 2 – участок залегания гумусового горизонта верхней погребенной почвы; 3 – участок залегания гумусового горизонта средней погребенной почвы; 4 – участок залегания гумусового горизонта нижней погребенной почвы; 5 – гумусированная часть профилей современных почв (гумусовые и переходные (A1B, BA1) горизонты); 6 – пески и супеси; 7 – суглинки; 8 – глины (на основе идентификации признаков почв в шести разрезах, дополненных данными бурения).

каменных орудий была приурочена к слою 35–55 см, что соответствует нижней части профиля современных черноземно-луговых почв (Haplic Phaeozems (Arenic) [38]), формирующихся на территории памятника. Супесчаный гранулометрический состав данных почв отмечается с глубины 10 см, а песчаный – с глубины 20 см. Археологическая датировка стоянки по артефактам определяется второй половиной бореального периода голоцена – 8800–8000 л. н. [30].

Для палеопочвенных и палеогеографических реконструкций, выполненных на памятнике Каменка 1, немаловажную роль сыграли исследования на расположенном по соседству памятнике Плаутино 2 (рис. 1, А). Он находится на мысообразном повышении поймы р. Савала (вероятно, также древнем прирусловой вале) вблизи ее контакта с первой надпойменной террасой. Высота над урезом воды составляет 5.5–6 м. Почвообразующими породами являются аллювиальные пески и супеси. Закономерным признаком служило увеличение возраста находок с глубиной, что могло происходить при чередовании аллювиального осадконакопления и возникновении культурных слоев разных периодов (в эпохи уменьшения интенсивности осадконакопления) – финального палеолита, мезолита, неолита, бронзового века [31]. Приуроченность памятника к краю поймы явилась причиной менее интенсивного здесь накопления аллювия по сравнению с участками поймы, расположенными ближе к реке (рис. 1, Б). Поэтому стратиграфическая колонка отложений с культурными слоями разных эпох здесь оказалась сжатой: артефакты бронзы и неолита фиксировались в слое 20–40 см, а мезолита и финального палеолита – в слое 40–100 см [31]. Близкая закономерность отмечалась авторами при изучении погребенных почв и культурных слоев на низкой и высокой поймах р. Утяганка (заповедник Аркаим): мощность голоценовых отложений на высокой пойме не превышала 1.4 м [19], тогда как на низкой пойме она составляла 4–5 м [15]. В аллювии, подстилающем культурный слой мезолита на стоянке Плаутино 2, были обнаружены костные останки копытного млекопитающего, датировка по зубам которого показала возраст начала голоцена – 9950 ± 100 BP (SPb-309) (рис. 1, Б). Еще одним важным наблюдением явилась идентификация в слое находок мезолита гумусированной супеси, в которой ниже культурного слоя появлялась заметная примесь глинистых частиц (в описаниях археологических раскопок приводится как гумусированная глинистая супесь); выше слоя мезолита степень гумусированной окраски почвенно-геологической толщичи уменьшалась, а затем снова увеличивалась к поверхности современной почвы [30, 31]. Данное наблюдение свидетельствует о том, что культурный слой мезолита, скорее всего, был сформирован в верхней части раннеголоценовой палеопоч-

вы или, что более вероятно, в матрице сложного профиля палеопочв раннего голоцена и позднеледниковья (аллереда). Палинологические исследования, проведенные Т.Ф. Трегуб для нижезалегающего слоя – на границе гумусированной глинистой супеси (погребенной почвы) и светло-желтого песка (материнской породы палеопочвы), выявили наличие пыльцевых зерен ели, сосны и березы, а в составе травянистой растительности – представителей арктических видов (*Polemonium acutiflorum-Polemoniaceae*, *Artemisia aff. tilesii-Compositae*). По мнению авторов, это позволило отнести период формирования светло-желтого песка к времени 17–12 тыс. л. н., то есть когда на изучаемой территории произрастала гиперзональная растительность перигляциальной зоны [31]. К сожалению, детального описания палеопочвенного профиля на стоянке Плаутино 2 не выполнялось, так как раскопки проводились без участия почвоведов.

Вторым объектом почвенно-археологических исследований является памятник русского средневековья Плещеево 2, обнаруженный на высокой пойме р. Ока, примерно в 300 м к северу от окраины поселка Плещеево, недалеко от пригородной зоны г. Орел. Изучаемая территория соответствует лесостепи вблизи границы с зоной широколиственных лесов. Раскопки памятника проводили на ровной поверхности высокой поймы р. Ока, а также ее левостороннего притока, р. Мезенка (Мезенка впадает в Оку в 300 м севернее места раскопок). Дневные (современные) почвы участка исследований формируются на слоистых пылеватых бескарбонатных аллювиальных суглинках мощностью около 1 м. Эти породы залегают на темноцветных погребенных почвах, сформированных на лёссовидных суглинках общей мощностью 2–2.5 м, которые глубже подстилаются древнеаллювиальными слоистыми песками. Высота участка исследований над урезом воды в Оке составляет 6.5–7 м. В месте проведения раскопок на поверхности высокой поймы произрастала злаково-разнотравная растительность с примесью сорных видов; пойменный луг используется под пастбище и сенокос.

Культурный слой поселения русского средневековья стратиграфически совпадает с верхней частью погребенных темноцветных почв и представляет собой рассеянные фрагменты керамики, а также небольшие углубления в местах жилищ и разнообразных хозяйственных построек. Культурный слой включает не только археологические артефакты (предметы и объекты), но и органоминеральный заполнитель верхней части темноцветных палеопочв.

Исследования проводили в разрезе 1, отражающем характерную для высокой поймы стратиграфию отложений и палеопочв, а также на участке погребенной палеопочвенной катены в месте

существовавшего в прошлом перехода высокой поймы реки к низкой. Разрез 2 соответствует началу пологого склона, разрез 3 был изучен в средней части склона, а разрез 4 — в нижней части склона, доступного для исследования в секторе раскопа. Расстояние между точками исследования 5–6 м. Превышение верхней точки палеопочвенной катены над нижней составило 1.8 м при протяженности изученного участка склона в 11 м. Дополнительно, в разрезе 5, на удалении 10 м от разреза 4 была изучена почва днища тальвега палеоложины, расположенная ниже поверхности палеопочвы в разрезе 4 на 2.3 м.

При проведении почвенно-археологических работ на двух участках исследования использовали следующий комплекс полевых и лабораторных методов исследования: метод морфологического анализа почвенного профиля, метод исследования почвенных катен, сравнительно-географический метод исследования, археологический метод датирования по артефактам, метод радиоуглеродного датирования по углю, кости, органическому веществу (гумусу) почв, методы лабораторного анализа химических свойств почв. Радиоуглеродное датирование образцов проводили в радиоуглеродной лаборатории Института геохимии окружающей среды НАНУ (г. Киев, Украина) жидкостным сцинтилляционным методом (ЖС или liquids cintillation counting, LSC) [43]. Содержание изотопа ^{14}C измерено на низкофономом спектрометре Quantulus1220 Т. Калибровку радиоуглеродных дат проводил А.В. Долгих (Институт географии РАН) в программе OxCal v4.2.4 [37] на основе калибровочной кривой IntCal 13 [42]. Другие виды анализа почвенных проб выполняли в лабораториях НИУ “БелГУ” и ФГБУ “Центр агрохимической службы “Белгородский””: рН водной суспензии определен потенциометрическим методом (ГОСТ 26423-85), общий гумус определяли методом Тюрина (ГОСТ 26213-91), гранулометрический состав — методом пипетки Качинского (ГОСТ 12536).

В приводимых для участка Каменка 1 палеопочвенных реконструкциях большую роль сыграли данные палинологического анализа культурного слоя мезолита, выполненного Т.Ф. Трегуб (результаты исследований приводятся в работе Федюнина [30]).

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

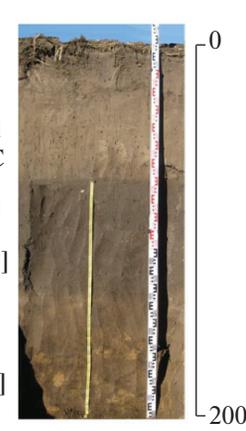
В автономных позициях верхней части катены на участке Каменка 1 (разрезы 1 и 2) формируются бескарбонатные маломощные черноземно-луговые легкосуглинистые почвы (Haplic Phaeozems (Arenic), [38]) с признаками поверхностного оглеения; мощность гумусированной части их профилей 26–27 см.

В средней части катены (разрезы 3 и 4) идентифицированы бескарбонатные лугово-черноземные среднесуглинистые почвы с признаками грунтового оглеения (Gleyic Phaeozems (Pachic), [38]). Мощность их гумусовых профилей (суммарная мощность горизонтов A1 и A1B) заметно больше, чем в почвах привершинной части катены — 38–40 см.

В нижней части склона и в старичном понижении (разрезы 5 и 6) распространены лугово-черноземные грунтово-глееватые глинистые (в самых верхних слоях тяжелосуглинистые) почвы с четко выраженными признаками слитизации — слитой плотностью сложения, крупными магистральными трещинами, хорошо выраженными глинисто-гумусовыми зеркалами (сликенсайдами) (Gleyic Phaeozems Vertic, [38]), причем слитизация нарастает в профилях почв по мере продвижения в сторону старичного понижения. Предпосылки развития слитизации, согласно существующим представлениям, определяются контрастным режимом увлажнения, повышенным гидроморфизмом, тяжелым гранулометрическим составом почв, их минералогическим составом (наличием минералов, формирующих в почвах способность к усадке—набуханию) [10]. В нашем случае, наряду с благоприятным почвенным климатическим режимом, важными критериями развития слитизации, вероятно, также являлись аллювиальная аккумуляция тонкодисперсных гранулометрических фракций в старичном понижении и неглубокий уровень залегания грунтовых вод в непосредственной близости от него. Существенное утяжеление гранулометрического состава почвы в нижней части катены (разрез 6) по сравнению с почвой в автономной позиции (разрез 1) представлено в данных табл. 1. В направлении к наиболее низким участкам катены закономерно увеличивается мощность гумусированной части почвенных профилей (рис. 2) (в почве разреза 5 суммарная мощность горизонтов A1 и A1B составляет — 53–55 см, а в почве разреза 6 мощность горизонтов A1, A1Bg и BA1g — 140–146 см).

Все указанные почвенные переходы являются генетически обусловленными. Современный гумусово-аккумулятивный процесс усиливается в гетерономных позициях рельефа, где складываются более благоприятные условия для накопления органического вещества почв. В этих же позициях усиливаются признаки переувлажнения почв из-за неглубокого залегания грунтовых вод. Признаки переувлажнения проявляются в форме оглеения, визуальным индикатором которого выступает сизоватая или пестрая (от сизой до буровато-рыжей) окраска нижней половины почвенных профилей. Дополнительным индикатором сезонного переувлажнения почв является насыщенность почвенных горизонтов мелкими железисто-марганцевыми примазками и конкрециями.

Таблица 1. Признаки ряда изученных почв на участках Каменка и Плещеево 2

Слой, см	C _{орг} , %	рН Н ₂ О	Гранулометрическая фракция, %		Строение профиля
			<0.001 мм	<0.01 мм	
Каменка, разрез 1					
0–10	1.66	6.68	17.4	27.8	
10–20	1.37	7.01	7.2	12.7	
20–30	0.87	7.90	5.4	7.0	
30–40	0.22	7.52	3.4	4.3	
40–57	0.07	7.19	3.7	6.2	
57–70	0.08	6.82	18.4	21.8	
70–80	0.16	6.79	14.6	16.8	
80–90	0.16	6.75	9.5	11.1	
90–100	0.15	6.79	7.8	8.9	
100–110	0.08	6.83	7.5	9.0	
110–120	0.06	6.79	4.5	6.2	
120–138	0.06	6.68	3.7	5.0	
138–150	0.09	6.75	16.1	23.4	
150–160	0.06	6.79	19.8	25.1	
160–170	0.04	6.64	10.5	11.5	
170–180	0.02	6.62	13.6	16.0	
180–190	0.04	6.56	15.8	19.1	
190–200	0.02	6.52	30.2	40.4	
Каменка, разрез 6					
0–10	5.13	6.58	36.1	55.7	
10–20	4.38	6.96	59.8	83.9	
20–30	3.46	7.20	57.9	82.6	
30–40	2.07	7.52	61.6	83.2	
40–50	1.61	7.30	64.0	96.2	
50–60	1.25	7.30	61.6	80.9	
60–70	1.01	8.06	62.6	81.9	
70–80	0.96	8.26	64.2	83.3	
80–90	0.86	7.29	60.7	79.7	
90–100	0.72	7.10	73.4	80.2	
100–120	0.77	6.98	61.0	79.1	
120–140	0.44	6.90	56.6	74.7	
140–160	0.40	7.07	47.7	63.0	
160–180	0.20	7.25	33.6	42.6	
180–200	0.02	7.20	10.7	11.2	
Плещеево 2, разрез 1					
0–20	2.17	7.68	25.5	34.4	
20–40	1.81	7.65	27.9	35.9	
40–60	1.36	7.80	25.4	34.6	
60–80	1.23	7.95	23.9	34.2	
80–95	1.54	7.95	25.5	43.4	
95–105 (0–10)	3.20	7.95	25.8	41.6	
105–115 (10–20)	2.76	7.93	26.5	41.0	
115–125 (20–30)	2.20	7.87	29.0	42.2	
125–135 (30–40)	1.93	7.85	30.6	43.1	
135–155 (40–60)	1.68	7.81	30.1	42.4	
155–175 (60–80)	1.47	7.80	30.9	42.3	
175–195 (80–100)	1.08	7.80	33.2	43.6	
195–215 (100–120)	0.33	7.85	30.3	39.5	
215–235 (120–140)	0.17	7.95	27.1	36.4	

В разрезах 1–5 изученной катены выявлены погребенные почвы, максимальное количество которых (3) было обнаружено в разрезе 1. Простирающиеся гумусовых горизонтов погребенных почв по профилю катены (рис. 2) отражает разные стадии почвообразования и развития поверхности рассматриваемого участка поймы поблизости от палеорула реки.

Поверхность нижней погребенной почвы в разрезе 1 соответствует глубине 190 см. Почва была идентифицирована как неполноразвитая дерновая поверхностно-глеевая (Gleyic Fluvisol (Oxyaquic), [38]), с буро-сизым с сероватостью гумусовым горизонтом мощностью 20 см комковато-глыбистой с неясной зернистостью структуры, тяжелосуглинистым, заметно опесчаненным гранулометрическим составом, с чередованием сизых и серовато-бурых микрозон размером 0.5–1 см и с обилием мелких 1–1.5 мм конкреций и примазок гидроксидов Mn и Fe.

Средняя погребенная почва, изученная в слое 138–190 см, является луговой поверхностно-глееватой (Dystric Gleysol, [38]) с мощностью гумусированной части профиля 40 см.

Верхняя погребенная почва в слое 57–138 см из всех изученных в разрезе 1 почв (включая современную) характеризовалась максимальной мощностью гумусированной части профиля (сумма горизонтов [A1], [A1B], [BA1]) – 55–60 см; профиль почвы в заметной степени был перерывт палеослепышинами и содержал много ходов дождевых червей, заполненных серым гумусированным материалом. По совокупности свойств данная почва идентифицирована как лугово-черноземная без признаков поверхностного или грунтового оглеения (Haplic Chernozem (Pachic), [38]).

В профиле разреза 1 две верхние погребенные почвы хорошо маркируются по вертикальному распределению содержания ила и физической глины, а также по содержанию углерода органического вещества почв: в гумусовых горизонтах погребенных почв выявляются локальные максимумы этих показателей (табл. 1).

Согласно морфологическому анализу строения почвенных профилей, эволюционные смены во времени трех рассматриваемых палеопочв характеризовались направленным уменьшением степени их оглеения и трендовым ростом во времени мощности гумусированной части профилей. Это могло происходить при развитии геолого-геоморфологических процессов (понижение базиса эрозии, поднятие поверхности из-за аллювиального осадконакопления), а также в результате смен во времени биоклиматических обстановок.

Верхняя палеопочва оказалась перекрытой мощным (30 см) слоем светло-желтого песчано-супесчаного аллювия, практически не переработанного почвообразовательным процессом. Именно в

толще этого слоя после завершения его образования (с максимальной концентрацией находок на глубинах 35–55 см) был образован культурный слой мезолита. Материалом данного аллювиального наноса заполнены глубокие магистральные трещины, пересекающие верхнюю погребенную почву и распространяющиеся до глубины 150 см от ее поверхности. Крупные трещины с шириной в верхней части до 5 см были особенно хорошо заметны на левой боковой стенке разреза 1; расстояние между трещинами разных генераций по ширине варьирует от 40 до 60 см. Поскольку трещины заполнены светлоокрашенным песчано-супесчаным материалом наноса, то они образовались позднее самого наноса.

Исходя из установленной стратиграфии отложений, характеризующей автоморфные участки изученной катены (разрезы 1–3), все идентифицированные погребенные почвы были сформированы до периода возникновения культурного слоя мезолита.

Ранее нами отмечалась повышенная гумусированность почвенно-геологической толщи в культурном слое мезолита и в более глуболежащих слоях на соседней с участком Каменка 1 стоянке Плаутино 2. Это позволяет предполагать близость генезиса темноцветных палеопочв, выявленных под культурными слоями мезолита на рассматриваемых участках. Отличие заключается в том, что участок Плаутино 2 расположен в краевой части поймы рядом с контактом надпойменной террасы, тогда как участок Каменка 1 располагается ближе к реке, что отразилось на большей мощности здесь аллювиальных отложений и разделении палеопочв на три обособленных профиля, которые на участке Плаутино 2 наложены друг на друга.

По нашему мнению, хронологическими аналогами палеопочв участков Каменка 1 и Плаутино 2 могут быть палеопочвы с культурным слоем мезолита, изученные в погребенном состоянии под песчаными отложениями в долине р. Оскол на юге Белгородской области (время погребения 8250 ± 100 ВР (ГИН-7153)) [17], а также более древние палеопочвы беллинга и аллереда, изученные в Дивногорье [44].

Костные остатки животных, обнаруженные в культурном слое памятника Каменка 1, по массе оказались слишком малы для получения радиоуглеродных датировок, в отличие от датирующего материала, собранного на памятнике Плаутино 2. Вместе с тем широкому археологическую датировку периода образования культурного слоя на стоянке Каменка 1, определяемую второй половиной бореального периода голоцена (8800–8000 л. н.) [30], удалось сузить благодаря анализу имеющихся фактов.

Во-первых, известно, что в конце бореального периода (8300–8000 л. н.) имело место “холодное

Таблица 2. Радиоуглеродные датировки органического вещества почв на участках Каменка 1 и Плещеево 2

Разрез	Образец, глубина, см	Лабораторный номер	Радиоуглеродный (¹⁴ C) возраст		
			некалиброванный, л. н. (BP)*	калиброванный, л. н. (2σ, 95.2%; cal BP)**	среднее и стандартное отклонение (cal BP)
Участок Каменка 1					
1	57–62	Ki-19517	1890 ± 80	2001–1617	1824 ± 97
	138–142	Ki-19518	3070 ± 180	3689–2797	3255 ± 220
	190–195	Ki-19519	2710 ± 250	3453–2180	2839 ± 314
3	80–85	Ki-19543	2230 ± 120	2697–1927	2242 ± 166
	162–166	Ki-19544	3700 ± 320	4964–3254	4107 ± 426
Участок Плещеево 2					
	BA1, 50–52	Ki-19589	2510 ± 60	2748–2379	2582 ± 99
	BA1h, 80–82	Ki-19590	3810 ± 80	4420–3981	4209 ± 122
	[A1], 0–2	Ki-19554	1050 ± 60	1172–796	970 ± 73
	[A1B], 50–52	Ki-19552	3830 ± 60	4419–4013	4241 ± 98
	[B], 100–102	Ki-19591	6150 ± 150	7414–6676	7031 ± 177
2	[A1], 0–2	Ki-19558	1280 ± 60	1299–1067	1201 ± 66
3	[A1], 0–2	Ki-19553	1310 ± 40	1300–1178	1239 ± 40
4	[A1], 0–2	Ki-19555	1560 ± 50	1551–1350	1456 ± 55
5	[A1], 0–2	Ki-19587	1670 ± 60	1710–1414	1577 ± 80
	[A1B], 54–56	Ki-19592	2870 ± 90	2748–2379	2582 ± 99

* Радиоуглеродные даты даны в годах назад от 1950 г. (BP – before present).

** При двух сигмах вероятность – 95.4%; калиброванные даты также даны в годах назад от 1950 г. (cal BP).

событие” раннего голоцена. Это был неблагоприятный в экологическом отношении эпизод, в течение которого на территории черноземья степная зона продвинулась далеко на север [21]. Культурные слои мезолитических поселений в долине р. Оскол (Белгородская область) оказались перекрытыми эоловыми песками, что доказывает активизацию дюн и слабую защищенность поверхности борových террас растительным покровом [17]. В долинах рек происходила деградация лесов, а общие запасы биомассы в ландшафтах всех типов сокращались. Синхронное с рассматриваемым, ухудшение климатических условий (похолодание и аридизация) было характерно для многих регионов Земли [11, 40]. Именно в указанный холодный этап развития природной среды, по нашему мнению, произошло образование глубоких морозобойных трещин, которые пересекают культурный слой мезолита на стоянке Каменка 1 и уходят в профиль залегающей глубже палеопочвы.

Во-вторых, согласно результатам палинологического изучения культурного слоя стоянки Каменка 1, в период его образования на территории, прилегающей к данному памятнику, были широко развиты смешанные леса со значительным участием широколиственных пород (*Quercus*, *Tilia*, *Acer*, *Ulmus*). На свободных от лесной расти-

тельности участках были распространены разнотравно-злаковые степи, а в составе растительности лесных лугов значительную роль играли бобовые травы [30]. Таким образом, реконструируется относительно мягкий и влажный климат, который для бореального периода голоцена ближе всего соответствует времени 9000–8300 л. н., когда, согласно палеогеографическим реконструкциям Спиридоновой [21], на большей части Среднерусской возвышенности господствовали лесостепи и даже существовали леса водораздельного типа.

Следовательно, образование культурного слоя на стоянке Каменка 1 с высокой степенью вероятности может быть соотнесено с хроноинтервалом 8800–8300 л. н.

В почвенно-археологических исследованиях широко используется датирование памятников и культурных слоев по гумусу палеопочв и органическому веществу культурных слоев [8, 24, 35, 36]. В нашем исследовании на участке Каменка 1 осуществлялось радиоуглеродное (РУ) датирование по углероду гумуса палеопочв. При этом результаты показали сильное омоложение возраста почвенного органического вещества. Ошибка в датировании исключалась, так как пробы верхней и второй палеопочв (из их приповерхностных двухсантиметровых слоев) были отобраны в двух дуб-

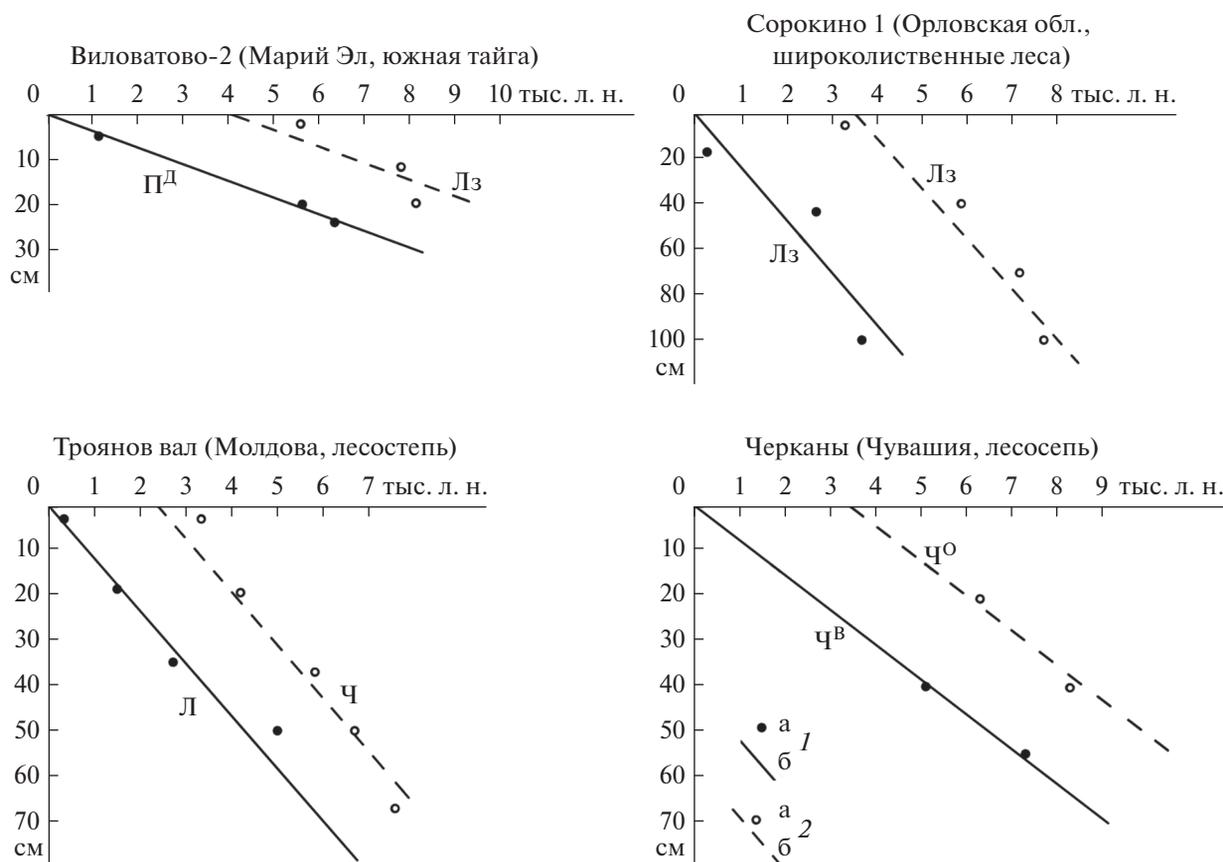


Рис. 3. Изменение с глубиной РУ возраста гумусовых веществ в современных почвах и их аналогах, погребенных под земляными насыпями и культурными слоями археологических памятников в разных географических регионах Восточной Европы. Условные обозначения: *1a* – РУ возраст гумусовых веществ на разных глубинах современных почв; *1б* – линия тренда изменения с глубиной РУ возраста гумусовых веществ в современных почвах; *2a* и *2б* – те же показатели в профилях погребенных почв соответственно. Индексы почв: ПД – дерново-подзолистая, Лз – темно-серая лесная (подтип), Л – серая лесная (тип), Ч – чернозем (тип), ЧВ, ЧО – черноземы выщелоченный и обыкновенный (подтипы). Данные по возрасту углерода гуминовых кислот почв на участках Вилатово-2, Троянов вал, Черканы взяты из работы [3]; данные по возрасту углерода гумуса в почвах участка Сорокино 1 взяты из работы [34].

лирующих разрезах (разрезы 1 и 3), которые показали хорошую сходимость результатов (табл. 2).

Причиной омоложения гумуса могла оказаться открытость изучаемой системы для текущего почвообразовательного процесса, в результате которого даже в глубинных почвенных слоях происходило обновление углерода органического вещества почв. На наш взгляд, этому способствовал легкий гранулометрический состав почв, обеспечивавший лучший водо- и воздухообмен во всей почвенной толще.

Результаты исследований других авторов согласуются с данным выводом. Так, по результатам РУ датирования подкурганного чернозема периода энеолита (5000 л. н.), изученного в Краснодарском крае, установлено, что гумус верхней части профиля палеочернозема оказался моложе даты создания кургана. Причина заключается в том, что палеопочва оказалась недостаточно надежно изолирована под курганной насыпью, в связи с чем современ-

ные процессы гумусообразования проникали через насыпь на большую глубину и омолаживали гумус в гор. [A1] и [A1B] подкурганного чернозема [8].

Феномен омоложения углерода гумуса в формирующихся голоценовых почвах наглядно подтверждается при сравнении изменения с глубиной РУ возраста гумусовых веществ в погребенных и современных почвах разных регионов и природных зон Восточно-Европейской равнины (рис. 3). Видно, что линии трендов изменения с глубиной РУ возраста гумусовых веществ в современных и погребенных почвах параллельны, т.е. темпы омоложения радиоуглерода гумуса можно считать одинаковыми на разных глубинах современных почв. Эту закономерность использовали для реконструкции возраста погребенных почв, изученных в разрезах 1 и 3 участка Каменка 1.

В ходе проведенной реконструкции дата конца формирования культурного слоя мезолита (верхней границы слоя с максимальной концентраци-

ей находок) на стоянке Каменка 1 определена в 8300 л. н. (в соответствии с представленным выше анализом имеющихся материалов и фактов). Из этой точки на графике рис. 1, В строился реконструированный тренд распределения РУ возраста гумуса по состоянию на 8300 л. н.

В соответствии с выполненной в реконструкции экстраполяцией, вторая палеопочва лугового генезиса могла завершить свое развитие примерно 11000 л. н., то есть в конце аллереда, а верхняя погребенная почва (с максимальным проявлением лугово-черноземного почвообразовательного процесса) – около 9000 л. н. (рис. 1, В). В обоих случаях нарушение почвообразования происходило в результате усиления паводкового режима реки и перекрытия палеопочв аллювиальными наносами, темпы аккумуляции которых опережали интенсивность почвообразования.

Луговая палеопочва, время образования которой соотносится нами с аллередом (вторая из серии палеопочв в разрезах 1–3), судя по ясно выраженным признакам оглеения, формировалась в обстановке близкого залегания грунтовых вод. Учитывая близость датировок и даже инверсию РУ возраста гумуса приповерхностных слоев рассматриваемой палеопочвы и глубже залегающей палеопочвы в разрезе 1 (на глубинах 138–142 и 190–195 см (табл. 2)), предполагаем, что в эпоху аллереда органическое вещество палеопочв характеризовалось большой подвижностью, могло мигрировать в нижележащие слои и омолаживать углерод гумуса нижних палеопочвенных образований, что, на наш взгляд, объяснимо условиями переувлажнения этих почв.

Верхняя из исследованных в разрезах 1–3 палеопочва лугово-черноземного генезиса имеет наиболее хорошо сформированный и дифференцированный на генетические горизонты профиль. Она сформирована в толще наносов, общая мощность которых оценивается в 70–85 см. При этом почвообразовательным процессом были активно проработаны верхние 60 см аллювиальных отложений (в этом слое был сформирован гумусово-аккумулятивный профиль лугово-черноземной палеопочвы). Суглинистый состав верхних почвенных горизонтов (табл. 1) может свидетельствовать об активно протекавших в это время процессах внутрипочвенного выветривания, либо об аккумуляции в это время тонкодисперсных фракций аллювия в обстановке уменьшения интенсивности разливов реки. Зоогенное перемешивание почвенного профиля (червями и слепышами) говорит в пользу благоприятных условий, складывавшихся для почвенной мезофауны при относительно низком уровне залегания грунтовых вод (в профиле почвы не отмечено признаков поверхностного или грунтового оглеения).

Открытым остается вопрос о природе “стерильности” от почвообразовательного процесса слоя светло-желтого песчано-супесчаного аллювиального наноса, который вмещает культурный слой мезолита. Климатические условия этого времени (9000–8300 л. н.) должны были благоприятствовать почвообразовательному процессу. Наряду с другими причинами, геологическую однородность строения данного слоя мог искусственно формировать человек, постоянно нарушая почвообразование перемешиванием грунта при освоении участка, который в то время, возможно, являлся пляжем у берега реки.

История формирования природной среды на изучаемом участке в среднем и позднем голоцене могла определяться как изменениями климата, так и трансформацией гидрологического режима рядом расположенного водоема. Данный водоем, судя по возрасту органического вещества сильнооглеенных сапропелевых отложений над аллювиальными песками в разрезе 6 (на глубине 165–170 см, табл. 2), в начале среднего голоцена, скорее всего, уже обособился в озеро-старицу (сапропелевые отложения характерны для озерных водоемов). Почвы нижних частей катены в старичном понижении пережили сначала субаквальную (подводную), а затем гидроморфную и полугидроморфную стадии развития. Их формирование в полугидроморфном режиме продолжается в настоящее время. Переход из субаквальной в гидроморфную и полугидроморфную стадии почвообразования сопровождался заполнением старицы тонкодисперсными (пылевато-илистыми) аллювиальными фракциями, периодически поступавшими в старичное углубление как в “ловушку” при разливах р. Савала. В дальнейшем в матрице этих пород начала развиваться слитизация, чему, вероятно, способствовали тяжелый гранулометрический состав, минералогический состав отложений, контрастные смены увлажнения – иссушения, неглубокий уровень грунтовых вод [10].

Сведения об истории формирования самой верхней части почвенно-геологической толщи, изученной в разрезах 1–3, ограничены. Этот слой имеет несомненное аллювиальное происхождение, его мощность составляет около 40 см, он расположен выше слоя находок периода мезолита. В нем не сохранилось древних признаков почвообразования, которые были стерты в процессе формирования современной черноземно-луговой поверхностно-глееватой почвы. Темпы накопления рассматриваемого слоя (0,4–0,5 см/100 лет) были значительно меньше установленных для формирования аллювиальных наносов с конца аллереда до конца раннего голоцена (4–5 см/100 лет). Выявленное различие могло быть связано с целым комплексом причин: снижением водности р. Савала в результате изменений климата в сторону аридизации в среднем и позднем голоцене, чере-

дованием аллювиального осадконакопления и дефляции поверхностных отложений при периодическом (например, при засухах) уменьшении проективного покрытия поверхности почвы травами. Немаловажным фактором нарушения поверхности почв, по-видимому, также являлась нарастающая по своей интенсивности хозяйственная деятельность, включающая периодически возникавшую пастбищную дигрессию пойменных угодий.

По результатам проведенных исследований оптимальные условия почвообразования на изучаемой территории с формированием наиболее мощного профиля лугово-черноземных почв и с заметным участием в почвообразовании роющих животных (слепышей и дождевых червей), складывались в раннем голоцене 10 300–9000 л. н. В среднем и позднем голоцене почвообразовательный потенциал на поверхности высокой поймы р. Савала снизился, что могло быть обусловлено интегральным влиянием как природных (в результате изменений климата), так и антропогенных факторов.

На втором модельном участке Плещеево 2 (Орловский район Орловской области) были изучены почвы с полигенетичным профилем в центральной части высокой поймы р. Ока (почвы изучались за пределами жилых и хозяйственных построек поселения русского средневековья), а также почвы погребенной катены в палеоложбине, вскрытой раскопками рядом с низкой поймой ближе к устью реки.

Ярким признаком изученных почв, который выявлялся по простиранию всех без исключения бровок в секторах археологического раскопа, была их двухъярусность из-за наличия под слоем светлоокрашенных аллювиальных наносов со сформированными на них неполноразвитыми почвами погребенных темноцветных почв черноземного генезиса. Светлоокрашенные наносы сложены пылеватым средним суглинком, погребенные под ними почвы имеют тяжелосуглинистый, а местами – среднесуглинистый гранулометрический состав. Типичным примером является сочетание разновозрастных почвенных профилей, изученное в стенке углубленной бровки на северном участке сектора Т40 археологического раскопа (в табл. 1 Плещеево 2, разрез 1). Разрез имеет следующее строение: *почва светлоокрашенного аллювиального наноса*: А1 0–23 см, А1В 23–50 см, ВА1 50–69 см, ВhС 69–95 см, переход к погребенной почве ясный по цвету и структуре; *погребенная почва* (отсчет глубины берется с ее поверхности): [А1] 0–45 см, [А1В] 45–75 см, [В] 75–105 см, [ВС] 105–140 см и глубже. Почва бескарбонатна на всю глубину профиля.

Название современной почвы: луговая слабо-развитая пылегато-среднесуглинистая на черноземе выщелоченном среднемощном тяжелосуглини-

стом на среднем лёссовидном суглинке (Haplic Fluvisol Oxyaquic on Luvic Chernozem Pachic, [38]).

Согласно морфологическому анализу изученной почвенно-геологической толщи, почвы высокой поймы р. Ока прошли две стадии развития: формирования чернозема под лугово-степной растительностью в условиях отсутствия аллювиального осадконакопления либо с его участием, но очень слабой интенсивности, и стадию синлитогенного почвообразования с высокими скоростями аллювиального осадкообразования, признаки которого не успевал перерабатывать почвенный процесс (в частности, это нашло отражение в сохранении аллювиальной слоистости в верхнем почвенном профиле). Если в приповерхностных слоях погребенного чернозема встречаются индивидуальные находки и фрагменты круговой керамики русского средневековья XIV–XV вв., то в перекрывающем погребенный чернозем наносе обнаружены фрагменты керамики нового времени (XVIII–XIX вв.), что служит дополнительным доказательством разновременности возникновения этих частей профиля, состоящего из двух разновозрастных почв.

Современная луговая почва, сформированная на аллювиальном наносе, в гумусовом горизонте содержит 2.1% углерода органического вещества (табл. 1), что соответствует 3.6% гумуса, тогда как в погребенных черноземах отмечаются более высокие значения указанных показателей, несмотря на длительный период диагенеза, прошедший после погребения почв. В слое 0–20 см палеочернозема разреза 1 содержится 3% органического углерода или 5.2% гумуса. Учитывая, что за период, прошедший после погребения указанной почвы (более 500 лет), в верхнем слое могла произойти минерализация около 30% органического вещества почв (в соответствии с расчетами Демкина [13]), реконструируемое содержание гумуса в верхнем слое палеочерноземов составляет 7.5%, а запасы в метровой толще при средней плотности сложения 1.15 г/см³ – 450 т/га. Это важное обстоятельство следует учитывать для объяснения причин освоения в древнерусский период поймы р. Ока, сенокосные угодья которой характеризовались большой продуктивностью, а черноземы при распашке могли давать высокие урожаи выращиваемых культур.

Уточняют наши представления о развитии во времени почвы, изученной в разрезе 1, результаты анализа радиоуглеродного возраста гумуса из образцов, отобранных на ее разных глубинах (табл. 2).

Рубежный момент начала интенсивного аллювиального осадконакопления, приведшего к образованию наноса над темноцветной погребенной почвой, отражает датировка углерода гумуса самого верхнего двухсантиметрового слоя

Таблица 3. Результаты радиоуглеродного датирования проб угля и кости на поселении Плещеево 2

Образец	Лабораторный номер	Радиоуглеродный (¹⁴ C) возраст				медиана (m)
		некалиброванный, л. н. (BP)*	калиброванный, л. н.			
			1σ, 68.2% (AD)	2σ, 95.2% (AD)	среднее ± ± отклонение (μ ± σ)	
Уголь, крупные куски, печной под, участок № 6	Ki-19548	420 ± 30	1438–1479	1427–1515 (87.9%) 1598–1618 (7.5%)	1476 ± 47	1460
Уголь, С.38R, пл. 12, кв. 11	Ki-19550	510 ± 60	1325–1345 (13.3%) 1394–1447 (54.9%)	1296–1486	1401 ± 55	1412
Уголь, С.42S, пл. 12, объект № 7	Ki-19549	430 ± 50	1422–1495 (61.2%) 1602–1615 (7.0%)	1410–1525 (75.0%) 1557–1633 (20.4%)	1492 ± 63	1470
Кость КРС	Ki-19557	570 ± 60	1308–1362 (41.8%) 1386–1419 (26.4%)	1292–1436	1363 ± 42	1358

Примечание. BP – лет назад, AD – годы н. э.

погребенного чернозема 1050 ± 60 BP или 970 ± ± 73 кал. л. н. (табл. 3). На этом основании можно полагать, что залегающий над погребенной почвой нанос мощностью около 1 м, был сформирован за последние 1000 лет (со средней интенсивностью роста 9–10 см/100 лет).

Вместе с тем радиоуглеродные датировки гумуса в слоях 50–52 и 80–82 см почвы, сформированной на породах наноса, имеют возраст, более древний, чем 1000 лет (2510 ± 60 BP и 3810 ± 80 BP соответственно). Следовательно, можно предположить, что накапливавшийся речной аллювий содержал частицы органического вещества из глубинных слоев почвы. Это могло происходить при размыве склоновых почв стекавшими в реку тальми и дождевыми водами и поступлением в речную воду эродированного материала из средней части почвенных профилей. Следовательно, выявленный рост интенсивности аллювиального осадконакопления в течение последнего тысячелетия мог иметь генетическую связь с усилением в это же время склоновой эрозии почв – как поверхностной, так и линейной.

Для реконструкции формирования литогенной основы почвообразования в период функционирования погребенного чернозема определенный интерес представляет сравнительный анализ тренда изменения с глубиной радиоуглеродного возраста гумуса в изучаемой почве с таковым в про-

филях автоморфных (сформированных на ровных водоразделах) черноземов Восточно-Европейской равнины (рис. 4). Ранее близкий по смыслу сравнительный анализ проводился для выявления различий между синлитогенно развивающимися почвами в днищах балок и формирующимися в постлитогенном тренде водораздельными черноземами [33]. Линия усредненного тренда для автоморфных черноземов была построена на основании использования сведений об изменении с глубиной возраста гуминовых кислот в черноземах Орловской, Курской, Тамбовской и Харьковской областей (по данным из работы [35]). Как показывает сравнение, для погребенного в пойме р. Ока чернозема и для автоморфных черноземов Восточной Европы линии трендов параллельны, что говорит о близких тенденциях изменения с глубиной радиоуглеродного возраста гумуса и о сходстве биохимических условий углеродного обмена, формирующих в каждом слое свое характерное время органического вещества почв (рис. 4). Таким образом, подтверждается высказанное на основе морфологического анализа почвенных свойств, предположение о том, что темпы вертикального прироста гумусового профиля погребенного чернозема в разрезе 1 в период его формирования были больше темпов аллювиального осадконакопления, что могло быть только в случае весьма редких разливов реки.

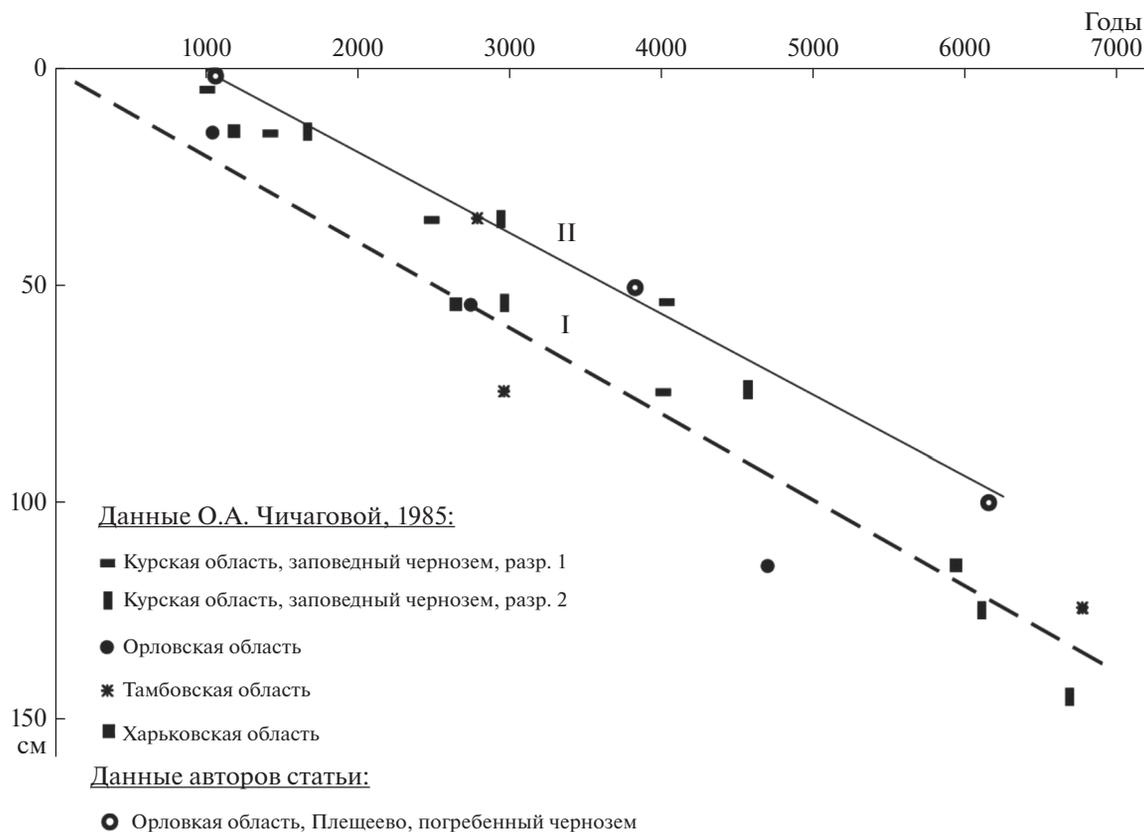


Рис. 4. Изменение с глубиной радиоуглеродного возраста почвенного органического вещества в автоморфных суглинистых черноземах Восточной Европы (I, усредненная линия тренда) и в погребенном черноземе (разрез 1) участка Плещеево 2 (II).

Специально проведенные исследования Александровского [2], Александровского и Гласко [4] показали, что для формирования в поймах рек полноразвитых профилей дерново-подзолистых, серых лесных и черноземных почв (Umbric Albeluvisols Abruptic, Greyic Phaeozems Albic and Chernozems, [38]) темпы аллювиальной седиментации не должны превышать 1 см/100 лет. В изучаемом погребенном черноземе из разреза 1 радиоуглеродный возраст гумуса на глубине 100 см от поверхности почвы составляет 6150 ± 150 ВР, что за вычетом времени, прошедшего после завершения формирования культурного слоя поселения (по археологическим сведениям — вторая половина XV в.) покажет примерно 5600 лет. Разделив глубину на возраст, получим 1.8 см/100 лет — величину, близкую к той, которая приводится авторами [2, 4].

Подводя итог анализу формирования почвенно-геологической толщи в разрезе 1, необходимо раскрыть причины разделения ее строения на две обособленные части: нижнюю, отвечающую зрелому профилю среднемощного чернозема выщелоченного, и верхнюю, представленную луговой слоистой неполноразвитой почвой. Нижний про-

филь развивался на протяжении тысячелетий в моногенетическом тренде лугово-степного почвообразования. Пойма в этот период затапливалась весьма редко, седиментация аллювия почти отсутствовала. После рубежа 1000 л. н. начался процесс более интенсивного (со средней скоростью 9–10 см/100 лет) аллювиального осадконакопления. Мы считаем, что тот период совпал со временем развития склоновой эрозии почв и поступлением в паводковые воды гумуса глубинных слоев эродированных почв. Если не рассматривать климатогенную версию участвовавших паводков на протяжении последнего тысячелетия, то самым правдоподобным объяснением указанной стадийности выступает усиливавшееся влияние хозяйственной деятельности, нарушавшей целостность естественного растительного покрова и его водорегулирующие функции, в первую очередь, за счет вырубки лесов на склонах долины р. Ока и распашки склоновых земель. Исторические сведения подтверждают данное предположение: племена вятичей в IX–XIII вв. н. э. активно осваивали бассейн верхнего течения р. Ока, при этом основным занятием населения было пашенное земледелие [16, 18]. Поэтому можно пред-

положить, что уже в это время местами могла происходить антропогенная эрозия почв. Со временем данный процесс должен был усиливаться и, конечно, в период существования поселения на участке раскопок Плещеево 2 (XIV–XV вв.) склоновая эрозия почв с высокой степенью вероятности протекала еще более активно.

Установление дат функционирования поселения в контексте проводимого исследования представляется важным. Датировки по артефактам, кроме использования археологического метода, также осуществлялись с помощью радиоуглеродного метода датирования по углю и кости, отобранным в различных местах раскопок памятника (табл. 3). Согласно представленным данным, наиболее вероятный период существования поселения укладывается в интервал времени 1358–1470 г. н. э. — по медианным значениям всех полученных датировок.

Причин прекращения существования поселения Плещеево 2 могло быть несколько. Среди природных факторов одним из наиболее вероятных могло стать климатогенно обусловленное (в малый ледниковый период) изменение гидрологического режима р. Ока, приведшее к участвовавшим паводкам во второй половине XV в.

На основании вышесказанного, установленный 1000-летний период активного аллювиального осадконакопления, приведшего к погребению гумусированных черноземов на высокой пойме р. Ока мог состоять из двух стадий: ранней стадии замедленного накопления аллювия, не нарушавшего уклад жизни и хозяйственной деятельности проживавшего на пойме населения (редкие и непродолжительные разливы реки — условно до 1470 г. н. э.), и поздней стадии активного аллювиального осадконакопления (с конца XV в. по наше время).

Второй объект палеопочвенных и палеогеографических реконструкций на участке Плещеево 2 изучен вблизи восточного края участка производившихся археологических работ, где была выявлена погребенная под пойменными наносами палеолощина глубиной 4 м и шириной около 20 м. Тальвег палеолощины ориентирован перпендикулярно береговой линии р. Ока, и до погребения под аллювиальными наносами палеолощина выходила к низкой пойме и берегу реки.

В одном из аллювиальных прослоев в нижней части заполнения палеолощины были обнаружены фрагменты угля, которые были использованы для радиоуглеродного датирования. Судя по полученной датировке угля (1333 ± 53 г. н. э., калиброванный возраст (Ki-19551)), прослой был образован в первой половине XIV в. (медиана калиброванного возраста соответствует 1336 г. н. э.). Учитывая, что ниже данного прослоя до контакта с погребенной на днище лощины темноцветной

палеопочвой, аллювиальные наносы имели мощность около 1 м, дату начала заполнения наносами палеолощины следует отодвинуть в прошлое, что подтвердилось результатами дальнейших исследований.

На борту склона палеолощины, снижающемуся по направлению к реке, в бровке археологического раскопа были изучены профили почв в трех разрезах. Общий вид палеопочвенной катены и профили исследованных почв представлены на рис. 5, А.

Погребенные черноземы палеокатены сформированы на средних карбонатных лёссовидных суглинках, подстилаемых слоистыми древнеаллювиальными песками и супесями, причем мощность чехла лёссовидных суглинков уменьшается по мере продвижения от центра высокой поймы к ее краю у реки. Палеочерноземы характеризуются зрелыми почвенными профилями, они в заметной степени перерыты палеослепышинами и на подтиповом уровне соответствуют выщелоченным черноземам (Luvic Chernozems Pachic, [38]). В разрезе 2 был изучен чернозем выщелоченный маломощный ($[A1 + A1B] = 48$ см) среднесуглинистый, в разрезе 3 — чернозем выщелоченный маломощный, близкий к среднесуглинистому ($[A1 + A1B] = 53$ см) среднесуглинистый, в разрезе 4 — чернозем выщелоченный среднесуглинистый ($[A1 + A1B] = 60$ см) среднесуглинистый. Вскипание слабой интенсивности в профилях почв разрезов 2 и 3 начинается в гор. [BC] с глубин 75 и 105 см, а в самой нижней почве палеокатены, в разрезе 4 вскипание отсутствовало на всю глубину профиля.

Дополнительно, в самой нижней части тальвега палеолощины, в разрезе 5 был изучен профиль лугово-черноземной среднесуглинистой палеопочвы на среднем опесчанном карбонатном делювиальном суглинке (Voronik Chernozem Pachic, [38]). Граница погребенной почвы и выщележащего аллювиального наноса была хорошо заметна по более темному тону окраски погребенной почвы. Мощность гумусированной части профиля данной почвы ($[A1 + A1B]$) составляет 62 см. Почва слабо вскипает с глубины 62 см, однако карбонаты в профиле почвы визуальным образом не прослеживаются.

Согласно анализу погребенных почв, приуроченных к разным участкам исследованной палеолощины, в период, предшествовавший заполнению лощины аллювиальными отложениями, на ее склонах происходило формирование черноземов выщелоченных маломощных и (ближе к нижней части склонов) среднесуглинистых, а в днище лощины формировался ареал лугово-черноземной почвы.

Анализ строения аллювиальных наносов, перекрывших темноцветные почвы склона высокой поймы р. Ока в месте изучения палеолощины, показал следующее. Разрез 2 маркирует начало древ-

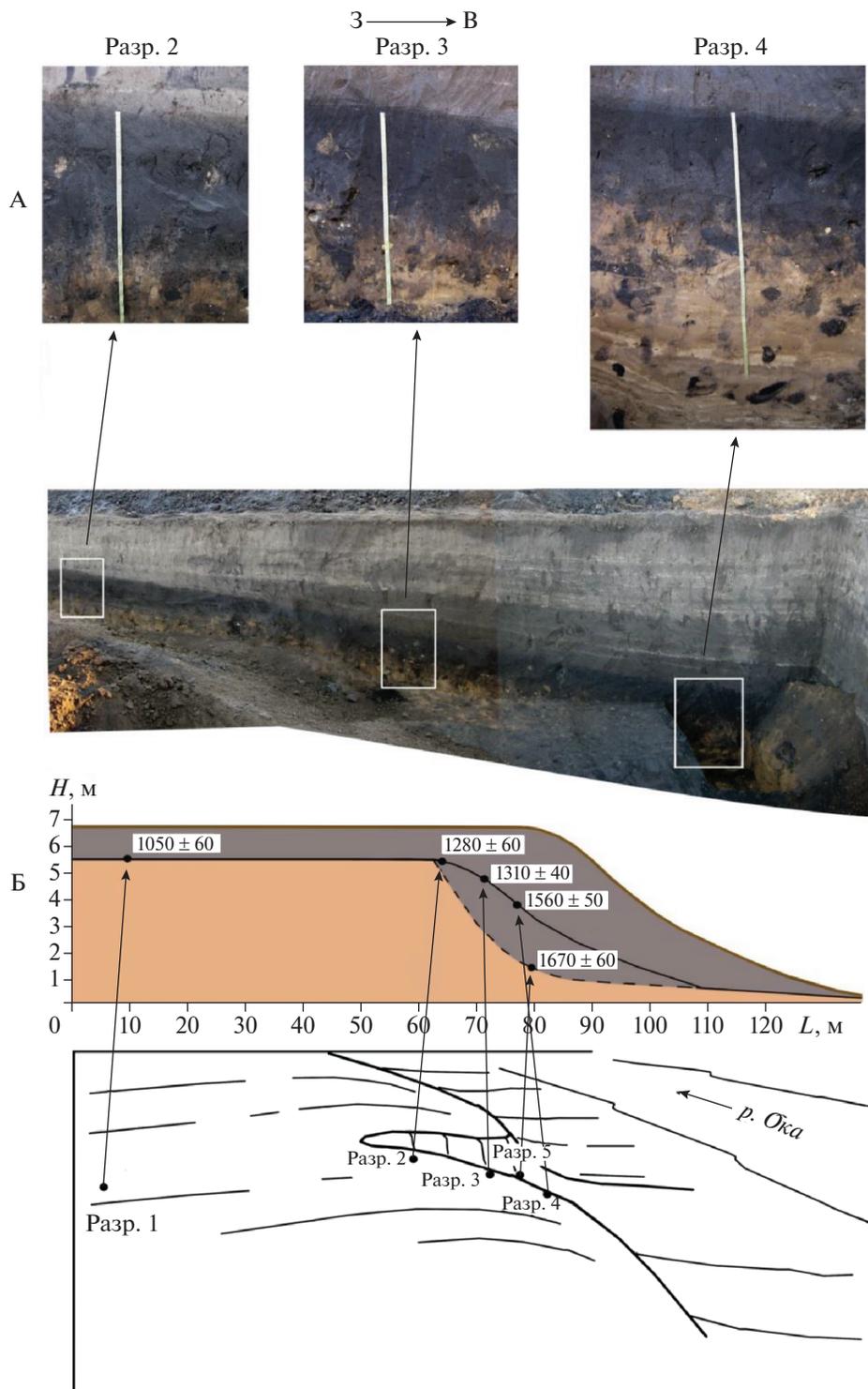


Рис. 5. Местоположение и общий вид профилей почв палеокатены в бровке археологического раскопа, вскрывшего палеолощину на участке Плещеево 2 (А), радиоуглеродный возраст гумуса (ВР) верхних (0–2 см) слоев темноцветных палеопочв на разных высотных уровнях и на разном удалении от края поймы, погребенных под чехлом новейших аллювиальных наносов (Б). На верхнем рисунке схемы Б по вертикали отложена высота над современным урезом воды в р. Ока и более темным тоном показан чехол аллювиальных отложений, под которым погребены темноцветные почвы. На нижнем рисунке схемы Б показано местоположение профилей палеопочв с номерами разрезов на древней поверхности поймы до ее перекрытия аллювиальными наносами (реконструкция).

него склона высокой поймы р. Ока (рис. 5, Б). В наши дни этот склон начинается ближе к реке — в 17 м к западу. Это наводит на мысль об изменении во времени пойменного склона, который со временем становился менее протяженным и более крутым из-за накопления новейших аллювиальных наносов. Рельеф изученной палеоложины был сnivelирован аллювиальным осадконакоплением — в месте ее идентификации в настоящее время находится высокая пойма р. Ока с абсолютно ровной поверхностью. Поэтому почвы палеокатены перекрыты чехлом слоистых пылеватых суглинков разной мощности: над поверхностью погребенного чернозема в разрезе 2 мощность наноса составляет 1.1 м, тогда как над палеочерноземом в разрезе 4 (в нижней части склона катены) — 2.9 м. По мере увеличения мощности наноса в нем все четче начинают проявляться признаки слоистости — прослой гумусированного пылевато-среднесуглинистого аллювия чередуются с более светлоокрашенными желтовато-белесыми прослоями пылевато-легкосуглинистого гранулометрического состава. Светлоокрашенные прослой при близком рассмотрении, в свою очередь, характеризуются микрослоистостью с чередованием тонких (2–8 мм) гумусированных прослоев и разделяющих их светлых пылевато-легкосуглинистых зон. Происхождение осветленных прослоев аллювия с более легким гранулометрическим составом можно объяснить бурными паводками, когда водные потоки переносили и откладывали более крупные частицы аллювия. На основании полевых наблюдений можно сказать, что светлые аллювиальные прослой, которые хорошо прослеживаются вдоль простирания бровок археологического раскопа, при приближении к тальвегу погребенной палеоложины (по мере возрастания мощности наносов) приобретают все более легкий гранулометрический состав — от пылеватого и алевроитового на склоне палеоложины к супесчаному и мелкопесчаному над днищем. Таким образом, выявляется локальная дифференциация материала аллювия, что объяснялось различиями скоростей паводковых вод в разных частях затапливаемой палеоложины.

Проекция пространства исследования палеоложины и составляющих ее почв на современную поверхность передает упрощение рельефа и структуры почвенного покрова: в современных условиях — это ровная поверхность края высокой поймы Оки (приподнятой на 6.5 м над урезом воды в реке), на всем пространстве которой происходит формирование низкоплодородных (с содержанием гумуса 3.5–4%) слаборазвитых луговых почв.

На основании сравнительного анализа РУ возраста гумуса приповерхностных (0–2 см) слоев, погребенных под аллювиальными наносами почв, изученных на разном удалении от края поймы и на разных высотных уровнях относительно уреза

воды в р. Ока (разрезы 1–5), можно предположить, что существует закономерный тренд увеличения возраста органического вещества почв при движении от центральной части поймы к ее краю и при понижении гипсометрического уровня поверхности поймы.

Вероятно, объяснение указанной закономерности видится в разных сроках изоляции гумуса палеопочв от текущего почвообразовательного процесса. Это могло быть вызвано более ранним погребением под речным аллювием почв, расположенных на более низких поверхностях — ближе к реке. Так, почвы в разрезах 4 и 5 могли перейти в погребенное состояние 1600–1700 л. н. в результате участвовавших в это время разливов реки (к этому времени завершился скифо-сарматский аридный этап, который реконструируется по палеопочвенным индикаторам в разных регионах лесостепи Восточной Европы в IV в. до н. э. — II–III вв. н. э. [3, 7, 32]). Почвы на более высоких уровнях стали затапливаться позднее — около 1310–1280 л. н. И, наконец, почва, находящаяся в глубине поймы, стала испытывать аллювиальное осадконакопление около 1000 л. н., то есть уже в относительно сухую эпоху малого климатического оптимума. Вероятно, это стало возможным благодаря усилившемуся антропогенному воздействию на ландшафты и уменьшению водорегулирующей функции лесов в результате их вырубок. Паводки из-за этого могли стать более бурными и высокими. Именно хозяйственным освоением более южных территорий лесостепи авторы объясняют изменения палинологических спектров растительности лугово-степных балочных склонов, наблюдавшиеся примерно в это же время [33].

По нашему мнению, интенсивность аллювиального осадконакопления особенно заметно возросла после прекращения существования пойменного поселения Плещеево 2 (позднее 1460–1470 гг.). Одна из вероятных причин прекращения функционирования поселения, как уже было сказано выше — участвовавшие разливы реки. Кроме антропогенного объяснения, возможно, также были естественные причины изменения во времени гидрологического режима реки, а именно, похолодание климата в эпоху малого ледникового периода, обусловившее рост коэффициента увлажнения территории. Природную точку зрения на изменение гидрологического режима рек центра Восточной Европы в малый ледниковый период, разделяет, в частности, Сычева [25].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенными исследованиями установлено, что в лесостепи Среднерусской возвышенности на поверхности речных пойм имели место различные варианты эволюции почв в голоцене, обусловленные различной стадийностью аллю-

виального осадконакопления, а также одновременно антропогенных воздействий в различных местах региона.

На поверхности поймы р. Савала (Воронежская область) максимальная интенсивность отложения аллювия (0.5 мм/год) была характерна для древнего и раннего голоцена, тогда как в среднем и позднем голоцене темпы аккумуляции были снижены до 0.05 мм/год. Причиной обнаруженной стадийности аллювиальной аккумуляции могло быть усложнение во времени влияния на почвы как природных, так и антропогенных факторов. Так, наряду с уменьшением влажности климата в среднем голоцене и обусловленной этим низкой интенсивностью отложения аллювия, в среднем и позднем голоцене вероятными были антропогенные воздействия, нараставшие во времени и периодически нарушавшие целостность поверхности почв (например, в результате перевыпаса животных). В месте исследования памятника Каменка 1 в аллереде формировалась луговая поверхностно-глееватая почва с мощностью гумусированной части профиля 40 см; в раннем голоцене (10300–9000 л. н.) на новом аллювиальном наносе происходило формирование наиболее мощной из всех изученных голоценовых почв, лугово-черноземной почвы, перерытой ходами землероев (слепышей и червей), с мощностью гумусированной части профиля 60 см. Позднеголоценовая (современная) почва идентифицирована как черноземно-луговая поверхностно-глееватая с мощностью гумусированной части профиля 25–30 см.

В пойме р. Ока (Орловская область) на протяжении большей части голоцена интенсивность аккумуляции аллювия составляла не более 0.02 мм/год, а за последнее тысячелетие возросла до 1 мм/год. Главной причиной указанных изменений были антропогенные нарушения природного ландшафта в позднем голоцене (вырубка лесов и изменение гидрологического режима р. Ока, начиная с XI в. н. э., но особенно интенсивно проявившиеся после XIV в. (город-крепость Орел возник в нескольких километрах выше по течению р. Ока в 1566 г.)). Наряду с антропогенным фактором, активизация темпов аллювиальной аккумуляции также могла быть вызвана перестройками гидрологического режима р. Ока в малый ледниковый период. В древнерусский и русский средневековый период пойменная часть р. Ока формировалась под лугово-разнотравной растительностью. Пойма функционировала в режиме надпойменной террасы и редко затапливалась паводковыми водами. Природно-ресурсный потенциал территории благоприятствовал сельскохозяйственной деятельности. Широко распространенные в структуре почвенного покрова поймы, черноземы выщелоченные среднемощные и мощные формировались при достаточно глубоком залегании грунтовых вод, в их профилях отсутство-

вали признаки переувлажнения, а запасы гумуса в метровой толще составляли не менее 450 т/га. Новейшая стадия интенсивного аллювиального осадконакопления, ярко проявившаяся с конца XV в. н. э., характеризовалась снижением почвообразовательного потенциала и разнообразия компонентного состава почвенного покрова поймы. Почвообразовательный процесс не успевал реализовываться вслед за интенсивным аллювиальным осадконакоплением. Аллювиальные отложения заполнили палеоложины краевых частей высокой поймы р. Ока и сnivelировали неровности мезорельефа. Плодородные черноземы средневековья были захоронены и заместились неполноразвитыми малогумусными луговыми почвами, сформированными на новом наносе.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Публикация осуществлена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, проект № 19-29-05012 (выполнены почвенно-эволюционные исследования на памятниках археологии Каменка 1 и Плещеево 2) и Российского научного фонда, проект № 17-78-20048 (проведены комплексные почвенно-археологические исследования на памятнике Каменка 1).

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Александровский А.Л.* Эволюция почв Восточно-Европейской равнины в голоцене. М.: Наука, 1983. 150 с.
2. *Александровский А.Л.* Этапы и скорость развития почв в поймах рек центра Русской равнины // Почвоведение. 2004. № 11. С. 1285–1295.
3. *Александровский А.Л., Александровская Е.И.* Эволюция почв и географическая среда. М.: Наука, 2005. 223 с.
4. *Александровский А.Л., Гласко М.П.* Взаимодействие аллювиальных и почвообразовательных процессов на разных этапах формирования пойм равнинных рек в голоцене (на примере рек центральной части Восточно-Европейской равнины) // Геоморфология. 2014. № 4. С. 3–17.
5. *Александровский А.Л., Еришова Е.Г., Кренке Н.А.* Геоархеология поймы: проблемы стратиграфии, хронологии и палеореконовструкций // Археология поймы: рельеф, палеосреда, история заселения. М.: Ин-т археологии РАН, 2019. С. 13–16.
6. *Александровский А.Л., Еришова Е.Г., Пономаренко Е.В., Кренке Н.А., Скрипкин В.В.* Природно-антропогенные изменения почв и среды в пойме Москвы-реки в голоцене: педогенные, пылецевые и антракологические маркеры // Почвоведение. 2018. № 6. С. 659–673.

7. Александровский А.Л., Чендев Ю.Г., Трубицын М.А. Палеопочвенные индикаторы изменчивости экологических условий Центральной лесостепи в позднем голоцене // Известия РАН. Сер. географическая. 2011. № 6. С. 87–99.
8. Александровский А.Л., Чичагова О.А. Радиоуглеродный возраст палеопочв голоцена в лесостепи Восточной Европы // Почвоведение. 1998. № 12. С. 1414–1422.
9. Ахтырцев Б.П., Ахтырцев А.Б. Палеочерноземы Среднерусской лесостепи в позднем голоцене // Почвоведение. 1994. № 5. С. 14–24.
10. Борисов А.В., Ковда И.В. Эволюция слитоземов Центрального Предкавказья во второй половине голоцена // Эволюция почв и почвенного покрова. Теория, разнообразие природной эволюции и антропогенных трансформаций почв. М.: ГЕОС, 2015. С. 502–519.
11. Борисова О.К. Быстрые ландшафтно-климатические изменения в голоцене // Эволюция почв и почвенного покрова. Теория, разнообразие природной эволюции и антропогенных трансформаций почв. М.: ГЕОС, 2015. С. 351–354.
12. Геннадиев А.Н. О факторах и этапах развития почв во времени // Почвоведение. 1986. № 4. С. 102–122.
13. Демкин В.А. Палеопочвоведение и археология. Пушкино, 1997. 213 с.
14. Докучаев В.В. Русский чернозем. СПб., 1883. 376 с.
15. Иванов И.В., Приходько В.Е., Замотаев И.В., Манухов Д.В., Новенко Е.Ю., Калинин П.И., Маркова Л.М., Плакшина А.Л. Синлитогенная эволюция пойменных почв в долинах малых рек степного Зауралья // Почвоведение. 2019. № 6. С. 645–662.
16. Краснощекова С.Д., Красницкий Л.Н. Археология Орловской области. Орел: Вешние воды, 2006. 320 с.
17. Лаврушин Ю.А., Спиридонова Е.А., Алексеева Л.В. и др. Комплексное изучение памятников каменного века в Среднем Поосколье // Теория и методика исследований археологических памятников лесостепной зоны. Липецк, 1992. С. 65–67.
18. Никольская Т.Н. Земля Вятчей. К истории населения бассейна верхней и средней Оки в IX–XIII вв. М.: Наука, 1981. 296 с.
19. Плеханова Л. Н., Демкин В.А., Зданович Г.Б. Эволюция почв речных долин степного Зауралья во второй половине голоцена. М.: Наука, 2007. 236 с.
20. Приходько В.Е. Реконструкция природных условий и почв лесостепи в голоцене в Центральном Черноземье и Западной Сибири // Почвы в биосфере. Новосибирск, 2018. Ч. I. С. 86–94.
21. Спиридонова Е.А. Эволюция растительного покрова бассейна Дона в верхнем плейстоцене–голоцене. М.: Наука, 1991. 221 с.
22. Среднерусское Белогорье / Под ред. Ф.Н. Милькова. Воронеж, 1985. 239 с.
23. Сычева С.А. Малый климатический оптимум и малый ледниковый период в памяти почв и отложений пойм Русской равнины // Известия РАН. Сер. географическая. 2011. № 1. С. 79–93.
24. Сычева С.А. Развитие пойменных ландшафтов в голоцене в районе Куликова поля // Почвоведение. 2009. № 1. С. 18–28.
25. Сычева С.А. Ритмы почвообразования и осадконакопления в голоцене (сводка ¹⁴C-данных) // Почвоведение. 1999. № 6. С. 677–687.
26. Сычева С.А. Палеопочвенные и археологические свидетельства ритмичного развития пойм рек в голоцене // Археология поймы: рельеф, палеосреда, история заселения. М.: Ин-т археологии РАН, 2019. С. 83–87.
27. Сычева С.А., Чичагова О.А. Радиоуглеродная хроностратиграфия голоценовых отложений Среднерусской возвышенности // Бюл. ком. по изуч. четвертич. периода РАН. 1999. № 63. С. 104–113.
28. Таргульян В.О., Бронникова М.А. Память почв: теоретические основы концепции, современное состояние и перспективы развития // Почвоведение. 2019. № 3. С. 259–275.
29. Трегуб Т.Ф. Этапы развития растительности в голоцене на территории Воронежской области // Вестник ВГУ. Сер. геология. 2008. № 1. С. 29–33.
30. Федюнин И.В. Мезолитические памятники Среднего Дона. Воронеж, 2007. 145 с.
31. Федюнин И.В. Стоянка Плаутино 2 и ее место в мезолите бассейна Дона. Воронеж, 2012. 136 с.
32. Чендев Ю.Г. Эволюция лесостепных почв Среднерусской возвышенности в голоцене. М.: ГЕОС, 2008. 212 с.
33. Чендев Ю.Г., Ершова Е.Г., Александровский А.Л., Пономаренко Е.В., Гольева А.А., Хохлова О.С., Русаков А.В., Шаповалов А.С. Почвенные и ботанические записи изменения природной среды Ямской степи в голоцене // Известия РАН. Сер. географическая. 2016. № 2. С. 75–89. <https://doi.org/10.15356/0373-2444-2016-2-75-89>
34. Чендев Ю.Г., Гольева А.А., Долгих А.В., Уваркин С.В., Голотвин А.Н., Белванцев В.Г., Сарапулкин В.А., Дудин Д.И. Почвы археологического ландшафта Сорокино 1: реконструкция естественных изменений и антропогенной трансформации природной среды // Почвоведение. 2019. № 6. С. 672–686.
35. Чичагова О.А. Радиоуглеродное датирование гумуса почв. М.: Наука, 1985. 157 с.
36. Чичагова О.А., Заговская Э.П. Радиоуглеродное датирование: прошлое, настоящее, будущее – развитие идей И.П. Герасимова // Бюл. Почв. ин-та им. В.В. Докучаева. 2015. Вып. 81. С. 160–176. <https://doi.org/10.19047/0136-1694-2015-81-160-176>
37. Bronk R.C., Lee S. Recent and Planned Developments of the Program OxCal // Radiocarbon. 2013. V. 55(2–3). P. 720–730.
38. IUSS Working Group WRB. World Reference Base for Soil Resources 2014. International soil classification system for naming soils and creating legends for soil maps. World Soil Resources Reports No. 106. FAO. Rome, 2014.
39. Chendev Yu., Khokhlova O., Ponomarenko E., Ershova E., Alexandrovskiy A., Myakshina T. Holocene Environmental and Anthropogenic Changes of Soils and Vegetation in the Central Russian Upland: The Case Study in the “Belogorie” Natural Reserve // Geosciences.

2018. V. 8.
<https://doi.org/10.3390/geosciences8120473>
40. Gasse F. Hydrological changes in the African tropics since the Last Glacial Maximum // *Quatern. Sci. Rev.* 2000. V. 19. № 1–5. P. 189–211.
41. Jenny H. Factors of soil formation: a system of quantitative pedology. N.Y.: Mc Graw_Hill, 1941. 347 p.
42. Reimer P.J., Bard E., Bayliss A., Beck J.W., Blackwell P.G., Bronk Ramsey C., Grootes P.M. et al. IntCal13 and Marine13 Radiocarbon Age Calibration Curves 0–50,000 Years cal BP // *Radiocarbon*. 2013. V. 55. № 4.
43. Skripkin V., Kovalyukh N. Recent developments in the procedures used at the SSCER laboratory for the preparation of Lithium Carbide // *Radiocarbon*. 1998. V. 40. № 1. P. 211–214.
44. Sycheva S.A., Bessudnov A.N., Cheplayga A.L., Sadchikova T.A., Sedov S.N. Divnogorie pedolithocomplex of the Russian Plain: Latest Pleistocene deposits and environments based on study of the Divnogorie 9 geoarchaeological site (middle reaches of the Don River) // *Quater. Int.* 2016. V. 418. P. 49–60.
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.11.006>

Contrasting Variants of Soil Development at Archaeological Sites on River Floodplains in the Forest-Steppe of the Central Russian

Yu. G. Chendev^{1,*}, I. V. Fedyunin², A. A. Inshakov³, A. N. Golotvin³, D. I. Dudin¹, and V. G. Belevantsev¹

¹*Belgorod National Research University, Belgorod, 308015 Russia*

²*Voronezh State Pedagogical University, Voronezh, 394043 Russia*

³*Archeological Park "Argamach", Argamach-Pal'na, Elets district, Lipetsk oblast, 399758 Russia*

*e-mail: Chendev@bsu.edu.ru

The soils of archaeological sites on river floodplains with contrasting history of the Holocene soil evolution in the south and north of the forest-steppe of the Central Russian Upland have been studied. The most favorable conditions for the development of meadow-chnozemic soils on the high floodplain of the River Savala in its lower reaches (Voronezh oblast) were observed in the Early Holocene (10.3–9 ka BP). The thickness of the humus profile of these paleosols 9 ka BP was 2 times higher than in the contemporary soils. The maximum intensity of alluvial sedimentation (0.5 mm/year) was characteristic for the Late Pleistocene and Early Holocene (11–8.3 ka BP), while in the Middle and Late Holocene, the rates of upward growth of soils decreased to 0.05 mm/yr. The underdevelopment of modern chernozemic-meadow soil profiles suggests an alternation of accumulation and denudation (including deflation) of fine earth particles on the soil surface in the Late Holocene. In the floodplain of the upper course of the Oka River (Orel oblast), the development of a monogenetic profile of leached medium-deep chernozems with the humus content of more than 7% and humus stocks in upper meter of at least 450 t/ha took place during the entire Holocene. The rate of alluvium sedimentation before the beginning of the second millennium AD was no more than 0.02 mm/yr; in the recent millennium, it has increased to 1 mm/yr. The reasons for the metachronous Holocene evolution of floodplain soils in the study regions were related to the specificity of changes in the bioclimatic conditions and spatio-temporal specificity of anthropogenic disturbances of the natural environment in different regions. The importance of radiocarbon dating on organic matter of uneven-aged soils for paleopedological and paleogeographical reconstructions is shown.

Keywords: Central Russian Upland, river floodplains, archaeological sites, synlithogenic soils, paleosols, natural and anthropogenic evolution of soils, Chernozems, Phaeozems

УДК 631.417.2

ИССЛЕДОВАНИЕ СТАБИЛЬНОСТИ ПОЧВЕННОГО ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА МЕТОДАМИ ДЕРИВАТОГРАФИИ И ДЛИТЕЛЬНОЙ ИНКУБАЦИИ¹

© 2021 г. Д. А. Соколов^а, И. И. Дмитревская^б, Н. Б. Паутова^а,
Т. Н. Лебедева^а, В. А. Черников^б, В. М. Семенов^а, *

^аИнститут физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН – обособленное подразделение ФИЦ ПНЦБИ РАН, ул. Институтская, 2, Пущино, Московской области, 142290 Россия

^бРоссийский государственный аграрный университет – МСХА имени К.А. Тимирязева, Тимирязевская ул., 49, Москва, 127550 Россия

*e-mail: v.m.semenov@mail.ru

Поступила в редакцию 30.06.2020 г.

После доработки 24.08.2020 г.

Принята к публикации 27.10.2020 г.

Почвенное органическое вещество (ПОВ) включает в себя многие классы лабильных и прочных соединений, которые доступны для разложения микроорганизмами или, наоборот, защищены от биодеградации вследствие биологической, химической и физической стабилизации. Считается, что чем больше тепловой энергии расходуется на деструкцию ПОВ, тем оно стабильнее и более устойчиво к биоразложению. Сравнивали термостойкость и биологическую стабильность органического вещества в десяти почвах, залегающих в листовенно-лесной, лесостепной, степной и сухостепной биоклиматических областях европейской части России. По величине энергии активации (E_a) самая высокая термостабильность органического вещества характерна для чернозема обыкновенного и луговой слитизированной почвы, самая низкая термостабильность свойственна серой лесной почве, а остальные типы почв занимали промежуточное положение по устойчивости к термическому окислению. Термически лабильный пул (<390–400°C) органического вещества в почвах составлял в среднем 41% (32–60%) от всего ПОВ, а термически стабильный пул (>390–400°C) был равен 59% (40–68%). Биологическая стабильность ПОВ, оцениваемая по отношению потенциально-минерализуемого органического вещества к устойчивому для минерализации (индекс биологической стабильности), уменьшалась в следующем ряду почв: чернозем обыкновенный > луговая слитизированная > серая лесная = луговая каштановая > луговой солонец > пойменная луговая. Размеры потенциально-минерализуемого пула ПОВ в исследуемых почвах были в 6–27 раз меньше, чем термолабильного пула, а параметры, характеризующие термостабильность ПОВ не коррелировали с индексом биологической стабильности. Таким образом, термолабильность ПОВ не идентична его способности к биоразложению.

Ключевые слова: углерод, термографический анализ, биокинетический метод, энергия активации, пулы

DOI: 10.31857/S0032180X21040146

ВВЕДЕНИЕ

Почва представляет собой сложную, саморегулирующуюся, многокомпонентную систему, представленную твердой, жидкой, газовой и живой фазами. Межфазные взаимодействия лежат в основе многих явлений и эффектов, придающих почве сходство и разнообразие свойств и режимов. Дискретные частицы остатков биоты, негуминовые биомолекулы и ансамбли гуминовых веществ, стохастически адсорбированные в конгломерате минеральных частиц, образуют твердую часть почвенного органического вещества (ПОВ) [5].

Слагающие ПОВ остатки биоты и продукты микробного метаболизма имеют разную исходную и приобретенную химическую прочность [9, 20, 24]. Исходная прочность органического вещества обусловлена внутренними свойствами входящих в их состав индивидуальных соединений, отличающихся по соотношению элементов, форме молекул, составу функциональных групп. К числу наиболее химически прочных соединений, устойчивых к разложению, относятся лигнин, танин, кутин, суберин, воски и др. Вторичная прочность органического вещества возникает в результате его биологического и химического видоизменения в почве в результате увеличения доли лигнина и полифенолов в разлагаемых остатках, синтеза микроб-

¹ К статье имеются дополнительные материалы, доступные для авторизованных пользователей по doi 10.31857/S0032180X21040146.

ных метаболитов, типа меланина и гломалина, образования гуминовых веществ, обугливания [9]. Традиционно считается, что чем выше доля прочных органических соединений в составе ПОВ, тем больше его стабильность [3, 9, 14, 29, 30, 46].

По современным представлениям химическая прочность соединений ответственна за краткосрочную и среднесрочную защищенность органического вещества от нескольких лет до десятилетий, тогда как долговременное сохранение компонентов ПОВ в течение сотен и тысяч лет обеспечивается стабилизацией органических соединений минеральной частью почвы [3, 25, 45, 46]. Минеральная часть твердой фазы почвы катализирует реакции конденсации и полимеризации, сорбирует биомолекулы органических мономеров, вовлечена в образование металлоорганических и координационных связей, создает физические барьеры между микроорганизмами (ферментами) и субстратами, придавая последним пространственную недостижимость. Остатки микробной биомассы быстрее и прочнее стабилизируются поверхностью минеральных частиц, чем твердые дискретные частицы растительных остатков, а мономеры — чем крупные молекулы биополимеров [18, 19]. Поэтому даже простые по химическому составу органические соединения, но связанные минеральной матрицей почвы, демонстрируют высокую прочность и выраженную стабильность.

К числу методов, позволяющих оценить соотношение разнофазных компонентов почвы, как и прочность внутренних и внешних химических связей ПОВ, относится дериватографический метод. Этот метод основан на регистрации химических и физико-химических процессов, происходящих в образце при изменении температуры (фазовые превращения, термическое разложение и окисление, внутримолекулярные перегруппировки и др.) с получением 4 типов кривых: температурной (Т), дифференциально-термической (ДТА), термогравиметрической (ТГ) и дифференциально-термогравиметрической (ДТГ) [4]. Кривая ДТА на дериватограмме характеризует фазовые превращения в образце, кривая ТГ показывает изменение массы образца в неизотермических или изотермических условиях, давая представление о термической (термоокислительной) стабильности компонентов почвы, а локальные пики на кривой ДТГ объясняются изменением механизмов разложения и составом разлагаемого материала. По ТГ и ДТГ оценивается качественный состав ПОВ, определяется соотношение между термически лабильными и стабильными его пулами, исследуется структура супрамолекулярных комплексов и идентифицируется пирогенный, органический и неорганический углерод в почве [2, 12, 15–17, 21, 27, 31, 38, 39, 43, 44].

Выделяется несколько температурных интервалов с одинаковыми закономерностями по убыли массы почвы, соответствующие испарению адсорбционно связанной воды, разложению ор-

ганического вещества, физико-химическим превращениям почвенных минералов [1, 2, 15–17, 21, 26, 27, 31, 32, 35, 39, 44]. По степени устойчивости к термической деструкции ПОВ подразделяется на лабильный пул со слабосвязанным, биологически разлагаемым органическим веществом и стабильный пул с прочносвязанными, преимущественно гуминовыми компонентами [2, 26, 33, 39]. Методами аналитического пиролиза и термогравиметрии в сочетании с дифференциальной сканирующей калориметрией (ДСК), масс-спектрометрией или хромато-масс-спектрометрией выделяются три группы органических веществ, различающиеся по степени устойчивости к термической деструкции: лабильные, прочные (recalcitrant) и особо прочные (refractory) [13, 16, 21, 22, 26, 27, 31, 36]. Диапазоны температур, характеризующие термоустойчивость этих трех групп веществ, могут варьировать в зависимости от условий исследований и свойств почвы [42].

По бытовавшим ранее представлениям термолабильное органическое вещество обладает большей способностью к биологическому разложению, чем термостабильное, поэтому термические свойства отдельных групп ПОВ могут быть индикатором их биологического разложения почвенными микроорганизмами [28, 34, 38, 39]. Однако в некоторых исследованиях получены иные результаты. Обнаружены разные взаимосвязи между термической и биологической стабильностью ПОВ для образцов с низким и высоким содержанием $C_{орг}$ в почве [33]. Выделяемые по термостабильности пулы ПОВ оказались не идентичными биологически активному пулу ПОВ, а термическое окисление в целом не позволяло идентифицировать пулы ПОВ с разной биологической стабильностью [21, 37]. При повышении температуры от 200 до 500°C не происходило выделения биологически стабильных фракций органического вещества, связанных с почвенными минералами [23].

Цель работы — сравнить размеры термолабильного, термостабильного и биологически активного пулов ПОВ, выделенных дериватографическим и биокинетическим способами для почв, отличающихся по гранулометрическому составу и условиям гумусообразования и установить, в какой мере термоустойчивость ПОВ характеризует его биологическую стабильность.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Характеристика исследуемых почв. В исследованиях использовали образцы разных типов почв, отобранных под естественной растительностью и сельскохозяйственными культурами в листовно-лесной, лесостепной, степной и сухостепной биоклиматических областях европейской части России. Почвенные образцы отбирали из верхнего гумусового горизонта из трех стенок почвенных разрезов, заложенных в учебных целях. Участки естественных угодий и пашни распола-

гались в пределах одного района исследований. Свежеотобранные образцы сразу высушивали на открытом воздухе до воздушно-сухого состояния. Названия почв, сведения о месте отбора образцов, угодьях, содержания органического углерода ($C_{орг}$) и азота ($N_{общ}$) в почвах и показатели гранулометрического состава представлены в табл. 1.

Дериватографический анализ почв. Дериватограф Q-1500D системы Паулик-Паулик-Эрдей (Венгрия) включает ячейку для дифференциального термического анализа) и термовесы для термогравиметрии. Ячейка для ДТА имеет регистратор разности температур (ΔT) исследуемого образца и эталона (Al_2O_3), а также регистратор температуры нагревания (T). Нагрев ячейки осуществляется с помощью программного регулятора нагрева, обеспечивающего заданную скорость нагрева и равномерность повышения температуры. Платиновые тигли с карманами для термопар заполняются почвой и эталоном. Термопары подключены к гальванометрам зеркального типа. Нагрев осуществляется с помощью печи. Регистрация сигналов происходит через соответствующие блоки и передается на компьютер [1].

В воздушно-сухих образцах почв удаляли видимые невооруженным глазом растительные остатки, после чего почву массой 5–10 г растирали в агатовой ступке до частиц <0.05 мм. Навески каждого образца почвы массой по 0.5 г помещали в платиновые тигли. Тигли закрывали крышками, потом устанавливали в ячейку прибора на торцы держателя образцов, накрывали кварцевым стаканом и помещали в печь. Скорость нагрева образца составляла 10 град/мин, конечная температура сжигания $1000^\circ C$. По полученным термограммам (рис. 1, рис. S1) производили разметку для вычисления относительной потери массы, соответствующей максимальной скорости термического разложения. На размеченной термограмме по кривой ДТГ отмечали начало процесса потери массы и его окончание (одностадийный процесс). На кривую ТГ переносили значения соответствующих температур начала (T_n) и завершения (T_k) стадии, после чего находили температурный интервал реакции ($T_k - T_n$). Термическое разложение органического вещества рассматривали как последовательность одностадийных процессов, отображаемых одиночными пиками. По кривой ДТА устанавливали характер пиков (экзотермический или эндотермический), рассчитывали ширину, высоту, площадь и экстраполированную точку начала процесса. Экзотермы или эндотермы с плохим разрешением объясняли наложением процессов термического разложения. Окисление продуктов термического распада дает ярко выраженный экзотермический пик [1]. По кривой ТГ определяли скорость термического разложения при заданной температуре или максимальную скорость разложения, соответствующую минимуму на кривой ДТГ, а также рассчитывали энергию активации

термической деструкции (E_a) методом Райха–Фуросса, используя программное обеспечение Simulink пакета MathLab.

Определение минерализационной способности и биологической стабильности ПОВ. Потенциально-минерализуемое органическое вещество определяли путем инкубации образцов цельных почв при постоянных условиях температуры ($22^\circ C$) и влажности (25 вес. %) с количественным учетом $C-CO_2$ в течение 160–170 сут, как это описано в работе [6]. Масса инкубируемой почвы составляла 10 г. Инкубацию образцов проводили в стеклянных флаконах емкостью 100 мл. Повторность – трехкратная. Первое измерение концентрации $C-CO_2$ в газовой фазе инкубируемых образцов проводили через 3–4 ч, а последующие – ежедневно в течение первой недели, затем три раза в неделю, в течение второго месяца инкубации – два раза в неделю, начиная с третьего месяца инкубации – один раз в неделю. После каждого измерения флаконы проветривали. Концентрацию $C-CO_2$ определяли на газовом хроматографе (Кристалл Люкс 4000 М). Получали скорость потока (мг/100 г в сут), кумулятивную величину (мг/100 г) продуцирования $C-CO_2$, содержание углерода активного (потенциально-минерализуемого) органического вещества в почве на момент начала инкубации, рассчитываемое по однокомпонентному уравнению кинетики первого порядка:

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

где C_t – кумулятивное количество $C-CO_2$ (мг/100 г почвы) за время t , сут; C_0 – содержание активного (потенциально минерализуемого) углерода, мг/100 г; k – константа скорости минерализации, сут $^{-1}$.

Кумулятивные кривые продуцирования $C-CO_2$ представлены на рис. S2. Биокинетические параметры C_0 и k вычисляли методом нелинейной оценки программы Statistica. Биологическую стабильность ПОВ оценивали соответствующим индексом биологической стабильности (ИБС), значения которого устанавливаются по соотношению:

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

Допускается, что чем шире отношение содержания углерода в устойчивом пуле к таковому в активном пуле, тем стабильнее органическое вещество в почве.

Определение физико-химических свойств почв. Содержание общего углерода и общего азота в образцах почв определяли с помощью CNHS-анализатора (Leco 932, USA). Вычитая содержание карбонатов из общего углерода, устанавливали содержание органического углерода ($C_{орг}$). Карбонаты в почве определяли ацидиметрическим методом, ЕКО – методом Бобко–Аскинази в модификации ЦИНАО, pH_{H_2O} – с помощью pH-метра (Sartorius Basic Meter PB-11, USA), гранулометри-

Таблица 1. Места отбора образцов почв и их физико-химические свойства

№ образца	Слой, см	pH _{H2O}	С _{орг}	N _{общ} %	CO ₂ карбонатов	ЕКО,		Масса частиц, %
						ммоль(экв) / 100 г	>0.01 мм	
Серая лесная почва (Luvis Greyzemic Phaeozems (Loamic)), мелколиственный лес (Тульская обл., Щекинский район) 53°9740' N, 37°1801' E								
1	0–15	5.12	2.29	0.20	0	11.3	69.9	6.6
Серая лесная почва (Luvis Greyzemic Phaeozems (Loamic, Agric)), пшеница (Тульская обл., Щекинский район) 53°9720' N, 37°1782' N								
2	0–30	5.32	1.81	0.17	0	5.0	67.0	9.4
Чернозем обыкновенный (Haplic Chernozems (Loamic, Pachic)), луговая степь (Воронежская обл., Таловский район) 51°0491' N, 40°7234' E								
3	0–16	7.15	4.72	0.39	0.36	47.5	31.7	37.5
Чернозем обыкновенный (Haplic Chernozems (Loamic, Agric, Pachic)), пшеница (Воронежская обл., Таловский район) 51°0476' N, 40°7223' E								
4	0–23	6.95	3.56	0.35	0.27	50.0	29.7	40.9
Луговая слитизированная почва (Pellic Vertisols (Gleyic, Humic)), пойменный луг (Волгоградская обл., Новоаннинский район) 50°5048' N, 42°5614' E								
5	0–3	6.46	4.16	0.33	0.89	37.5	38.4	37.6
6	3–30	6.47	2.95	0.28	0.98	40.0	31.4	41.6
Луговой солонец солончаковый мелкий (Endosalic Gleyic Solonetz (Loamic, Cutanic)), пойменный луг (Волгоградская обл., Новоаннинский район) 50°4972' N, 42°5699' E								
7	0–8	7.69	1.95	0.16	1.43	32.5	42.9	33.4
8	8–17	7.68	1.77	0.16	1.78	32.5	39.2	39.4
Лугово-каштановая почва (Gleyic Kastanozems (Loamic, Chromic)), пойменный луг (Волгоградская обл., Новоаннинский район) 50°5029' N, 42°5820' E								
9	0–5	7.76	2.68	0.21	1.25	35.0	49.6	24.4
Солонец степной мелкий на микроплакоре (Haplic Solonetz (Loamic, Albic)), степь (Волгоградская обл., Иловлинский район) 49°0994' N, 44°0397' E								
10	0–4	7.14	2.82	0.23	1.43	12.5	62.1	15.9
11	4–26	7.62	1.04	0.10	1.07	12.5	57.9	30.9
Каштановая солонцеватая почва (Luvis Kastanozems (Loamic, Endosalic, Protosodic)), степь (Волгоградская обл., Иловлинский район) 49°0978' N, 44°0413' E								
12	0–8	7.70	2.34	0.20	1.25	30.0	55.12	26.7
Лугово-болотная глеевая почва (Dystric Gleysols (Loamic, Humic)), пойменный луг (Волгоградская обл., Староахтубинский район) 48°6892' N, 44°9124' E								
13	0–5	6.79	2.85	0.23	0.89	30.0	33.2	42.3
14	5–30	6.98	1.03	0.11	1.25	35.0	24.8	43.3
Пойменная луговая почва (Eutric Fluvisols (Loamic, Humic, Oxyaquic)), пойменная дубрава (Волгоградская обл., Староахтубинский район) 48°6910' N, 44°9068' E								
15	0–3	6.97	2.82	0.23	0.98	27.5	46.9	30.8
16	3–20	7.08	2.34	0.19	1.07	20.0	52.6	26.8

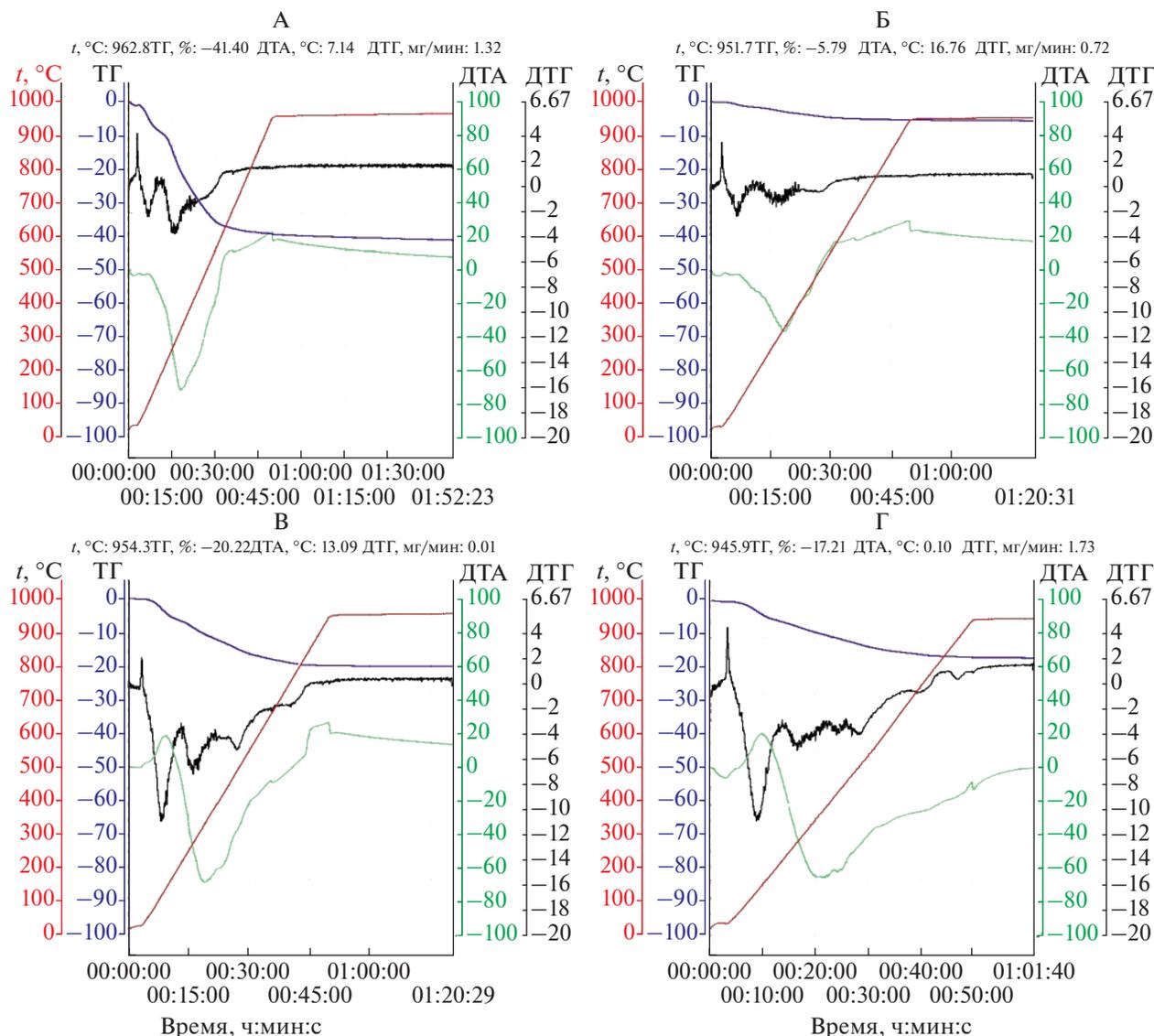


Рис. 1. Термограммы образцов серой лесной почвы (А – почва под лесом, Б – пахотная почва) и обыкновенного чернозема (В – луговая степь, Г – пашня).

ческий состав – методом пипетки с обработкой пирофосфатом натрия [10, 11]. В табл. 1 приведено содержание частиц >0.01 и <0.001 мм.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Дериватографическое определение содержания и стабильности органического вещества в почвах. По полученным термограммам (рис. 1, рис. S1) определен компонентный состав исследуемого ряда почв. Твердая фаза гумусовых горизонтов почв на 82–96% представлена минеральной частью, а 3.3–13.3% массы приходится на органическую часть (табл. 2). Доля адсорбционно-связанной воды в почвах варьировала от 1.0 до 3.4% от массы воздушно-сухих образцов. Самое узкое соотношение минеральной массы к органическому веще-

ству обнаруживалось в черноземе обыкновенном и в луговой слитизированной почве (от 5 до 8), а самое широкое – в пахотной серой лесной почве и в нижних слоях гумусового горизонта солонча степного и пойменной луговой почве (от 20 до 29). Разные соотношения между минеральной и органической частью в твердой фазе почв обусловлены, главным образом, варьированием содержания органического вещества. Если коэффициент вариации для минеральной части исследуемого ряда почв составлял 4%, то для органической части – 38%. Изменчивость минеральной части почвы была обусловлена, главным образом, содержанием физического песка ($r = 0.750$, $P = 0.001$), тогда как органической части – физической глины ($r = 0.653$, $P = 0.006$). Среди гранулометрических фракций, относящихся к физической глине, количество орга-

Таблица 2. Компонентный состав зональных и интразональных почв

№ образца	Доля компонентов, % от массы			Отношение минеральной массы к органической
	вода	минеральная часть	органическое вещество	
1	1.4	92.0	6.6	13.9
2	1.0	95.7	3.3	29.0
3	2.9	82.1	15.0	5.5
4	3.4	83.3	13.3	6.3
5	3.2	84.1	12.7	6.6
6	2.7	86.8	10.4	8.3
7	2.4	89.0	8.6	10.3
8	2.9	88.6	8.5	10.4
9	2.2	88.8	9.0	9.9
10	1.3	91.1	7.6	12.0
11	1.9	93.8	4.3	21.8
12	1.2	92.2	6.6	13.9
13	3.1	89.1	7.8	11.4
14	3.2	90.0	6.8	13.2
15	2.6	88.7	8.7	10.2
16	2.9	92.4	4.7	19.6

Примечание. Номера образцов почв см. табл. 1.

нического вещества достоверно коррелировало с процентом частиц <0.001 мм.

Регистрируемые дериватографом термические и термогравиметрические эффекты позволяют обнаружить характер и эффективность химических и физико-химических превращений в почвенном образце и вызываемые этими превращениями изменения массы образца. Суммарные потери массы почвы, возникающие при постепенном нагревании почвенного образца до 1000°C, складываются из испарения воды, сгорания органического вещества почвы и неидентифицированных потерь (табл. 3). Доля воды в термодеструкционных потерях составляла 14–30%, органического вещества – 49–83%, а неидентифицированного материала, представленного, по-видимому, карбонатами и слабосвязанными и непрочными фрагментами почвенных минералов – от 2 до 26%.

Температура десорбции и испарения воды составляла в среднем 122°C, варьируя для разных почв от 98 до 137°C. Термическая деструкция органического вещества в почвах происходила в интервале температур от 177–301 до 484–890°C. Неидентифицированные потери возникали при температуре выше 484–890°C. Чем выше была верхняя граница термодеструкции органического вещества, тем меньше вещества приходилось на неидентифицированные потери ($r = -0.924$, $P < 0.001$). В других исследованиях удаление воды из почвы наблюдалось при температуре от 25–40 до 150–220°C, термодеструкция органического вещества – от 180–200 до 550–700°C, а термическое разрушение отдельных минералов – преимущественно от 600–700 до 900–1000°C [4, 15, 16, 21, 26, 27, 31, 32, 35, 39, 44].

Минимальное количество тепловой энергии, необходимое для протекания химических и физи-

ко-химических реакций, определяется как энергия активации (E_a). Чем меньше значение E_a , тем выше скорость реакции, инициируемой повышением температуры, тем менее стабильным является вещество. Разложение сложного и гетерогенного по составу ПОВ осуществляется в несколько стадий, отличающихся по скорости, и, следовательно, энергией активации. Считается, что энергия, необходимая для всего процесса термодеструкции, контролируется самой медленной его стадией, требующей самой высокой энергии активации. Поэтому, величина энергии активации напрямую зависит как от количества компонентов, так и от прочности внутренних и внешних связей. Чем больше в почвенном образце органического вещества и меньше приходится на минеральную часть, тем выше величина энергии активации (рис. 2). С другой стороны, наличие обратной корреляции E_a с неидентифицированным веществом ($r = -0.751$, $P = 0.001$) и отсутствие достоверной связи с количеством органического вещества и воды в составе термодеструкционных потерь свидетельствует о том, что неидентифицированные потери вызваны преимущественно деструкцией некоторых почвенных минералов, и на эти процессы идут основные затраты тепловой энергии.

Судя по величинам E_a , самая высокая термостойкость свойственна органическому веществу чернозема обыкновенного и луговой слитизированной почвы, а самая низкая, в 3.3 раза меньше, чем в черноземе – органическому веществу серой лесной почвы (табл. 3). Остальные типы почв образовывали промежуточную по термостойкости группу. В образцах из поверхностного слоя гумусового горизонта независимо от типа почв затраты энергии на окисление органического вещества были в 1.1–2.9 раз больше, чем в образцах

Таблица 3. Состав термодеструкционных потерь при дериватографическом анализе разных почв

№ образца	E_a , кДж/г почвы	Органическое вещество		Вода		Неидентифицированные потери	
		1	2	1	2	1	2
1	88.7	179–495	63.4	111	13.7	>495	22.9
2	61.1	301–495	57.7	100	16.7	>495	25.6
3	236.7	274–767	78.1	120	15.4	>767	6.5
4	260.8	283–890	77.8	137	20.1	>890	2.1
5	221.6	280–781	75.9	135	18.9	>781	5.2
6	187.2	282–723	76.5	127	20	>723	3.5
7	143.8	298–788	72.1	130	20.3	>788	7.6
8	128.2	281–713	69.7	130	24	>713	6.3
9	143.1	288–745	75.7	124	18.6	>745	5.7
10	136.0	286–735	81.4	113	13.8	>735	4.8
11	46.7	292–526	54.2	127	24.8	>526	21
12	117.0	297–781	83.3	115	15.3	>781	1.4
13	104.5	284–529	60.8	130	24.4	>529	14.8
14	82.3	292–539	58.1	135	27.2	>539	14.7
15	142.3	284–681	72.7	134	21.7	>681	5.6
16	80.7	261–484	49	105	29.6	>484	21.4

Примечание. Номера образцов см. табл. 1. 1 – температура деструкции, °С; 2 – % от термодеструкционных потерь.

из нижней части. Различия по величине E_a между слоями в пределах гумусового горизонта могли быть связаны с обогащенностью органического вещества поверхностного слоя термостойкими соединениями в составе фракции твердых дискретных частиц (РОМ), образованных при разложении растительных остатков. Как было показано ранее [8], в поверхностном слое гумусового горизонта этих почв масса РОМ вместе с гранулометрической фракцией песка была в 1.2–1.4 раза больше, чем в нижнем слое. Таким образом, величина энергии активации дает общее представление о термической стабильности ПОВ.

При анализе кривых ДТГ, полученных для исследуемого ряда почв, обнаруживается несколько пиков, указывающих на разную термочувствительность органических соединений, слагающих ПОВ. Известные классы органических соединений в зависимости от химического состава, присутствия алифатических и ароматических структур и других свойств, имеют разную чувствительность к термическим воздействиям, подразделяясь на две или три группы по термостойкости. Группу легкогораемого углерода (300°С) образуют преимущественно алифатические соединения с карбоксильными группами, а трудногораемого углерода (450°С) – ароматические соединения [39]. По данным термогравиметрии в сочетании с дифференциальной сканирующей калориметрией выделены три группы: лабильные органические вещества (200–380°С), главным образом, углеводы и другие алифатические соединения; устойчивые вещества (380–475°С), представленные лигнином и полифенолами; особо прочные вещества (475–650°С) в виде поликонденсированных ароматических форм, включая черный углерод [31]. Углево-

ды, пептиды, фенолы, мономеры лигнина и другие соединения легкой фракции (<2.0 г/см³), представленной частично разложившимися остатками растений, более термолабильны, чем те же соединения тяжелой фракции (>2.2 г/см³), а наибольшую стойкость демонстрируют органические соединения, связанные почвенными минералами [38]. Выбор температурных диапазонов, в которых предполагается, что ПОВ является термически стабильным или нестабильным, весьма условен, зависит от условий эксперимента и в каждом конкретном случае должен основываться на особенностях кривых ТГ или ДТГ [44].

Следовательно, природная термостойкость органических соединений может меняться в зависимости от вида стабилизации, которой они подвергаются в почве. Можно предположить, что простое по химическому составу и структуре соединение, но стабилизированное в почве, будет более термостабильным, чем более сложное с ароматической структурой, но химически или физически незащищенное. Поэтому дериватографический анализ ПОВ дает совокупное представление и о природе, и о защищенности органического вещества. Наибольшее число пиков на ДТГ-кривой, регистрируемое в образцах пахотного чернозема, обусловлено не столько широким спектром органических веществ в составе ПОВ, сколько разнообразием механизмов стабилизации органических соединений в почве (табл. 4). В низкотемпературной области с термолабильным органическим веществом в 15 из 16 образцов появлялся только один пик, тогда как в высокотемпературной области со стабильным органическим веществом в 7 образцах было по два пика, в 7 образцах по три пика, а в одном даже четыре пика. От 32 до 60% органическо-

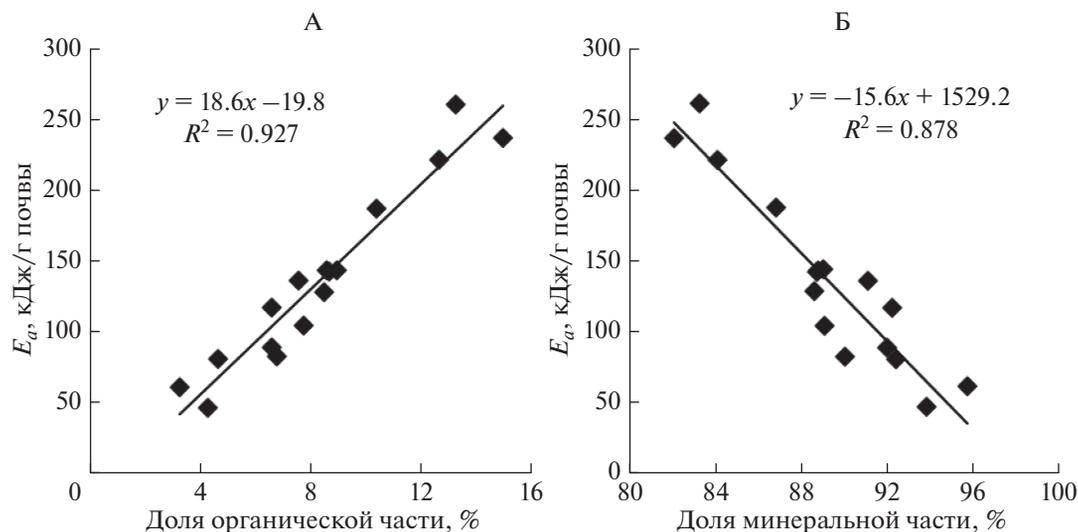


Рис. 2. Зависимость величины энергии активации (E_a) от соотношения органической (А) и минеральной (Б) частей в образцах исследуемых почв.

го вещества в исследованном ряду почв может быть отнесено к термолабильному пулу, а от 40 до 68% — к термостабильному соответственно. Только в образце нижнего слоя гумусового горизонта лугово-болотной почвы термолабильный пул ПОВ был больше термостабильного, в двух образцах размеры пулов были примерно одинаковыми, а в остальных, особенно в черноземе, луговой слитизированной и каштановой солонцеватой почвах, в ПОВ доминировали термостабильные компоненты. В среднем для разных типов почв в термолабильном и термостабильном пулах содержалось 41 и 59% ПОВ. Можно заметить, что величины термолабильного пула органического вещества в серой лесной почве Тульской области (40–52%) оказались немногим выше размеров лабильного пула в серой лесной почве Московской области (32–42%), полученных с помощью изотопа ^{13}C [3]. Можно допустить, что термической деструкции подвергается больше органического вещества, чем реально способного к обороту.

Еще одной примечательной особенностью является широкая вариабельность отношений от 1.83 до 6.58 между массой органического вещества, полученной дериватографическим методом и содержанием $\text{C}_{\text{орг}}$, измеренным сухим сжиганием, хотя между этими показателями существовала достоверная корреляция ($r = 0.836$, $P < 0.001$). Поэтому использование общих для всех случаев коэффициентов пересчета $\text{C}_{\text{орг}}$ в органическое вещество или в гумус не правомочно.

Биологическая стабильность органического вещества в разных почвах. Биологическая стабильность ПОВ определяется как устойчивость к разложению и минерализации микроорганизмами вследствие химической, физической и биологической стабилизации, поступающих в почву органических соединений. Органическое вещество в

почве приобретает защищенность и стабильность в результате формирования гуминовых веществ и органо-минеральных комплексов, образования физических барьеров и пространственной недостижимости при агрегации, исходной (приобретенной) прочности органических соединений, дезактивации ферментов, наличия дискомфортной экологической среды для микроорганизмов [9, 25, 41, 45, 46]. Доступное и потенциально-минерализуемое микроорганизмами органическое вещество считается биологически активным, а устойчивое и слабообразуемое — биологически стабильным [7]. Биологическая стабильность ПОВ количественно иллюстрируется тремя показателями: процентом активного органического вещества в общем его содержании, константой скорости минерализации и индексом биологической стабильности [6].

В гумусовом горизонте необрабатываемых зональных почв (серая лесная, чернозем обыкновенный, лугово-каштановая, каштановая солонцеватая) содержалось 92–131 мг/100 г углерода активного органического вещества (табл. 5). Для пахотных аналогов серой лесной почвы и обыкновенного чернозема характерно существенное обеднение гумусового горизонта активным органическим веществом. В интразональных почвах в поверхностном слое (от 0–2 до 0–8 см) гумусового горизонта содержалось в 1.4–4.9 раза больше активного органического вещества (108–212 мг/100 г), чем в смежных слоях на глубине до 15–30 см от дневной поверхности (23–119 мг/100 г). Как следует из этих данных, только от 1.9 до 7.5% от $\text{C}_{\text{орг}}$ было биологически активным (табл. 5). Органическое вещество нижних слоев гумусовых горизонтов интразональных почв обладало меньшей минерализационной способностью, чем поверхностных слоев (2.2–5.1 и 4.0–7.5% от $\text{C}_{\text{орг}}$ соответственно), а пахотных серой лесной почвы и чер-

Таблица 4. Соотношение термолабильного и термостабильного пулов в составе органического вещества разных почв

№ образца	Соотношение массы органического вещества к $C_{орг}$	Доля пулов, % от ПОВ	
		термолабильный <390–400°C	термостабильный >390–400°C
1	2.88	40 (2)	60 (2)
2	1.83	52 (1)	48 (2)
3	3.18	34 (1)	66 (3)
4	3.73	33 (1)	67 (4)
5	3.06	36 (1)	64 (3)
6	3.53	42 (1)	58 (3)
7	4.42	35 (1)	65 (3)
8	4.81	40 (1)	60 (3)
9	3.36	37 (1)	63 (3)
10	2.70	32 (1)	68 (2)
11	4.13	51 (1)	49 (1)
12	2.78	34 (1)	66 (2)
13	2.73	48 (1)	52 (2)
14	6.58	60 (1)	40 (2)
15	3.08	38 (1)	62 (3)
16	2.01	45 (1)	55 (2)
Минимум	1.83	32 (1)	40 (1)
Максимум	6.58	60 (2)	68 (4)
Среднее \pm стандартное отклонение	3.42 \pm 1.16	41 \pm 8	59 \pm 8

Примечание. Номера образцов почв см. табл. 1. В скобках – количество пиков на термогравиметрической кривой.

нозема, чем необрабатываемых аналогов (1.9–3.2 и 2.7–4.2% от $C_{орг}$ соответственно).

Константы скорости минерализации органического вещества в верхнем горизонте зональных и интразональных почв были одного и того же порядка (0.013–0.043 сут⁻¹) и практически не зависели ни от свойств почв, ни от изменения землепользования. Это свидетельствует о том, что потенциально-минерализуемый пул органического вещества в зональных и интразональных почвах представлен примерно одним и тем же набором органических веществ, а некоторые различия между почвами по минерализуемости органического вещества обусловлены внешними и внутренними факторами, контролирующими доступность органических компонентов почвенным микроорганизмам и прочность стабилизации трансформируемых остатков биоты.

Определены индексы биологической стабильности (ИБС) почвенного органического вещества, которые показывают, во сколько раз количество устойчивого к минерализации углерода больше потенциально-минерализуемого. Значения ИБС уменьшались в следующем ряду почв: чернозем обыкновенный > луговая слитизированная = лугово-болотная > серая лесная = лугово-каштановая > луговой солонец > каштановая солонцеватая = солонец степной = пойменная луговая. Можно предположить, что повышенная биологическая стабильность органического вещества, например, в лугово-болотной почве обу-

словлена слабым нарастанием микробной биомассы в силу неблагоприятных для микроорганизмов условий питания и жизнедеятельности, а в черноземах – быстрой и полной стабилизацией микробной биомассы и продуктов разложения. Таким образом, определение потенциально-минерализуемого органического вещества путем длительного инкубирования почвенных образцов с количественным измерением выделяющегося $C-CO_2$ является наиболее достоверным способом оценки биологической стабильности ПОВ. Несмотря на большие запасы органического вещества в почвах только небольшая его часть доступна для микроорганизмов и может быть минерализована за теплое время года.

Сравнение термической и биологической стабильности ПОВ. Допускается, что компоненты ПОВ, разрушаемые при относительно низких температурах сгорания, являются более доступными для микроорганизмов и пригодными для использования в качестве источника энергии и питания по сравнению с органическими веществами, которые разлагаются при более высоких температурах [2, 12, 34, 40]. Наибольшее соответствие термической стабильности органического вещества его биоразлагаемости проявляется в низкотемпературной зоне <350°C [34]. Термогравиметрически измеренные потери массы почв при температуре до 260°C положительно коррелировали с выделением CO_2 при инкубации почвенных образцов [40]. Однако по уточненным данным

Таблица 5. Оценка стабильности органического вещества разных почв по биокинетическим параметрам

№ образца	Биологически активное органическое вещество			ИБС
	мг/100 г	% от $C_{орг}$	k , сут ⁻¹	
1	96 ± 0	4.2	0.031 ± 0.000	23
2	59 ± 2	3.2	0.034 ± 0.000	29
3	129 ± 1	2.7	0.031 ± 0.001	35
4	67 ± 0	1.9	0.043 ± 0.002	52
5	179 ± 4	4.3	0.020 ± 0.002	22
6	75 ± 1	2.5	0.039 ± 0.001	38
7	108 ± 2	5.5	0.020 ± 0.000	17
8	61 ± 3	3.4	0.017 ± 0.001	27
9	92 ± 1	3.4	0.023 ± 0.001	28
10	212 ± 4	7.5	0.022 ± 0.001	12
11	44 ± 1	4.2	0,020 ± 0.001	23
12	131 ± 3	5.5	0.013 ± 0.001	17
13	114 ± 2	4.0	0.027 ± 0.001	24
14	23 ± 1	2.2	0.039 ± 0.000	45
15	168 ± 1	6.0	0.023 ± 0.000	16
16	119 ± 1	5.1	0.023 ± 0.001	19

существуют разные взаимосвязи между термической и биологической стабильностью ПОВ для образцов с низким и высоким содержанием $C_{орг}$ в почве, что обусловлено развитием разных механизмов стабилизации органического вещества [33]. В других исследованиях показано, что количество стorerшего органического вещества мало зависело от повышения температуры в интервале 200–400°C и не было сопоставимо ни с лабильными (POM), ни со стабильными фракциями (Mineral Associated Organic Matter) ПОВ [37]. В трех фракциях ПОВ с температурой деструкции в интервалах 190–310, 310–390 и 390–480°C среднее время существования (MRT) углерода было почти одинаковым (11.6, 12.2 и 15.4 года соответственно) и лишь в пуле ПОВ, разлагаемом при температуре 480–1000°C, составляло 163 года [21]. Следовательно, ПОВ может быть подразделяться на термолабильный и термостабильный пулы, но термическая лабильность и биоразлагаемость ПОВ мало связаны друг с другом. Показано также, что фракция ПОВ, устойчивая к термическому окислению при 300°C, содержала значительное количество “молодого” углерода, поступившего в почву из кукурузы, а термическое окисление при повышении температуры от 200 до 500°C было не пригодным для выделения фракций ПОВ, связанных с минералами [23].

В нашем исследовании не найдено достоверной корреляции энергии активации (E_a) соответственно с содержанием потенциально-минерализуемого органического вещества (C_0), процентом C_0 от $C_{орг}$, константой скорости минерализации, индексом биологической стабильности. Парадоксальным образом доля термостабильного пула положительно коррелировала с содержанием потенциально-минерализуемого органического вещества, тогда как связь с другими параметрами био-

логически активного пула, в том числе с ИБС, была недостоверной. Следовательно, тепловая энергия не идентична энергии ферментативных реакций в почве, а термическое окисление органического вещества – биологическому окислению, катализируемому ферментами. Термический и биокинетический способы анализа дают разные и не связанные между собой характеристики качества ПОВ и доминирующих механизмов его стабильности. Термолабильное органическое вещество включает в себя, по-видимому, компоненты активного и медленного пулов ПОВ, а термоустойчивое органическое вещество – медленного и пассивного пулов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Стабильность ПОВ является функцией физико-химических свойств почвы, биологической активности почвенных сообществ, факторов внешней среды и является одним из главных свойств ПОВ, обеспечивающих его длительную сохранность. Разные пути и механизмы стабилизации–дестабилизации органического вещества в почве придают ПОВ физическую, химическую и биологическую стабильность, оцениваемую соответствующими способами фракционирования.

Термические и термогравиметрические эффекты, происходящие при постепенном нагревании почвенного образца до 1000°C, дают представление о термической (термоокислительной) стабильности ПОВ и качественном составе слагающих его компонентов. По величине энергии активации, показывающей минимальное количество тепловой энергии, необходимой для протекания химических и физико-химических реакций, самая высокая термостойкость свойственна органическому веществу чернозема обыкновенного и луговой слитизированной почвы, а самая низкая – органическому ве-

шеству серой лесной почвы. Остальные типы почв образовывали промежуточную по термостойкости группу.

ПОВ, подверженное термодеструкции в низкотемпературной области (<390–400°C) относится к термолабильному, а окисляемое в высокотемпературной области (>390–400°C) – к термостабильному. В среднем для разных типов почв в термолабильном и в термостабильном пулах содержалось 41 и 59% органического вещества. На дифференциально-термогравиметрических кривых исследуемых почв обнаруживалось от двух до пяти пиков, что свидетельствует о гетерогенности ПОВ и разнообразии механизмов формирования термопрочности.

Интенсивность продуцирования C–CO₂ является количественной и качественной характеристикой минерализационной способности ПОВ, а отношение устойчивого к минерализации органического вещества к потенциально-минерализуемому – мерой его биологической стабильности. Биологическая стабильность органического вещества уменьшалась в следующем ряду почв: чернозем обыкновенный > луговая слитизированная > серая лесная > луговой солонец > пойменная луговая. Обеднение пахотных почв активным органическим веществом сопровождается увеличением доли стабильного, биологически консервативного органического вещества.

Термолабильность ПОВ не идентична его способности к биоразложению, а термический и биокинетический способы анализа дают разные и не связанные между собой характеристики качества ПОВ и доминирующих механизмов его стабильности.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Исследование выполнено в рамках темы государственного задания (№ 0191-2019-0045) при частичной поддержке Российского научного фонда (проект № 17-14-01120п).

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

ДОПОЛНИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Рис. S1. Термограммы образцов луговой слитизированной почвы, лугового солонца, лугово-каштановой почвы, солонца степного, каштановой солонцеватой почвы, лугово-болотной почвы, пойменной луговой почвы.

Рис. S2. Динамика кумулятивного выделения C–CO₂ из образцов луговой слитизированной почвы, лугового солонца, лугово-каштановой почвы, солонца степного, каштановой солонцеватой почвы, лугово-болотной почвы, пойменной луговой почвы в течение длительной инкубации.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Белопухов С.Л., Шнее Т.В., Дмитриевская И.И., Маслова М.Д., Гришина Е.А., Калабашкина Е.В. Методические указания по проведению испытаний биологических образцов методом термического анализа. М.: Изд-во РГАУ-МСХА им. К.А. Тимирязева, 2014. 87 с.
2. Болатов А.А., Черников В.А., Лукин С.М. Дериватографический метод изучения гумусового состояния дерново-подзолистых супесчаных почв // Агротехнический вестник. 2010. № 3. С. 38–40.
3. Ларионова А.А., Золотарева Б.Н., Евдокимов И.В., Быховец С.С., Кузяков Я.В., Бюггер Ф. Идентификация лабильного и устойчивого пулов органического вещества в агросерой почве // Почвоведение. 2011. № 6. С. 685–698.
4. Макарова И.А., Лохова Н.А. Физико-химические методы исследования строительных материалов. Братск: Изд-во БрГУ, 2011. 139 с.
5. Семенов В.М., Козут Б.М. Почвенное органическое вещество. М.: ГЕОС, 2015. 233 с.
6. Семенов В.М., Козут 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>
7. Семенов В.М., Кравченко И.К., Иванникова Л.А., Кузнецова Т.В., Семенова Н.А., Гисперт М., Пардини Дж. Экспериментальное определение активного органического вещества в некоторых почвах природных и сельскохозяйственных экосистем // Почвоведение. 2006. № 3. С. 282–292.
8. 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>
9. Семенов В.М., Тулина А.С., Семенова Н.А., Иванникова Л.А. Гумификационные и негумификационные пути стабилизации органического вещества в почве (обзор) // Почвоведение. 2013. № 4. С. 393–407.
10. Теории и методы физики почв. Коллективная монография / Под ред. Е.В. Шеина и Л.О. Карпачевского. М.: Гриф и К, 2007. 616 с.
11. Теория и практика химического анализа почв / Под ред. Л.А. Воробьевой. М.: ГЕОС, 2006. 400 с.
12. Ускова Н.В., Черников В.А., Белопухов С.Л. Агроэкологическая оценка влияния длительного применения удобрений на гумусовое состояние дерново-подзолистой почвы // Известия ТСХА. 2018. Вып. 2. С. 18–33. <https://doi.org/10.26897/0021-342X-2018-2-18-33>
13. Холодов В.А., Фарходов Ю.Р., Жеребкер А.Я., Ярославцева Н.В. Оценка возможности применения аналитического двухстадийного пиролиза с хромато-масс-спектрометрией для изучения гуминовых веществ *in situ* // Бюл. Почв. ин-та им. В.В. Докучаева. 2018. Вып. 94. С. 3–18. <https://doi.org/10.19047/0136-1694-2018-94-3-18>
14. Чуков С.Н., Лодыгин Е.Д., Абакумов Е.В. Использование ¹³C ЯМР-спектроскопии в исследовании органического вещества почв (обзор) // Почвоведение.

- ние. 2018. № 8. С. 952–964.
<https://doi.org/10.1134/S0032180X18080026>
15. Шапченкова О.А., Анискина А.А., Лоскутов С.Р. Термический анализ органического вещества мерзлотных почв (Среднесибирское плоскогорье) // Почвоведение. 2011. № 4. С. 439–446.
 16. Шапченкова О.А., Краснощеклов Ю.Н., Лоскутов С.Р. Использование методов термического анализа для оценки органического вещества почв, пройденных пожарами // Почвоведение. 2011. № 6. С. 738–747.
 17. Boguta P., Sokołowska Z., Skic K. Use of thermal analysis coupled with differential scanning calorimetry, quadrupole mass spectrometry and infrared spectroscopy (TG-DSC-QMS-FTIR) to monitor chemical properties and thermal stability of fulvic and humic acids // PLoS One. 2017. V. 12. P. e0189653.
<https://doi.org/10.1371/journal.pone.0189653>
 18. Cotrufo M.F., Soong J.L., Horton A.J., Campbell E.E., Haddix M.L., Wall D.H., Parton W.J. Formation of soil organic matter via biochemical and physical pathways of litter mass loss // Nature Geosci. 2015. V. 8. P. 776–779.
<https://doi.org/10.1038/NNGEO2520>
 19. Cotrufo M.F., Wallenstein M.D., Boot C.M., Denef K., Paul E. The Microbial Efficiency-Matrix Stabilization (MEMS) framework integrates plant litter decomposition with soil organic matter stabilization: do labile plant in-puts form stable soil organic matter? // Global Change Biol. 2013. V. 19(4). P. 988–995.
<https://doi.org/10.1111/gcb.12113>
 20. Derenne S., Largeau C. A review of some important families of refractory macromolecules: composition, origin, and fate in soil and sediments // Soil Sci. 2001. V. 166(11). P. 833–847.
<https://doi.org/10.1097/00010694-200111000-00008>
 21. Dorodnikov M., Fangmeier A., Kuzyakov Y. Thermal stability of soil organic matter pools and their $\delta^{13}\text{C}$ values after C_3 – C_4 vegetation change // Soil Biol. Biochem. 2007. V. 39(5). P. 1173–1180.
<https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2006.12.025>
 22. Guo F., Wu F., Mu Y., Hu Y., Zhao X., Meng W., Giesy J.P., Lin Y. Characterization of organic matter of plants from lakes by thermal analysis in a N_2 atmosphere // Scientific Rep. 2016. V. 6(22877).
<https://doi.org/10.1038/srep22877>
 23. Helfrich M., Flessa H., Dreves A., Ludwig B. Is thermal oxidation at different temperatures suitable to isolate soil organic carbon fractions with different turnover? // J. Plant Nutr. Soil Sci. 2010. V. 173(1). P. 61–66.
<https://doi.org/10.1002/jpln.200700280>
 24. Kögel-Knabner I. The macromolecular organic composition of plant and microbial residues as inputs to soil organic matter // Soil Biol. Biochem. 2002. V. 34(2). P. 139–162.
[https://doi.org/10.1016/S0038-0717\(01\)00158-4](https://doi.org/10.1016/S0038-0717(01)00158-4)
 25. Kögel-Knabner I., Ekschmitt K., Flessa H., Guggenberger G., Matzner E., Marschner B., von Lützow M. An integrative approach of organic matter stabilization in temperate soils: Linking chemistry, physics, and biology // J. Plant Nutr. Soil Sci. 2008. V. 171(1). P. 5–13.
<https://doi.org/10.1002/jpln.200700215>
 26. Kucerik J., Demyan M.S., Siewert C. Practical application of thermogravimetry in soil science. Part 4. Relationship between clay, organic carbon and organic matter contents // J. Thermal Analysis and Calorimetry. 2016. V. 123. P. 2441–2450.
<https://doi.org/10.1007/s10973-015-5141-8>
 27. Kučerik J., Tokarski D., Demyan M.S., Merbach I., Siewert C. Linking soil organic matter thermal stability with contents of clay, bound water, organic carbon and nitrogen // Geoderma. 2018. V. 316. P. 38–46.
<https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2017.12.001>
 28. Leinweber P., Jandl G., Baum C., Eckhardt K-U., Kandeler E. Stability and composition of soil organic matter control respiration and soil enzyme activities // Soil Biol. Biochem. 2008. V. 40(6). P. 1496–1505.
<https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2008.01.003>
 29. Lichtfouse E., Chenu C., Baudin F., Leblond C., da Silva M., Béhar F., Derenne S., Largeau C., Wehrung P., Albrecht P. A novel pathway of soil organic matter formation by selective preservation of resistant straight-chain biopolymers: chemical and isotope evidence // Org. Geochem. 1998. V. 28(6). P. 411–415.
[https://doi.org/10.1016/S0146-6380\(98\)00005-9](https://doi.org/10.1016/S0146-6380(98)00005-9)
 30. Marschner B., Brodowski S., Dreves A., Gleixner G., Gude A., Grootes P.M., Hamer U., Heim A., Jandl G., Ji R., Kaiser K., Kalbitz K., Kramer C., Leinweber P., Rettemeyer J., Schäffer A., Schmidt M.W.I., Schwark L., Wiesenberg G.L.B. How relevant is recalcitrance for the stabilization of organic matter in soils? // J. Plant Nutr. Soil Sci. 2008. V. 171. P. 91–110.
<https://doi.org/10.1002/jpln.200700049>
 31. Merino A., Ferreira A., Salgado J., Fontúrbel M.T., Barros N., Fernández C., Vega J.A. Use of thermal analysis and solid-state ^{13}C CP-MAS NMR spectroscopy to diagnose organic matter quality in relation to burn severity in Atlantic soils // Geoderma. 2014. V. 226–227. P. 376–386.
<https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2014.03.009>
 32. Oudghiri F., Allali N., Quiroga J.M., Rodriguez-Barroso M.R. TG-FTIR analysis on pyrolysis and combustion of marine sediment // Infrared Phys. Technol. 2016. V. 78. P. 268–274.
<https://doi.org/10.1016/j.infrared.2016.08.015>
 33. Peltre C., Fernández J.M., Craine J.M., Plante A.F. Relationships between Biological and Thermal Indices of Soil Organic Matter Stability Differ with Soil Organic Carbon Level // Soil Sci. Soc. Am. J. 2013. V. 77(6). P. 2020–2028.
<https://doi.org/10.2136/sssaj2013.02.0081>
 34. Plante A.F., Fernández J.M., Leifeld J. Application of thermal analysis techniques in soil science // Geoderma. 2009. V. 153(1–2). P. 1–10.
<https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2009.08.016>
 35. Plante A.F., Fernández J.M., Haddix M.L., Steinweg J.M., Conant R.C. Biological, chemical and thermal indices of soil organic matter stability in four grassland soils // Soil Biol. Biochem. 2011. V. 43(5). P. 1051–1058.
<https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2011.01.024>
 36. Sanderman J., Grandy A.S. Ramped thermal analysis for isolating biologically meaningful soil organic matter fractions with distinct residence times // Soil. 2020. V. 6. P. 131–144.
<https://doi.org/https://doi.org/10.5194/soil-6-131-2020>
 37. Schiedung M., Don A., Wordell-Dietrich P., Alcántara V., Kuner P., Guggenberger G. Thermal oxidation does not fractionate soil organic carbon with differing biological stabilities // J. Plant Nutr. Soil Sci. 2017. V. 180(1). P. 18–26.

38. *Schulten H.R., Leinweber P.* Thermal stability and composition of mineral-bound organic matter in density fractions of soil // *Eur. J. Soil Sci.* 1999. V. 50(2). P. 237–248.
<https://doi.org/10.1046/j.1365-2389.1999.00241.x>
39. *Siewert C.* Investigation of the thermal and biological stability of soil organic matter. Berlin: Institute of ecology soil science department, 2001. 127 p.
40. *Siewert C., Demyan M.S., Kučerík J.* Interrelations between soil respiration and its thermal stability // *J. Thermal Analysis Calorimetry.* 2012. V. 110(1). P. 413–419.
<https://doi.org/10.1007/s10973-011-2099-z>
41. *Sollins P., Homann P., Caldwell B.A.* Stabilization and destabilization of soil organic matter: mechanisms and controls // *Geoderma.* 1996. V. 74. P. 65–105.
[https://doi.org/10.1016/S0016-7061\(96\)00036-5](https://doi.org/10.1016/S0016-7061(96)00036-5)
42. *Tokarski D., Kučerík J., Kalbitz K., Demyan M.S., Merbach I., Barkusky D., Ruehlmann J., Siewert C.* Contribution of organic amendments to soil organic matter detected by thermogravimetry // *J. Plant Nutr. Soil Sci.* 2018. V. 181(5). P. 664–674.
<https://doi.org/10.1002/jpln.201700537>
43. *Tokarski D., Wiesmeier M., Weissmannová H.D., Kalbitz K., Demyan M.S., Kučerík J., Siewert C.* Linking thermogravimetric data with soil organic carbon fractions // *Geoderma.* 2020. V. 362. P. 114–124.
<https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2019.114124>
44. *Volkov D.S., Rogova O.B., Proskurnin M.A., Farkhodov Y.R., Mar-keeva L.B.* Thermal stability of organic matter of typical chernozems under different land uses // *Soil Till. Res.* 2020. V. 197(104500).
<https://doi.org/10.36291/HIT.2019.volkov.050>
45. *von Lütow M., Kögel-Knabner I., Ekschmitt K., Flessa H., Guggenberger G., Matzner E., Marschner B.* SOM fractionation methods: Relevance to functional pools and to stabilization mechanisms // *Soil Biol. Biochem.* 2007. V. 39. P. 2183–2207.
<https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2007.03.007>
46. *von Lütow M., Kögel-Knabner I., Ekschmitt K., Matzner E., Guggenberger G., Marschner B., Flessa H.* Stabilization of organic matter in temperate soils: Mechanisms and their relevance under different soil conditions – a review // *Eur. J. Soil Sci.* 2006. V. 57. P. 426–445.
<https://doi.org/10.1111/j.1365-2389.2006.00809.x>

Study of Soil Organic Matter Stability by the Methods of Derivatography and Long-Term Incubation

D. A. Sokolov¹, I. I. Dmitrevskaya², N. B. Pautova¹, T. N. Lebedeva¹,
V. A. Chernikov², and V. M. Semenov^{1,*}

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

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

*e-mail: v.m.semenov@mail.ru

Soil organic matter (SOM) includes many classes of labile compounds that are available for microbial decomposition or, conversely, are protected from biodegradation due to biological, chemical, and physical stabilization. It is believed that the more thermal energy is spent on the destruction of SOM, the more stable and more resistant it is for biodegradation. We compared the thermostability and biological stability of organic matter in ten soils located in the broadleaved forest, forest-steppe, steppe, and semi-desert soil-climatic areas of the European part of Russia. If compared by the energy activation value (E_a), the highest thermal stability of organic matter is typical of the ordinary chernozem and meadow vertic soil, while the lowest thermal stability is typical of the gray forest soil; other soil types occupy an intermediate position in terms of their tolerance towards heat oxidation. The thermally labile pool (<390–400°C) of organic matter in soils averages 41% (32–60%) of the total SOM, and the thermally stable pool (>390–400°C) averages 59% (40–68%). The biological stability of SOM estimated by the ratio of the potentially mineralizable organic matter to the persistent for mineralization pool (the biological stability index) decreases in the following sequence: ordinary chernozem (Haplic Chernozems (Loamic, Pachic)) > meadow vertic soil (Pellic Vertisols (Gleyic, Humic)) > gray forest (Luvic Greyzemic Phaeozems (Loamic)) = meadow chestnut (Gleyic Kastanozems (Chromic)) > meadow solonetz (Endosalic Gleyic Solonetz (Loamic, Cutanic)) > alluvial meadow (Eutric Fluvisols (Humic, Oxyaquic)). The size of the potentially mineralizable SOM pool in the studied soils is 6–27 times smaller than the size of thermally labile SOM pool. The parameters that characterize the thermal stability of SOM do not correlate with the biological stability index. Thus, the thermolability of SOM is not identical to its biodegradability.

Keywords: carbon, soil organic matter, thermographic analysis, biokinetic method, activation energy, pools

УДК 631.445.12

БИОХИМИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ ФОРМИРОВАНИЯ СОСТАВА БОЛОТНЫХ ВОД И МИГРАЦИЯ ВЕЩЕСТВ В СИСТЕМЕ ГЕОХИМИЧЕСКИ СОПРЯЖЕННЫХ ЛАНДШАФТОВ ОЛИГОТРОФНЫХ БОЛОТ

© 2021 г. Л. И. Инишева^{а, *}, Н. В. Юдина^б, А. В. Головченко^с, А. В. Савельева^б^аТомский государственный педагогический университет, ул. Киевская, 60, Томск, 634061 Россия^бИнститут химии нефти СО РАН, пр-т Академический, 4, Томск, 634021 Россия^сМГУ им. М.В. Ломоносова, Ленинские горы, 1, Москва, 119991 Россия

*e-mail: inisheva@mail.ru

Поступила в редакцию 08.04.2020 г.

После доработки 03.07.2020 г.

Принята к публикации 27.10.2020 г.

Болотные экосистемы на территории Западной Сибири играют средообразующую роль и обеспечивают экологическое равновесие в биосфере. Целью исследований было изучение химических и биологических процессов болотного почвообразования, его влияния на формирование состава болотных вод и их миграцию в поверхностные воды. Исследования проводили в южно-таежной зоне Западной Сибири на малом водосборе болотной р. Ключ на ландшафтном профиле (катене) в пределах сопряженных ландшафтов олиготрофных болот. В автономной, транзитной и аккумулятивной позициях ландшафтного профиля изучали химические и микробиологические свойства торфов, определяли их влияние на формирование химического состава болотных вод в каждой позиции катены. Получено, что преимущественное развитие определенных растительных ассоциаций (сфагновых мхов фускум, магелланикум, а также пушицы и осоки) обуславливает накопление органических веществ, существенно различающихся по химическому составу. По торфяному профилю выявлена биохимическая активность до подстилающей породы, которая существенно влияет на формирование химического состава болотных вод. Эти процессы образуют индивидуальные химические свойства болотных вод в каждой позиции ландшафтного профиля. Определены факторы формирования миграционного потока и вынос химических соединений с ландшафтного профиля. За период вегетации вынос макроэлементов со стоком составил Ca^{2+} до 4843 кг/км², $\text{Fe}_{\text{общ}}$ до 51.7 и SO_4^{2-} до 1419.0 кг/км²; микроэлементов: Pb до 2.253×10^{-3} кг/км², Cu до 10.037×10^{-3} , Mn до 317.29×10^{-3} , Zn до 41.191×10^{-3} , Ni до 8.151×10^{-3} , Ti до 29.651×10^{-3} кг/км². Вынос органических соединений в пересчете на углерод достигал 583.2 кг/км². Доказано влияние стока болотных вод (особенно органического компонента) на состав вод р. Ключ. Полученные результаты по химическому составу болотных вод в системе сопряженных ландшафтов олиготрофных болот и их миграция с заболоченного водосбора могут быть использованы при составлении прогноза геохимической ситуации в поверхностных водах заболоченных территорий.

Ключевые слова: болотные экосистемы, миграция органического вещества, вынос макроэлементов

DOI: 10.31857/S0032180X21040080

ВВЕДЕНИЕ

Большой вклад в заболоченность вносит азиатская часть страны – 84%, на европейскую территорию России приходится только 16%. Это соотношение сохраняется как для болот (85 и 15%), так и для заболоченных (мелкоотторфованных) земель (84 и 16%). Для большинства регионов страны характерно преобладание заболоченных земель над болотами. Исключение – север европейской территории России, Дальний Восток и

Западная Сибирь, чей вклад в площадь заболоченных мелкоотторфованных земель составляет 18% при 42% для болот [3]. Поэтому болотные экосистемы на территории Западной Сибири, занимая до 80% в отдельных частях ее территории, играют средообразующую роль и обеспечивают экологическое равновесие. Торф в болотах является одним из начальных звеньев в цепи превращения органического вещества (ОВ) в биосфере. Вернадский [2] впервые показал масштабность ОВ как гидрохимического фактора особой важ-

ности. В болотах Западной Сибири содержится более 1000 км³ болотной воды или 15 годовых стоков Иртыша и Оби. Поэтому изучение свойств болот, формирующихся под их влиянием болотных вод, активность миграционных процессов, характерных для малых заболоченных бассейнов, представляет интерес для составления прогноза геохимической ситуации в поверхностных водах Западной Сибири [23, 24, 26–28].

Цель работы – изучить активность химических и микробиологических процессов, протекающих в торфяном профиле, и их влияние на формирование состава болотных вод, а также определить условия миграция и вынос веществ с заболоченного водосбора в реки.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Стационар “Васюгань” расположен в междуречье рек Бакчар–Икса, представляет северо-восточные отроги Васюганского болота. Согласно районированию болот [13], исследуемая территория входит в состав западносибирской таежной болотной области бореально-атлантических выпуклых олиготрофных моховых болот активного заболочивания и интенсивного торфонакопления и относится к южно-таежной провинции западносибирских олиготрофных сосново-кустарничково-сфагновых и грядово-мочажинных мезотрофных и эвтрофных сосново-березово-осоково-гипновых и осоково-гипновых болот.

Исследования проводили в пределах малого заболоченного водосбора р. Ключ на геохимически сопряженных ландшафтах олиготрофных болот. Истоки реки расположены на периферии верхового болотного массива. Длина без русловых склонов по линиям стекания от р. Ключ до истоков водораздела достигает 2.5–6.0 км, площадь водосбора 58 км². На территории массива верхового болота параллельно линиям стекания был заложен ландшафтный профиль, протяженностью 800 м, который закреплен реперами и обоснован в плановом отношении, выполнена нивелировка поверхности. В геологическом развитии болотный массив образовался при зарастании мелководного озера.

Ландшафтный профиль представляет часть склона водораздельного массива, по которому осуществляется сброс избыточных поверхностных и болотных вод, начиная с автономной позиции (биогеоценоз (БГЦ) – осоковая топь). Далее следует транзитная позиция ландшафтного профиля (БГЦ – сосново-кустарничково-сфагновый с низкой сосной), по которой воды мигрируют в аккумулятивную позицию (БГЦ – сосново-кустарничково-сфагновый с высокой сосной), выполняющую роль геохимического барьера. На первых двух позициях мощность торфяного профиля достигает 3 м, в аккумулятивной – 1 м. Под-

стилающие породы – глины с содержанием раковин пресноводных моллюсков.

Верхний слой (1 м) торфяного профиля автономной позиции сложен верховым фускум и сфагновым мочажинным торфами. Затем следует 0.4-метровый слой переходного торфа; в основании профиля находится 1.6-метровый пласт низинного торфа: осокового, травяного и папоротникового. В торфяном профиле транзитной позиции с поверхностью залегают фускум и магелланикум торф мощностью 1.5 м; далее располагается слой торфа переходного типа мощностью 0.4 м, который сменяется слоем осокового низинного торфа; в основании лежит слой папоротникового торфа. Верхний слой торфяного профиля аккумулятивной позиции представлен сосново-пушицевым торфом мощностью 30 см, затем идут переходные виды торфов (древесно-сфагновый и древесно-травяной). В основании профиля лежит слой низинного осокового торфа. Подробное описание пунктов исследования и их физико-химические характеристики приведены в работе Инишевой с соавт. [9].

На ландшафтном профиле р. Ключ проводили наблюдения за стоком на оборудованном гидрометрическом посту, изучали уровень болотных вод (УБВ) каждую декаду месяца [15]. Групповой химический состав ОВ торфов определяли по методу Инсторфа [20], болотных и речных вод – из сухих осадков, трижды обрабатывая их 0.1 н. раствором NaOH при температуре 80°C с последующим выделением гуминовых (ГК) и фульвокислот (ФК).

Регистрацию ИК-спектров ФК проводили на ИК-фурье спектрометре Nicolet 5700 с Raman модулем (корпорация Thermo Electron, США) в таблетках с KBr при соотношении 1 : 300 соответственно в области длин волн от 400 до 4000 см⁻¹ с компенсацией сигналов адсорбированной воды. Обработку спектров и определение оптической плотности вели с помощью программного обеспечения Omnic 7.2 Thermo Nicolet Corporation. Для количественной оценки интенсивности полос поглощения применяли метод базовых линий и относительных оптических плотностей [11]. Содержание железа в ГК определяли методом рентгенофлуоресцентного анализа.

Микробную биомассу определяли методом прямого счета с использованием люминесцентной микроскопии. При количественном учете клеток бактерий и актиномицетного мицелия препараты окрашивали водным раствором акридина оранжевого, для окраски мицелия и спор грибов применяли калькофлуор белый. Использовали формулы для расчета биомассы [4, 14].

Болотную воду на анализ отбирали в колодцах каждой позиции ландшафтного профиля, а также в р. Ключ при выходе с болота и при впадении в

р. Бакчар. Макрокомпоненты в водах анализировали по общепринятым методикам [21], гуминовые и фульвокислоты – по [20].

Все лабораторные исследования проводили в Испытательной лаборатории (№ РОСС RU.0001.516054). Статистическую обработку результатов анализа осуществляли в пакете Microsoft Office.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Рассмотрим общетехническую характеристику и химический состав ОВ торфов, слагающих торфяные залежи ландшафтного профиля (табл. 1). Степень разложения возрастает с глубиной залегания при переходе от верхового типа залежи к переходному и далее к низинному типу. В этом направлении плавно изменяется величина рН от кислой до слабощелочной реакции. Ботаническая принадлежность торфов оказывает существенное влияние на состав ОВ. Преимущественное развитие определенных растительных ассоциаций – сфагновых мхов (фускум, магелланикум, пушицы и осоки) обуславливает накопление ОВ, существенно различающихся по химическому составу. Так, анализ состава ОВ верхних и нижних слоев торфяных профилей выявил различие по содержанию легко- и трудногидролизующих веществ. В транзитной и аккумулятивной части ландшафтного профиля отмечается более высокое содержание легкогидролизующих веществ в зоне разгрузки вод, которая служит геохимическим барьером на ландшафтном профиле. Перераспределение водорастворимых соединений в торфах наблюдается по всему профилю (0.1–1.65 мас. %) с наибольшим содержанием в аккумулятивной позиции (1.2–1.6 мас. %), что подтверждает наличие процесса латерального сноса веществ.

Состав ГК на разных позициях ландшафтного профиля определяется генезисом формирования торфяного профиля. Оценить структурно-групповой состав ГК позволяют спектральные коэффициенты, соответствующие определенным группам и фрагментам в периферической и ядерной части макромолекулы. В торфах аккумулятивной позиции повышается ароматичность макромолекул ГК (D_{1610}/D_{1460}). Максимальное содержание карбоксильных групп (D_{1720}/D_{1460}) отмечено в ГК сфагновых торфов транзитной части. Фенольные гидроксилы представлены в ГК торфов в равной степени по всему ландшафтному профилю. Высокая обменная емкость ГК обеспечивает образование прочных комплексных соединений с ионами металлов [12]. Например, содержание железа в ГК автономной позиции составляет 0.10–0.25%, в то время как в аккумулятивной позиции достигает 1.25%, что подтверждает их миграцию в ландшафтном профиле к аккумулятивной его позиции.

Важным условием формирования химического состава болотных вод является активность микробиологического сообщества в каждом торфяном профиле геохимически сопряженных ландшафтов олиготрофных болот. Одним из показателей активности микроорганизмов является их биомасса. Суммарная микробная биомасса в торфяном профиле транзитной позиции варьирует от 0.5 до 6 мг/г торфа, в профиле аккумулятивной позиции – от 1.6 до 22.7 мг/г, что в 3 раза выше, чем биомасса в профиле транзитной позиции (табл. 2). Это подтверждает более благоприятные условия для активности микроорганизмов в зоне разгрузки мигрирующих вод. В каждой позиции ландшафтного профиля также образуется индивидуальный микробиологический профиль в соответствии с ботаническим составом. В целом наблюдается убывание микробной биомассы вниз по профилю. Однако в торфяном профиле транзитной позиции убывание начинается с глубины 1 м при смене верхового типа на переходный. В верхнем метровом слое олиготрофного генезиса микробная биомасса поддерживается на уровне 5–6 мг/г торфа.

Аналогичная закономерность прослеживалась и в динамике грибного комплекса. Так, отмечается приуроченность грибного мицелия к верхним слоям и уменьшение в глубоких слоях жизнеспособной грибной биомассы, что обусловлено не только отсутствием у многих из грибов альтернативных путей получения энергии, но и накоплением жирных кислот, этанола, восстановленных соединений серы и железа в токсичных концентрациях. По всему торфяному профилю были выявлены споры грибов. Их биомасса варьировала от 0.1 до 4.7 мг/г. Известно, что жизнеспособность грибных спор может уменьшаться вниз по профилю верховых болот. Тем не менее, в глубоких слоях торфяного профиля обнаружены споры, способные к прорастанию. Их доля варьирует от 10 до 40%. Также изменялась в торфяном профиле биомасса бактерий от 0.1 до 2.8 мг/г и биомасса актиномицетного мицелия – от 0 до 0.07 мг/г. Очевидно, что в глубоких слоях возрастает роль прокариотных организмов, функции которых многогранны. Исследователи объясняют разными причинами активность микроорганизмов в глубоких слоях, в том числе проникновением в глубину торфяного профиля вод, насыщенных кислородом [5, 6]. Известно, что в условиях затопления в торфяном профиле в процессе торфогенеза происходит образование макро- и микроструктур с включениями кислорода. Учитывая активность биохимических процессов, содержание подвижного ОВ, структурно-групповой состав ГК в торфах ландшафтного профиля, можно предположить, что химический состав стока с заболоченного водосбора будет формироваться не только за счет атмосферных осадков, как это полагают некоторые исследователи [7, 22], но и за счет биохимических и мик-

Таблица 1. Характеристика органического вещества торфов ландшафтного профиля

Глубина, см	Вид, тип торфа	Степень разложения, %	Зольность, %	pH _{КС1}	Содержание, мас. %				Спектральные коэффициенты ГК		
					ВР	ЛГ	ТГ	ГК	$\frac{D_{1610}}{D_{1460}}$	$\frac{D_{1720}}{D_{1460}}$	$\frac{D_{1270}}{D_{1460}}$
Автономная позиция											
0–50	Сфагново-мочажинный, В	10	10.9	2.9	0.3	33.4	10.5	30.5	1.50	1.56	1.32
50–100	Сфагново-мочажинный, В	20	6.0	3.4	0.4	29.5	9.7	33.0	1.32	1.28	1.32
100–150	Осоково-сфагновый, П	35	4.7	3.9	0.2	42.5	14.1	28.0	1.31	1.28	1.34
150–200	Осоковый, П	50	4.8	4.2	0.1	31.5	15.0	29.2	1.32	1.30	1.34
200–250	Травяной, Н	50	5.8	4.5	0.1	14.8	10.2	46.6	1.47	1.53	1.23
250–270	Папоротниковый, Н	50	24.5	4.5	0.2	15.4	10.5	45.9	1.31	1.44	1.37
Транзитная позиция											
0–50	Фускум, В	5	2.7	2.6	0.9	30.6	15.2	25.1	1.53	1.74	1.31
50–75	Фускум, В	5	2.0	2.5	1.2	16.6	16.4	25.2	1.48	1.64	1.32
75–100	Медум, В	5	2.1	2.6	0.4	32.6	14.3	19.8	1.41	1.64	1.36
100–150	Медум, В	10	2.3	3.0	0.4	33.5	10.3	19.0	1.39	1.58	1.37
150–200	Сосново-пушицевый, В	50	6.0	5.0	0.3	23.6	13.8	37.1	1.42	1.42	1.35
200–250	Осоковый, Н	50	4.3	4.2	0.3	16.3	17.2	25.2	1.41	1.41	1.36
250–300	Травяной, Н	45	24.5	4.4	0.1	38.6	16.0	21.2	–	–	–
Аккумулятивная позиция											
0–25	Сосново-пушицевый, В	45	5.2	3.6	1.6	22.4	4.2	27.6	1.45	1.63	1.37
25–50	Древесно-пушицевый, П	45	6.5	4.5	1.6	28.3	8.1	22.7	150	1.60	1.45
50–75	Древесно-пушицевый, П	55	8.0	5.0	1.2	36.6	9.2	23.0	1.48	1.48	1.33
75–100	Древесно-пушицевый, П	60	9.8	5.1	0.4	32.7	11.0	39.8	1.49	1.48	1.27

Примечание. ВР – водорастворимое; ЛГ – легкогидролизуемое; ТГ – трудногоидролизуемое органическое вещество; ГК – гуминовые кислоты; типы торфа: Н – низинный, П – переходный, В – верховой.

Таблица 2. Экстремальные и средние показатели микробной биомассы в торфяном профиле транзитной и аккумулятивной позициях ландшафтного профиля

Глубина, см	Биомасса, мг/г				
	бактерии	актиномицетный мицелий	грибной мицелий	споры грибов	суммарная биомасса
Транзитная позиция					
0–50	0.7–1.1	0.03–0.05	0.7–3.1	0.9–4.7	2.3–8.7
	0.9 ± 0.2	0.04	2.0	3.0 ± 0.3	6.0
50–75	0.6–0.7	0.02–0.0	0.8–2.7	0.9–5.6	2.5–9.0
	0.7 ± 0.1	70.04	1.4	2.8 ± 0.3	5.0
75–100	0.3–0.5	0.01–0.03	0–5.6	1.0–5.2	2.7–7.8
	0.7 ± 0.2	0.02	1.9	2.8 ± 0.4	5.4
100–150	0.1–0.4	0.00–0.01	0	0.5–1.9	0.7–2.3
	0.3 ± 0.03	0.01	0	1.0 ± 0.2	1.3
150–200	0.1–0.2	0.00–0.01	0	0.1–0.6	0.3–0.8
	0.1 ± 0.03	0.01	0	0.4 ± 0.1	0.5
200–300	0.1–0.2	0.00–0.01	0	0.2–1.0	0.3–1.1
	0.2 ± 0.03	0.01	0	0.5 ± 0.2	0.7
Аккумулятивная позиция					
0–25	1.4–2.8	0.01–0.07	9.9–27.1	0.9–1.1	13.8–30.0
	2.1 ± 0.3	0.05	19.7	0.9 ± 0.1	22.7
25–50	0.7–1.3	0.01–0.02	1.3–14.7	0.3–1.1	2.5–17.1
	1.0 ± 0.1	0.01	6.3	0.9 ± 0.1	8.2
50–75	0.4–1.4	0.00–0.02	1.4–9.9	1.3–3.8	3.3–13.0
	0.8 ± 0.1	0.01	4.9	2.3 ± 0.3	8.0
75–100	0.3–0.4	0.00–0.02	0–0.3	0.7–1.9	1.2–2.4
	0.3 ± 0.03	0.01	0.2	1.1 ± 0.3	1.6

Примечание. Над чертой – экстремальные значения за несколько лет, под чертой – средневегетационное значение, “±” – доверительный интервал.

робиологических процессов, протекающих непосредственно в торфяном профиле [8, 10].

Рассмотрим состав болотных вод на ландшафтном профиле заболоченного водосбора р. Ключ за разные годы. Исследования проводили в 1995–2013 гг. Из них 8 лет относятся по гидротермическому коэффициенту (ГТК) к средне-многолетним (около 1.5 ГТК), 6 лет – к средне-засушливым (ГТК 0.8–1.1), 3 года к средне-влажным (ГТК 1.7–2.4) и 1 год – сухой (ГТК 0.3). Репрезентативность этого показателя обоснована в работах Будыко [1]. В табл. 3 приведены экстремальные значения отдельных элементов, сгруппированные по годам с разными показателями ГТК.

В автономной позиции ландшафтного профиля весенний мигрирующий поток представляет собой талые снежные воды, перемешанные с болотными водами оттаявшего слоя. Именно с этой части болота начинается миграция в сторону аккумулятивной позиции и далее в реки Ключ и Бакчар. Реакция среды в болотных водах по ми-

нимальным значениям во все годы относилась к градации кислых вод, по максимальным значениям также к кислым, но в болотных водах транзитной и аккумулятивной позиций реакция среды становилась слабокислой. В р. Ключ значения pH изменялись в пределах 5.8–7.4, Бакчар – 7.1–7.9.

Экстремальные значения содержания ионов кальция в болотных водах постепенно увеличивались по ландшафтному профилю к его аккумулятивной позиции. Ионов кальция в соответствии с pH больше содержалось в реках. Та же закономерность была характерна для магния. Но если в болотных водах содержание ионов Ca^{2+} и Mg^{2+} было близко между собой, то в речных водах преобладали ионы Ca^{2+} . Во влажные годы проявилась тенденция уменьшения содержания ионов Ca^{2+} , но она компенсировалась увеличением количества ионов Mg^{2+} , содержание которых во влажные годы в торфяных профилях было больше по всем позициям ландшафтного профиля. Отчасти это объясняется биогенной формой миграции эле-

Таблица 3. Экстремальные значения компонентов в болотных и речных водах за теплый период в разные по погодным условиям годы, мг/л

Позиция, река	pH	Ca ²⁺	Mg ²⁺	NH ₄ ⁺	Fe _{общ}	NO ₃ ⁻	ГК	ФК
Среднегодовалые годы по ГТК								
Автономная	3.6–4.4	1.0–6.0	0.2–2.9	0.2–2.7	0.1–3.8	0.2–1.3	3.4–10.7	41.8–74.8
Транзитная	3.4–4.3	0.8–7.5	0.5–4.4	0.2–3.8	0.1–3.8	0.2–2.5	5.4–13.1	40.7–88.4
Аккумулятивная	3.4–4.7	3.0–11.2	1.0–9.6	0.3–4.1	0.2–7.2	0.2–6.0	2.4–19.6	44.4–92.8
Ключ	5.8–7.1	8.0–34.1	4.1–15.2	0.1–3.9	0.1–5.9	0–2.1	1.7–14.0	41.0–100.3
Бакчар	7.1–7.8	1.2–62.8	4.1–18.8	0.1–3.8	0.4–4.9	0.3–0.9	0.2–14.0	20.0–79.0
Условно засушливые годы по ГТК								
Автономная	3.7–4.3	0.4–5.7	0.2–2.1	0.2–0.8	0–0.3	0–1.7	2.0–18.2	20.5–81.4
Транзитная	3.6–5.5	0.4–8.7	0.6–3.7	0.3–1.1	0.1–6.7	0.1–2.7	4.1–11.2	35.2–66.9
Аккумулятивная	4.5–6.2	1.1–9.8	1.2–2.9	0.3–1.3	0.2–0.7	0.2–2.0	2.6–18.2	35.9–95.5
Ключ	6.5–7.4	3.2–46.5	2.4–10.7	0.1–8.4	0.1–6.4	0.1–1.6	2.6–14.1	12.1–86.9
Бакчар	7.1–7.9	5.1–101.0	5.7–16.7	0–0.5	0–0.3	0.1–1.1	1.2–15.8	20.0–64.0
Влажные годы по ГТК								
Автономная	3.9–4.4	0.1–5.3	0.2–6.2	0.2–0.6	0.1–1.2	0.1–1.3	1.7–12.9	31.2–88.4
Транзитная	3.6–4.9	0.1–4.1	0.3–11.8	0.3–0.8	0.2–0.4	0.2–2.4	4.6–11.7	22.7–80.5
Аккумулятивная	4.3–5.6	0.9–7.0	0.9–11.1	0.4–0.9	0–0.8	0.1–1.1	4.6–11.3	24.1–95.0
Ключ	6.3–7.1	3.0–30.0	0.8–12.8	0.2–5.9	0.2–9.2	0.1–2.0	1.7–14.6	37.4–112.0

ментов от почвообразующих пород, содержащих раковины пресноводных моллюсков. Это обстоятельство привело к формированию залежей, частично обогащенных минеральными соединениями, в том числе ионами кальция и магния. В результате образовался мезотрофный тип болот. Таким образом, петрографический состав пород водосбора оказывает влияние на вещественный состав мигрирующих болотных вод.

В течение теплого периода доля участия болотных вод в формировании стока увеличивалась, изменялся и гидрохимический состав мигрирующих вод. В отдельные периоды болотные воды имели повышенное содержание аммония, нитратов и общего железа, но по значениям они были ниже, чем в р. Ключ. Можно предположить, что увеличение их содержания в р. Ключ происходило за счет частичного стока с сельскохозяйственной территории, по которой протекает р. Ключ до впадения в р. Бакчар. Но при сравнении с предельно допустимыми концентрациями питьевых и рыбохозяйственных вод болотная и речная воды по данным компонентам характеризуются как чистые [16, 17].

Какова ситуация в болотных водах с ОВ? Известно, что в верховых болотах, характеризующихся низким значением pH, нарушаются некоторые геохимические закономерности, так как в силу вступают индивидуальные свойства торфов, связанные с особенностями состава их ОВ [19]. Содержание ГК в болотных водах автономной позиции ландшафтного профиля изменялось от 1.7 до 18.2 мг/л, транзитной – от 4.1 до 13.1 мг/л и аккумулятивной – от 2.4 до 19.6 мг/л. Значения

ГК в р. Ключ колебались от 1.7 до 14.1 мг/л, в р. Бакчар от 0.2 до 15.8 мг/л. Фульвокислот в болотных водах было значительно больше, чем ГК, их содержание по всему ландшафтному профилю варьировало от 20.5 до 95.5 мг/л, в р. Ключ – от 12.1 до 112 мг/л и в р. Бакчар – от 20.0 до 79.0 мг/л. Практически близкие значения ГК и ФК в болотных водах и в р. Ключ свидетельствуют о болотном происхождении ее вод. В р. Бакчар, имеющей большой объем воды, отмечается уменьшение содержания этих показателей.

Важная роль в формировании химического состава болотных вод принадлежит ФК, содержание которых значительно больше ГК, что отмечается и другими исследователями [18, 25]. Превышение содержания ФК в исследуемых болотных водах составляло 5–20 раз, чаще до 10, что вполне соответствует содержанию ГК и ФК в торфах, слагающих ландшафтный профиль.

Исследование в торфах и осадках болотных вод ландшафтного профиля ИК-спектров ГК и их спектральных коэффициентов, позволило выявить структуру мигрирующих ОВ. Как правило, количество гидроксильных, фенольных гидроксидов, карбоксильных групп и ароматических фрагментов повышается в молекулах водорастворимых веществ в августе, сентябре, что объясняется повышением микробиологической активности прогретого до 15°C метрового слоя торфяного профиля и активным взаимодействием биохимических процессов в системе торфяная залежь–болотные воды. В болотной воде автономной позиции соотношение оптических плотностей гидроксильных групп D_{3400}/D_{1460} колебалось от 0.89 до 1.49, фенольных

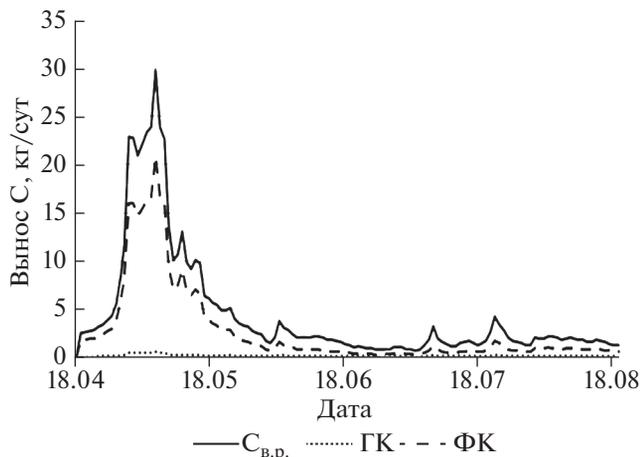


Рис. 1. Вынос водорастворимого углерода и гуминовых кислот с ландшафтного профиля.

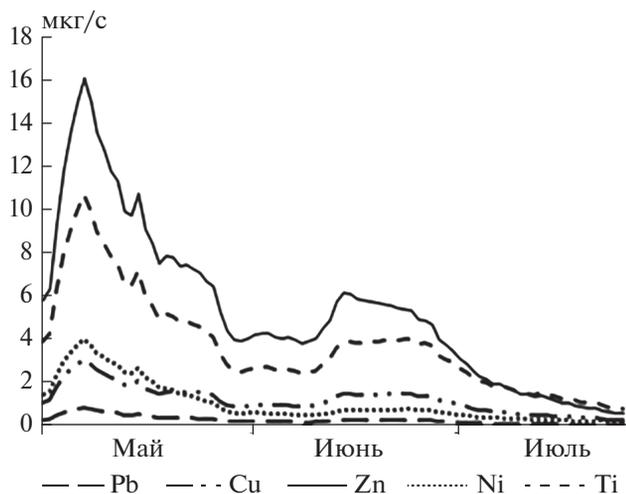


Рис. 2. Вынос Pb, Cu, Zn, Ni, Ti с ландшафтного профиля за вегетационный период.

гидроксидов D_{1270}/D_{1460} — 0.78–0.86, карбоксильных групп D_{1720}/D_{1460} — 1.16–1.28 и ароматических фрагментов D_{1620}/D_{1460} — 1.20–1.85. В водорастворимых веществах транзитной и аккумулятивной позиции повышалась доля фенольных гидроксидов D_{1270}/D_{1460} до 0.96 и карбоксильных групп D_{1720}/D_{1460} — 1.73 по сравнению с автономной позицией. Водорастворимые вещества р. Ключ по свойствам аналогичны болотным водам аккумулятивной позиции. Для водорастворимых веществ р. Бакчар характерно незначительное содержание перечисленных функциональных групп, вследствие разбавления поверхностными водами, стекающими с водосборной территории иной гидрохимической ситуации.

Выше отмечалось, что миграционный поток на заболоченном водоразделе наблюдался в основном

в весенний период при снеготаянии. Объем стока в средних значениях за этот период был равен 70 мм, что составляло 92% от годового стока (96 мм). Величина стока в летнюю межень измерялась величиной 7.7 мм или 8% от годового стока. Проведенные расчеты показывают, что вынос углерода в форме гуминовых веществ (29 кг/км^2 в год или 29 мг/м^2) достигает в отдельные периоды 98% от общего выноса углерода с ландшафтного профиля, при этом наибольшая доля принадлежит углероду ФК (рис. 1). Гуминовые вещества обеспечивают вынос ионов металлов. Так, за весенний период вынос элементов со стоком составил: Pb — $2.253 \times 10^{-3} \text{ кг/км}^2$, Cu — 10.037×10^{-3} , Mn — 317.29×10^{-3} , Zn — 41.191×10^{-3} , Ni — 8.151×10^{-3} , Ti — $29.651 \times 10^{-3} \text{ кг/км}^2$ (рис. 2). Близкие результаты, например по Pb, получены и другими исследователями [29].

Таким образом, динамика выноса элементов с заболоченных водосборов определяется преимущественно ходом стока воды и содержанием вновь образованных водорастворимых веществ в торфах ландшафтного профиля. Подтверждением этого являлась синхронность распределения ежедневных расходов воды и содержания в ней некоторых химических элементов.

Вынос подвижных макроэлементов рассмотрим в годы с объемом стока 158 и 72 мм. Общий объем выноса химических элементов с квадратного километра соответственно по годам составил 31200 и 12070 кг, в том числе Ca^{2+} 4843 и 997 кг, $\text{Fe}_{\text{общ}}$ 51.7 и 22.6 кг; SO_4^{2-} 1419.0 и 1177.0 кг. Вынос органических соединений в пересчете на углерод был соответственно равен 478.0 и 583.2 кг/км^2 . Таким образом, вынос элементов определяется не только объемом стока (то есть метеоусловиями), но и уровнем болотных вод, микробиологическими и биохимическими процессами в торфяных залежах.

Проведенные исследования показали, что роль болот в литогенезе как фактора химической дифференциации элементов на путях от областей сноса до аккумулятивных позиций очевидна.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Образование и развитие болот имеет ряд особенностей, которые отличают их от других природных экосистем. Торфяной профиль формируется преимущественно в условиях субаквальной консервации растений-торфообразователей и полностью является органогенным. В результате взаимодействия растений-торфообразователей и микробного сообщества происходят процессы трансформации ОВ в торфяном профиле. Отмечено, что эти процессы отражают особенности позиционной принадлежности в системе геохимически сопряженных ландшафтов.

шафтов олиготрофных болот и формируют особый состав болотных вод.

Доказано, что химический состав миграционного потока с заболоченного водосбора формируется не только за счет атмосферных осадков и грунтовых вод, но и за счет их участия в болотном генезисе. Важную роль при этом имеет площадь водосбора и объем стока за период вегетации.

Повышенное содержание отдельных компонентов в составе болотных вод сопряженных ландшафтов олиготрофных болот соответствует мезотрофному типу болотного генезиса, вследствие наличия карбонатов в почвообразующих породах исследуемой территории.

Сопоставление многолетних данных по гидрохимическому режиму болот разного генезиса с водами рек выявило особенности сезонной и пространственной изменчивости химического состава болотных вод и влияние их стока (в особенности органического компонента) на состав вод рек Ключ и Бакчар.

За период вегетации вынос макроэлементов со стоком составил Ca^{2+} до 4843 кг/км², $\text{Fe}_{\text{общ}}$ до 51.7; SO_4^{2-} до 1419.0 кг/км²; микроэлементов: Pb до 2.253×10^{-3} кг/км², Cu до 10.037×10^{-3} , Mn до 317.29×10^{-3} , Zn до 41.191×10^{-3} , Ni до 8.151×10^{-3} , Ti до 29.651×10^{-3} кг/км². Вынос органических соединений в пересчете на углерод достигал значения 583.2 кг/км². Полученные результаты по содержанию элементов в разных по генезису болотных водах могут быть использованы в последующем для прогноза геохимической ситуации на гумидных территориях.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена при поддержке Минобрнауки (государственное задание ТГПУ № 5.7004.2017/БЧ).

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бudyko М.И. Изменения климата. Л.: Гидрометеоиздат, 1974. 280 с.
2. Вернадский В.И. Биосфера. Избр. соч. М.: АН СССР, 1960. Т. 5. С. 7–102.
3. Вомперский С.Э., Сирин А.А., Сальников А.А., Цыганова О.П., Валяева Н.А. Оценка площади болотных и заболоченных лесов России // Лесоведение. 2011. № 5. С. 3–11.
4. Головченко А.В., Добровольская Т.Г., Звягинцев Д.Г. Микробиологические основы оценки торфяника как профильного почвенного тела // Вестник ТГПУ. 2008. Вып. 4(78). С. 46–53.
5. Добровольская Т.Г., Головченко А.В., Якушев А.В., Юрченко Е.Н., Манучарова Н.А., Чернов И.Ю. Бак-

териальные комплексы верхового торфяника в условиях различного микрорельефа // Почвоведение. 2017. № 4. С. 483–489.

6. Дырин В.А., Красноженов Е.П. Активность микрофлоры в целинной и рекультивируемой торфяноболотных почвах // Вестник ТГПУ. 2007. Вып. 6. С. 33–38.
7. Ефремова Т.Т., Ефремов С.П., Мелентьева Н.В. Водные ресурсы болот России и оценка их химического состава // География и природных ресурсов. 1998. № 2. С. 79–84.
8. Ефремова Т.Т., Ефремов С.П., Калачева Г.С. Органические микропримеси, экстрагируемые хлороформом из болотных и речных вод бассейна Средней Оби // Водные ресурсы. 2018. Т. 45. № 5. С. 526–536.
9. Инишева Л.И., Виноградов В.Ю., Голубина О.А., Ларина Г.В., Порохина Е.В., Шинкеева Н.А., Шурова М.В. Болотные стационары Томского государственного педагогического университета. Томск: Изд-во ТПУ, 2010. 118 с.
10. Калюжный И.Л. Гидрохимический режим и химический состав вод мезоолиготрофных болотных массивов Кольского полуострова // Вестник Кольского научного центра РАН. 2016. № 3. С. 114–125.
11. Камнева А.И., Бакирова Е.В., Павлоцкая З.В. О связи с гуминовыми кислотами в бурых углях Бородинского месторождения // Химия твердого топлива. 1972. № 3. С. 33–36.
12. Кононова М.М. Органическое вещество почвы. Его природа, свойства и методы изучения. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 314 с.
13. Лисс О.Л., Абрамова Л.И., Аветов Н.А., Березина Н.А., Инишева Л.И., Курнишкова Т.В., Слука З.А., Толпышева Т.Ю., Шведчикова Н.К. Болотные системы Западной Сибири и их природоохранное значение. Тула: Гриф и К°, 2001. 584 с.
14. Методы почвенной микробиологии и биохимии / Под ред. Звягинцева Д.Г. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1991. 303 с.
15. Наставления гидрометеорологическим станциям и постам. Л.: Гидрометеоиздат, 1978. Вып. 6. 384 с.
16. Об утверждении нормативов качества воды водных объектов рыбохозяйственного значения, в том числе нормативов предельно допустимых концентраций вредных веществ в водах водных объектов рыбохозяйственного значения. 2016. <https://minjust.consultant.ru/documents/22231>
17. Обобщенный перечень предельно допустимых концентраций (ПДК) и ориентировочно безопасных уровней воздействия (ОБУВ) вредных веществ для воды рыбохозяйственных водоемов. М.: Минрыбхоз СССР, 1990. 265 с.
18. Рассказов Н.М. Основные особенности химического состава болотных вод (на примере юго-восточной части Западной Сибири) // Известия Томского политех. ун-та. 2005. Т. 308. № 4. С. 55–58.
19. Савичев О.Г. Геохимические показатели болотных вод в таежной зоне Западной Сибири // Известия РАН. Сер. географическая. 2015. № 4. С. 47–57.
20. Технический анализ торфа. М.: Недра, 1992. 358 с.
21. Унифицированные методы исследования качества вод. М.: СЭВ, 1983. Т. 2. Ч. 1. 195 с.

22. Федорова Е.В., Сулова С.М., Ярушина Н.Б. Вынос химических веществ стоком половодья с “условно фоновых” водосборов Уральского региона // Водное хозяйство России. 2000. Т. 2. С. 159–171.
23. Goldhaber M.B., Mills C.T., Morrison J.M., Stricker C.A., Mushet D.M., La Baugh J.W. Hydrogeochemistry of prairie pothole region wetlands: Role of long-term critical zone processes // Chem. Geol. 2014. V. 387. P. 170–183.
24. Guo L., Cai Y., Belzile C., Macdonald R. Sources and export fluxes of inorganic and organic carbon and nutrient species from the seasonally ice-covered Yukon River // Biogeochemistry. 2012. V. 107. № 1–3. P. 187–206.
25. Haiber S., Herzog H., Burba P., Gosciniaik J., Lambert V. Quantification of carbohydrate structures in size fractionated aquatic humic substances by two-dimensional nuclear magnetic resonance // Fresenius J. Anal. Chem. 2001. V. 369. P. 457–460.
26. Holmes R.M., McClelland J.W., Peterson B.J., Tank S.E., Bulygina E., Eglinton T.I., Gordeev V.V., Gurtovaya T.Y., Raymond P.A., Repeta D.J., Staples R., Striegl R.G., Zhulidov A.V., Zimov S.A. Seasonal and annual fluxes of nutrients and organic matter from large rivers to the Arctic Ocean and surrounding seas // Estuaries Coasts. 2012. № 35. P. 369–382. / <https://doi.org/10.1007/s12237-011-9386-6>
27. Magritsky D.V. Annual suspended matter flow of the Russian rivers belonging to the Arctic Ocean basin and its anthropogenic transformation // Vestnik Moscow State Univer. Ser. Geogr. 2010. V. 5(6). P. 17–24.
28. Moiseenko T.I., Skjelkvale B.L., Gashkina N.A., Shalabodoc A.D., Khoroshavin V.Yu. Water chemistry in small lakes along a transect from boreal to arid ecoregions in European Russia: effects of air pollution and climate change // Appl. Geochem. 2013. № 28. P. 69–79.
29. Shotykh W., Rausch N., Nieminen T.M., Ukonmaanaho L., Krachler V. Isotopic composition of Pb in peat and porewaters from three contrasting ombrotrophic bogs in Finland: Evidence of chemical diagenesis in response to acidification // Environ. Sci. Technol. 2016. V. 50. P. 9943–9951.

Biochemical Factors Controlling the Composition of Bog Water and Migration of Substances in the System of Geochemically Conjugated Landscapes of Oligotrophic Bogs

L. I. Inisheva^{1, *}, N. V. Yudina², A. V. Golovchenko³, and A. V. Savelyeva²

¹*Tomsk State Pedagogical University, Tomsk, 634061 Russia*

²*Institute of Petroleum Chemistry, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Tomsk, 634021 Russia*

³*Lomonosov Moscow State University, Moscow, 119991 Russia*

*e-mail: inisheva@mail.ru

Mire ecosystems in Western Siberia play a significant role in the environment and sustain ecological balance in the biosphere. The aim of the research was to study the chemical and biological processes of mire pedogenesis and its influence on the formation of the composition of mire water and its migration to surface waters. The research was carried out in the southern taiga zone of Western Siberia in a small catchment of the Klyuch River within a catena on a landscape profile (Catena) within the linked landscapes of oligotrophic swamps. The crossing autonomous, transitional, and accumulative geomorphic positions. The chemical composition of mire water and the chemical and microbiological properties of the peat soils were studied in each position. It was shown that a predominance of certain plant associations (oligotrophic sphagnum, cotton grass, or sedges) causes the accumulation of organic matter of significantly different chemical compositions. The biochemical activity could be traced throughout the peat profiles; it significantly affected the formation of the chemical composition of mire waters. In each landscape position, mire water had certain individual chemical properties. The factors affecting the migration of substances in the mire ecosystems and the removal of chemical compounds beyond the studied profile were determined. During the growing season, the overall removal of macroelements with runoff flows amounted up to 4843 kg/km² for Ca²⁺, 51.7 kg/km² for Fe²⁺, 1419.0 kg/km² for SO₄²⁻, 2.253 × 10⁻³ kg/km² for Pb, 10.037 × 10⁻³ kg/km² for Cu, 317.29 × 10⁻³ kg/km² for Mn, 41.191 × 10⁻³ kg/km² for Zn, 8.151 × 10⁻³ kg/km² for Ni, and 29.651 × 10⁻³ kg/km² for Ti. The removal of organic matter reached 583.2 kg C/km². The influence of mire water (especially, its organic components) on the water composition in the Klyuch River was clearly shown. The results of our analysis of the chemical composition of mire water in the system of geochemically conjugated landscapes of oligotrophic mire and their migration from the boggy catchment can be used to forecast the geochemical situation in the surface waters of boggy territories.

Keywords: mire ecosystems, oligotrophic bogs, bog water, migration of organic matter, removal of macroelements

УДК 631.461

ПРОКАРИОТНЫЙ КОМПЛЕКС КОПРОЛИТОВ *APORRECTODEA CALIGINOSA* И *LUMBRICUS TERRESTRIS*

© 2021 г. В. Ю. Шахназарова^{a, b}, А. В. Якушев^{c, *}, К. Л. Якконен^a,
А. А. Кичко^b, Т. С. Аксенова^b, Н. П. Битюцкий^a

^aСанкт-Петербургский государственный университет,
Университетская наб., 7/9, Санкт-Петербург, 199178 Россия

^bВНИИСХМ, шоссе Подбельского, 3, Пушкин-8, Санкт-Петербург, 196608 Россия

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

*e-mail: a_yakushev84@mail.ru

Поступила в редакцию 20.05.2020 г.

После доработки 01.10.2020 г.

Принята к публикации 27.10.2020 г.

Впервые с помощью методов метагеномики проведено сравнительное исследование влияния дождевых червей двух видов (*Aporrectodea caliginosa* и *Lumbricus terrestris*) на состав прокариотного комплекса дерново-подзолистой почвы. Прокариоты в почве и копролитах были представлены преимущественно филами *Acidobacteria*, *Actinobacteria*, *Bacteroidetes*, *Chloroflexi*, *Gemmatimonadetes*, *Planctomycetes*, *Proteobacteria*, *Verrucomicrobia*. Пассаж почвы через кишечник дождевых червей отражался на обилии некоторых таксонов ее прокариотного блока, но не на общих показателях биоразнообразия. В копролитах червей обоих видов регистрировали уменьшение обилия фил *Acidobacteria* и *Gemmatimonadetes*, включающих преимущественно олиготрофные бактерии, в копролитах *L. terrestris* — увеличение доли фил *Actinobacteria* и *Firmicutes*, представленных в основном копиотрофами и гидролитами. Кроме того, в копролитах *L. terrestris* возрастало обилие анаэробных бактерий *Clostridiaceae* и способных к нитратному дыханию *Flavobacterium*, по-видимому, вследствие возникновения в трансформированной червями почве анаэробных условий. В целом изменения таксономической структуры прокариот в почве, обработанной *L. terrestris*, были более масштабными, чем в почве, обработанной *A. caliginosa*. Эти различия между копролитами червей изученных видов могут быть обусловлены особенностями функционирования их пищеварительных систем, приспособленных к трансформации отличающихся по составу источников питания.

Ключевые слова: таксономический состав, кишечное сообщество, бактерии, таксономическое биоразнообразие

DOI: 10.31857/S0032180X21040134

ВВЕДЕНИЕ

Дождевые черви — одна из важнейших групп почвенных животных, существенно влияющая на плодородие почв и рост растений [12]. Благодаря высокой локомоторной и пищевой активности, дождевые черви модифицируют структуру почвы и стабильность ее агрегатов, скорость гумификации органического материала и доступность элементов минерального питания растениям [10, 11]. В процессах минерализации органического вещества ключевую роль играют почвенные микроорганизмы. Дождевые черви способны модифицировать структуру и свойства микробного сообщества почвы [2, 23], что в комбинации с непосредственным измельчением и перевариванием пищи этими беспозвоночными животными стимулирует разложение ими растительных остатков [22].

Молекулярно-генетический анализ микроорганизмов открывает новые перспективы в изучении механизмов воздействия дождевых червей на почвенные процессы. Исследования подобного рода уже проводились в отношении червей отдельных видов, обитающих в некоторых почвах [8, 9, 20]. Однако сравнительные молекулярно-генетические исследования влияния на таксономический состав почвенных микроорганизмов дождевых червей, принадлежащих к разным экологическим группам, до сих пор не предпринимались. Недостаточно исследован состав прокариотного комплекса копролитов двух самых распространенных на Северо-Западе России видов дождевых червей: *Aporrectodea caliginosa* (Savigny) и *Lumbricus terrestris*. Если *A. caliginosa* — из группы эндогеинных дождевых червей, предпочитающих поглощать почву [5], то *L. terrestris* — типичный

“норник”, питающийся в основном растительным опадом с поверхности почвы [6].

Цель работы — изучить влияние дождей червей двух видов (*A. caliginosa* и *L. terrestris*) на биологическое разнообразие и таксономическую структуру прокариотического сообщества дерново-подзолистой почвы.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Объекты исследования. Исследовали дождевых червей двух видов: *A. caliginosa* и *L. terrestris*, отобранных вручную в Ломоносовском районе Ленинградской области. В качестве субстрата для содержания червей использовали гумусово-аккумулятивный горизонт дерново-подзолистой глееватой супесчаной почвы (Albic Glossic Retisol (Epiarenic Endoloamic, Cutanic, Ochric)). Ее отбор осуществляли в местах обитания дождевых червей исследованных видов. Агрохимическая характеристика почвы: pH_{H_2O} 5.9, pH_{KCl} 4.9, $C_{орг}$ 2.4%, $N_{общ}$ 0.1%, P_2O_5 77.7 мг/кг, K_2O 160.7 мг/кг. Общее содержание азота и углерода в почве определяли с помощью CHN-анализатора LECO CHN628 (США). Реакцию среды почв и копролитов измеряли в водной вытяжке с помощью pH-метра. Подвижные формы фосфора и калия извлекали 0.2 М раствором HCl при соотношении почва : раствор 1 : 5.

Инкубация дождевых червей в почве и получение копролитов. Дождевых червей предварительно выдерживали в воде при 6°C в течение трех суток до полного очищения их пищеварительного тракта от почвы, поглощенной в местах обитания [1]. У дождевых червей газообмен осуществляется через покровы тела (жабры), и погружение этих беспозвоночных животных в воду не приводит к нарушению их дыхания. С уменьшением температуры растворимость в воде кислорода возрастает. Поэтому низкая температура воды способствовала сохранению высокой активности дождевых червей в период очищения их пищеварительного тракта. Затем дождевых червей помещали в наполненные почвой пластиковые сосуды объемом 1 л и инкубировали их при комнатной температуре 7 сут. Влажность почвы поддерживали на уровне 60% от ее полной влагоемкости. Контрольную почву инкубировали в идентичных условиях, но без червей. Затем червей извлекали из почвы, помещали в чашки Петри на увлажненную фильтровальную бумагу и инкубировали еще в течение суток для получения копролитов и их последующего анализа.

Микробиологическое исследование. Таксономический состав бактерий и архей в почве и копролитах определяли с помощью анализа нуклеотидной последовательности фрагмента гена *16s* рРНК. Сырой экстракт ДНК извлекали из

почвы (0.25 г) экстрагирующим буфером (700 мкл) и смесью фенола и хлороформа (1 : 1 по объему, 400 мл) при встряхивании с керамическими шариками диаметром 0.1 и 0.5 мм в гомогенизаторе FastPrep 24 (MP Medicals, США). В качестве экстрагирующего буфера использовали смесь двух растворов: А — 200 мМ натрий-фосфатный буфер, 240 мМ гуанидин изотионат, pH 7.0; Б — 500 мМ Tris-HCl, 1%-ный раствор додецилсульфата натрия в соотношении 1 : 1 (по массе к объему). Далее образцы центрифугировали 5 мин при 14000 g, отбирали супернатант и проводили повторную экстракцию в хлороформ-изоамиловом спирте с последующим центрифугированием. С целью осаждения ДНК к супернатанту добавляли изопропиловый спирт в объемном соотношении 1 : 1, после чего полученную смесь перемешивали встряхиванием и центрифугировали 5 мин до получения плотного осадка ДНК. Осадок промывали 70%-ным этанолом, высушивали при комнатной температуре и растворяли в деионизированной воде в течение 10 мин при 65°C. Полученный сырой экстракт ДНК очищали при помощи электрофореза в 1%-агарозном геле с последующей сорбцией ДНК на SiO_2 .

Библиотеки ампликонов создавали методом полимеразной цепной реакции с использованием широкоспецифичных универсальных праймеров на вариабельный участок V4 гена *16S* рРНК (ferier_F515: GTGCCAGCMGCCGCGGTAA/ferier_R806:GGACTACVSGGGTATCTAAT) с добавлением линкеров и уникальных баркодов [15]. Дальнейшую подготовку проб и пиросеквенирование проводили на платформе Roshe GS Junior (Roshe, Швейцария) в соответствии с рекомендациями производителя. Для обработки полученных библиотек использовали инструментарий программного пакета QIIME: демультиплексирование, фильтрацию последовательностей по качеству прочтения и количеству гомополимеров, объединение в операционные таксономические единицы (ОТЕ) при пороге сходства 97%, удаление химер и таксономический анализ [13]. Для оценки разнообразия прокариотного сообщества рассчитывали индексы Симпсона, Шеннона, Менхиника, Маргалефа, Чао и коэффициент выравнивания [7].

Математическая обработка данных. Повторность опытов для анализа прокариотной ДНК пятикратная. Достоверность различий между средними значениями долей амплифицированных фрагментов ДНК оценивали с помощью однофакторного дисперсионного анализа в программе IBM SPSS Statistics Version 25 с использованием непараметрического Т3-критерия Даннета. Выбор этого критерия был обусловлен неоднородностью дисперсий данных, которую оценивали с помощью критерия Левена. Достоверным считались различия при $p < 0.05$. В таблицах и тексте статьи приведены средние значения \pm стандартные отклонения.

Таблица 1. Индексы альфа-разнообразия и число ОТЕ прокариотного сообщества в почве и копролитах *L. terrestris* и *A. caliginosa*. Приведены средние значения \pm стандартное отклонение. Идентичные буквы обозначают отсутствие достоверных различий между средними значениями обилия для данного таксона в вариантах опыта

Индекс	Почва	Копролиты	
		<i>L. terrestris</i>	<i>A. caliginosa</i>
Среднеарифметическое число ОТЕ	920 \pm 198 ^a	716 \pm 36 ^a	768 \pm 49 ^a
Менхиника	13.9 \pm 2.8 ^a	13.5 \pm 0.8 ^a	14.8 \pm 2.2 ^a
Маргалефа	61.6 \pm 15.6 ^a	54.8 \pm 3.9 ^a	61.6 \pm 10.7 ^a
Симпсона	0.992 \pm 0.003 ^a	0.993 \pm 0.001 ^a	0.993 \pm 0.003 ^a
Шеннона	5.5 \pm 0.3 ^a	5.5 \pm 0.1 ^a	5.6 \pm 0.3 ^a
Выравненности	0.91 \pm 0.02 ^a	0.93 \pm 0.01 ^a	0.93 \pm 0.02 ^a
Чao1	1095 \pm 316 ^a	948 \pm 116 ^a	1051 \pm 184 ^a

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Среднеарифметические значения числа ОТЕ и индексов биоразнообразия прокариотических комплексов копролитов дождевых червей достоверно не отличались от таковых в контрольной почве (табл. 1). Очевидно, пассаж почвы через кишечник существенно не изменял биоразнообразие ее прокариотного блока. Согласно расчетам, доля ОТЕ бактерий в почве составила $98.5 \pm 0.3\%$, в копролитах *A. caliginosa* — $96.9 \pm 1.8\%$, в копролитах *L. terrestris* — $97.4 \pm 1.6\%$. Доля архей, представленных в основном классом *Thaumarchaeota*, в почве, копролитах *A. caliginosa* и *L. terrestris* — 0.2 ± 0.4 , 0.8 ± 1.6 и $0.8 \pm 1.4\%$ соответственно. Следовательно, пассаж почвы через пищеварительную систему дождевых червей не сопровождался значительными изменениями соотношения архей и бактерий в ее составе.

Бактерии в почве и копролитах были преимущественно представлены филами *Acidobacteria*, *Actinobacteria*, *Bacteroidetes*, *Chloroflexi*, *Gemmatimonadetes*, *Planctomycetes*, *Proteobacteria*, *Verrucomicrobia* (рис. 1, табл. 2). В копролитах червей обоих видов доли фил *Acidobacteria* и *Gemmatimonadetes* были в 2–3 раза меньше по сравнению с исходной почвой, а в копролитах *L. terrestris* возросла доля фил *Actinobacteria* и *Firmicutes*.

По сравнению с исходной почвой в копролитах червей обоих видов уменьшалась доля входящих в филу *Acidobacteria* классов DA052, *Acidobacteria*, *Acidobacteria-5*, а также порядков *Acidobacteriales*. Кроме того, в копролитах *L. terrestris* снижалась доля класса *Acidobacteriia-6*, а в копролитах *A. caliginosa* — *Candidatus Koribacter*. В составе филы *Actinobacteria* также происходили зоогенные изменения. В копролитах *A. caliginosa* возросла доля семейств *Micrococaceae*, *Intrasporangiaceae*, *Iamiaceae* и рода *Iamia*, в копролитах *L. terrestris* — семейств *Microbacteriaceae*, *Streptomyetaceae*, *Sinobacteraceae* и рода *Kribbella*, в копролитах обоих

червей — классов *Actinobacteria*, порядка *Actinomycetales* на фоне уменьшения обилия семейства *Koribacteraceae*. В филе *Gemmatimonadetes* оба червя уменьшали доли классов *Gemmatimonadetes* и *Gemm-1*, а *L. terrestris* — еще и порядка N1423WL. В филе *Chloroflexi* доля порядка *Roseiflexales* и семейства *Kouleothrixaceae* уменьшилась в копролитах *L. terrestris*. Доля класса *Pedosphaerae* и порядка *Pedosphaerales* (фила *Verrucomicrobia*), а также порядка *Muxococcales* (фила *Proteobacteria*) снизилась после прохождения почвы через кишечный тракт червей обоих видов. В то же время доля бактерий класса *Deltaproteobacteria* (фила *Proteobacteria*) уменьшилась лишь в копролитах *L. terrestris*. Кроме того, в копролитах *L. terrestris* возросла доля семейства *Clostridiaceae* (фила *Firmicutes*), а также класса *Flavobacteriia*, порядка *Flavobacteriales*, семейства *Flavobacteriaceae*, рода *Flavobacterium* (фила *Bacteroidetes*). При этом снизилась доля класса *Phycisphaerae* филы *Planctomycetes*. В то же время обилие относящегося к этой филе рода *Pirellula* уменьшилось в копролитах червей обоих видов.

Отмеченный эффект уменьшения под влиянием *A. caliginosa* и *L. terrestris* обилия филы *Acidobacteria* характерен, по-видимому, для червей многих видов. Недавно опубликованы аналогичные данные об сокращении обилия филы *Acidobacteria* в копролитах *A. caliginosa* [9]. Снижение доли филы *Acidobacteria* и входящих в нее класса *Acidobacteriia-6*, а также порядка *iii1-15* обнаружено при пассаже почвы через кишечник *Eisenia fetida* [14] и *Lumbricus rubellus* [21].

Фила *Acidobacteria* представляет собой типичные некультивируемые почвенные бактерии, значительная часть которых — умеренные ацидофилы. Для таких бактерий могут быть одинаково неблагоприятны как подщелачивание почвы при ее прохождении через кишечник дождевых червей [1, 3], так и перемешивание в кишечнике червей почвы, вызывающее уменьшение в ней количества локу-

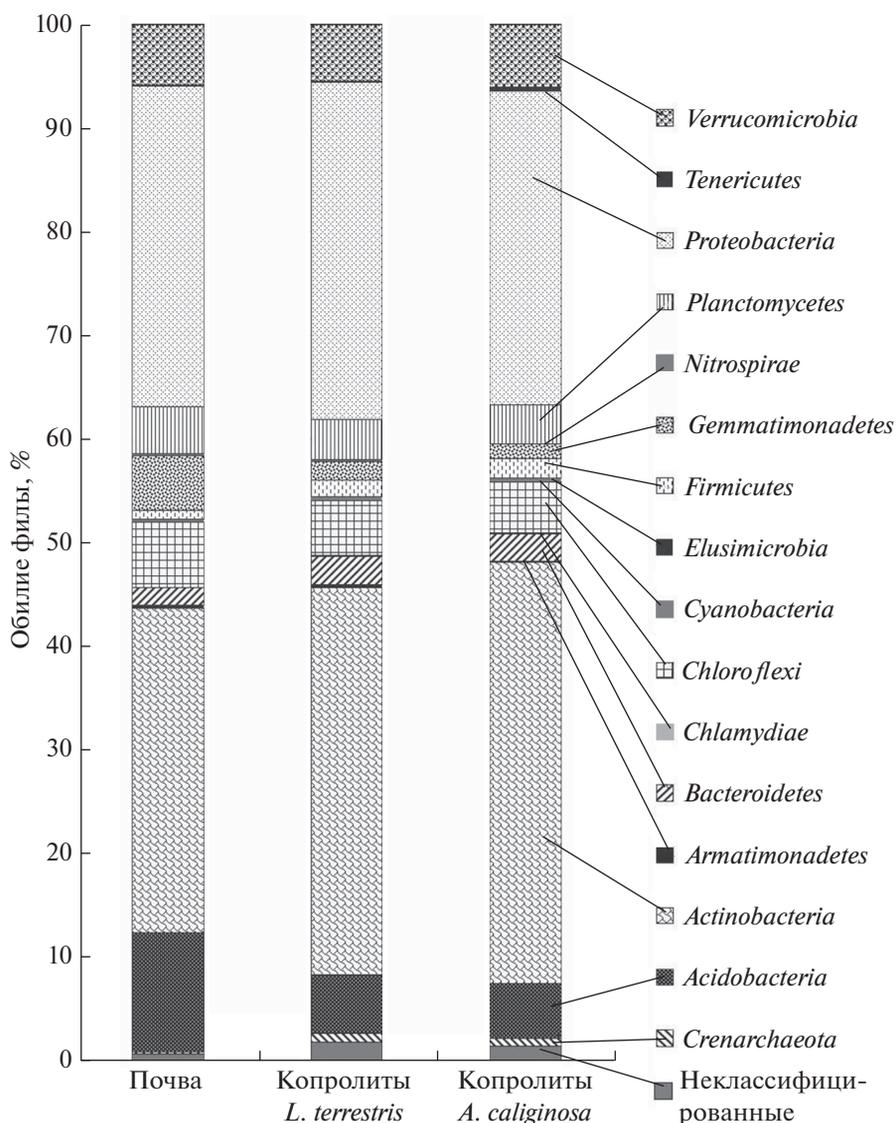


Рис. 1. Доля фил прокариот в почве и копролитах *L. terrestris* и *A. caliginosa*.

сов с низкими значениями pH. Отмеченное уменьшение в копролитах обилия представителей *Acidobacteria*, а также филы *Gemmatimonadetes* и отдельных представителей фил *Verrucomicrobia* и *Planctomycetes* может быть связано с зоогенной активизацией в почве гидролитических процессов [24]. В результате копролиты червей обогащаются лабильными формами органического вещества, что и приводит к уменьшению доли олиготрофов в почвенном сообществе микроорганизмов. Не случайно, обилие олиготрофных бактерий в копролитах *A. caliginosa* вновь возрастает по мере их старения [9].

В отличие от филы *Acidobacteria* доля филы *Actinobacteria* достоверно возросла в копролитах *L. terrestris* по сравнению с исходной почвой. Аналогичные результаты получены при изучении чер-

вя *L. rubellus* [16]. Многие представители *Actinobacteria* – активные гидролитики. По-видимому, перемешивание и измельчение органических остатков в процессе прохождения почвы и детрита через кишечник дождевых червей способствует снабжению этих бактерий более доступным пищевым субстратом и тем самым активизирует их развитие. Кроме того, многие актинобактерии способны продуцировать антибиотики. Интенсификация развития *Actinobacteria* могла привести к уменьшению в копролитах доли ряда других фил из-за подавления их развития антибиотиками актинобактерий [16].

Обнаружено достоверное увеличение в копролитах *L. terrestris* обилия бактерий филы *Firmicutes* и относящегося к ней семейства *Clostridiaceae*. Представители *Clostridiaceae* – одна из доминирующих групп бактерий в кишечнике и копролитах

Таблица 2. Бактериальные таксоны в почве и копролитах *L. terrestris* и *A. caliginosa*, доля представителей которых различалась достоверно (по непараметрическому критерию ТЗ Даннета, $p < 0.05$). Приведены средние арифметические значения \pm стандартное отклонение. Идентичные буквы обозначают отсутствие достоверных различий между средними значениями обилия для данного таксона в вариантах опыта

Таксон	Почва	Копролиты	
		<i>L. terrestris</i>	<i>A. caliginosa</i>
Филы			
<i>Acidobacteria</i>	11.5 \pm 1.3 ^a	5.0 \pm 1.0 ^b	6.2 \pm 1.0 ^b
<i>Actinobacteria</i>	31.0 \pm 1.3 ^a	40.4 \pm 2.0 ^b	37.2 \pm 2.0 ^{ab}
<i>Firmicutes</i>	0.9 \pm 0.2 ^a	1.9 \pm 0.3 ^b	1.6 \pm 0.3 ^{ab}
<i>Gemmatimonadetes</i>	5.2 \pm 0.5 ^a	1.3 \pm 0.2 ^b	1.8 \pm 0.4 ^b
Классы			
DA052 (<i>Acidobacteria</i>)	0.7 \pm 0.2 ^a	0.1 \pm 0.05 ^b	0.1 \pm 0.04 ^b
<i>Acidobacteria-5</i>	0.3 \pm 0.1 ^b	0.1 \pm 0.05 ^a	0.2 \pm 0.02 ^a
<i>Acidobacteria-6</i>	2.8 \pm 0.3 ^a	1.6 \pm 0.4 ^b	2.0 \pm 0.7 ^{ab}
<i>Acidobacteriia</i>	5.2 \pm 1.9 ^a	1.9 \pm 0.6 ^b	1.5 \pm 0.5 ^b
<i>Chloroflexi</i>	1.0 \pm 0.4 ^a	0.2 \pm 0.2 ^b	0.4 \pm 0.5 ^{ab}
<i>Anaerolineae</i>	0.5 \pm 0.1 ^a	0.1 \pm 0.06 ^b	0.2 \pm 0.06 ^a
Gemm-1 (<i>Gemmatimonadetes</i>)	1.7 \pm 0.7 ^a	0.2 \pm 0.2 ^b	0.3 \pm 0.2 ^b
<i>Gemmatimonadetes</i>	3.5 \pm 0.8 ^a	1.1 \pm 0.5 ^b	1.4 \pm 0.9 ^b
<i>Deltaproteobacteria</i>	5.9 \pm 0.8 ^a	4.1 \pm 0.6 ^b	5.1 \pm 0.9 ^{ab}
<i>Pedospaerae</i>	1.6 \pm 0.5 ^a	0.7 \pm 0.6 ^b	0.7 \pm 0.4 ^b
<i>Actinobacteria</i>	7.4 \pm 0.4 ^a	13.4 \pm 1.2 ^b	13.1 \pm 0.8 ^b
<i>Phycisphaerae</i>	0.7 \pm 0.1 ^a	0.2 \pm 0.09 ^b	0.5 \pm 0.02 ^a
<i>Flavobacteriia</i>	0.04 \pm 0.02 ^a	0.4 \pm 0.08 ^b	0.1 \pm 0.07 ^a
Порядки			
<i>iii 1-15 (Acidobacteria)</i>	2.6 \pm 0.4 ^a	1.5 \pm 0.4 ^b	1.9 \pm 0.7 ^{ab}
<i>Acidobacteriales</i>	5.1 \pm 1.9 ^a	1.9 \pm 0.5 ^b	1.5 \pm 0.4 ^b
Ellin6513 (<i>Acidobacteria</i>)	0.7 \pm 0.3 ^a	0.1 \pm 0.1 ^b	0.1 \pm 0.1 ^b
<i>Actinomycetales</i>	7.4 \pm 0.8 ^a	13.4 \pm 2.6 ^b	13.0 \pm 1.8 ^b
<i>Flavobacteriales</i>	0.02 \pm 0.02 ^a	0.4 \pm 0.09 ^b	0.1 \pm 0.07 ^a
<i>Roseiflexales</i>	0.9 \pm 0.4 ^a	0.1 \pm 0.1 ^b	0.3 \pm 0.3 ^{ab}
N1423WL (<i>Gemmatimonadetes</i>)	0.7 \pm 0.4 ^a	0.04 \pm 0.05 ^b	0.08 \pm 0.08 ^{ab}
<i>Mycococcales</i>	4.0 \pm 0.2 ^a	3.0 \pm 0.2 ^b	3.0 \pm 0.2 ^b
<i>Pedospaerales</i>	1.6 \pm 0.5 ^a	0.7 \pm 0.2 ^b	0.7 \pm 0.4 ^b
Семейства			
<i>Microbacteriaceae</i>	0.2 \pm 0.2 ^a	1.1 \pm 0.4 ^b	0.7 \pm 0.4 ^{ab}
<i>Streptomyetaceae</i>	0.4 \pm 0.1 ^a	1.2 \pm 0.4 ^b	0.7 \pm 0.3 ^{ab}
<i>Sinobacteraceae</i>	0.3 \pm 0.1 ^a	0.8 \pm 0.4 ^b	0.5 \pm 0.2 ^a ^b
<i>Micrococcaceae</i>	0.4 \pm 0.1 ^a	1.1 \pm 0.4 ^{ab}	1.8 \pm 0.5 ^b
<i>Intrasporangiaceae</i>	0.7 \pm 0.09 ^a	1.0 \pm 0.5 ^{ab}	1.5 \pm 0.3 ^b
<i>Iamiaceae</i>	0.02 \pm 0.04 ^a	0.02 \pm 0.04 ^a	0.12 \pm 0.04 ^b
<i>Koribacteraceae</i>	4.7 \pm 1.8 ^a	1.7 \pm 0.7 ^b	1.1 \pm 0.4 ^b
<i>Kouleothrixaceae</i>	0.8 \pm 0.3 ^a	0.1 \pm 0.1 ^b	0.2 \pm 0.2 ^{ab}
<i>Clostridiaceae</i>	0.02 \pm 0.05 ^a	0.3 \pm 0.06 ^b	0.06 \pm 0.02 ^a
<i>Flavobacteriaceae</i>	0.02 \pm 0.02 ^a	0.4 \pm 0.09 ^b	0.08 \pm 0.03 ^a
Роды			
<i>Iamia</i>	0.02 \pm 0.04 ^a	0.02 \pm 0.04 ^a	0.12 \pm 0.04 ^b
<i>Kribbella</i>	0.1 \pm 0.07 ^a	0.28 \pm 0.04 ^b	0.12 \pm 0.04 ^a
<i>Candidatus Koribacter</i>	3.3 \pm 1.2 ^a	1.2 \pm 0.5 ^{ab}	0.7 \pm 0.4 ^b
<i>Flavobacterium</i>	0.02 \pm 0.04 ^a	0.4 \pm 0.12 ^b	0.08 \pm 0.08 ^a
<i>Pirellula</i>	0.2 \pm 0.1 ^a	0 \pm 0.0 ^b	0 \pm 0.0 ^b

E. fetida [17]. Высокая метаболическая активность этих бактерий отмечена в содержимом кишечника *L. terrestris* [26]. Развитию клостридий могут способствовать анаэробные условия в кишечнике дождевых червей, наличие в нем растительных остатков, в деструкции которых задействованы *Clostridiaceae* и другие представители филы *Firmicutes* [25].

Обнаруженное увеличение доли флавобактерий при пассаже почвы через кишечник *L. terrestris* отмечено и у червей *A. trapezoides*, обитающих в почвах Австралии [19]. Кроме того, флавобактерии выделены из кишечного гомогената *A. caliginosa* [18]. Увеличение в кишечнике дождевых червей обилия флавобактерий связывают с их способностью к нитратному дыханию, что позволяет этим бактериям не только адаптироваться к недостатку кислорода, характерному для этой среды обитания, но и успешно конкурировать с микроорганизмами других видов [18].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Различия в составе прокариотного комплекса в исходной почве и свежих копролитах дождевых червей изученных видов были относительно невелики, предположительно, из-за непродолжительного по времени прохождения почвы через пищеварительную систему червей. Наиболее масштабные изменения в составе сообщества прокариот отмечены после пассажа почвы через кишечник *L. terrestris*, а не *A. caliginosa*. Возможно, это связано с различиями в пищеварительных системах червей этих видов, приспособленных к трансформации отличающихся по составу источников питания. Черви *L. terrestris* питаются преимущественно опадом, а *A. caliginosa* — более разложившим детритом [4].

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа проведена с использованием оборудования ЦКП “Геномные технологии, протеомика и клеточная биология” ФГБНУ ВНИИСХМ. Работа выполнена в рамках темы госзадания № 115122210098-2 “Роль геохимической деятельности почвенных микроорганизмов в поддержании стабильности наземных экосистем”.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Битюцкий Н.П., Кайдун П.И. Влияние дождевых червей на подвижность микроэлементов в почве и их доступность растениям // Почвоведение. 2008. № 12. С. 1479–1486.
2. Битюцкий Н.П., Соловьева А.Н., Лукина Е.И., Лапшина И.Н., Власов Д.Ю., Кудряшова Н.В. Влияние дождевых червей различных видов на модификацию популяции микроорганизмов и активность ферментов в почве // Почвоведение. 2005. № 1. С. 82–91.
3. Пономарева С.И. Влияние жизнедеятельности дождевых червей на создание устойчивой структуры дерново-подзолистой почвы // Тр. Почв. ин-та им. В.В. Докучаева. 1953. Т. 41. С. 304–376.
4. Стриганова Б.П. Питание почвенных сапрофагов. М.: Наука, 1980. 244 с.
5. Тунов А.В. Влияние нор дождевых червей *Lumbricus terrestris* на пространственное распределение и таксономическую структуру почвенных сообществ // Экологический журн. 2003. Т. 81. № 2. С. 269–274.
6. Чекановская О.В. Дождевые черви и почвообразование. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 212 с.
7. Чернов Т.И., Тхакахова А.К., Кутюва О.Д. Оценка различных индексов разнообразия для характеристики почвенного прокариотного сообщества по данным метагеномного анализа // Почвоведение. 2015. № 4. С. 462–468.
8. Aira M., Bybee S., Perez-Losada M., Dominguez J. Feeding on microbiomes: effects of detritivory on the taxonomic and phylogenetic bacterial composition of animal manures // FEMS Microbiol. Ecol. 2015. V. 91. № 11. P. 1–10. <https://doi.org/10.1093/femsec/fiv117>
9. Aira M., Perez-Losada M., Dominguez J. Microbiome dynamics during cast ageing in the earthworm *Aporrectodea caliginosa* // Appl. Soil Ecol. 2019. V. 139. P. 56–63. <https://doi.org/10.1016/j.apsoil.2019.03.019>
10. Bityutskii N.P., Maiorov E.I., Orlova N.E. The priming effects induced by earthworm mucus on mineralization and humification of plant residues // Eur. J. Soil Biol. 2012. V. 5. P. 1–6. <https://doi.org/10.1016/j.ejsobi.2011.11.008>
11. Bityutskii N.P., Kaidun P., Yakkonen K. Earthworms can increase mobility and bioavailability of silicon in soil // Soil Biol. Biochem. 2016. V. 99. P. 47–53. <https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2016.04.022>
12. Brown G.G., Doube B.M. Functional interactions between earthworms, microorganisms, organic matter, and plants // Earthworm Ecology. CRC Press, Boca Raton, 2004. P. 213–239.
13. Caporaso J.G., Kuczynski J., Stombaugh J. et al. QIIME allows analysis of high-throughput community sequencing data // Nature Methods. 2010. V. 7. № 5. P. 335–336. <https://doi.org/10.1038/nmeth.f.303>
14. Delgado-Balbuena L., Bello-López J.M., Navarro-Noya Y.E., Rodríguez-Valentín A., Luna-Guido M.L., Dendooven L. Changes in the Bacterial Community Structure of Remediated Anthracene-Contaminated Soils // PLOS ONE. 2016. V. 11. № 10. P. 1–28. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0160991>
15. Fierer N., Jackson R.B. The diversity and biogeography of soil bacterial communities // PNAS USA. 2006. V. 103. P. 626–631. <https://doi.org/10.1073/pnas.0507535103>
16. Furlong M.A., Singleton D.R., Coleman D.C., Whittman W.B. Molecular and Culture-Based Analyses of

- Prokaryotic Communities from an Agricultural Soil and the Burrows and Casts of the Earthworm *Lumbricus rubellus* // Appl. Environ. Microbiol. 2002. P. 1265–1279. <https://doi.org/10.1128/AEM.68.3.1265-1279.2002>
17. Hong H.N., Rumpel C., Henry des Tureaux T., Bardoux G., Billou D., Duc T.T., Jouquet P. How do earthworms influence organic matter quantity and quality in tropical soils? // Soil Biol. Biochem. 2011. V. 43. P. 223–230. <https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2010.09.033>
 18. Horn M.A., Drake H.L., Schramm A. Nitrous Oxide Reductase Genes (nosZ) of Denitrifying Microbial Populations in Soil and the Earthworm Gut Are Phylogenetically Similar // Appl. Environ. Microbiol. 2006. P. 1019–1026. <https://doi.org/10.1128/AEM.72.2.1019-1026.2006>
 19. Menezes de A.B., Prendergast-Miller M.T., Macdonald L. M., Toscas P., Baker G., Farrell M., Wark T., Richardson A. E., Thrall P.H. Earthworm-induced shifts in microbial diversity in soils with rare versus established invasive earthworm populations // FEMS Microbiol. Ecol. 2018. V. 94. P. 1–14. <https://doi.org/10.1093/femsec/fiy051>
 20. Natal-da-Luz T., Lee I., Verweij R.A., Morais P.V., Van Velzen M.J.M., Sousa J.P., Van Gestel C.A.M. Influence of earthworm activity on microbial communities related with the degradation of persistent pollutants // Environ. Toxicol. 2012. V. 31. № 4. P. 794–803. <https://doi.org/10.1002/etc.1738>
 21. Pass D.A., Morgan A.J., Read D.S., Field D., Weightman A.J., Kille P. The effect of anthropogenic arsenic contamination on the earthworm microbiome // Environ. Microbiol. 2015. V. 17. № 6. P. 1884–1896. <https://doi.org/10.1111/1462-2920.12712>
 22. Satchell J.E. Earthworm ecology: From Darwin to Vermiculture. London: Chapman and Hall, 1983.
 23. Scheu S., Schlitt N., Tiunov A.V., Newington J.E., Jones H.T. Effects of the presence and community composition of earthworms on microbial community functioning // Oecologia. 2002. V. 133. № 2. P. 254–260. <https://doi.org/10.1007/s00442-002-1023-4>
 24. Shweta Ms. Cellulolysis: A transient property of earthworm or symbiotic/ingested microorganisms? // Int. J. Scien. Res. Publ. 2012. V. 2. № 11. P. 1–8.
 25. Singleton D.R., Hendrix P.F., Coleman D.C., Whitman W.B. Identification of uncultured bacteria tightly associated with the intestine of the earthworm *Lumbricus rubellus* (Lumbricidae; Oligochaeta) // Soil Biol. Biochem. 2003. V. 35. P. 1547–1555. [https://doi.org/10.1016/S0038-0717\(03\)00244-X](https://doi.org/10.1016/S0038-0717(03)00244-X)
 26. Wüst P.K., Horn M.A., Drake H.L. Clostridiaceae and Enterobacteriaceae as active fermenters in earthworm gut content // ISME. 2011. V. 5. № 1. P. 92–106. <https://doi.org/10.1038/ismej.2010.99>

Prokaryotic Complexes of Coprolites of *Aporrectodea caliginosa* and *Lumbricus terrestris*

V. Yu. Shakhnazarova^{1,2}, A. V. Yakushev^{3,*}, K. L. Yakkonen¹, A. A. Kichko²,
T. S. Aksenova², and N. P. Bitvutskii¹

¹St. Petersburg State University, Universitetskaya nab., 7/9, St. Petersburg, 199178 Russia

²All-Russia Research Institute of Agricultural Microbiology, sh. Podbel'skogo, 4, Pushkin-8, St. Petersburg, 196608 Russia

³Lomonosov Moscow State University, Leninskie gory, 1, Moscow, 119991 Russia

*e-mail: a_yakushev84@mail.ru

For the first time, a comparative study of the influence of two species of earthworms (*Aporrectodea caliginosa* and *Lumbricus terrestris*) on the composition of the prokaryotic complex of Umbric Albeluvisols was carried out using the methods of metagenomics. Prokaryotes in the soil and coprolites were mainly represented by Acidobacteria, Actinobacteria, Bacteroidetes, Chloroflexi, Gemmatimonadetes, Planctomycetes, Proteobacteria, and Verrucomicrobia. The passage of soil through the earthworm intestines significantly changed the abundance of some taxa in the soil prokaryotic block, but not general indicators of its biodiversity. In the coprolites of earthworms of both species, a decrease in the abundance of Acidobacteria and Gemmatimonadetes phyla, including predominantly oligotrophic bacteria, was recorded. Coprolites of *L. terrestris* were characterized by an increase in the proportion of Actinobacteria and Firmicutes phyla, which are mainly represented by copiotrophs and hydrolytics. In addition, the abundance of Clostridiaceae anaerobic bacteria and *Flavobacterium* capable of nitrate respiration increased in the casts of *L. terrestris*, probably due to the appearance of anaerobic conditions in the biogenically transformed soil. Generally, changes in the taxonomic structure of prokaryotes in the soil treated by *L. terrestris* were greater than those in the soil treated by *A. caliginosa*. These differences among casts of different earthworm species could be due to the specificity of functioning of their digestive systems adapted to transformation of different food sources.

Keywords: taxonomic composition, intestinal community, bacteria, taxonomic biodiversity

УДК 631.417.1631.465

ДИНАМИКА БИОЛОГИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ И ВОДОРАСТВОРИМОГО ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА В ПОЧВАХ ГОРНОЙ ТУНДРЫ ХИБИН НА СКЛОНАХ РАЗНОЙ ЭКСПОЗИЦИИ

© 2021 г. М. Н. Маслов^а*, О. А. Токарева^а, Е. И. Караванова^а, О. А. Маслова^а, Е. И. Копейна^б

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

^бПолярно-альпийский сад-институт им. Н.А. Аврорина Кольского научного центра РАН,
мкр. Академгородок, 18, Апатиты, 184209 Россия

*e-mail: maslov.m.n@yandex.ru

Поступила в редакцию 29.06.2020 г.

После доработки 17.08.2020 г.

Принята к публикации 27.10.2020 г.

Оценена динамика содержания и свойств водорастворимого органического вещества и биологической активности почв кустарничкового и травяного биогеоценозов горной тундры на склонах разной экспозиции. Выявлено варьирование большинства изученных показателей в течение вегетационного периода, что подтверждает важность динамических наблюдений при оценке роли почв в меняющихся условиях окружающей среды. Установлено, что почвы на юго-западном склоне характеризуются более высокой среднесуточной температурой и меньшей влажностью на протяжении всего вегетационного периода. Несмотря на это, экспозиция склона не оказывает влияния на содержание водорастворимого органического вещества и потенциальную дыхательную активность почвенных микроорганизмов. В то же время установлено, что в более теплых и сухих условиях органическое вещество почв горной тундры менее устойчиво к микробиологической трансформации. Естественный градиент температуры и влажности почвы существенным образом не сказывается на эффективности использования источников углерода и общем функционировании микробных сообществ. На основании полученных данных спрогнозирована адаптация почвенного микробного сообщества при плавном повышении температуры в Субарктике без резкого увеличения скорости минерализации почвенного органического вещества микроорганизмами.

Ключевые слова: сезонная динамика, углерод, микробная биомасса почв, сухоторфяно-подбур, литозем, Entic Folic Podzols, Naplic Leptosols

DOI: 10.31857/S0032180X21040110

ВВЕДЕНИЕ

В почвах арктических и субарктических экосистем аккумулировано около 14% мирового почвенного углерода [16, 32, 44], что оценивается в 190 Гт [48]. Столь значительные запасы, а также высокая чувствительность северных экосистем к воздействию внешних факторов, определяют интерес к изучению механизмов регулирования биогеохимического цикла углерода. Минерализация органического вещества сдерживается такими факторами, как кислая реакция почвенной среды, переувлажнение, низкая обеспеченность доступными формами азота и высокое содержание труднорастворимых субстратов [20, 24, 37, 38]. Однако главным фактором, затрудняющим разложение органического вещества в тундровых почвах, является низкая температура окружающей среды [52]. В то же время рост температуры воздуха в высоких широтах в 2 раза превышает

среднемировые значения [15, 19] и в этих условиях температурные ограничения на процессы разложения могут быть смягчены, что подвергает часть почвенного органического вещества риску активной минерализации [31, 45].

Сочетание разнообразных орографических и микроклиматических условий в горной тундре создает предпосылки для формирования на сравнительно небольших площадях экосистем, различающихся по составу растений [13] и микроорганизмов, а также особенностям биологического круговорота и обеспеченности азотом [3]. Очевидно, что реакция контрастных по условиям функционирования экосистем на изменение факторов окружающей среды может различаться как по силе проявления, так и по направлению. В связи с этим прогнозирование степени, в которой потепление климата изменит минерализационную активность микроорганизмов, зависит от механистического понимания того, как потепление может

взаимодействовать с другими факторами окружающей среды, воздействуя на весь комплекс почвенных условий [30, 39]. Для изучения будущих изменений в горно-тундровых экосистемах может быть применен метод экологических градиентов, в частности изучение экосистем и почв на склонах разной экспозиции, что позволяет установить изменение лабильных свойств почвы в условиях слабого естественного градиента климатических условий. Использование такого подхода для оценки реакции экосистем на изменение температуры имеет преимущество перед манипуляционными экспериментами, поскольку позволяет оценить происходящие в экосистеме процессы в более длительных временных рамках [46, 54]. Получение такого рода данных является неотъемлемой частью понимания того, как тундровые экосистемы будут функционировать по мере постепенного изменения климата.

Цель работы — исследование динамики содержания и свойств водорастворимого органического вещества и микробиологической активности в двух контрастных типах почв горной тундры в зависимости от экспозиции склона.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Исследование проводили в Хибинах (Мурманская область). Образцы почвы отбирали в течение 2019 г. в 3 этапа, соответствующих началу (июнь), середине (конец июля—начало августа) и концу (сентябрь) вегетационного периода. Образцы почвы отбирали на северо-восточном и юго-западном склонах г. Вудъяврчорр на высоте 600–650 м над ур. м. Исследовали почвы двух горно-тундровых экосистем — кустарничковой тундры и злакового луга.

Кустарничковая тундра занимает пологие склоны и функционирует в условиях умеренного снегонакопления в зимний период. Растительный покров представлен листопадным кустарником *Betula nana*, а также вечнозелеными (*Empetrum hermaphroditum*, *Vaccinium vitis-idaea*, *Harri-manella hypnoides*, *Linnaea borealis*, *Loiseleuria procumbens*, *Phyllodoce caerulea*) и листопадными (*Vaccinium myrtillus*, *Vaccinium uliginosum*) кустарничками. Значительно реже здесь встречаются злаки (*Agrostis canina*, *Anthoxanthum alpinum*, *Deschampsia flexuosa*, *Festuca ovina*, *Nardus stricta*), осоки (*Carex bigelowii*) и разнотравье (*Solidago lapponica*). Моховый покров представлен *Polytrichum juniperinum* и *Pleurozium* sp. Среди лишайников доминируют *Cetraria islandica* и *Cladonia arbuscula*.

Злаковый луг занимает выположенные подножия склонов в условиях значительного зимнего снегонакопления. Доминирующими видами являются злаки (*Avenella flexuosa*, *Anthoxanthum alpinum*, *Festuca ovina*, *Nardus stricta*) и осоки (*Carex bigelowii*). В этом сообществе встречаются ку-

старнички *Empetrum hermaphroditum* и *Vaccinium myrtillus*. Среди разнотравья преобладают *Solidago lapponica*, *Taraxacum* sp. и др. Наиболее распространенным видом мхов является *Racomitrium macrocarpon*. Лишайники представлены *Cetraria islandica*, *Cetrariella delisei*, *Stereocaulon alpinum*.

Под кустарничковой тундрой формируется суходорфяно-подбур иллювиально-гумусовый с профилем ТЖ–ВН–С [4] или Entic Follic Podzols [29]. Под злаковым лугом формируется литозем перегнойно-темногумусовый потечно-гумусовый с профилем О–АН–С_{hi}–С [4] или Haplic Lep-tosols [29]. Обе почвы сформированы на элювии нефелиновых сиенитов.

Температуру почвы на глубине 10 см в каждой из исследованных экосистем фиксировали каждые 4 ч с июня по сентябрь с помощью логгеров Thermochron iButton™ (Dallas Semiconductor Corporation, TX, USA) с точностью 0.5°C. Влажность почвенных горизонтов определяли весовым методом при отборе проб почвы.

В воздушно-сухих образцах почвы исследовали общее содержание углерода (C_{общ}) и азота (N_{общ}) на элементном анализаторе Elementar Vario III (Германия). Значение pH определяли для водной и солевой (1 М KCl) почвенных суспензий потенциометрическим методом с помощью pH-метра Hanna HI 83141 со стеклянным электродом HI 1230В с точностью 0.01 ед. pH.

Свежие образцы почвы доставляли в лабораторию и анализировали не позднее, чем через 2 сут после отбора согласно рекомендациям [7]. В свежих образцах определяли содержание углерода и азота водорастворимого органического вещества (ВОВ). Экстракцию проводили бидистиллированной водой при температуре 20°C при соотношении почва : раствор 1 : 10. Полученные растворы фильтровали через мембранный фильтр с размером пор 0.45 мкм (ацетат целлюлозы; OE 67, Schleicher and Schuell). Определение концентрации углерода (C_{ВОВ}) и азота ВОВ проводили на автоматическом анализаторе liqui TOC Elementar (Германия). В растворах определяли абсорбцию в ультрафиолетовом спектре при длине волны 254 нм (A₂₅₄) на спектрофотометре Specord 50 (Analytic Jena, Германия). Для определения степени гидрофобности и ароматичности ВОВ рассчитывали показатель удельной ультрафиолетовой абсорбции SUVA₂₅₄ = (A₂₅₄/C_{ВОВ}) × 100, л/(мг м) [28, 51]. Спектры флуоресценции измеряли на люминесцентном спектрометре LS-45 (Perkin Elmer, США) при длине волны возбуждения 310 нм, по ним рассчитывали индекс свежести ВОВ (β/α), равный отношению интенсивности флуоресценции при 380 нм (β) к максимуму в диапазоне 420–435 нм (α) [53]. В природных поверхностных водах, для которых первоначально был предложен данный индекс, флуоресценция β-типа обуслов-

лена наличием автохтонного органического вещества и продуктов начальных стадий их разложения, флуоресценция α -типа – гумусовыми веществами [27, 40]. Таким образом, индекс свежести отражает долю в составе растворенных органических веществ новообразованных негумифицированных компонентов. Для ВОВ почв величина β/α характеризует долю неспецифических лабильных веществ, потенциально подверженных дальнейшей микробной трансформации.

Содержание углерода ($C_{\text{микр}}$) и азота ($N_{\text{микр}}$) микробной биомассы определяли методом фумигации–экстракции [17, 50] как разницу между концентрацией экстрагируемого углерода и азота в фумигированных и нефумигированных навесках исследуемого образца. Экстракцию углерода и азота проводили 0.05 М раствором K_2SO_4 . Концентрацию С и N определяли на автоматическом анализаторе liqui TOC Elementar (Германия). В вытяжках из нефумигированных образцов исследовали содержание минерального азота. Аммонийный азот определяли салицилат-нитропруссидным методом, нитратный – после восстановления нитратов до нитритов на кадмиевой колонке с получением окрашенного азосоединения при реакции с сульфаниламином и N-(1-нафтил)-этилендиаминдигидрохлоридом. Колориметрирование окрашенных растворов проводили на спектрофотометре Genesys TM 10 UV (США).

Базальное дыхание (БД) почвы определяли после инкубации образцов почвы при полевой влажности при температуре $+20^\circ\text{C}$ в течение 24 ч. Скорость субстрат-индуцированного дыхания (СИД) исследовали при аналогичных температурных условиях через 3 ч после внесения в почву 0.2 мл 10%-ного раствора глюкозы. Концентрацию выделившегося $C-CO_2$ определяли на газовом хроматографе с детектором по теплопроводности (колонка Haye Sep N с внутренним диаметром 2 мм и длиной 2000 мм, адсорбент – 80/100 Poraqak Q, температура колонки 60°C , скорость потока газа-носителя (гелий) 20 мл/мин; объем вводимой пробы газа – 1 мл). Показатели БД и СИД использовали для характеристики экофизиологического состояния микробных комплексов почв [1], для чего определяли величину метаболического коэффициента $qCO_2 = \text{БД}/C_{\text{микр}}$ и коэффициента микробного дыхания $Q_R = \text{БД}/\text{СИД}$ [2, 14].

Все эксперименты проводили в 4-кратной повторности для каждого срока отбора образцов (12-кратная повторность для каждой почвы). В таблицах и на графиках данные приведены как средние величины \pm ошибка среднего, расчет выполнен на вес сухой почвы (105°C , 12 ч). Для статистической обработки результатов использовали программы Microsoft Excel и Statistica 10.0. Все измеренные показатели были оценены на нормальность распределения (тест Колмогорова–

Смирнова) и гомогенность и при необходимости логарифмированы (в таблицах и на графиках данные приведены без преобразования). Для оценки достоверности различий температуры почвы в разных экосистемах использовали t -критерий для независимых переменных. Результаты проанализированы с использованием факторного дисперсионного анализа (ANOVA) с выявлением эффектов экспозиции склона, времени отбора почвенного образца, типа экосистемы и почвенного горизонта, а также их взаимодействия. Влияние факторов признавалось статистически значимым при $p < 0.05$. Для анализа части данных использовали метод регрессионного анализа с последовательным включением факторов.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Температура и влажность почвы. Средняя температура почвы кустарничковой тундры за вегетационный период составляет $6.9 \pm 1.2^\circ\text{C}$ на северо-восточном и $9.7 \pm 1.9^\circ\text{C}$ на юго-западном склонах. Для почвы злакового луга этот показатель больше и составляет 8.0 ± 2.0 и $10.1 \pm 1.8^\circ\text{C}$ соответственно (рис. 1). Максимальная температура почвы на глубине 10 см зафиксирована в июле и августе. В начале августа наблюдалось снижение температуры почвы, связанное с вторжением холодных арктических воздушных масс, что в целом характерно для климата региона. Сухоторфяно-подбур под кустарничковой тундрой характеризуется наибольшими перепадами температуры в течение вегетационного сезона по сравнению с литоземом под злаковым лугом. Для почв одноименных экосистем на разных склонах установлены статистически достоверные различия в среднесуточной температуре ($p < 0.001$). Также значимые различия установлены между температурой сухоторфяно-подбура и литозема на северо-восточном склоне ($p < 0.001$), в то время как для почв на юго-западном склоне различия не зафиксированы ($p = 0.199$).

Влажность поверхностных горизонтов в почвах составляет 60–70% на северо-восточном склоне и 40–60% на юго-западном. С глубиной влажность снижается до 20–40% в минеральных горизонтах. Наименьшая влажность почвы зафиксирована в середине вегетационного сезона. Дисперсионный анализ (табл. 1) показал влияние факторов экспозиции склона, сезона вегетационного периода, типа экосистемы и горизонта на влажность почвы.

Физико-химические свойства почв. Горно-тундровые почвы на обоих склонах характеризуются кислой реакцией среды (табл. 2). При этом литозем под злаковым лугом имеет большие значения рН, чем сухоторфяно-подбур под кустарничковой тундрой, что может быть связано с различием в качестве поступающего растительного опада. Ранее опубликованы схожие данные по кислот-

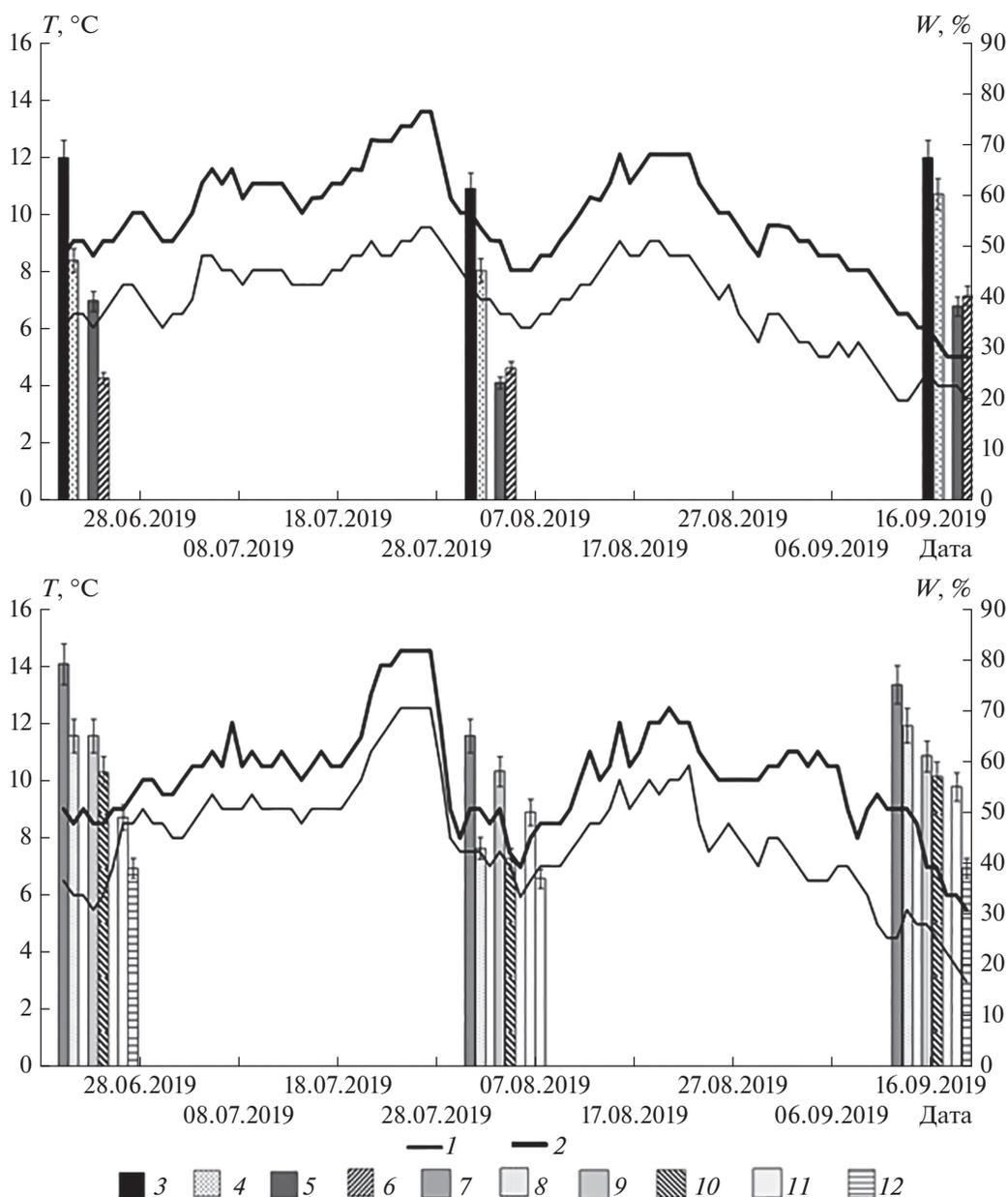


Рис. 1. Динамика среднесуточной температуры и влажности почвы кустарничковой тундры (А) и злакового луга (Б): 1 – температура почвы на северо-восточном склоне; 2 – температура почвы на юго-западном склоне; 3 – влажность горизонта ТЖ сухоторфяно-подбуря на северо-восточном склоне; 4 – влажность горизонта ТЖ сухоторфяно-подбуря на юго-западном склоне; 5 – влажность горизонта ВН сухоторфяно-подбуря на северо-восточном склоне; 6 – влажность горизонта ВН сухоторфяно-подбуря на юго-западном склоне; 7 – влажность горизонта О литозема на северо-восточном склоне; 8 – влажность горизонта О литозема на юго-западном склоне; 9 – влажность горизонта АН литозема на северо-восточном склоне; 10 – влажность горизонта АН литозема на юго-западном склоне; 11 – влажность горизонта C_{hi} литозема на северо-восточном склоне; 12 – влажность горизонта C_{hi} литозема на юго-западном склоне.

ности почв горной тундры Фенноскандии [10] и Хибин [11]. Экспозиция склона не влияет на величину рН водной суспензии почвы, в то время как для потенциальной кислотности не установлено значимого влияния периода вегетационного сезона.

Для тундровых почв характерно высокое общее содержание углерода и азота. Валовое содер-

жание С в почве составляет около 30–40% в поверхностных органогенных горизонтах и снижается до 6–8% в минеральных горизонтах (табл. 2). Высокое содержание углерода в минеральных горизонтах, с одной стороны, объясняется миграцией органических веществ из вышележащих горизонтов в условиях промывного водного режима, а, с другой стороны, связано с присутствием

Таблица 1. Влияние факторов (*P*-value) на общие свойства и влажность почв горной тундры (ANOVA)

Фактор	$C_{\text{общ}}, \%$	$N_{\text{общ}}, \%$	$C_{\text{общ}} : N_{\text{общ}}$	pH_{H_2O}	pH_{KCl}	$W, \%$
Время отбора (1)	—	—	—	<0.001	0.019	<0.001
Экспозиция (2)	<0.001	<0.001	<0.001	0.575	<0.001	<0.001
Экосистема (3)	<0.001	0.265	<0.001	0.006	<0.001	<0.001
Горизонт (4)	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001
1 × 2	—	—	—	0.040	0.129	0.001
1 × 3	—	—	—	0.655	0.980	0.161
2 × 3	0.028	0.769	0.419	<0.001	<0.001	0.006
1 × 4	—	—	—	0.022	0.335	0.324
2 × 4	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	0.011
3 × 4	<0.001	0.496	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001
1 × 2 × 3	—	—	—	0.426	0.032	0.075
1 × 2 × 4	—	—	—	0.158	0.072	0.427
1 × 3 × 4	—	—	—	0.505	0.240	0.428
2 × 3 × 4	<0.001	0.007	0.081	0.063	0.001	<0.001
1 × 2 × 3 × 4	—	—	—	0.312	0.883	0.254

Примечание. Здесь и далее жирным шрифтом выделены уровни значимости *p*, свидетельствующие о значимости влияния фактора.

Таблица 2. Физико-химические свойства почв

Экосистема	Горизонт	$C_{\text{общ}}, \%$	$N_{\text{общ}}, \%$	C : N	pH_{H_2O}	pH_{KCl}
Северо-восточный склон						
КТ	TJ	32.2 ± 2.2	1.23 ± 0.05	26.3 ± 2.0	4.8 ± 0.3	3.8 ± 0.1
	BH	5.3 ± 1.2	0.33 ± 0.08	19.2 ± 1.2	5.5 ± 0.2	4.8 ± 0.1
ЗЛ	O	41.7 ± 2.9	1.61 ± 0.20	31.4 ± 2.5	5.3 ± 0.1	4.4 ± 0.1
	АН	14.6 ± 2.6	1.20 ± 0.18	15.9 ± 0.7	5.3 ± 0.1	4.7 ± 0.2
	C_{hi}	6.9 ± 0.7	0.45 ± 0.07	19.0 ± 0.8	5.6 ± 0.1	5.1 ± 0.1
Юго-западный склон						
КТ	TJ	28.9 ± 1.4	1.47 ± 0.21	22.9 ± 1.5	4.9 ± 0.1	4.0 ± 0.1
	BH	6.6 ± 0.9	0.50 ± 0.12	19.6 ± 0.5	5.7 ± 0.2	4.7 ± 0.1
ЗЛ	O	35.2 ± 3.5	1.94 ± 0.20	20.9 ± 1.2	5.3 ± 0.1	4.3 ± 0.2
	АН	17.3 ± 1.1	1.62 ± 0.11	13.1 ± 0.8	5.0 ± 0.1	4.1 ± 0.1
	C_{hi}	6.4 ± 0.5	0.41 ± 0.09	17.7 ± 1.0	5.3 ± 0.1	4.5 ± 0.1

Примечание. КТ – кустарничковая тундра, ЗЛ – злаковый луг.

большого количества подземной фитомассы (в первую очередь, тонких функциональных корней) во всей глубине почвенного профиля. Экспозиция склона оказывает влияние на общее содержание углерода в почвах ($p < 0.001$): на северо-восточном склоне его содержание выше, чем на юго-западном, что может быть связано с более интенсивной трансформацией растительных остатков в наиболее теплых и сухих условиях юго-западного склона.

Содержание общего азота в поверхностных горизонтах почв составляет 1.2–1.9% и с глубиной

сокращается до 0.3–0.5%. Схожие данные по содержанию азота отмечены в ранее опубликованных работах в почвах горной [3, 9] и зональной [12] тундры. Экспозиция склона влияет ($p < 0.001$) на общее содержание азота в почвах. Однако в противоположность $C_{\text{общ}}$ содержание $N_{\text{общ}}$ больше в почвах юго-западного склона. Соотношение C : N в органическом веществе почв варьирует в широких пределах от 13 до 31 в зависимости от склона и горизонта. Низкое обогащение азотом свидетельствует о слабой степени гумифицированности почвенного органического вещества. При этом органическое вещество почв на юго-за-

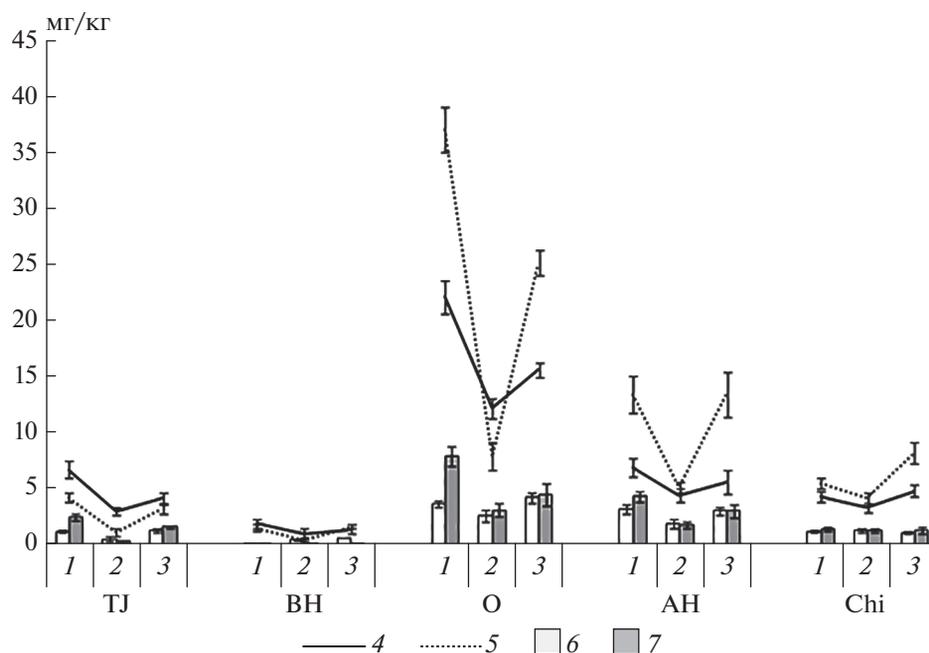


Рис. 2. Сезонная динамика содержания аммонийного и нитратного азота: 1 – начало вегетации (июнь); 2 – середина вегетации (июль–август); 3 – окончание вегетации (сентябрь); 4 – содержание аммонийного азота в почвах на северо-восточном склоне; 5 – содержание аммонийного азота в почвах на юго-западном склоне; 6 – содержание нитратного азота в почвах на северо-восточном склоне; 7 – содержание нитратного азота в почвах на юго-западном склоне.

падном склоне в большей степени обогащено азотом, чем в аналогичных почвах на северо-восточном склоне.

Почвы горной тундры бедны минеральным азотом (рис. 2). Аналогичные результаты были опубликованы ранее для схожих почв горной тундры северной Швеции [10]. Преобладающей формой минерального N является аммонийный азот, что в целом характерно для тундровых почв [6, 12, 23, 43]. Экспозиция склона, сезон вегетационного периода, а также тип экосистемы и почвенного горизонта оказывают значимое влияние ($p < 0.001$) на содержание как аммонийного, так и нитратного азота в почвах (табл. 3). Почвы на юго-западном склоне отличаются наибольшим содержанием минерального азота, что объясняется более оптимальным температурно-влажностным режимом. Роль температуры, как лимитирующего фактора процессов минерализации соединений азота в тундровых почвах, показана ранее [10, 22, 42]. Максимальное содержание минерального азота в почвах наблюдается в начале вегетационного сезона, что может быть связано с влиянием весенних циклов промораживания–оттаивания [5, 23, 25, 33]. В середине вегетации содержание минерального азота в почвах минимальное, что связано с его потреблением растениями и микроорганизмами.

Содержание и свойства ВОВ. Содержание углерода ВОВ в горизонте TJ сухоторфяно-подбуря

варьирует в пределах 220–470 мг/кг и снижается в минеральном горизонте до 45–150 мг/кг (рис. 3). Для литозема характерно большее содержание ВОВ: в подстилке от 500 до 800 мг/кг, в нижележащих горизонтах – от 100 до 250 мг/кг. Содержание водорастворимого углерода в почвах наиболее тесно коррелирует с содержанием общего углерода в почве ($r = 0.78$, $p < 0.05$), при этом доля углерода водорастворимой фракции в общем пуле относительно постоянна и не превышает 0.10–0.25%. По данным множественного пошагового регрессионного анализа, вне зависимости от экспозиции склона и типа экосистемы, содержание ВОВ в почвах определяется двумя факторами: температурой почвы и общим содержанием углерода.

Экспозиция склона не оказывает влияния на содержание $C_{\text{ВОВ}}$ в почвах (табл. 3). Сезон вегетационного периода оказывает влияние на содержание ВОВ: во всех почвах и горизонтах минимальное содержание $C_{\text{ВОВ}}$ зафиксировано в середине вегетации, что связано с активизацией микроорганизмов, потребляющих ВОВ. Наибольшее содержание $C_{\text{ВОВ}}$ в почвах приурочено к окончанию периода вегетации и связано с началом разложения свежего растительного опада. Осенний всплеск содержания ВОВ в поверхностных горизонтах почв более выражен на юго-западном склоне, что связано с более высокой температурой почвы, способствующей лучшему разложению поступающих растительных остатков.

Таблица 3. Влияние факторов (*P*-value) на содержание и свойства водорастворимых компонентов почв горной тундры (ANOVA)

Фактор	C _{ВОВ} , мг/кг	C _{ВОВ} : N _{ВОВ}	N-NH ₄ ⁺ , мг/кг	N-NO ₃ ⁻ мг/кг	SUVA ₂₈₀ , л/(мг С м)	β/α
Время отбора (1)	0.004	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001
Экспозиция (2)	0.189	0.004	<0.001	0.004	<0.001	<0.001
Экосистема (3)	0.005	0.014	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001
Горизонт (4)	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001
1 × 2	0.664	0.004	<0.001	<0.001	0.025	<0.001
1 × 3	0.526	0.002	<0.001	0.061	0.123	0.124
2 × 3	0.088	<0.001	<0.001	0.001	0.742	<0.001
1 × 4	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	0.101	<0.001
2 × 4	0.021	0.001	<0.001	<0.001	0.639	<0.001
3 × 4	<0.001	0.023	<0.001	0.625	0.003	<0.001
1 × 2 × 3	0.039	<0.001	<0.001	<0.001	0.686	<0.001
1 × 2 × 4	0.129	<0.001	<0.001	<0.001	0.465	<0.001
1 × 3 × 4	0.876	<0.001	<0.001	<0.001	0.501	<0.001
2 × 3 × 4	0.976	0.003	<0.001	<0.001	0.327	0.482
1 × 2 × 3 × 4	0.054	0.002	<0.001	<0.001	0.110	0.443

Процессы поступления свежего растительного опада и его микробиологической трансформации определяют соотношение С : N в ВОВ горно-тундровых почв. Большие значения соотношения С : N ВОВ, наблюдаемые в течение вегетационного периода во всех почвенных горизонтах, кроме подстилки злакового луга, по сравнению со средними значениями этого показателя для валового органического вещества, свидетельствуют о том, что большая часть азота почвы сохраняется в составе слаботрансформированных растительных остатков или малорастворимых органических соединений. Напротив, в подстилке злакового луга соотношение С : N водорастворимой фракции сравнимо или ниже соотношения в общем органическом веществе, что свидетельствует о слабой защищенности органического вещества от микробиологической трансформации.

Показатель SUVA₂₅₄, характеризующий долю различных, преимущественно гидрофобных, веществ ароматического строения в составе ВОВ [41], в поверхностных горизонтах почв составляет 1–3 л/(мг С м), а в минеральных от 0.3 до 1 л/(мг С м). Подобное профильное распределение отражает формирование компонентов ВОВ из разлагающегося растительного опада и связано с разной степенью микробиологической трансформации ВОВ. Следует отметить, что полученные для поверхностных горизонтов почв значения ниже, чем ранее опубликованные данные для торфяных почв сфагнового болота [35], но в целом хорошо соотносятся с данными, полученными для постпирогенных почв кустарничковой тундры Хибин [8]. Значение SUVA₂₅₄ зависит от

типа экосистемы: ВОВ почвы под кустарничковой тундрой имеет больший индекс SUVA₂₅₄, следовательно, более высокую степень ароматичности. Такое распределение связано с качеством ежегодно поступающего в почву растительного опада. Для сухоторфяно-подбура характерно ежегодное поступление лигнифицированного опада кустарничков с низким содержанием азота и фосфора, но большим количеством фенольных и других соединений ароматической структуры. В литозем поступает преимущественно опад злаков и других травянистых растений, который содержит меньшее количество лигнина и фенолов и больше азота и фосфора, что ускоряет его трансформацию микроорганизмами. Ранее показано, что для тундровых растений накопление большого количества фенольных соединений в тканях и, соответственно, растительном опаде, является адаптационным механизмом к стрессовым условиям окружающей среды, прежде всего, низкой температуре и низкой доступности питательных элементов [47]. Существенное влияние травянистых растений (люцерна) на снижение показателя SUVA₂₅₄ ВОВ ранее показано для почв различных севооборотов [56]. Для почв на северо-восточном склоне характерны меньшие значения SUVA₂₅₄ и меньшая степень ароматичности ВОВ по сравнению с почвами юго-западного склона. Это связано с меньшей температурой и большей влажностью почв на северо-восточном склоне, что определяет меньшую микробиологическую активность почв (см. ниже) и соответственно более продолжительное существование алифатических компонентов в составе ВОВ.

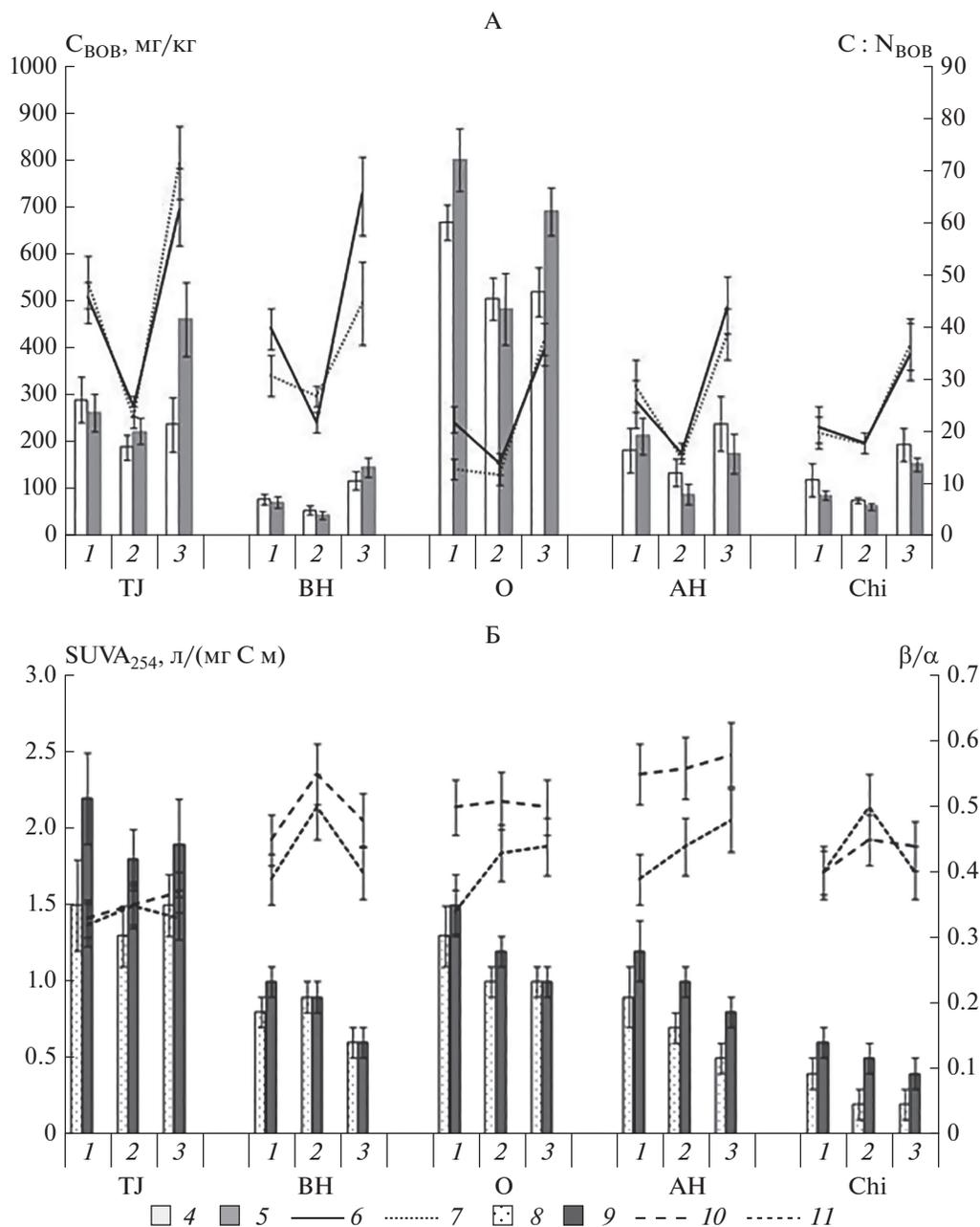


Рис. 3. Сезонная динамика содержания (А) и спектральные характеристики свойств (Б) водорастворимого органического вещества почв: 1 – начало вегетации (июнь); 2 – середина вегетации (июль–август); 3 – окончание вегетации (сентябрь); 4 – содержание $C_{\text{ВОВ}}$ в почвах на северо-восточном склоне; 5 – содержание $C_{\text{ВОВ}}$ в почвах на юго-западном склоне; 6 – соотношение $C : N_{\text{ВОВ}}$ в почвах на северо-восточном склоне; 7 – соотношение $C : N_{\text{ВОВ}}$ в почвах на юго-западном склоне; 8 – индекс $SUVA_{254}$ водорастворимого органического вещества почв северо-восточного склона; 9 – индекс $SUVA_{254}$ ВОВ почв юго-западного склона; 10 – индекс свежести β/α ВОВ почв северо-восточного склона; 11 – индекс свежести β/α водорастворимого органического вещества почв юго-западного склона.

Индекс свежести β/α характеризует долю органического вещества, в которую входят растворимые продукты разложения растительных остатков, корневые экссудаты и компоненты микробной биомассы, в пуле ВОВ почвы. Значения β/α варьируют в пределах 0.3–0.6 и зависят от сезона вегетационного периода, экспозиции склона, типа экосистемы и почвенного горизонта. Низкие значения

индекса свежести свидетельствуют о более высокой микробиологической активности по трансформации органического вещества [26], поэтому для почв наблюдается увеличение значений индекса β/α с глубиной. Для ВОВ литозема под злаковым лугом характерны более высокие значения индекса β/α , чем для ВОВ сухоторфяно-подбуря. Установлена тенденция роста значения индекса

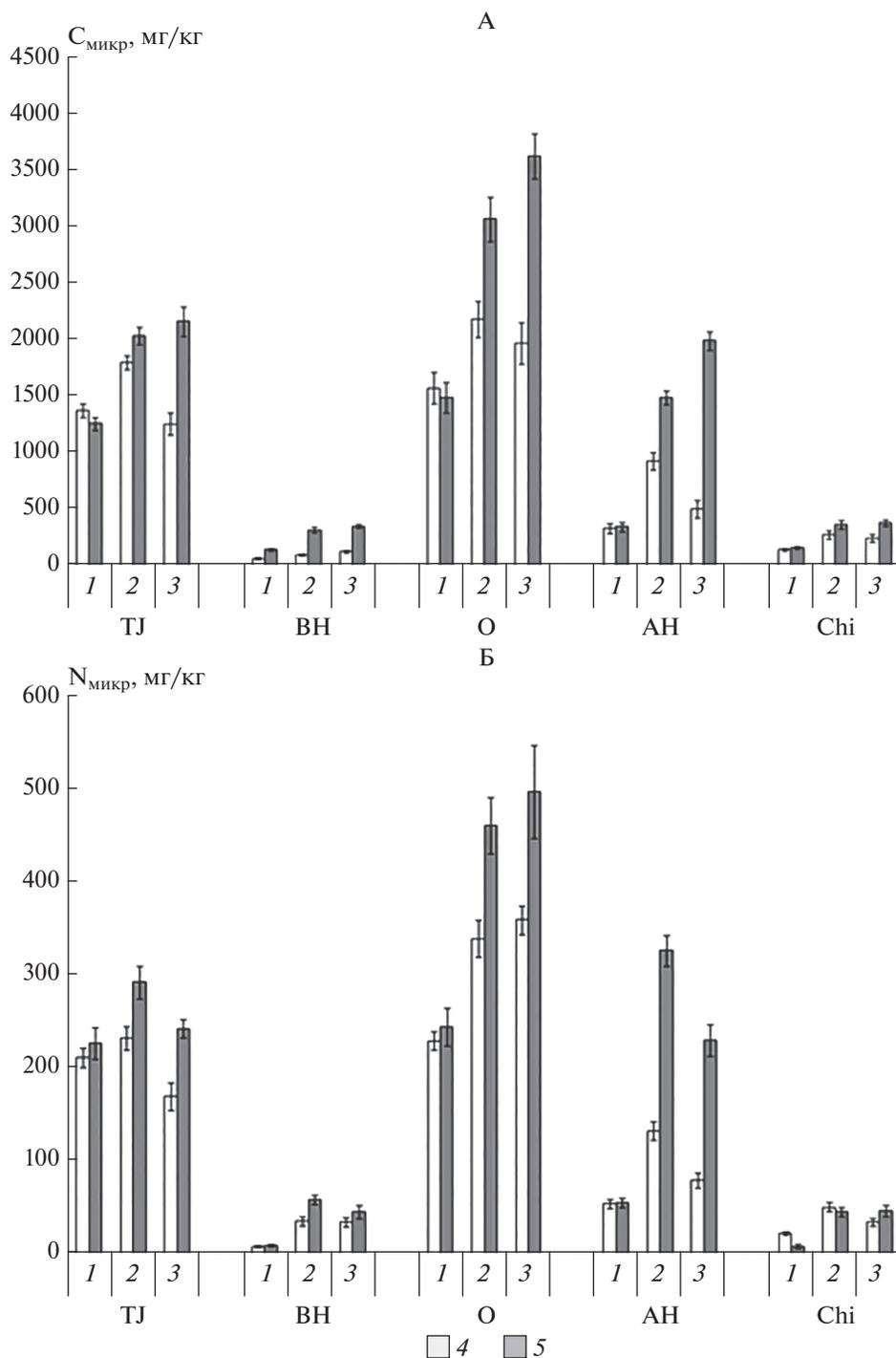


Рис. 4. Сезонная динамика содержания углерода (А) и азота (Б) микробной биомассы почв: 1 – начало вегетации (июнь); 2 – середина вегетации (июль–август); 3 – окончание вегетации (сентябрь); 4 – северо-восточный склон; 5 – юго-западный склон.

свежести в ходе вегетационного сезона с пиком в сентябре, что связано с поступлением в почву свежего растительного опада. ВОВ литозема на северо-восточном склоне имеет более высокий индекс свежести, чем на юго-западном. Для сухоторфяно-подбура такая закономерность проявляется только в конце вегетационного периода.

Содержание углерода и азота микробной биомассы и биологическая активность почв. Содержание углерода и азота микробной биомассы в почвах варьирует в значительных пределах (рис. 4) в зависимости от сезона вегетационного периода, экспозиции склона, типа почвы и горизонта. Доля $C_{\text{микр}}$ в общем пуле углерода почвы не превышает

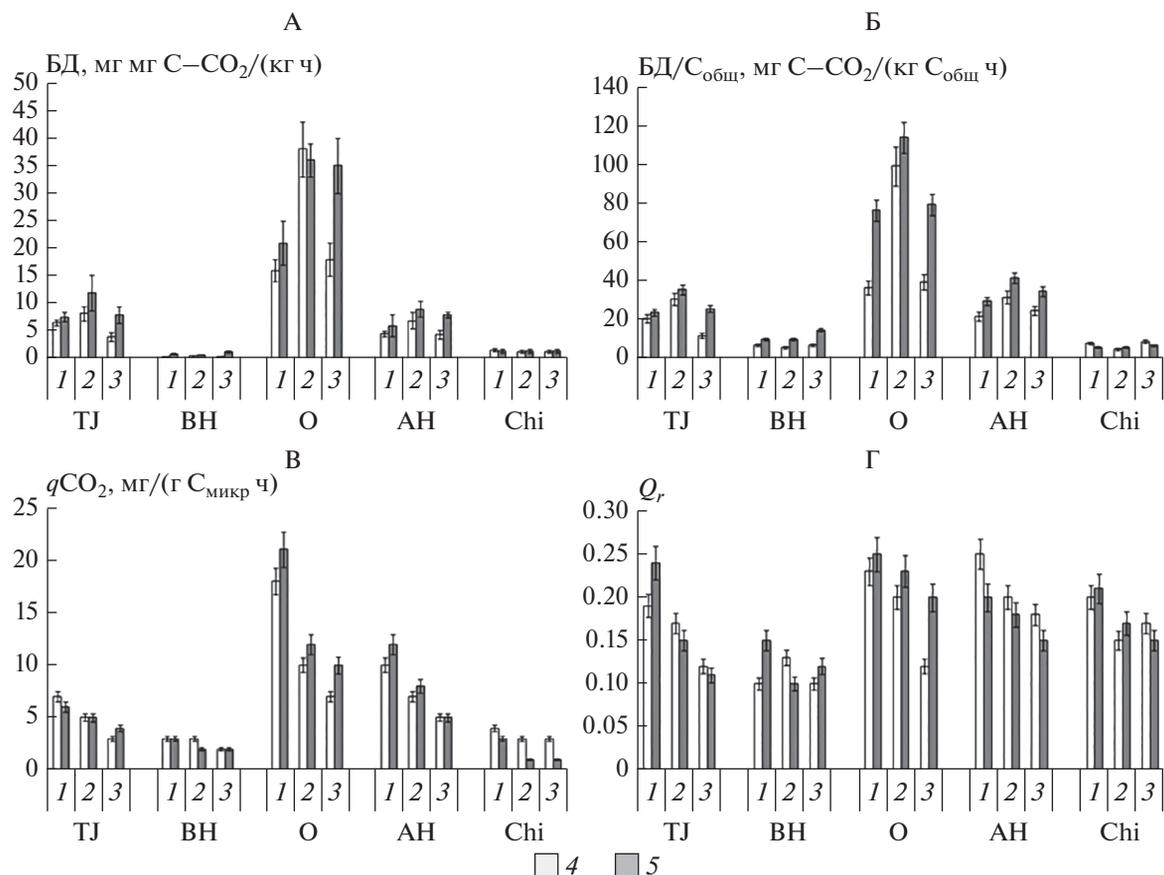


Рис. 5. Показатели биологической активности почв. Обозначения см. рис. 4.

шает 1%; доля $N_{\text{микр}}$ в общем пуле азота почвы составляет 1.5–2.0%. По результатам множественного регрессионного анализа установлена взаимосвязь содержания углерода микробной биомассы с температурой почвы, общим содержанием углерода и азота, а также содержанием ВОВ. На содержание азота микробной биомассы в почвах статистически значимо влияют температура почвы, общее содержание углерода в почве, содержание $C_{\text{ВОВ}}$, а также соотношение C : N в водорастворимом органическом веществе.

Для содержания углерода и азота микробной биомассы почвы в начале вегетационного сезона (июнь) характерно отсутствие значимых различий между почвами на разных склонах. Однако в последующем содержание элементов микробной биомассы в почвах на юго-западном склоне выше, чем на северо-восточном, что связано с различиями в температурно-влажностном режиме почвы. Для сезонной динамики содержания $C_{\text{микр}}$ и $N_{\text{микр}}$ в почвах характерен минимум содержания в начале вегетации, что связано гибелью части микроорганизмов в ходе циклов промораживания–оттаивания [23, 25, 33], характерных для суточного температурного цикла почвы в этот пе-

риод. В дальнейшем наблюдается увеличение содержания углерода и азота микробной биомассы, что связано как с увеличением температуры почвы, так с активизацией микробиоты за счет разложения органического вещества, в том числе прижизненных выделений растений. Ранее прирост содержания $C_{\text{микр}}$ и $N_{\text{микр}}$ в течение вегетационного периода был показан для тундровых почв Канады [18]. В то же время на характер сезонной динамики $C_{\text{микр}}$ и $N_{\text{микр}}$ оказывает влияние экспозиция склона: к сентябрю на северо-восточном склоне наблюдается уменьшение содержания элементов микробной биомассы, в то время как на юго-западном склоне наблюдается его максимум. Такие различия связаны с разницей в температурном режиме почв – за счет более высокой температуры почвы на юго-западном склоне происходит пролонгирование периода активности.

Интенсивность БД варьирует в широких пределах от 0.5 до 38 мг C–CO₂/(кг ч) (рис. 5) в зависимости от типа горизонта, экосистемы и периода вегетации. Интенсивность БД тесно коррелирует с содержанием углерода и азота микробной биомассы ($r = 0.75–0.82, p < 0.05$) и углеродом и азотом ВОВ ($r = 0.73$ мг C–CO₂/(кг ч) 0.76, $p < 0.05$).

Таблица 4. Влияние факторов (*P*-value) на содержание микробной биомассы и показатели биологической активности почв горной тундры (ANOVA)

Фактор	$S_{\text{микр}}$, мг/кг	$N_{\text{микр}}$, мг/кг	$S_{\text{микр}} : N_{\text{микр}}$	БД, мг С–СО ₂ /(кг ч)	БД/ $S_{\text{общ}}$ мг С–СО ₂ /(кг С _{общ} ч)	СИД, мг С–СО ₂ /(кг ч)	$q\text{CO}_2$, мг/(г С _{микр} ч)	Q_r
Время отбора (1)	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001
Экспозиция (2)	<0.001	<0.001	<0.001	0.058	0.589	<0.001	0.029	0.589
Экосистема (3)	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	0.439	<0.001
Горизонт (4)	<0.001	<0.001	0.148	<0.001	0.049	<0.001	<0.001	0.049
1 × 2	<0.001	<0.001	<0.001	0.014	0.450	<0.001	<0.001	0.450
1 × 3	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	0.077	0.003	<0.001
2 × 3	0.132	<0.001	<0.001	0.950	<0.001	0.142	0.061	0.057
1 × 4	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001
2 × 4	<0.001	<0.001	<0.001	0.065	<0.001	0.165	0.531	0.051
3 × 4	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	0.051	<0.001	<0.001	0.035
1 × 2 × 3	0.124	0.793	<0.001	0.285	0.001	0.005	0.086	0.001
1 × 2 × 4	<0.001	<0.001	<0.001	0.032	0.043	0.228	0.015	0.043
1 × 3 × 4	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	0.939	<0.001	<0.001	0.226
2 × 3 × 4	<0.001	<0.001	0.097	0.514	0.226	0.236	0.002	0.939
1 × 2 × 3 × 4	0.338	0.006	<0.001	0.552	0.296	0.114	<0.001	0.296

В то же время множественный регрессионный анализ подтверждает статистически значимую связь этого показателя только с содержанием углерода микробной биомассы и водорастворимых соединений азота. Тесная связь содержания доступного азота с интенсивностью БД объяснима, поскольку тундровые почвы являются одними из наиболее бедных этим элементом [23], что вызывает лимитирование минерализации органического вещества доступностью N [21, 34, 36].

Экспозиция склона не оказывает влияния на интенсивность БД почв, однако выявлено влияние на этот показатель таких факторов, как тип почвенного горизонта, тип экосистемы и сезон вегетационного периода. Наибольшие значения БД характерны для поверхностных органогенных горизонтов почв, что связано не только с содержанием с них наибольших количеств доступного для потребления органического вещества, но с лучшими температурными условиями и аэрацией. Биологическая активность литозема под злаковым лугом выше, чем сухоторфяно-подбура. Это связано, во-первых, с более высокой среднесуточной температурой почвы в течение вегетационного периода, а, во-вторых, с ежегодным поступлением более качественного и минерализуемого растительного опада, включая большое количество опа-

да подземной фитомассы. Сочетание этих факторов приводит к лучшей обеспеченности почвенных микроорганизмов элементами минерального питания, прежде всего, азотом. Сезонная динамика БД в почвах повторяет описанные выше тренды для содержания углерода и азота микробной биомассы и, очевидно, определяется теми же факторами, что и динамика $S_{\text{микр}}$ и $N_{\text{микр}}$.

По сравнению с показателем БД более информативной характеристикой устойчивости органического вещества к разложению является удельная скорость минерализации, отнесенная к единице общего углерода почвы (БД/ $S_{\text{общ}}$, мг/(кг С ч)). При этом, чем меньше значение отношения БД/ $S_{\text{общ}}$, тем более стабильно ОВ почвы. Удельная скорость минерализации ОВ определяется склоном экспозиции, сезоном вегетационного периода и типом почвенного горизонта (табл. 4). Органическое вещество почв на северо-восточном склоне более устойчиво к минерализации, чем в аналогичных почвах на юго-западном склоне. Для поверхностных органогенных горизонтов характерна отчетливая сезонная динамика этого показателя с максимумом в середине вегетационного периода. Для минеральных горизонтов различия, связанные как с влиянием склона, так и с влиянием сезона выражены в меньшей степени, поскольку в

целом органическое вещество этих горизонтов в большей степени устойчиво к микробиологическому воздействию по сравнению с поверхностными органогенными горизонтами.

Установлено статистически значимое влияние таких факторов, как содержание азота микробной биомассы, водорастворимых соединений азота, а также соотношение С : N в общем органическом веществе почв на интенсивность СИД почвы. Важная роль азота в регулировании интенсивности СИД связана с тем, что в условиях внесения глюкозы и снятия ограничений по доступному органическому субстрату, доступность для потребления азота определяет метаболические возможности микроорганизмов. Для динамики СИД в целом характерны те же закономерности, что и для интенсивности БД.

Величина метаболического коэффициента q_{CO_2} в изученных почвах значительно варьирует в зависимости от сезона и имеет тенденцию к постепенному снижению к концу вегетационного периода (рис. 5), что говорит об увеличении эффективности использования субстрата микроорганизмами в течение вегетационного периода. Высокие значения метаболического коэффициента q_{CO_2} в начале вегетации могут быть объяснены преобладанием на начальных этапах сукцессий микробных популяций быстрорастущих *r*-стратегов, специализирующихся на утилизации легкоминерализуемых источников углерода, которыми могут быть как растительные остатки, минерализованные в течение зимнего периода, так и остатки микроорганизмов, погибших в ходе весенних циклов промораживания—оттаивания. Популяции *r*-стратегов очень активны при разложении органического вещества, но малопродуктивны [49, 55] и нуждаются в большом количестве энергии для поддержания своей биомассы.

Величина коэффициента Q_R , характеризующего соотношение скоростей БД и СИД, для всех почв колеблется в узких пределах 0.10–0.25 (рис. 5), что свидетельствует об отсутствии или слабой степени нарушения функционирования микробных сообществ почв в течение вегетационного периода [1, 2]. Экспозиция склона не оказывает значимого влияния на этот показатель, в то время как остальные изучаемые факторы (сезон вегетационного периода, тип экосистемы и почвенного горизонта) оказывают влияние на этот коэффициент.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Сопряженное изучение содержания и свойств ВОВ и биологической активности почв в течение вегетационного периода позволило установить, что большинство лабильных показателей почвы имеет выраженную динамику, связанную с фазами

активности растений и изменением температуры почвы. Для многих показателей характер сезонной динамики зависит не столько от типа экосистемы, как от экспозиции склона. Это подчеркивает важность проведения систематических исследований в течение всего периода вегетационной активности для определения отклика почв на меняющиеся условия окружающей среды.

Экспозиция склона не влияет на содержание ВОВ в почвах. Однако в условиях естественного дрейфа температурно-влажностных условий, ВОВ почв более теплого и сухого склона юго-западной экспозиции в большей степени трансформируется микроорганизмами. Итоговым результатом этих изменений является снижение содержания общего углерода в почвах юго-западного склона по сравнению с северо-восточным.

Несмотря на то, что в почвах на склонах с разной экспозицией выявлены значимые различия в содержании микробной биомассы, изменение условий увлажнения и обогрева не сказывается на потенциальной минерализационной активности почвенного микробного сообщества ни в почве под кустарничковой, ни под травянистой растительностью. В то же время установлено, что в более теплых и сухих условиях, органическое вещество почв горной тундры менее устойчиво к микробиологической трансформации вне зависимости от его начальных свойств. Изменение температурно-влажностного режима почв существенным образом не сказывается на эффективности использования источников углерода и общем функционировании микробных сообществ. Полученные данные позволяют прогнозировать адаптацию почвенного микробного сообщества при плавном повышении температуры в Субарктике, что будет выражаться в формировании более гумифицированного органического вещества почвы без резкого увеличения скорости его минерализации микроорганизмами.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Полевые и лабораторные исследования выполнены при поддержке гранта Президента Российской Федерации (проект МК-207.2019.5). Обобщение результатов и подготовка рукописи выполнена в рамках государственного задания (тема “Индикаторы трансформации биогеохимических циклов биогенных элементов в природных и антропогенных экосистемах”).

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Ананьева Н.Д.* Микробиологические аспекты самоочищения и устойчивости почв. М.: Наука, 2003. 226 с.
2. *Благodatская Е.В., Ананьева Н.Д., Мякшина Т.Н.* Характеристика состояния микробного сообщества почв по величине метаболического коэффициента // Почвоведение. 1995. № 2. С. 205–210.
3. *Бузин И.С., Макаров М.И., Малышева Т.И., Кадулин М.С., Королева Н.Е., Маслов М.Н.* Трансформация соединений азота в почвах горно-тундровых экосистем Хибин // Почвоведение. 2019. № 5. С. 570–577.
<https://doi.org/10.1134/S32180X1903002X>
4. Классификация и диагностика почв России. Смоленск: Ойкумена, 2004. 342 с.
5. *Макаров М.И., Малышева Т.И., Мулюкова О.С., Меньяло О.В.* Влияние замораживания горно-луговых альпийских почв на процессы трансформации соединений азота и углерода // Экология. 2015. № 4. С. 257–264.
6. *Маслов М.Н., Маслова О.А., Поздняков Л.А., Копецина Е.И.* Биологическая активность почв горно-тундровых экосистем при постпирогенном восстановлении // Почвоведение. 2018. № 6. С. 728–737.
<https://doi.org/10.1134/S1064229318060108>
7. *Маслов М.Н., Маслова О.А., Токарева О.А.* Изменение лабильного и микробного пулов углерода и азота в лесной подстилке при разных способах хранения образцов // Почвоведение. 2019. № 7. С. 793–802.
<https://doi.org/10.1134/S0032180X19070104>
8. *Маслов М.Н., Маслова О.А., Копецина Е.И.* Биохимическая устойчивость водорастворимого органического вещества почв горной тундры Хибин при постпирогенной сукцессии // Почвоведение. 2021. № 2.
9. *Маслов М.Н., Макаров М.И.* Органическое вещество почв горной тундры северной Фенноскандии // Вестник Моск. ун-та. Сер. 17, почвоведение. 2013. № 3. С. 3–7.
10. *Маслов М.Н., Макаров М.И.* Трансформация соединений азота в тундровых почвах Северной Фенноскандии // Почвоведение. 2016. № 7. С. 813–821.
<https://doi.org/10.7868/S0032180X16070078>
11. *Переверзев В.Н.* Генетические особенности почв природных поясов Хибинских гор (Кольский полуостров) // Почвоведение. 2010. № 5. С. 548–557.
12. *Шамрикова Е.В., Денева С.В., Кубик О.С., Панюков А.Н.* Соединения азота в почвах континентальных окраин Европейского сектора Российской Арктики // Почвоведение. 2020. № 7. С. 803–815.
<https://doi.org/10.31857/S0032180X20070138>
13. *Шмакова Н.Ю., Ушакова Г.И., Костюк В.И.* Горно-тундровые сообщества Кольской субарктики (эколого-физиологический аспект). Апатиты, 2008. 167 с.
14. *Anderson T.H., Domsch K.H.* The metabolic quotient for CO₂ (q_{CO_2}) as a specific activity parameter to assess the effects of environmental conditions, such as pH, on the microbial biomass of forest soil // Soil Biol. Biochem. 1993. V. 25. P. 393–395.
15. *Anisimov O.A., Vaughan D.G., Callaghan T.V., Furgal C., Marchant H., Prowse T.D., Vilhjalmsen H., Walsh J.E.* Polar regions (Arctic and Antarctic) // Climate Change 2007: Impacts, Adaptation and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge, 2007. P. 653–685.
16. *Billings W.D.* Carbon balance of Alaskan tundra and taiga ecosystems: past, present and future // Quater. Sci. Rev. 1987. V. 6. P. 165–177.
17. *Brookes P.C., Landman A., Pruden G., Jenkinson D.S.* Chloroform fumigation and the release of soil nitrogen: a rapid direct extraction method to measure microbial biomass nitrogen in soil // Soil Biol. Biochem. 1985. V. 17. P. 837–842.
18. *Buckeridge K.M., Banerjee S., Siciliano S.D., Grogan P.* The seasonal pattern of soil microbial community structure in mesic low arctic tundra // Soil Biol. Biochem. 2013. V. 65. P. 338–347.
<https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2013.06.012>
19. *Callaghan T.V., Bergholm F., Christensen T.R., Jonasson C., Kokfelt U., Johansson M.A.* New climate era in the sub-Arctic: Accelerating climate changes and multiple impacts // Geophys. Res. Lett. 2010. V. 37. P. 1–6.
<https://doi.org/10.1029/2009GL042064>
20. *Chapin F.S.III, Johnson D.A., McKendrick J.D.* Seasonal movement of nutrients in plants of differing growth form in an Alaskan tundra ecosystem: implications for herbivory // J. Ecology. 1980. V. 11. P. 189–209.
21. *Churchland C., Mayo-Bruinsma L., Ronson A., Grogan P.* Soil microbial and plant community responses to single large carbon and nitrogen additions in low arctic tundra // Plant and Soil. 2010. V. 334. P. 409–421.
<https://doi.org/10.1007/s11104-010-0392-4>
22. *Dorrepaal E., Toet S., van Logtestijn R.S.P., Swart E., van de Weg M.J., Callaghan T.V., Aerts R.* Carbon respiration from subsurface peat accelerated by climate warming in the subarctic // Nature. 2009. V. 460. P. 616–619.
<https://doi.org/10.1038/nature08216>
23. *Edwards K.A., McCulloch J., Kershaw G.P., Jefferies R.L.* Soil microbial and nutrient dynamics in a wet Arctic sedge meadow in late winter and early spring // Soil Biol. Biochem. 2006. V. 38. P. 2843–2851.
<https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2006.04.042>
24. *Freeman C., Ostle N., Kang H.* An enzymic “latch” on a global carbon store // Nature. 2001. V. 409. P. 149–150.
<https://doi.org/10.1038/35051650>
25. *Grogan P., Michelsen A., Ambus P., Jonasson S.* Freeze-thaw effects on carbon and nitrogen dynamics in subarctic heath tundra mesocosms // Soil Biol. Biochem. 2004. V. 36. P. 641–654.
<https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2003.12.007>
26. *Huang W., McDowell W.H., Zou X., Ruan H., Wang J., Ma Z.* Qualitative differences in headwater stream dissolved organic matter and riparian water-extractable soil organic matter under four different vegetation types along an altitudinal gradient in the Wuyi Mountains of China // Appl. Geochem. 2015. V. 52. P. 67–75.
<https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2014.11.014>
27. *Huguet A., Vacher L., Relexans S., Saubusse S., Froidefond J.M., Parlanti E.* Properties of fluorescent dis-

- solved organic matter in the gironde estuary // *Org. Geochem.* 2009. V. 40. P. 706–719.
<https://doi.org/10.1016/j.orggeochem.2009.03.002>
28. *Iilina S.M., Drozdona O.Yu., Lapitskiy S.A., Alekhin Y.V., Demin V.V., Zavgorodnyaya Y.A. et al.* Size fractionation and optical properties of dissolved organic matter in the continuum soil solution-bog-river and terminal lake of a boreal watershed // *Org. Geochem.* 2017. V. 66. P. 14–24.
<https://doi.org/10.1016/j.orggeochem.2013.10.008>
 29. IUSS Working Group WRB. World Reference Base for Soil Resources 2014, update 2015 International soil classification system for naming soils and creating legends for soil maps. World Soil Resources Reports № 106, Rome.
 30. *Kardol P., De Long J.R., Sundqvist M.K.* Crossing the threshold: the power of multi-level experiments in identifying global change responses // *New Phytologist.* 2012. V. 196. P. 323–326.
<https://doi.org/10.1111/j.1469-8137.2012.04341.x>
 31. *Kleber M.* What is recalcitrant soil organic matter? // *Environ. Chem.* 2010. V. 7. P. 320–332.
<https://doi.org/10.1071/en10006>
 32. *Kuhry P., Ping C.L., Schuur E.A.G., Tarnocai C., Zimov S.* Report from the International Permafrost Association: carbon pools in permafrost regions // *Permafrost and Periglacial Processes.* 2009. V. 20. P. 229–234.
<https://doi.org/10.1002/ppp.648>
 33. *Larsen K.S., Jonasson S., Michelsen A.* Repeated freeze thaw cycles and their effects on biological processes in two arctic ecosystem types // *Appl. Soil Ecol.* 2002. V. 21. P. 187–195.
[https://doi.org/10.1016/s0929-1393\(02\)00093-8](https://doi.org/10.1016/s0929-1393(02)00093-8)
 34. *Lavoie M., Mack M., Schuur E.* Effects of elevated nitrogen and temperature on carbon and nitrogen dynamics in Alaskan arctic and boreal soils // *J. Geophys. Res.* 2011. V. 116. P. 1–14.
<https://doi.org/10.1029/2010jg001629>
 35. *Leroy F.* Effets des changements de végétation dans les tourbières à sphaignes sur le cycle du carbone. Sciences de la Terre. Université d'Orléans, 2017. Français.
 36. *Mack M.C., Schuur E.A.G., Bret-Harte M.S., Shaver G.R., Chapin F.S.* Ecosystem carbon storage in arctic tundra reduced by long-term nutrient fertilization // *Nature.* 2004. V. 431. P. 440–443.
<https://doi.org/10.1038/nature02887>
 37. *Moore T., Basiliko N.* Decomposition in boreal peatlands // *Boreal peatland ecosystems.* Springer, Berlin, Heidelberg, 2006. P. 125–143.
 38. *Oechel W.C., Billings W.D.* Effects of global change on the carbon balance of arctic plants and ecosystems // *Arctic ecosystems in a changing climate: an ecophysiological perspective.* 1992. P. 139–168.
 39. *Ostle N.J., Smith P., Fisher R., Woodward F.I., Fisher J.B., Smith J.U., Galbraith D. et al.* Integrating plant-soil interactions into global carbon cycle models // *J. Ecol.* 2009. V. 97. P. 851–863.
<https://doi.org/10.1111/j.1365-2745.2009.01547.x>
 40. *Parlanti E., Wörz K., Geoffroy L., Lamotte M.* Dissolved organic matter fluorescence spectroscopy as a tool to estimate biological activity in a coastal zone submitted to anthropogenic inputs // *Org. Geochem.* 2000. V. 31. P. 1765–1781.
 41. *Piirsoo K., Viik M., Koiv T., Kairo K., Laas A., Noges T., Pall P., Selberg A., Toomsalu L., Vilbaste S.* Characteristics of dissolved organic matter in the inflows and in the outflow of Lake Võrtsjarv, Estonia // *J. Hydrol.* 2012. V. 475. P. 306–313.
<https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.10.015>
 42. *Rustad L., Campbell J., Marion G., Norby R., Mitchell M., Hartley A., Cornelissen J., Gurevitch J.* A meta-analysis of the response of soil respiration, net nitrogen mineralization, and aboveground plant growth to experimental ecosystem warming // *Oecologia.* 2001. V. 126. P. 543–562.
<https://doi.org/10.1007/s004420000544>
 43. *Schimel J.P., Bilbrough C., Welker J.M.* Increased snow depth affects microbial activity and nitrogen mineralization in two Arctic tundra communities // *Soil Biol. Biochem.* 2004. V. 36. P. 217–227.
<https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2003.09.008>
 44. *Schlesinger W.H.* Biogeochemistry: An Analysis of Global Change. San Diego, 1991. 443 p.
 45. *Schmidt M.W.I., Torn M.S., Abiven S., Dittmar T., Guggenberger G., Janssens I.A., Kleber M., Kogel-Knabner I. et al.* Persistence of soil organic matter as an ecosystem property // *Nature.* 2011. V. 478. P. 49–56.
<https://doi.org/10.1038/nature10386>
 46. *Sundqvist M.K., Sanders N.J., Wardle D.A.* Community and ecosystem responses to elevational gradients: processes, mechanisms and insights for global changes // *Ann. Rev. Ecology, Evolution, Systematics.* 2013. V. 44. P. 261–280.
<https://doi.org/10.1146/annurev-ecolsys-110512-135750>
 47. *Sundqvist M.K., Wardle D.A., Olofsson E., Giesler R., Gundale M.J.* Chemical properties of plant litter in response to elevation: subarctic vegetation challenges phenolic allocation theories // *Functional Ecology.* 2012. V. 26. P. 1090–1099.
<https://doi.org/10.1111/j.1365-2435.2012.02034.x>
 48. *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. P. 1–11.
<https://doi.org/10.1029/2008GB003327>
 49. *Thiffault E., Hannam K.D., Quideau S.A., Paré D., Belanger N., Oh S.W., Munson A.D.* Chemical composition of forest floor and consequences for nutrient availability after wildfire and harvesting in the boreal forest // *Plant and Soil.* 2008. V. 308. P. 37–53.
<https://doi.org/10.1007/s11104-008-9604-6>
 50. *Vance E.D., Brookes P.C., Jenkinson D.S.* An extraction method for measuring soil microbial biomass C // *Soil Biol. Biochem.* 1987. V. 19. P. 703–707.
 51. *Vergnoux A., Di Rocco R., Domeizel M., Guiliano M., Doumenq P., Theraulaz F.* Effects of forest fires on water extractable organic matter and humic substances from Mediterranean soils: UV-vis and fluorescence spectroscopy approaches // *Geoderma.* 2011. V. 160. P. 434–443.
<https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2010.10.014>
 52. *Wallenstein M., McMahon S., Schimel J.* Seasonal variation in enzyme activities and temperature sensitivities

- in arctic tundra soils // *Global Change Biol.* 2009. V. 15. P. 1631–1639.
<https://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2008.01819.x>
53. *Wilson H.F., Xenopoulos M.A.* Effects of agricultural land use on the composition of fluvial dissolved organic matter // *Nature Geosci.* 2009. V. 2. P. 37–41.
<https://doi.org/10.1038/ngeo391>
54. *Wolkovich E.M., Cook B.I., Allen J.M., Crimmins T.M., Betancourt J.L., Travers S.E., Pau S., Regetz J. et al.* Warming experiments underpredict plant phenological responses to climate change // *Nature.* 2009. V. 485. P. 494–497.
<https://doi.org/10.1038/nature11014>
55. *Wüthrich C., Schaub D., Weber M., Marxer P., Conedera M.* Soil respiration and soil microbial biomass after fire in a sweet chestnut forest in southern Switzerland // *Catena.* 2002. V. 48. P. 201–215.
[https://doi.org/10.1016/S0341-8162\(01\)00191-6](https://doi.org/10.1016/S0341-8162(01)00191-6)
56. *Xu N., Wilson H.F., Saiers J.E., Entz M.* Effects of crop rotation and management system on water-extractable organic matter concentration, structure, and bioavailability in a chernozemic agricultural soil // *J. Environ. Qual.* 2013. V. 42. P. 179–190.
<https://doi.org/10.2134/jeq2012.0126>

Dynamics of Biological Activity and Water-Soluble Organic Matter in Tundra Soils on Slopes of Different Expositions in the Khibiny Mountains

M. N. Maslov^{1,*}, O. A. Tokareva¹, E. I. Karavanova¹, O. A. Maslova¹, and E. I. Kopeina²

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

²*Avrorin Polar-Alpine Garden-Institute, Apatity, 184209 Russia*

*e-mail: maslov.m.n@yandex.ru

The dynamics of the contents and properties of water-soluble organic matter and the biological activity of soils of shrub and grass mountainous tundra ecosystems on the slopes of different aspects have been evaluated. The variation in the studied indicators during the growing season confirms revealed in our study confirms the importance of dynamic observations for adequate assessment of the role of soils under changing environmental conditions. The soils of the southwestern slope are characterized by higher mean daily temperatures and lower water contents throughout the growing season. Despite this, the slope exposure does not affect the content of water-soluble organic matter and the potential respiratory activity of soil microorganisms. At the same time, under warmer and drier conditions, the organic matter of mountainous tundra soils is less resistant to microbial transformation. The natural gradient of soil temperature and moisture does not significantly affect the efficiency of the use of carbon sources and the overall functioning of microbial communities. On the basis of the obtained data, it is predicted that the adaptation of the soil microbial community to a gradual rise in temperature in the subarctic zone should be expressed in the formation of more humified soil organic matter without a sharp increase in the rate of its mineralization by microorganisms.

Keywords: seasonal dynamics, carbon, microbial soil biomass, Entic Follic Podzols, Haplic Leptosols

УДК 574/631.48

ОРНИТОГЕННЫЙ ФАКТОР ПОЧВООБРАЗОВАНИЯ В АНТАРКТИКЕ (ОБЗОР)

© 2021 г. Е. В. Абакумов^{a, *, **}, И. Ю. Парникоза^{b, c}, М. Жиянски^d, Р. Янева^d, А. В. Лупачев^e,
М. П. Андреев^f, Д. Ю. Власов^a, Дж. Риано^g, Н. Харамильо^g

^aСанкт-Петербургский государственный университет, 16-я линия В.О., 29, Санкт-Петербург, 199178 Россия

^bНациональный антарктический научный центр Украины, бул. Тараса Шевченко, 16, Киев, 01601 Украина

^cИнститут молекулярной биологии и генетики Национальной академии наук Украины,
ул. Академика Заболотного, 150, Киев, 03143 Украина

^dИнститут леса Болгарской академии наук, бул. Климент Орхидски, 132, София, 1756 Болгария

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

^fБотанический институт м. В.Л. Комарова РАН, ул. Профессора Попова, 2, Санкт-Петербург, 197376 Россия

^gАндский университет, Кра1-18-a 12 Богота, Кунднамарка, Колумбия

*e-mail: e_abakumov@mail.ru

**e-mail: e.abakumov@spbu.ru

Поступила в редакцию 27.06.2020 г.

После доработки 28.10.2020 г.

Принята к публикации 30.10.2020 г.

Рассмотрена роль орнитогенного фактора в формировании почв и почвенного покрова в континентальной и маритимной Антарктике. Обобщены многолетние исследования почв ключевых участков в прибрежных оазисах Восточной Антарктики (Холмы Ларсеманна, архипелаг Хасуэлл) и на субантарктических островах (Кинг-Джордж, Ливингстон, Аргентинские острова). Показано, что колонии летающих птиц (пингинов) оказывают существенное влияние на морфологическое строение и физико-химические свойства формирующихся здесь почв, а также создают вокруг себя обширные зоны биогеохимического влияния на окружающий ландшафт. Особое внимание уделено экологическому воздействию феномена орнитохории, осуществляемому морскими летающими птицами (крачками, поморниками, буревестниками, альбатросами и др.) и выражающемуся в распространении растительности, почвенного материала, мезо- и микробиоты в ранее недоступные для колонизации местообитания (перигляциальные области, скальные возвышенности и т. п.).

Ключевые слова: орнитогенные и неорнитогенные почвы, антарктическое почвообразование, орнитохория, биогеохимия

DOI: 10.31857/S0032180X2104002X

ВВЕДЕНИЕ

Зоогенные, в том числе орнитогенные, почвы широко распространены в наземных экосистемах. Зоогенный фактор формирования почв, микрорельефа, геохимической обстановки и в целом функционирования данных экосистем неоднократно описывался в литературе [27, 41]. Роль зоогенного фактора в формировании современных ландшафтов весьма существенна. Так, классификация четвертичных отложений рассматривает биогенные отложения в категориях зоогенного типа (зоогений) и паллюстрия (болотные отложения) [35]. Зоогенные биогеохимические процессы в биосфере являются важнейшими драйверами экогенеза и почвообразования [27]. Орнитогенные отложения обогащен-

ного азотом органического вещества (гуано) еще недавно служили основным источником для производства минеральных удобрений, в том числе в Европе [47]. В настоящее время они интересны, в первую очередь, как участки интенсивного преобразования наземных экосистем в самых различных частях Земли за счет субсидирования их органическим веществом океанического происхождения.

Ключевым процессом орнитогенного педогенеза является перенос и сопутствующая трансформация переносимого органического вещества с изменением его структуры и состава. При этом зоогенный педогенез не ограничивается только орнитогенным вариантом, особенно в Антарктиде. Роль птиц в трансформации органического веще-

ства отличается от таковой у других позвоночных животных, в частности млекопитающих. Среди зоогенных субстратов следует различать орнито-генные, образованные за счет кормодобывающей деятельности птиц, и териогенные, сформированные млекопитающими. При рассмотрении процессов зоогенного трансфера органического вещества из водоемов на сушу следует учесть некоторые физиологические аспекты жизнедеятельности животных и птиц. Хищные птицы заглатывают мелкую добычу целиком, а крупную — большими кусками. Пройдя через пищевод, пищевой комок задерживается в желудке. Непереваренные остатки (шерсть, костные остатки, роговые образования, перья птиц, хитин насекомых и др.) отгрыгаются в виде комка, называемого погадкой. Со временем шерсть разрушается, и погадки распадаются, но иногда они сохраняют морфологическое строение и после исчезновения шерсти. На их поверхности могут поселяться мхи, водоросли и грибы. Костные остатки погадочного происхождения имеют существенно лучшую механическую сохранность по сравнению с теми, которые происходят из помета хищных млекопитающих [12]. Другой вариант трансформированного вещества — гуано, продукт глубокой переработки органического вещества, локально и спорадически или постоянно и в течение многих лет откладывающегося на поверхности скал и прибрежных участках морских равнин.

Таким образом, орнитогенный фактор играет существенную роль в формировании пространственной структуры биогеоценозов, в том числе почв в бореальном и суббореальном поясе [8, 9, 14, 46]. Влияние птиц может быть и локальным, в пределах одного экотона в бореальном поясе [13, 23, 48]. Установлено, что геохимическое влияние птиц проявляется не только в природных, но и антропогенных ландшафтах [34]. Птицы коренным образом изменяют структуру почвенно-растительного покрова местообитаний в наземных биогеоценозах [36].

Указывается на глобальную роль орнитогенного фактора — формирования “ави-вектора” — в распространении почвенных животных на полярные острова обоих полушарий, что свидетельствует о роли биологических инвазий орнитогенного происхождения в почвообразовании и экспансии педогенеза на новые территории [29–31].

В связи с актуальностью обозначенных исследований проведен настоящий обзор роли орнитогенного фактора в современном почвообразовании.

Орнитогенный фактор экогенеза в Арктике исследован для архипелага Шпицберген, где показано его существенное влияние на состав фитоценозов и ход сукцессий растительности [106], а также на структуру сообществ орибатид в орнитогенных почвах [32]. Установлено, что орнитоген-

ный фактор играет решающую роль в формировании структуры ландшафтов и геоморфологического строения ландшафтов островов Охотского моря [44], при этом в качестве доминирующего типа фитоценозов формируются кочкарники *Calamagrostis langsdorfii* (Link) Trin., что является решающим фактором экогенеза — смены направления первичной сукцессии. Важно отметить, что имеются сведения как об обеднении видового состава флоры [44], так и увеличении ее разнообразия [89] под воздействием орнитогенного фактора. Проникновение более южных видов в арктические экосистемы во многом связано с орнитогенным фактором [5], перенос новых видов с помощью птиц возможен и в Антарктике [40].

Имеются сведения о трансформации химического состава почв в условиях прибрежных территорий восточных частей Баренцева моря [45]. Орнитогенный фактор приводит к коренной трансформации ландшафтов в островных экосистемах Тихого океана: изменяются формы рельефа, растительность и геохимические особенности ландшафтов [16, 111].

В местах гнездования альбатросов в островных экосистемах Атлантики коренным образом изменяются сообщества почвенных диатомей [82]. В формировании поверхности ландшафтов на островных территориях играют роль различные виды перелетных птиц, активность которых следует признать одним из важнейших факторов экогенеза на островных территориях Японского моря [6].

Безусловно, велика роль орнитогенного фактора в формировании мозаичности почвенного покрова в полярных регионах северного полушария [9]. В формировании островных наземных экосистем этот фактор изучен для архипелага Шпицберген и различных групп островов в Тихоокеанском секторе [28]. Здесь орнитогенные экосистемы могут занимать целиком всю территорию островного ландшафта, коренным образом трансформируя его, включая литогенную основу [26]. Иванов и Авессаломова [27, 28] выделяют важнейшие процессы в орнитогенных экосистемах: зоомеханогенез и значительный геохимический прессинг, а также изменение видового состава фитоценозов, формирование специфических форм микрорельефа, изъятие из биологического круговорота и временную изоляцию ряда биогенных элементов (углерода, азота, серы, фосфора и др.).

Орнитогенные почвы распространены на всех континентах, но особую роль в организации почвенного покрова и модификации биогеохимических циклов они играют в экосистемах полярных широт Южного полушария [26, 42, 107]. В Антарктиде орнитогенные почвы впервые обстоятельно описаны Сыроечковским [42], отметившим решающую роль орнитогенного фактора крупных гнездовых колоний птиц в формирова-

нии наземных экосистем и трансформации биогеохимического цикла. Орнитогенный фактор почвообразования проявляет себя на различных уровнях структурной организации почв Антарктики, формируя как специфические почвенные агрегаты, так и мощные протяженные органо-минеральные горизонты и в отдельных случаях — элементы почвенного покрова [33, 107]. Существует мнение о том, что в некоторых регионах Антарктики вообще не существует минеральных неорнитогенных почв [22], что свидетельствует о масштабности орнитогенного фактора в коренной трансформации отдельных компонентов биосферы.

Цель исследования — обзор опубликованных данных о специфике почв и почвенных процессах, происходящих в орнитогенных экосистемах Антарктики, а также полевых и лабораторных данных о морфогенезе и параметрах химического и гранулометрического состава орнитогенных и неорнитогенных почв этого региона.

РОЛЬ ПТИЦ В ФОРМИРОВАНИИ ПОЧВ АНТАРКТИКИ

Антарктическое почвообразование характеризуется крайней специфичностью. Это связано не только с особенностями исторического развития континента, подверженного покровному оледенению, но и с изолированностью свободных ото льда и снега фрагментов антарктических экосистем как друг от друга, так и от других биомов суши [20, 30, 88].

При рассмотрении вопроса формирования орнитогенных почв в Антарктике необходимо четко разделять воздействие нелетающих (многочисленных видов пингвинов) и летающих птиц (альбатросов, поморников, буревестников, чаек, крачек и др.). Влиянию колоний пингвинов на почвообразование посвящена обширная литература [50, 51, 74, 105]. Орнитогенные почвы описаны Сыроечковским [42]. Изменение видового состава сообществ низших растений в участках распространения гуано на острове Линдси (район ст. “Русская”, Западная Антарктика) отмечено Андреевым и Курбатовой [4]. Существует целый ряд работ на тему влияния пингвинов на растительность [9, 98, 112]. Почвенные исследования в связи с изучением феномена орнитохории активно проводятся в последнее время российскими и украинскими учеными [50, 75, 78, 86]. Орнитологи Иенского университета (Германия) в настоящее время интенсивно изучают воздействие птиц на ландшафты с помощью беспилотных летательных аппаратов [76, 100]. Опубликована серия работ по нематодам в орнитогенных почвах. Три вида (*Plectus murrayi*, *Scottnema lindsayi* и *Panagrolaimus davidi*) поставлены в лабораторные культуры как модельные объекты для изучения цикла развития и их роли в пищевой сети почв [97]. Биогео-

химические и минералогические исследования проводятся бразильскими почвоведом [57, 103], которые оценивают, как скорость образования фосфатных минералов в почвах, находящихся под орнитогенным влиянием, так и темпы накопления органического вещества.

Летающие птицы Антарктики (доминиканские чайки, поморники, буревестники, крачки и др.) преимущественно предпочитают высокие обрывистые скальные берега. Однако, при отсутствии хищников, они селятся прямо на ровной поверхности уплощенных элементов рельефа, вдали от морского берега. Таким образом, орнитогенному влиянию могут быть подвержены любые типы почв — от прибрежных почв пляжей, до криоземов на морских террасах различного уровня и литоземов на скальных останцах [75].

Наличие орнитогенных почв в антарктических ландшафтах приводит к обогащению смежных экосистем биогенными элементами. Ранее [2] показано, что особую роль в почвенном покрове оазисов Антарктиды играют сезонные “почвы-амфибии”, связанные своим расположением с орнитогенными местообитаниями. Эти почвы, которые в начале летнего сезона находятся в субаквальной обстановке, а начиная с середины сезона — в субаэральной обстановке, нередко покрываются цианобактериальными матами [38], которые отличаются специфической аккумуляющей способностью по отношению к компонентам окружающей природной среды. Их структура является наиболее адаптированной к условиям жизни в Антарктике, она проявляет динамичность, в то же время может сохраняться длительное время. Накапливая в своем составе вещества орнитогенного и антропогенного происхождения (в районах полярных станций, где также концентрируются различные виды птиц), цианобактериальные маты могут использоваться как своеобразные индикаторы загрязнения природной среды в полярных регионах [39]. Наиболее мощные напочвенные цианобактериальные маты ранее отмечались в местах колоний птиц в районах российских антарктических станций Беллинсгаузен и Мирный [38]. В качестве включений в таких матах преобладали перья, гуано, мелкие фрагменты скелета птиц, скорлупа яиц, погадки. Активность цианобактериальных матов в орнитогенных местообитаниях проявляется в частичном размораживании в зоне роста [58]. Благодаря высокому адаптационному потенциалу, цианобактериальные маты выдерживают резкие колебания, а также экстремальные значения температур, обеспечивая определенную стабильность орнитогенных местообитаний. Кроме того, маты препятствуют смыву органического вещества потоками талых вод и защищают формирующуюся почву от эрозии. В засушливые периоды они могут высыхать до корок, но при восстановлении содержания влаги в клетках переходят к воз-

обновлению роста. Значение матов состоит в том, что они способны создавать благоприятные условия для накопления и развития различных микроорганизмов, которые могут играть существенную роль в трансформации органического вещества формирующихся орнитогенных почв, то есть выполняют средообразующую функцию. Так, в составе цианобактериальных матов в орнитогенных местообитаниях были выявлены бактерии 28 видов из 20 родов, а также 39 видов микроскопических грибов [38]. Стоит отдельно отметить роль птиц в распространении и накоплении почвенных микроскопических грибов, что не раз отмечалось для Антарктики и Арктики [11, 37, 115]. Показано, что состав микробиоты орнитогенных местообитаний может включать как аборигенные, так и привнесенные птицами виды микроскопических грибов. Наибольшее обилие почвенных грибов отмечалось в местах крупных колоний птиц [115]. Близость цианобактериальных матов к орнитогенным и антропогенным местообитаниям позволяет предположить, что в их состав входят микроорганизмы, имеющие эпидемиологическое и эпизоотическое значение. Это предположение частично подтверждено результатами выделения культур бактерий *Yersinia enterocolitica* из проб, взятых на территории колонии пингвинов Адели острова Хасуэлл в районе обсерватории “Мирный”. В пяти полученных штаммах были выявлены факторы патогенности [19, 38]. Эти исследования показали необходимость расширения поиска потенциальных возбудителей заболеваний людей и животных в орнитогенных местообитаниях в Антарктике.

В почвах, формирующихся под гуано, существенно изменяется видовой состав бактерий по сравнению с фоновыми минеральными почвами [96]. Орнитогенные местообитания в Антарктике характеризуются сильнотрансформированным микробиомом почв с преобладанием нитрофильных видов [83].

В орнитогенных почвах коренным образом изменяется морфологическое строение. Как правило, это относительно гомогенные по составу почвы, представленные органическим горизонтом или горизонтами темно-серой, темно-коричневой или буро-коричневой окраски. Эти почвы, наряду с мощными болотным торфяниками, могут быть отнесены к “вырожденному типу почвообразования” по Толчельникову [45]. Такие почвы характеризуются крайней степенью развития того или иного процесса (в данном случае биогенное накопление органического вещества), “заглушающего” другие проявления почвенных процессов.

В орнитогенных почвах существенно повышено содержание органического вещества по сравнению с обычными почвами, при этом его минерализация замедлена [93]. Известно, что видовой

состав растений в местах расположения колоний птиц изменяется. Существуют виды “орнитофобы” [24, 25], но есть и виды, преобладающие в орнитогенной сукцессии (как правило – нитрофильные растения) [2]. Состав, формы аккумуляции и возраст орнитогенных отложений могут быть успешно использованы в палеогеографических реконструкциях [10], поскольку служат индикаторами стадий дегляциации. Опыт использования верификаторов “Классификации и диагностики почв России” для орнитогенных почв при изучении педоразнообразия Антарктики в настоящее время обсуждается Герасимовой [17] и другими коллегами. Общемировая классификационная система [116] имеет длительный опыт использования таких классификационных понятий, как “орнитогенный материал” и горизонты ornithic, в различной мере состоящие из него. Эти классификаторы широко и успешно используются при характеристике почв, входящих в большинство реферативных групп. Не существует отдельной “орнитогенной” реферативной почвенной группы. Это связано с широким распространением почв, подверженных орнитогенному воздействию во всех природных зонах, включая высокоширотные. Например, в оазисах восточной, континентальной Антарктики почвы, испытывающие влияние орнитогенного фактора, могут занимать небольшие площади (доли и первые проценты от общей площади, занятой почвами) [33], в приморской зоне западной Антарктики они могут занимать до 10% от общей площади исследуемой территории [33]. Также следует учитывать отсутствие общей закономерности в расположении орнитогенных почв в ландшафте. Крупные нелетающие птицы, такие как пингвины, преимущественно устраивают свои колонии вблизи морского побережья, однако существует много примеров гнездования пингвинов на значительном удалении от моря и даже на большой высоте над его уровнем, как например, в районе Аргентинских островов [33].

Накопленные сведения позволяют сказать про участие целого ряда видов летающих птиц в обеспечении “орнитохории” – процесса переноса генеративных и вегетативных органов низших и сосудистых растений и мелких беспозвоночных вместе с почвенным органо-минеральным материалом на большие расстояния [53, 66, 89, 90, 97], благодаря чему не только прибрежные территории, но и изолированные морены и нунатаки, а также участки суши зашельфовых оазисов колонизируются растительностью и животными. Это решающий процесс в ближнем и дальнем переносе веществ и энергии, а также обмене генетическим материалом. В Антарктике данная экологическая роль связана, прежде всего, с доминиканской чайкой, поморниками, буревестниками и другими морскими птицами [84, 86, 87, 89, 90].

Показано, что один из самых распространенных в регионе видов птиц – доминиканская чайка – может распространять щучку антарктическую (*Deshampsia antarctica*) и другие компоненты растительности, а также беспозвоночных [86, 94]. Таким образом, орнитохория фактически прорывает изоляцию отдельных оазисов и нунатаков Антарктики.

Орнитогенное обогащение почв органическими веществами и минеральными элементами питания является одним из наиболее важных факторов, определяющих характер развития растительного покрова изученного региона [52, 71, 101, 103]. В некоторых случаях, например, на нунатаках, расположенных в глубине антарктического континента, птицы являются единственными источниками поступающих сюда питательных веществ – фосфора и азота [59, 71, 106]. То же можно сказать о возвышенных участках прибрежных зон маритимной Антарктики (рис. 1).

Несмотря на имеющуюся обширную литературу, посвященную этому вопросу [77, 80, 81, 84, 91, 99, 109, 110, 113], сукцессионные процессы, происходящие при зарастании орнитогенных местообитаний, изучены пока еще недостаточно. Многие авторы обращали внимание на это явление [18, 85], но, как правило, ограничивались констатацией заметного увеличения проективного покрытия и сомкнутости растительных сообществ, развивающихся вблизи колоний, гнезд и мест кормления птиц, либо отмечали изменение видового состава лишайников и мхов в зонах обогащения [60, 62, 67, 68].

Детальные описания сукцессионных процессов орнитогенной растительности немногочисленны [8, 77, 113, 114], четкая последовательность смены растительных сообществ и группировок низших растений пока не прослежена в достаточной степени. Она зависит от сочетания многих факторов таких, как климат, рельеф, характер разрушения и химический состав подстилающих горных пород и, прежде всего, от характера гнездовой или колоний. В частности, растительный покров, развивающийся вблизи колоний пингвинов, существенно отличается от растительности, формирующейся вокруг гнезд и мест кормления птиц, живущих обособленными парами.

ФОРМИРОВАНИЕ РАСТИТЕЛЬНОГО ПОКРОВА В ОРНИТОГЕННЫХ МЕСТООБИТАНИЯХ

Установлено, что в местах гнездовой растительный покров формируется под влиянием трех основных факторов: 1) механического воздействия птиц на почву и растительный покров; 2) изменения химического состава почвы под влиянием аллохтонного зоогенного материала; 3) механического переноса воздушными потоками

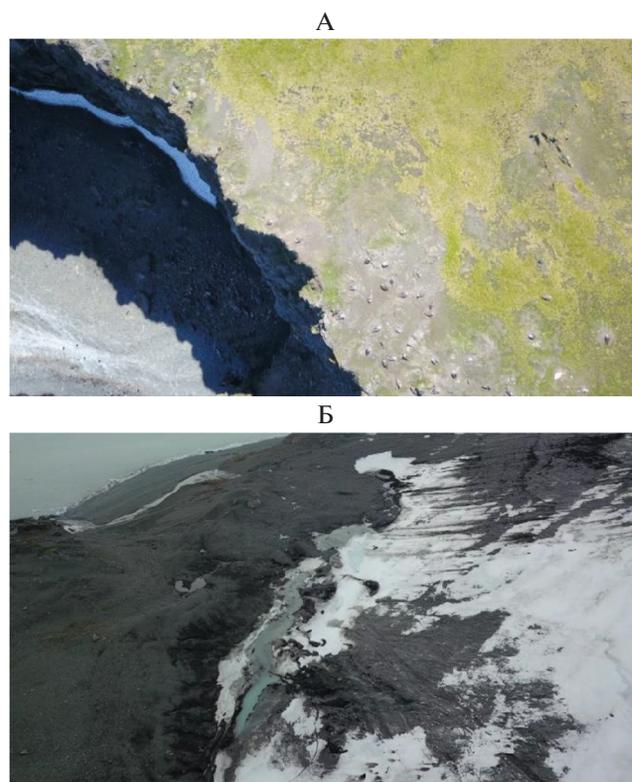


Рис. 1. Снимки с беспилотного летательного аппарата: А – типичная орнитогенная щучково-водорослевая тундра острова Ливингстон, Б – ландшафт без орнитогенного влияния, остров Ливингстон.

ми и птицами семян растений, мелких беспозвоночных, спор мхов, лишайников и грибов [77]. При этом в зависимости от рельефа местности, высоты и удаленности колонии от моря, количества гнездящихся птиц, гранулометрического состава грунтов и других факторов, могут наблюдаться различные вариации сукцессионных рядов. Растительный покров орнитогенных местообитаний и происходящие в нем сукцессионные процессы принципиально различаются на антарктическом континенте и в маритимной Антарктике.

В Антарктике орнитогенный фактор, наряду с влиянием морских млекопитающих, играет заметную роль в формировании растительности особенно в прибрежной полосе [72]. В самом обобщенном виде закономерные смены растительных сообществ в морской Антарктике можно описать следующим образом [64, 65]. Для птиц, живущих в колониях, прежде всего, пингвинов, в случае, когда колония большая и густонаселенная, в непосредственной близости к местам гнездования, высшие и низшие растения, как правило, отсутствуют. Поверхность почвы – галька и песок, здесь лишена растительности и обильно покрыта гуано. Крупные камни и повышения могут зарастать чистыми куртинами нитрофильного лишай-

ника *Leptogium puberulum* (с проективным покрытием до 50–70%).

На некотором удалении от колонии, по мере уменьшения концентрации азота и фосфора и снижения интенсивности механического воздействия птиц, развиваются сообщества с доминированием или даже сплошным ковром из водоросли *Prasiola crispa*, иногда с заметным участием мхов, порой с вкраплениями лишайника *Xanthomendoza borealis*. В дальнейшем на этом месте поселяются другие нитрофильные, преимущественно накипные лишайники, образующие характерные для таких мест сообщества. Проективное покрытие может достигать здесь 50–100%.

На возвышающихся камнях и скалах такие накипные нитрофильные лишайники, как *Catillaria corymbosa*, *Rhizoplaca aspidiphora*, *Acarospora macrocyclos*, *Verrucaria elaeoplaca*, *Lecania brialmontii* и *L. gerlachei* могут покрывать до 30% площади. Вместе с ними растут лишайники *Amandinea coniops*, *A. petermannii*, *Leptogium puberulum*, *Rusavskia elegans*, *Xanthomendoza borealis*, *Turgidosculum complicatulum*, *Caloplaca sublobulata*, *C. saxicola* и некоторые другие, появляются мхи. На скалах, обращенных в сторону моря и нависающих над обрывами, обильно разрастаются кустистый лишайник *Ramalina terebrata* и розетковидный *Caloplaca saxicola*. На последних стадиях сукцессии, в случае достаточного увлажнения и соответствующего гранулометрического состава почв, появляются высшие растения *Deschampsia antarctica*, реже *Colobantus quitensis*, которые вместе с сопутствующими мхами могут образовывать луговины большой площади, либо здесь формируются моховые и лишайниковые сообщества зонального типа. Отмечено, что луговины из *Deschampsia antarctica* особенно хорошо развиваются именно вблизи колоний, но размножаются растения в условиях азотного обогащения только вегетативно, поскольку такое обогащение ингибирует цветение злака [72].

Поморники и гигантские буревестники оказывают менее заметное влияние на растительный покров. В местах гнездования таких птиц, как поморники *Catharacta antarctica lonnbergi* и *C. maccormicki*, которые не живут в колониях, а селятся парами, устраивая свои гнезда на скальных и грядовых возвышенностях, формируется растительный покров, сходный с типичным для окружающего ландшафта, но, как правило, более развитый и сомкнутый. Обычно в одном месте рядом располагаются 3–5 гнезд поморников разного возраста, старые гнезда в течение десятилетий то возобновляются, то остаются незанятыми. Это приводит к накоплению в почвах органогенных слоев, формирующихся в самостоятельные почвенные горизонты. Таким образом, гнезда поморников влияют на плотность почв, их обогащенность

азотом и органическим веществом, элементами минерального питания и соответственно на растительный покров. Интересно, что наиболее развитая растительность и наиболее богатая флора лишайников формируются не у самих гнезд, а в еще более обогащенных местах питания птиц — обычно это бугорки и разного рода возвышения, хотя степень различия растительности на тех и других участках невелика. Фоновые участки местности характеризуются более бедной флорой, скудной растительностью и доминированием поверхностей, совершенно лишенных растительного покрова.

На континенте, в условиях антарктических полярных пустынь, где суровый холодный климат сочетается с крайним дефицитом влаги, растительность и флора очень бедны, а популяции птиц, включая и колонии пингвинов, как правило, малочисленны и рассредоточены, степень орнитогенного обогащения почв существенно ниже, и его влияние на растительный покров менее заметно. Тем не менее, авторами [4, 70] отмечены некоторые общие закономерности, в частности, очень короткий сукцессионный ряд. В самом общем виде можно отметить, что около колоний пингвинов — в ближней зоне, рядом с пятном обогащения, вслед за пятнами, покрытыми водорослью *Prasiola crispa* — на почве развивается ассоциация нитрофильных видов из *Xanthomendoza borealis*, *Candelariella flava*, *Lecanora fuscobrunnea*, *Rhizoplaca melanophthalma* и *Amandinea coniops* [57]. Здесь на отмерших дернинках мхов формируются сомкнутые группировки из яркоокрашенных лишайников *Xanthomendoza borealis*, *Candelariella flava*, *Physcia caesia* и *Caloplaca citrina*. Им могут сопутствовать, а порой, в некоторых сообществах и доминировать накипной бриофильный вид *Rinodina olivaceobrunnea* и кустистый лишайник *Usnea sphacellata* [104]. Зона влияния колонии обычно невелика по площади и уже неподалеку от нее, там, где обогащение минимально, развиваются фоновые лишайниковые группировки, либо растительный покров отсутствует.

Еще меньшее влияние на растительный покров в континентальных областях Антарктиды оказывают гнездящиеся в глубине континента, среди валунов или в скалах, снежные буревестники (*Pagodroma nivea*). В непосредственной близости от гнезда на сильнообогащенных почвах при условии достаточного увлажнения от тающих снежников резко по сравнению с фоном меняется состав доминантных видов лишайников. На скальных поверхностях по-прежнему доминируют *Buellia frigida*, *Umbilicaria decussata*, *U. aprina* и *Pseudephebe minuscula*, хотя существенно более важную роль здесь играют *Physcia caesia*, *Rusavskia elegans* и *Xanthomendoza borealis*, появляются мхи. На отмерших мхах обязательно и обильно присутствует и часто доминируют *Candelariella flava* и

Caloplaca citrina, поверхность почвы и горизонтальные поверхности камней и щебня иногда покрывает густой ковер из кустистых лишайников *Usnea antarctica* и *U. sphacelata*. Но эффект обогащения в растительном покрове наблюдается лишь в непосредственной близости от гнезда и исчезает уже в нескольких метрах от него, где поверхность почвы практически безжизненна. Примеры пространственной организации растительного покрова в орнитогенных и неорнитогенных местообитаниях приведены на рис. 2. Существенное влияние птиц на пространственную структуру фитоценозов было установлено и ранее для острова Галиндез (арх. Аргентинские острова) [89].

В целом можно сказать, что характер влияния орнитогенного воздействия на растительные группировки континентальной Антарктики пока недостаточно изучен и требует дальнейших исследований.

ВЛИЯНИЕ ОРНИТОГЕННОГО ФАКТОРА НА ХИМИЧЕСКИЙ И ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОЧВ

Накопление гуано, строительство гнезд пингвинами и другими птицами приводит к формированию полипедонов почв, гранулометрический состав которых характеризуется повышенным содержанием скелетной фракции и формированию выраженной почвенной структуры [27, 28], а содержание и запасы азота превышают таковое в почвах без орнитогенного воздействия в десятки раз. То же касается ряда тяжелых металлов. Наши данные подтверждают данные положения. Так, в ходе 55-, 61- и 65-й Российских антарктических экспедиций, а также 19-й Украинской антарктической экспедиции и 25-й Болгарской антарктической экспедиции изучены почвы островов Кинг-Джордж, Ливингстон и Галиндез (район Антарктического полуострова, Западная Антарктика) и острова Хассуэлл (прибрежная зона Восточной Антарктики). Полевые исследования включали описания почвенных разрезов и пробоотбор. На острове Ливингстон проводили аэрофотосъемку с помощью беспилотных летательных аппаратов в благоприятную погоду для уточнения полевых маршрутов и поиска почвенных ареалов. Пробы неорнитогенных почв отбирали на участках очевидного отсутствия прямого влияния птиц на поверхность почвы. Образцы почв отбирали непосредственно из центральной части элементарного почвенного ареала. Наиболее ярко орнитогенное воздействие на формирование почв наблюдалось на островах Ливингстон и Галиндез, где ареалы почв непосредственно соседствуют с местами питания и гнездования птиц. На этих островах почвообразующие породы представлены в основном элювиями массивно-кристаллических пород. На острове Кинг-Джордж почвы формируются как

на элювии массивно-кристаллических пород, так и на водно-ледниковых отложениях и морских осадках. В случае острова Хассуэлл почвы формируются на поверхности скальных пород и в наскальных ваннах.

Содержание углерода и азота определяли на элементном анализаторе Euro EA3028-НТ (<https://researchpark.spbu.ru/equipment-analyt-rus>) в мелкоземной почве. Содержание тяжелых металлов исследовали атомно-абсорбционным методом в аккредитованной лаборатории Агрофизического НИИ (<http://agrophys.ru/lab>). Гранулометрический состав почв определяли седиментометрически в лаборатории кафедры прикладной экологии СПбГУ. Результаты анализов приведены в табл. 1. Кроме непосредственного влияния птиц на локалитеты почв орнитогенных пляжей, возможно частичное растворение и миграция веществ в ландшафте, нитрификации, что приводит к запуску посторнитогенных сукцессий и коренному изменению локальной геохимии ландшафта [107]. Формируется своеобразный почвенный покров, состоящий из сочетаний почв, в составе которых орнитогенные местообитания геохимически сопряжены с окружающими понижениями рельефа, куда перераспределяются вещества [61]. Таким образом, орнитогенное почвообразование представляет особый феномен педогенеза в Южном полушарии, где проявляется в самых разнообразных формах морфологической организации и процессах биогеохимической трансформации субстрата. В связи с этим комплексное изучение феномена орнитогенного почвообразования является актуальным для создания целостной картины почвообразования в Антарктическом регионе.

РОЛЬ ОРНИТОХОРИИ В ПОЧВООБРАЗОВАНИИ

Ави-вектор в трансформации окружающей среды удаленных регионов выражается не только в переносе организмов [56, 69], но и в химической трансформации окружающей среды вследствие накопления продуктов жизнедеятельности птиц, таких как гуано, фрагменты еды и линьки [73]. Птицы переносят химические элементы на существенные расстояния. Существенное обогащение водных экосистем и смежных биогеоценозов описано [15]. Орнитогенные почвы накапливают биофильные элементы, в том числе фосфор, но способствуют эвтрофикации смежных водоемов [25, 26, 63]. Происходит увеличение минерализации вод пресноводных источников, при этом хлорид ион имеет большую подвижность, чем соединения азота. Острова с колониями морских птиц рассматриваются авторами как ядра нуклеарных систем с высоким вещественно-энергетическим потенциалом, которые формируют вокруг себя обширные зоны биогеохимического влияния и способствуют

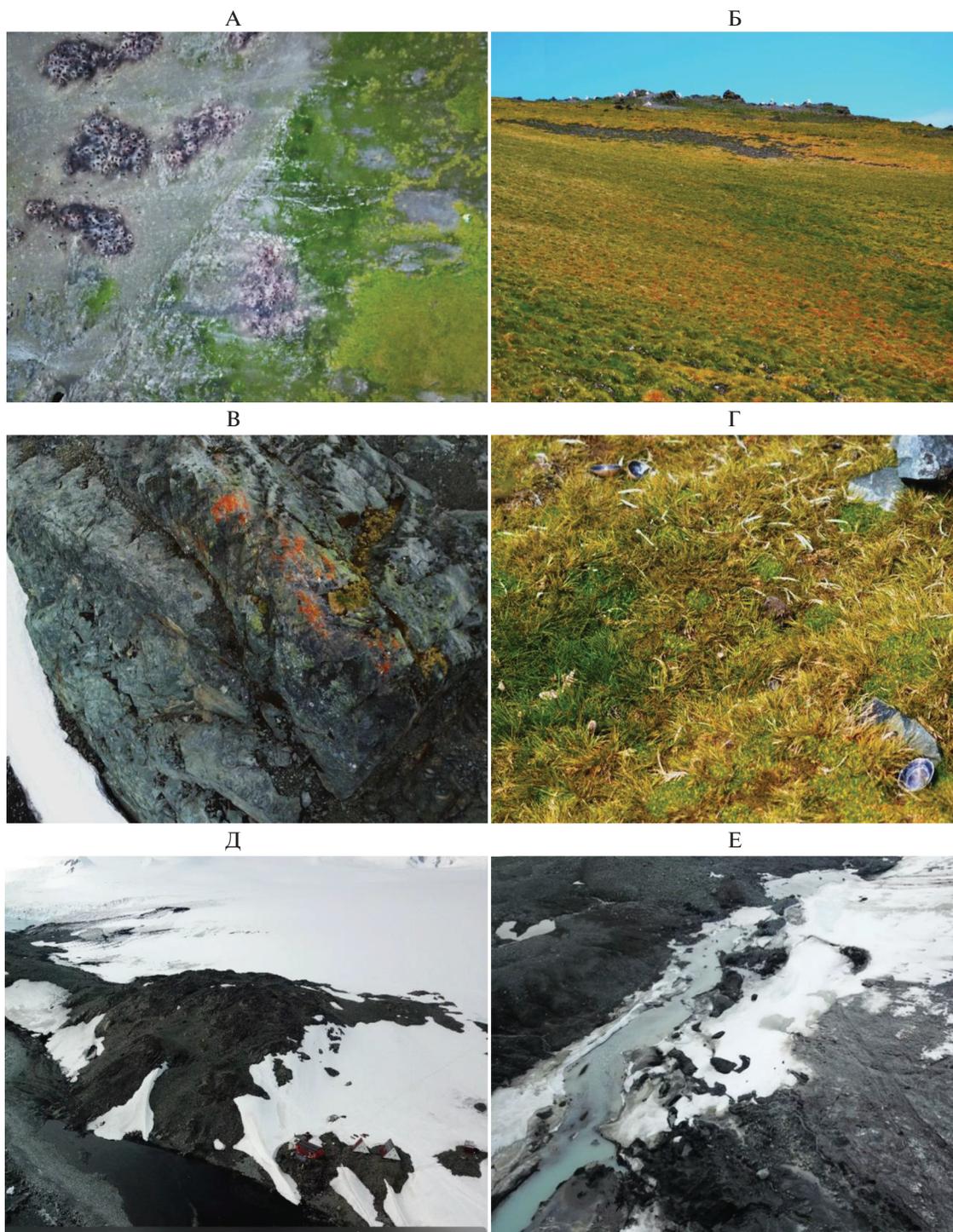


Рис. 2. Ландшафтные снимки с использованием беспилотной техники на острове Ливингстон, 25 декабря 2019–05 января 2020 г.: А – место гнездования колонии *Pygoscelis papua* на мысе Хана Пойнт, Б – сообщество *Deshampsia antarctica* на мысе Хана Пойнт, В – орнитогенные локалитеты, сформированные летающими птицами на скалах, представлены нитрофильными лишайниками р. *Caloplaca* sp. и сосудистыми растениями *Deshampsia antarctica* и *Colobantus quitensis*, Г – раковины *Nacella concinna* на поверхности скал на поздней стадии посторнитогенной сукцессии. Д, Е – примеры ландшафтов без орнитогенного влияния, окрестности станции Св. Климент Охридски.

Таблица 1. Изменение параметров почв под влиянием орнитогенного фактора (над чертой – неорнитогенная почва, под чертой – орнитогенная)

Остров	C	N	C/N	pH	Cu	Zn	Pb	Cd	Ni	Mn	Fe	Ске-лет	Мел-козем	Пе-сок	Гли-на	Ил
	%				мг/кг											
Ливинг-стон	0.52	0.07	7.42	4.57	43.4	111.0	28.9	<2.5	18.3	377.0	31731.1	0.00	100	94.87	5.13	0.00
	3.47	0.37	10.11	5.75	32.7	80.6	13.2	2.3	12.7	765.1	9723.2	6.00	94.00	98.87	1.13	0.00
Кинг-Джордж	0.34	0.05	6.80	5.23	3	3	1	1	2	180	12	67.00	33.00	85.00	10.00	5.00
	5.68	0.67	8.47	5.78	37	43	4	1	11	260	76	82.00	18.00	90.00	3.00	8.00
Галиндез	2.34	0.08	29.25	5.0	4	13	2	1	2	13	321	60.00	40.00	81.00	7.00	12.00
	41.30	5.78	7.14	7.2	193	616	1760	30	12	253	15600	89.00	11.00	80.00	6.00	14.00
Хассуэлл	0.54	0.05	10.80	4.37	5	15	12	1	3	23	45	87.00	13.00	51.00	26.00	23.00
	12.00	0.79	15.18	5.36	16	27	45	4	18	54	78	98.00	2.00	45.00	28.00	27.00

увеличению биологической продуктивности подводных биоценозов. Накопление гуано в наземных экосистемах Антарктиды приводит к аккумуляции меди, данный процесс тесно связан с миграцией органического вещества [79]. Показано, что накопление гуано может играть роль в одновременном накоплении кадмия и меди в почвах прибрежных территорий Антарктики [54]. В почвах под гуано также происходит селективное накопление ряда тяжелых металлов и повышение индексов геоаккумуляции [49]. На некоторых островах сложно отделить влияние птиц от влияния на почвы других позвоночных животных [55]. Так, на полуострове Хана-Пойнт (остров Ливингстон, Западная Антарктика) в зоогенном почвообразовании участвуют десятки видов [1, 95]. Также имеются сведения о накоплении существенных количеств полициклических ароматических углеводородов в почвах островных экосистем под влиянием гуано птиц [117]. Субсидирование наземных экосистем органическим веществом океанического происхождения приводит к накоплению биогенных элементов, а также компонентов загрязнения природной окружающей среды [92]. Пищевая активность летающих морских птиц приводит к значительному накоплению ракушек моллюсков *Nacella*, что благоприятствует образованию специфических, богатых кальцием биотопов – “чаячьих скал” [87, 89, 108].

Хорева и Мочалова [44] указывают на то, что орнитогенный фактор приводит к формированию особых экобиоморф, которые рассматриваются как типовые адаптационные организменные системы, существующие в определенных условиях среды, например, при косвенном или непосредственном воздействии птиц на компоненты экосистем. В условиях орнитогенного воздействия изменяются не только структурные особенности экосистем, но и особенности организмов – в данном случае, растений [44]. Таким образом, новые экосистемы орнитогенного гене-

зиса и новые экобиоморфы характерны не только для Антарктики, но и для других регионов Земли, в первую очередь для островных экосистем. Решающим фактором в коренной трансформации экогенеза является экстремальное субсидирование ландшафтов органическим веществом орнитогенного происхождения [25, 26, 49]. В островные экосистемы северной части Тихого океана попадает большое количество тяжелых металлов, транспортируемых птицами [25, 26]. По данным Иванова [25, 26] в травянистой растительной массе почти в 2 раза увеличивается содержание зольных элементов. Иванов [25, 26] и Парникова [87–89] выделяют отдельный тип посторнитогенных экосистем; также известно понятие о посторнитогенной сукцессии [49]. Не только фитоценозические, но и геохимические факторы коренным образом трансформируются в посторнитогенных экосистемах [3].

Отмечается также негативное влияние орнитогенного фактора на флору островов Кандалакшского залива [21], что вызвано переобогащением наземных местообитаний азотсодержащими веществами. Аналогичный эффект зафиксирован в ходе увеличений числа и размера колоний субантарктического пингвина в районе Аргентинских островов (маритимная Западная Антарктика) [87, 89].

В то же время снижение биоразнообразия может быть идентифицировано на самых начальных стадиях экогенеза, ведь в посторнитогенной сукцессии разнообразие флоры может увеличиваться [99]. Остатки гнезд прибрежных птиц и их костей могут служить индикаторами уровней экспозиции древних береговых ландшафтов и помогать в интерпретации палеогеографических обстановок, в частности, изостатических поднятий в голоцене [10].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На сегодняшний день накоплен значительный материал относительно участия орнитогенного

фактора в формировании почв по всему миру, в частности в Антарктике. Здесь наиболее выраженное влияние оказывают пингвины. В то же время значительная площадь свободных от снега и льда участков Антарктики находится под влиянием мест гнездования, активности и питания летающих морских птиц. Наличие орнитогенных почв в антарктических ландшафтах приводит к обогащению смежных экосистем биогенными элементами. Почвы, испытывающие влияние орнитогенного фактора, могут занимать небольшие площади в континентальной Антарктике, однако в приморской зоне Западной Антарктиды они уже занимают значительные доли в общей площади исследуемой территории. Кроме того, морские летающие птицы осуществляют орнитохорию – перенесение компонентов наземного биома, что позволяет запускать почвообразование на новых участках, а развитие растительности благоприятствует дальнейшему развитию почв. В связи с этим почвообразование, связанное с летающими морскими птицами Антарктики, заслуживает дополнительного изучения.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ № 18-04-00900, 19-54-18003 и 19-05-50107. Логистическая поддержка исследований обеспечена Российской антарктической экспедицией и Болгарской антарктической экспедицией, а также Софийским государственным университетом Св. Климента Охридского.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы не имеют конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абакумов Е.В., Жиянски М., Янева Р. Орнитогенный фактор в формировании тундровой растительности и серогумусовых почв на острове Ливингстон, Западная Антарктика // Русский орнитологический журн. 2020. Т. 29. № 1903. С. 1360–1364.
2. Абакумов Е.В., Крыленков В.А. Почвы Антарктиды // Природа. 2011. Т. 3. С. 58–62.
3. Авессаломова И.А., Иванов А.Н. Тяжелые металлы на биогеохимических барьерах в орнитогенных геосистемах Северной Пацифики // Тяжелые металлы и радионуклиды в окружающей среде. Матлы VI междунар. науч. конф. (Казахстан, Семей, 4–7 февр., 2010). Казахстан: Семей, 2010. Т. 1. С. 86–89.
4. Андреев М.П., Курбатова Л.Е. Новые данные о мхах и лишайниках тихоокеанского сектора Антарктиды // Новости сист. низш. раст. 2009. Т. 42. С. 142–152.
5. Белкина О.А., Лихачев А.Ю. Влияние некоторых экологических факторов на локальные флоры мхов Шпицбергена // Вестник Кольского научного центра РАН. 2018. Т. 3. № 10. С. 25–30.
6. Белянин П.С. Ландшафтная структура острова Фурugelъма: факторы формирования и современное состояние // География и природные ресурсы. 2009. № 3. С. 94–98.
7. Богатырев Л.Г. О классификации лесных подстилок // Почвоведение. 1990. № 3. С. 118–127.
8. Богатырев Л.Г., Бенедиктова А.И., Земсков Ф.И., Вартапов А.Н., Давыдов Д.В., Карпунин М.М., Загородняя Ю.А., Демин В.В. Влияние гнездований серых цапель (*Ardea cinerea* L.) на характер изменения подстилок и почв в условиях широколиственных лесов Тульской области // Вестник Моск. ун-та. Сер. 17, почвоведение. 2020. № 1. С. 23–29.
9. Богатырев Л.Г., Васильевская В.Д. Биогеохимические особенности тундровых экосистем // Почвоведение. 2004. № 12. С. 1462–1472.
10. Веркулич С.Р., Пушина З.В., Сократова И.Н., Меллес М., Хультч Н., Дикманн Б. Изменения уровня моря и гляциоизостазия на побережье Антарктиды в Голоцене // Матлы гляциологических исследований. 2009. № 102. С. 23–31.
11. Власов Д.Ю., Кирицели И.Ю., Абакумов Е.В. и др. Антропогенная инвазия микромицетов в ненарушенные экосистемы оазиса Холмы Ларсеманн (Восточная Антарктида) // Российский журнал биологических инвазий. 2020. № 2. С. 1–12.
12. Вотяков С.Л., Киселева Д.В., Садыкова Н.О., Смирнов Н.Г., Шапова Ю.В. Физико-химические характеристики ископаемых костных остатков млекопитающих и проблема оценки их относительного возраста. Ч. 1. Термический и масс-спектрометрический элементный анализ. Екатеринбург, 2009. 118 с.
13. Втюрина Т.П. Изменение содержания азота, фосфора и калия почвы в местах гнездования грачей *Corvus frugilegus* // Русский орнитологический журн. 2016. Т. 25. № 1382. С. 4999–5001.
14. Втюрина Т.П. Средообразующая деятельность врановых птиц в местах их массовых скоплений. Автореф. дис. ... канд. биол. наук. М., 2003. 16 с.
15. Галкина В.Н. О химическом составе растворимых веществ экскрементов морских рыбоядных птиц // Экология. 1974. № 5. С. 23–27.
16. Ганзей К.С. Ландшафты и физико-географическое районирование Курильских островов. Автореф. дис. ... канд. географ. наук. М., 2009. 25 с.
17. Герасимова М.И. Международная классификация почв и возможности ее применения в географических исследованиях // Вестник Моск. ун-та. Сер. 5, география. 2019. № 3. С. 49–57.
18. Голлербах М.М., Сыроечковский Е.Е. Биогеографические исследования в Антарктиде в 1957 г. // Известия АН СССР. Сер. Географическая. 1958. № 6. С. 59–68.
19. Горбунов Г.А., Панин А.Л., Тешбаев Ш.Б. Изучение механизмов взаимного влияния орнитофауны и антропогенного воздействия в районах размещения объектов Российской антарктической экспедиции в условиях прибрежной Антарктиды // Инфекции, обусловленные иерсиниями. Матлы II Всерос. Науч.-пр. конф. СПб.: НИИЭМ им. Пастера, 2006. С. 63–64.
20. Горячкин С.В., Мергелов Н.С., Таргульян В.О. Генезис и география почв экстремальных условий: элементы теории и методические подходы //

- Почвоведение. 2019. № 1. С. 5–19.
<https://doi.org/10.1134/S0032180X19010040>
21. Давыдов Д.А., Мелехин А.В., Боровичев Е.А. Циано-проکاریоты, лишайники и печеночники Айно-вых островов (Кандалакшский заповедник, Мурманская область) // Уч. зап. Петрозаводского гос. ун-та, 2012. № 4. С. 34–38.
 22. Заименко Н.В., Бедерничек Т.Ю., Швартау В.В. Михальская Л.Н., Хоецкий П.Б. Инициальное почвообразование в Прибрежной Антарктике: существуют ли неорнитогенные почвы // Украинский антарктический журн. 2016. № 15. С. 170–175.
 23. Захаренко В.А., Романов В.В. О влиянии колониального поселения озерных чаек на особенности химического состава почв в условиях Владимирского ополья // Вестник Оренбургского гос. ун-та. 2009. № 6. С. 147–150.
 24. Иванов А.Н. Орнитогенные геосистемы островов Северной Пацифики. М.: Научный мир, 2013. 228 с.
 25. Иванов А.Н. Равновесно-неравновесные отношения в орнитогенных геосистемах островов Северной Пацифики // География и природные ресурсы. 2013. № 4. С. 130–137.
 26. Иванов А.Н. Скопления морских колониальных птиц как ландшафтообразующий фактор // Известия РАН. Сер. Географическая. 2013. № 4. С. 70–78.
 27. Иванов А.Н., Авессаломова И.А. Водная миграция элементов в орнитогенных экосистемах островов Северной Пацифики // Экологическая химия. 2012. Т. 21. № 1. С. 1–13.
 28. Иванов А.Н., Авессаломова И.А., Хрусталева М.А. Биогеохимия орнитогенных геосистем Ямских островов (Охотское море) // География и природные ресурсы. 2009. № 4. С. 100–106.
 29. Криволицкий Д.А., Лебедева Н.В., Гаврило М.В. Микроартроподы в оперении птиц Антарктики // Доклады РАН. 2004. Т. 397. № 6. С. 845–848.
 30. Кудинова А.Г., Лысак Л.В., Соина В.С., Мергелов Н.С., Долгих А.В., Шоркунов И.Г. Бактериальные сообщества в почвах криптогамных пустошей Восточной Антарктиды (оазисы Ларсеманн и холмы Талла) // Почвоведение. 2015. № 3. С. 317–29.
<https://doi.org/10.7868/S0032180X15030077>
 31. Лебедева Н.В., Криволицкий Д.А. Распространение почвенных микроартропод птицами на островах Арктики // Доклады РАН. 2003. Т. 391. № 1. С. 138–141.
 32. Лебедева Н.В., Лебедев В.Д. Почвенные микроартроподы в орнитогенных почвах, гнездах и оперении птиц Шпицбергена // Комплексные исследования природы Шпицбергена. Сб. тр. V междунар. конф. Мурманск, 12–14 октября, 2005. С. 417–423.
 33. Лупачев А.В., Абакумов Е.В., Абрамов А.А., Добрянский А.С., Долгих А.В., Завовская Э.П., Мергелов Н.С., Осокин Н.И., Шоркунов И.Г., Горячкин С.В. Почвенный покров и многолетнемерзлые породы Антарктиды: структура и функционирование // Вопросы географии. 2020. № 150.
 34. Лысенков Е.В. Средообразующая роль врановых в антропогенных ландшафтах // Русский орнитологический журн. 2016. Т. 25. № 1371. С. 4643–4647.
 35. Методическое пособие по составлению мелко-масштабных карт четвертичных образований к Гостеолкарте-1000/3. СПб.: ВСЕГЕИ, 2005. 188 с.
 36. Нагайцева Ю.Н. Влияние скопы *Pandion haliaetus* на биогеоценозы ее гнездовых местообитаний // Русский орнитологический журн. 2005. № 293. С. 634–641.
 37. Никитин Д.А., Семёнов М.В., Семиколенных А.А., Максимова И.А., Качалкин А.В., Иванова А.Е. Биомасса грибов и видовое разнообразие культивируемой микобиоты почв и субстратов о. Нортбрук (Земля Франца-Иосифа) // Микология и фитопатология. 2019. Т. 53. № 4. С. 210–222.
<https://doi.org/10.1134/S002636481904010X>
 38. Панин А.Л., Богомилыч Е.А., Шаров А.Н. и др. Цианобактериальные маты как объекты мониторинга антарктических экосистем // Вестник С.-Петерб. ун-та. Сер. 3. 2013. № 2. С. 3–11.
 39. Панин А.Л., Краева Л.А., Власов Д.Ю., Абакумов Е.В. Цианобактериальные маты как биологические индикаторы загрязнений окружающей среды // Лужские научные чтения. Современное научное знание: теория и практика. Мат-лы междунар. науч.-пр. конф. Луга-Санкт-Петербург, 2016. С. 160–166.
 40. Парникоза И.Ю., Абакумов Е.В., Дикий И.В., Пилипенко Д.В., Швидун П.П., Козерецкая И.А., Кунах В.А. Влияние птиц на пространственное распределение *Deschampsia antarctica* Desv. острова Галиндез (Аргентинские острова, Прибрежная Антарктика) // Русский орнитологический журн. 2014. Т. 23. № 1056. С. 3095–3107.
 41. Растворова О.Г. Влияние позвоночных животных на почву в лесостепной дубраве “Лес на Ворскле” // Русский орнитологический журн. 2007. Т. 16. № 364. С. 819–827.
 42. Сыроечковский Е.Е. Роль животных в образовании первичных почв в условиях приполярной области земного шара (на примере Антарктики) // Зоологический журн. 1959. Т. 38. № 12. С. 1770–1775.
 43. Толчельников Ю.С. О сущности понятия “почва” // Вестник Моск. ун-та. 1985. Сер. 17. № 3. С. 52–58.
 44. Хорева М.Г., Мочалова О.А. Растения и птицы на берегах Охотского моря: равновесие, кризис, адаптации // Сибирский экологический журн. 2009. № 1. С. 119–125.
 45. Шамрикова Е.В., Денева С.В., Кубик О.С. Распределение углерода и азота в почвенном покрове прибрежной территории Баренцева моря (Хайдыпурская губа) // Почвоведение. 2019. № 5. С. 558–569.
<https://doi.org/10.1134/S0032180X19030092>
 46. Шихова Л.Н., Растворова О.Г. Характеристика орнитогенных почв старовозрастных участков лесостепной дубравы // Вестник С.-Петерб. ун-та. Сер. 3. Биология. 1986. № 1. С. 118.
 47. Школьник Э.И., Батулин Г.Н., Жегалло Е.А. О природе фосфоритов о-ва Рождества (Индийский океан) // Морская геология. 2008. Т. 48. № 1. С. 101–112.
 48. Яковлева В.В., Растворова О.Г., Винникова О.Н., Воробьева О.Б., Шихова Л.Н. Влияние колониально-гнездящихся птиц на почву и биоценоз лесостепной дубравы // Вестник С.-Петерб. ун-та. Сер. Биология. 2006. № 2. С. 83–95.
 49. Abakumov A., Lupachev A., Andreev M. Trace element content in soils of the King Georgeand Elephant islands, maritime Antarctica // Chem. Ecology. 2017. V. 33. № 9. P. 856–868.
<https://doi.org/10.1080/02757540.2017.1384821>

50. *Abakumov E., Mukhametova N.* Microbial biomass and basal respiration of selected Sub-Antarctic and Antarctic soils in the areas of some Russian polar stations // *Solid Earth*. 2014. V. 5. № 2. P. 705–712. <https://doi.org/10.5194/se-5-705-2014>
51. *Abakumov E.V., Parnikoza I.Y., Vlasov D.Y., Lupachev A.V.* Biogenic–abiogenic interaction in antarctic ornithogenic soils // *Lecture Notes in Earth System Sciences*. 2016. P. 237–248. https://doi.org/10.1007/978-3-319-24987-2_19
52. *Allen S.E., Grimshaw H.M., Holdgate M.W.* Factors affecting the availability of plant nutrients on an Antarctic island // *J. Ecol.* 1967. № 55. P. 381–396.
53. *Andrássy I., Gibson J.A.E.* Nematodes from saline and freshwater lakes of the Vestfold Hills, East Antarctica, including the description of *Hypodontolaimus antarcticus* sp. n. // *Polar Biol.* 2007. V. 30. P. 669–678. <https://doi.org/10.1007/s00300-006-0224-4>
54. *Bargagli R., Sanchez-Hernandez J., Martella L., Monaci F.* Mercury, cadmium and lead accumulation in Antarctic mosses growing along nutrient and moisture gradients // *Polar Biol.* 1998. № 19. P. 316–322. <https://doi.org/10.1007/s0030000050252>
55. *Bokhorst S., Huiskes A., Convey P., Aerts R.* External nutrient inputs into terrestrial ecosystems of the Falkland Islands and the Maritime Antarctic region // *Polar Biol.* 2007. № 30. P. 1315–1321. <https://doi.org/10.1007/s00300-007-0292-0>
56. *Casanovas P., Lynch H.J., Fagan W.F.* Multi-scale patterns of moss and lichen richness on the Antarctic Peninsula // *Ecography*. 2012. № 35. P. 1–11. <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/full/10.1111/j.1600-0587.2012.07549.x>
57. *Castello M., Nimis P.L.* The lichen vegetation of Terra Nova Bay (Victoria Land, Continental Antarctica) // *Bibl. Lichenologica*. 1995. № 58. P. 43–55.
58. *Cockell C.S., Stokes M.D., Korsmeyer K.E.* Overwintering strategies of Antarctic Organisms // *Environ. Rev.* 2000. № 8. P. 1–19. <https://doi.org/10.1139/a00-001>
59. *Cooper J., Siegfried W.R., Ryan P.G., Crafford J.E., Stock W.D.* Effects of ornithogenic products on ecosystem structure and functioning: a new South African Biological Antarctic Research Subprogramme // *Suid-Afrikaanse Tydskrif vir Wetenskap*. 1991. № 87. P. 223–226.
60. *Erskine P.D., Bergstrom D., Schmidt S., Stewart G., Tweedie C., Shaw J.* Subantarctic Macquarie Island: a model ecosystem for studying animal-derived nitrogen sources using 15N natural abundance // *Oecologia*. 1998. № 117. P. 187–193.
61. *Falkowska L., Reindi A., Szumilo E., Kwaśniak J., Staniszevska M., Bełdowska M., Lewandowska A., Krause I.* Mercury and chlorinated pesticides on the highest level of the food web as exemplified by herring from the Southern Baltic and African penguins from the Zoo // *Water Air Soil Pollut.* 2013. № 224. P. 1549. <https://doi.org/10.1007/s11270-013-1549-6>
62. *Favero-Longo S.E., Cannone N., Worland M. Roger, Convey P., Rosanna Piervittori R., Guglielmin M.* Changes in lichen diversity and community structure with fur seal population increase on Signy Island, South Orkney Islands // *Antarct. Sci.* 2011. № 23. P. 65–77. <https://doi.org/10.1017/S0954102010000684>
63. *Godagnone R.E., de la Fuente J.C.* Soils of the Argentine Antarctica // *The Soils of Argentina*. World Soils Book Series. / Eds. Rubio G., Lavado R., Pereyra F. Cham: Springer, 2019. 268 p. <https://doi.org/10.1007/978-3-319-76853-3>
64. *Greenfield L.G.* Precipitation nitrogen at maritime Signy Island and continental Cape Bird, Antarctica // *Polar Biol.* 1992. № 11. P. 649–653.
65. *Gremmen N.J.M., Huiskes A.H.L., Francke J.W.* Epilithic macrolichen vegetation of the Argentine Islands, Antarctic Peninsula // *Antarctic Science*. 1994. V. 6. № 4. P. 463–471. <https://doi.org/10.1017/S0954102094000702>
66. *Kaczmarek Ł., Parnikoza, I., Gawlak M., Esefeld J., Peter H.-U., Kozeretska I., Roszkowska M.* Tardigrades from *Larus dominicanus* Lichtenstein, 1823 nests on the Argentine Islands (maritime Antarctic) // *Polar Biol.* 2017. V. 41. № 2. P. 283–301. <https://doi.org/10.1007/s00300-017-2190-4>
67. *Kanda H., Ohtani S., Imura S.* Plant communities at Dronning Maud Land // *Geocology of Antarctic ice-free coastal landscapes* / Eds. Beyer L., Bölter M. Springer, 2002. P. 249–264. https://doi.org/10.1007/978-3-642-56318-8_14
68. *Kim J.H., Ahn In-Y., Lee K.S., Chung H., Choi Han-G.* Vegetation of Barton Peninsula in the neighbourhood of King Sejong Station (King George Island, maritime Antarctica) // *Polar Biol.* 2007. № 30. P. 903–916. <https://doi.org/10.1007/s00300-006-0250-2>
69. *Lebedeva N.V.* Oribatid mites transported by birds to polar islands a review // *Arctic marine biology*. A workshop celebrating two decades of cooperation between Murmansk Marine Biological Institute and Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research, 2012. P. 152–161.
70. *Leishman M.R., Wild C.* Vegetation abundance and diversity in relation to soil nutrients and soil water content in Vestfold Hills, east Antarctica // *Antarct. Sci.* 2001. № 13. P. 126–134. <https://doi.org/10.1017/S0954102001000207>
71. *Lindsay D.C.* The role of lichens in Antarctic ecosystems // *The Bryologist*. 1978. V. 81. № 2. P. 268–276.
72. *Lindsay D.C.* Vegetation of the South Shetland Islands // *Br. Antarct. Surv. Bull.* 1971. № 25. P. 59–83.
73. *Lupachev A.V., Gubin S.V., Abakumov E.V.* Levels of biogenic–abiogenic interaction and structural organization of soils and soil-like bodies in Antarctica // *Lecture Notes in Earth System Sciences*. 2020. P. 481–500. https://doi.org/10.1007/978-3-030-21614-6_26
74. *Lupachev A.V., Abakumov E.V.* Soils of Marie Byrd Land, West Antarctica // *Eurasian Soil Science*. 2013. V. 46(10). P. 994–1006. <https://doi.org/10.1134/S1064229313100049>
75. *Lupachev A.V., Abakumov E.V., Goryachkin S.V., Veremeeva A.A.* Soil cover of the Fildes Peninsula (King George Island, West Antarctica) // *Catena*. 2020. № 193. P. 1–10. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2020.104613>
76. *Mustafa O., Barbosa A., Krause D.J., Peter H.-U., Vieira G., Rümmler M.-C.* State of knowledge: Antarctic wildlife response to unmanned aerial systems // *Polar Biol.* 2018. V. 41. № 11 P. 2387–2398.
77. *Mychra A., Tatur A.* Ecological role of the current and abandoned penguin rookeries in the land environment

- of the maritime Antarctic // *Polar Res.* 1991. V. 12. P. 3–24.
78. *Myrcha A., Pietr S.J., Tatur A.* The role of pygoscelid penguin rookeries in nutrient cycles at Admiralty Bay, King George Island // *Antarctic nutrient cycles and food webs.* Springer, 1985. P. 156–162.
 79. *Nie Y., Liu X., Sun L., Emslie S.D.* Effect of penguin and seal excrement on mercury distribution in sediments from the Ross Sea region, East Antarctica // *Sci. Total Environ.* 2012. № 433. P. 132–140. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2012.06.022>
 80. *Olech M.* Lichens of King George Island, Antarctica // The Institute of Botany of the Jagellonian University, 2004. 391 p.
 81. *Olech M., Singh S.M.* Lichens and lichenicolous fungi of Schirmacher Oasis, Antarctica. New Delhi. 2010. 140 p.
 82. *Otero X.L., De La Peña S., Romero D., Nobrega G.N., Ferreira T.O., Pérez-Alberti A.* Trace elements in biomaterials and soils from a Yellow-legged gull (*Larus michahellis*) colony in the Atlantic Islands of Galicia National Park (NW Spain) // *Marine Pollution Bulletin.* 2018. № 133. P. 144–149. <https://doi.org/10.1016/j.marpolbul.2018.05.027>
 83. *Otero X.L., Tejada O., Martín-Pastor M., De La Peña S., Ferreira T.O., Pérez-Alberti A.* Phosphorus in seagull colonies and the effect on the habitats. The case of yellow-legged gulls (*Larus michahellis*) in the Atlantic Islands National Park (Galicia-NW Spain) // *Sci. Total Environ.* 2015. V. 532. P. 383–397. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2015.06.013>
 84. *Øystedal D.O., Smith R.I.L.* Lichens of Antarctica and South Georgia: a guide to their identification and ecology. Cambridge Univ. Press, 2001. <https://doi.org/10.1006/lich.2001.0362>
 85. *Park J.-H., Day T.A., Strauss S., Ruhland C.T.* Biogeochemical pools and fluxes of carbon and nitrogen in a maritime tundra near penguin colonies along the Antarctic Peninsula // *Polar Biol.* 2006. № 30. P. 199–207. <https://doi.org/10.1007/s00300-006-0173-y>
 86. *Parnikoza I., Abakumov E., Korsun S., Klymenko I., Netsyk M., Kudinova A., Kozeretska I.* Soils of the Argentine Islands, Antarctica: Diversity and Characteristics // *Polarforschung.* 2017. V. 86. № 2. P. 83–96. <https://doi.org/10.2312/polarforschung.86.2.83>
 87. *Parnikoza I., Berezkina A., Moiseyenko Y., Malanchuk V., Kunakh V.* Complex survey of the Argentine Islands and Galindez Island (maritime Antarctic) as a research area for studying the dynamics of terrestrial vegetation // *Ukrainian Antarctic J.* 2018. № 1. P. 73–101.
 88. *Parnikoza I., Kozeretska I.* Antarctic Terrestrial Biome—Most Poor, Extreme and Sensitive on the Planet // *Encyclopedia of biomes. Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences.* 2019. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-409548-9.12005-6>
 89. *Parnikoza I., Rozhok A., Convey P., Veselski M., Esefeld J., Ochyra R., Mustafa O., Braun C., Peter H. U., Smykla J., Kunakh V., Kozeretska I.* Spread of Antarctic vegetation by the kelp gull: comparison of two maritime Antarctic regions // *Polar Biol.* 2018. V. 41. № 6. P. 1143–1155. <https://doi.org/10.1007/s00300-018-2274-9>
 90. *Parnikoza I., Smykla J., Kozeretska I., Kunakh V.* Details of Antarctic tundra in two ecological gradients conditions // *The Bul. of Ukrainian Society of Geneticists and Breeders.* 2009. V. 7. № 2. P. 218–226.
 91. *Peklo A.M.* The birds of Argentine Islands and Petermann Island // *Kryvyi Rih Mineral Publishers,* 2007. 264 p.
 92. *Pereira T.T.C., Schaefer C.E.G.R., Ker J.C., Almeida C.C., Almeida I.C.C., Pereira A.B.* Genesis, mineralogy and ecological significance of ornithogenic soils from a semi-desert polar landscape at Hope Bay, Antarctic Peninsula // *Geoderma.* 2013. № 209/210. P. 98–109. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2013.06.012>
 93. *Pereira T.T.C., Schaefer C.E.G.R., Ker J.C., Almeida C.C., Almeida I.C.C.* Micro-morphological and microchemical indicators of pedogenesis in Ornithogenic Cryosols (Gelisols) of Hope Bay, Antarctic Peninsula // *Geoderma.* 2013. V. 193/194. P. 311–322. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2012.10.023>
 94. *Peter H.-U.* Risk assessment for the Fildes Peninsula and Ardley Island and development of management plans for their designation as specially protected areas. Jena: Jena University, 2008. P. 1–344.
 95. *Peter H.-U., Pfifer S.* Bestandsaufnahme und Managementpläne für zwei touristisch genutzte Gebiete der Antarktis // *Institut für Ökologie Friedrich-Schiller-Universität.* Jena, 2003. 325 p.
 96. *Pietr S.J.* The physiological groups of microorganisms in different soils of Admiralty Bay region (King-George Island, South-Shetland Islands, Antarctica) // *Polish Polar Res.* 1986. № 4. P. 395–406.
 97. *Porajinska D.L., Wall D.H., Virginia R.A.* Invertebrates in ornithogenic soils on Ross Island, Antarctica // *Polar Biol.* 2002. № 25. P. 569–574. <https://doi.org/10.1007/s00300-002-0386-7>
 98. *Rakusa-Suszczewski S.* Functioning of the geoecosystem for the West Side of Admiralty Bay (King George's Island, Antarctica): outline of research of Arctowski Station // *Ocean and Polar Res.* 2003. V. 25. № 4. P. 653–662. <https://doi.org/10.4217/OPR.2003.25.4.653>
 99. *Richter W.* Bryophytes in the Schirmacher Oasis. The Schirmacher Oasis, Queen Maud Land, east Antarctica, and its surroundings // *Petermanns Geogr. Mitt.* 1995. № 289. P. 341–342.
 100. *Rümmler M.-C., Mustafa O., Maercker J., Peter H.-U., Esefeld J.* Measuring the influence of unmanned aerial vehicles on Adélie penguins // *Polar Biol.* 2016. V. 39. № 7. P. 1329–1334. <https://doi.org/10.1007/s00300-015-1838-1>
 101. *Ryan P.G., Watkins B.P., Smith R.I.L., Dastych H., Eicker A., Foissner W., Heatwole H., Miller W.R., Thompson G.* Biological survey of Robertsollen, western Dronning Maud Land: area description and preliminary species lists // *S. Afr. J. Antarct. Res.* 1989. V. 19. P. 10–20.
 102. *Ryan P.G., Watkins B.P.* The influence of physical factors and ornithogenic products on plant and arthropod abundance at an Inland Nunatak group in Antarctica // *Polar Biol.* 1989. № 10. P. 151–160. <https://doi.org/10.1007/BF00239162>
 103. *Schaefer C.E.G.R., Simas F.N.B., Gilkes R.J., Mathison C., da Costa L.M., Albuquerque M.A.* Micromorphology and microchemistry of selected Cryosols from maritime Antarctica // *Geoderma.* 2008. V. 144. № 1–2. P. 104–115. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2007.10.018>

104. *Seppelt R.D., Broady P.A.* Antarctic terrestrial ecosystems: The Vestfold Hills in context // *Hydrobiologia*. 1988. № 165. P. 177–184.
<https://doi.org/10.1007/BF00025586>
105. *Shamilishvili G., Abakumov E.V., Andersen D.* Biogenic-abiogenic interactions and soil formation in extreme conditions of untersee oasis, surroundings of lake untersee, central queen maud land, East Antarctica // *Lecture Notes in Earth System Sciences*. 2020. P. 457–479.
106. *Siegfried W.R.* The roles of birds in ecological processes affecting the functioning of the terrestrial ecosystem at sub-Antarctic Marion Island // *Com. Nat. Fr. Rech. Antarct.* 1982. № 51. P. 493–499.
107. *Simas F.N.B., Schaefer C.E.G.R., Melo V.F., Albuquerque-Filho M.R., Michel R.F.M., Pereira V.V., Gomes M.R.M., Costa L.M.* Ornithogenic Cryosols from Maritime Antarctica: Phosphatization as a soil forming process // *Geoderma*. 2007. № 138. P. 191–203.
<https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2006.11.011>
108. *Smith R.I.L.* Colonization by lichens and the development of lichen-dominated communities in the maritime Antarctic // *Lichenologist*. 1995. № 27. P. 473–483.
109. *Smith R.I.L., Corner R.W.M.* Vegetation of the Arthur Harbour–Argentine Islands region of the Antarctic Peninsula // *Br. Antarct. Surv. Bull.* 1973. № 33/34. P. 89–122.
110. *Smith V.R.* Animal–plant–soil nutrient relationships on Marion Island (Subantarctic) // *Oecologia*. 1978. № 32. P. 239–253.
<https://doi.org/10.1007/BF00366075>
111. *Smykla J., Wołek J., Barcikowski A.* Zonation of vegetation related to penguin rookeries on King George Island, maritime Antarctic // *Arct. Antarct. Alp. Res.* 2007. № 39. P. 143–151.
[https://doi.org/10.1657/1523-0430\(2007\)39\[143:ZOVRTP\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1657/1523-0430(2007)39[143:ZOVRTP]2.0.CO;2)
112. *Smykla J., Wołek J., Barcikowski A., Loro P.I.* Vegetation patterns around penguin rookeries at Admiralty Bay, King George Island, Maritime Antarctic: preliminary results // *Polish Botanical Studies*. 2006. № 22. P. 449–459.
113. *Tatur A.* Ornithogenic ecosystems in the maritime Antarctic-formation, development and disintegration // *Geocology of Antarctic icefree coastal landscapes* Springer, 2002. P. 161.
114. *Tatur A., Myrcha A., Niegodziszet J.* Formation of abandoned penguin rookery ecosystems in the maritime Antarctic // *Polar Biol.* 1997. № 17. P. 405–417.
<https://doi.org/10.1007/s003000050135>
115. *Tosi S., Onofri S., Brusoni M., Zucconi L., Vishniac H.* Response of Antarctic soil fungal assemblages to experimental warming and reduction of UV radiation // *Polar Biol.* 2005. № 28. P. 470–482.
<https://doi.org/10.1007/s00300-004-0698-x>
116. World reference base for soil resources. A framework for international classification, correlation and communication. Rome, 2006. P. 1–130.
117. *Yang Y., Woodward L.A., Li Q.X., Wang J.* Concentrations, source and risk assessment of polycyclic aromatic hydrocarbons in soils from Midway Atoll, North Pacific Ocean // *PLoS One*. 2014. V. 9. № 1. P. e86441.
<https://doi.org/10.1371/journal.pone.0086441>

Ornithogenic Factor of Soil Formation in Antarctica: A Review

E. V. Abakumov^{1,*,**}, I. Yu. Parnikova^{2,3}, M. Zhianski⁴, R. Yaneva⁴, A. V. Lupachev⁵, M. P. Andreev⁶, D. Yu. Vlasov¹, J. Riano⁷, and N. Jaramillo⁷

¹*St. Petersburg State University, St. Petersburg, 191178 Russia*

²*National Antarctic Scientific Center of Ukraine, Kyiv, 01601 Ukraine*

³*Institute of Molecular Biology and Genetics, National Academy of Sciences of Ukraine, Kyiv, 03143 Ukraine*

⁴*Forest Research Institute. Bulgarian Academy of Sciences, Sofia, 1756 Bulgaria*

⁵*Institute of Physicochemical and Biological Problems of Soil Science, Russian Academy of Sciences, Pushchino, Moscow oblast, 142290 Russia*

⁶*Komarov Botanical Institute, Russian Academy of Sciences, St. Petersburg, 197376 Russia*

⁷*Universidad de los Andes, Bogotá, Cundinamarca, Columbia*

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

***e-mail: e.abakumov@spbu.ru*

The role of ornithogenic factor in the formation of soils and soil cover patterns in continental and maritime Antarctica is considered. The results of long-term soil studies at key sites in coastal oases of East Antarctica (Larsemann Hills, Haswell Islands) and on the Subantarctic islands (King George Island, Livingston Island, Argentine Islands) are summarized. The influence of the penguin rookeries on the morphology and physicochemical properties of soils is shown. These rookeries determine the vast spatial zones of biogeochemical influence on the environment around themselves. Special attention is paid to the phenomenon of ornithochory, which is maintained by the flying seabirds (skuas, albatrosses, terns, petrels, etc.) and is manifested in redistribution of plant parts, soil material, and meso- and microbiota to the areas that were previously free of vegetation and soil cover (periglacial areas, fresh moraines, rocky outcrops, etc.).

Keywords: ornithogenic and non-ornithogenic soils, antarctic soil formation, ornithochory, biogeochemistry

УДК 58.051574.589

СОВРЕМЕННЫЕ ПОЙМЕННО-СТАРИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ СРЕДНЕГО ТЕЧЕНИЯ р. КАМЧАТКИ (РЕЗУЛЬТАТЫ КОМПЛЕКСНОГО ГРУППОВОГО БИОЛОГИЧЕСКОГО АНАЛИЗА)

© 2021 г. О. Н. Успенская^{а, *}, М. М. Певзнер^б, Т. Д. Каримов^{б, с}

^аВсероссийский научно-исследовательский институт овощеводства,
Верея, 500, Раменский район, Московская область, 140153 Россия

^бГеологический институт РАН, Пыжжевский пер., 7, Москва, 119017 Россия

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

*e-mail: usp-olga@yandex.ru

Поступила в редакцию 27.05.2020 г.

После доработки 16.06.2020 г.

Принята к публикации 27.07.2020 г.

Впервые методом комплексного группового биоанализа проведено сравнительное исследование современных отложений весеннего паводка (пойменная фация аллювия) и начальной стадии зарастания старичного озера (старичная фация аллювия) в среднем течении р. Камчатки. Установлены различия процентного соотношения разных форм диатомовых водорослей и микроостатков вегетативных органов высших растений. Сравнение диатомового комплекса изученных проб с аналогичными данными по крупным озерам Камчатки позволило выявить принципиальные отличия в его составе, в том числе установлены два рода диатомей (*Cyclotella* и *Stephanodiscus*), которые либо не встречаются, либо присутствуют в незначительных количествах в отложениях паводка и начальной стадии зарастания старичного озера. Отложения полых вод, характеризующиеся по данным биоанализа как “водоем”, по составу захороненных биоостатков принципиально отличаются от таковых для долгоживущего крупного озера. Полученные результаты могут быть использованы для идентификации погребенных пойменно-старичных отложений в Центральной Камчатке.

Ключевые слова: пойма, старица, паводок, комплексный групповой биоанализ, диатомовые водоросли

DOI: 10.31857/S0032180X21040171

ВВЕДЕНИЕ

Водные организмы (водоросли, беспозвоночные животные) и водно-болотные высшие растения имеют широкое распространение, а их остатки хорошо сохраняются в отложениях водоемов. Их можно встретить даже в самых малых биотопах, которые формируются в пределах пойменно-руслового комплекса рек. Являясь непосредственно связанными с водной средой, эти организмы представляют собой надежные индикаторы типа и характера осадконакопления, а также позволяют лучше распознать генезис некоторых осадочных толщ.

В последние годы были изучены и датированы позднеплейстоценовые отложения, вскрывающиеся в высоких береговых обрывах (ярах) р. Камчатки в ее среднем течении [16, 18, 19]. Новые данные изотопного (радиоуглеродного и уран-ториевого) датирования свидетельствуют о позднеплейстоценовом возрасте осадков. Ранее эти отложения рассматривались как опорные для

среднего плейстоцена [3, 10]. Полевые наблюдения и первые результаты палеоботанического анализа заставляют усомниться и в ранее установленном генезисе некоторых толщ, слагающих яры. Для идентификации отложений и условий их образования применяли метод комплексного группового биологического анализа. Однако столкнулись с практически полным отсутствием данных о составе биоостатков в современных отложениях пойм и стариц в долине р. Камчатки. В связи с этим анализировали представительные пробы пойменного наилка и отложений зарастающей старицы, чтобы использовать этот сравнительный материал для определения генезиса пойменно-старичных отложений позднеплейстоценового возраста.

Цель работы — детальное изучение современного пойменно-старичного аллювия р. Камчатки в ее среднем течении и определение ассоциаций водных организмов и высших растений для разных типов отложений.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Для определения условий, в которых образуются современные аллювиальные отложения в среднем течении р. Камчатки применяли комплексный групповой¹ количественный биологический анализ (далее биоанализ) по [8, 20, 32], в частности, анализ диатомовых водорослей.

Метод комплексного группового количественного анализа предусматривает определение биоостатков в естественном материале водных осадков, так как любая температурная или химическая обработка пробы может уничтожить остатки некоторых из перечисленных выше групп организмов. Определение ведется до возможной степени детальности. Выводы основываются на количественных соотношениях групп разной экологии. Видовой анализ дополняет результаты группового.

Известно, что разные роды, виды и разновидности диатомовых водорослей имеют широкий спектр требований к окружающей среде. Среди них есть планктонные и донные, теплолюбивые и холодноводные, ацидофилы и алкалофилы, галофобы и галофилы, олигосапробы и мезосапробы и т. д. В то же время отдел (группа) диатомей в целом характерен для крупных, проточных, хорошо аэрируемых, умеренно холодных или теплых водоемов средней или высокой минерализации, с хорошо выраженным процессом нитрификации, с достаточным количеством силикатов, фосфатов и других биогенных элементов в воде. Поэтому массовое присутствие диатомей в донных осадках должно отвечать, как правило, периодам усиления обводненности водоема, когда он обеспечивается постоянным подтоком биогенных элементов, лучше аэрируется, становится чище благодаря усиливающемуся процессу разложения органического вещества.

Материалы настоящей публикации базируются, в первую очередь, на анализе некоторых жизненных форм диатомей, которые маркируют те или иные экологические обстановки. Бентосные формы приспособлены к существованию в осадках на дне водоемов. Доминирование донных диатомей может свидетельствовать о мелководных условиях образования осадков. Представители группы обрастателей ведут прикрепленный образ жизни на растениях, камнях и другом субстрате. Доминирование этой группы также может свидетельствовать о мелководности водоема, в котором отлагаются осадки, а также о наличии в нем водной или водно-болотной растительности. Ре-

офильные диатомей, входящие в группу обрастателей, способны вегетировать в быстротекущих водах и, следовательно, характеризуют речные отложения и свидетельствуют о режиме проточности. Планктонные формы обитают в толще воды и характеризуют глубоководность водоема.

Большинство золотистых водорослей — типично планктонные литоральные организмы, олигогалобы. В основном они встречаются в чистых прохладных водах, предпочитая зоны с гуминовым подтоком и чаще всего маркируют отложения верховых болот. Они свидетельствуют о слабой минерализации воды, о некотором обеднении ее биогенными элементами и железом, на возможную заболоченность водоема. В периоды заболачивания количество золотистых водорослей возрастает, а диатомовых — уменьшается.

Губки встречаются в водоемах разных типов, но основным фактором, определяющим возможность их обитания, является хорошая аэрация и отсутствие в воде взвешенных частиц, забивающих их циркуляционную систему. Поэтому наличие в осадках остатков губок указывает на проточность воды, но слабую, без взмучивания донных осадков.

Методика биоанализа заключалась в разведении 0.5–1.0 см³ пробы водой в соотношении 1 : 50 и просмотре капель взвеси при помощи светового микроскопа Микмед-5 при увеличении в 280–400 раз. Подсчитывали не менее 500 остатков всех отделов водорослей (диатомовые, синезеленые, золотистые, эвгленовые, желтозеленые, пирофитовые, харовые, хлорококковые, десмидиевые, зеленые нитчатые, вольвоксовые), животных (ветвистоусые, ракушковые рачки, простейшие, насекомые), вегетативных частей высших растений, пыльцы и спор высших растений. Затем рассчитывали процентные соотношения между группами организмов. Результаты анализа оформляли в виде таблиц и диаграмм.

Для определения состава высших растений усредненную пробу 20–30 г (для высокозольных образцов до 100 г и более) промывали на сите с диаметром ячеек 0.25 мм под струей воды с одновременным отмучиванием органической составляющей (сухую пробу предварительно замачивали горячей водой на сутки). Надситовый остаток помещали в стеклянную тару и заливали 2–5%-ной щелочью на несколько часов. Затем пробу снова промывали на сите с диаметром ячеек 0.25 мм с повторным отмучиванием органической составляющей. Освобожденный от гумусовых и минеральных компонентов растительный материал просматривали под микроскопом при увеличении в 56–80 раз. Процентные соотношения между видами растений устанавливали глазомерно в зависимости от площади, занимае-

¹ Понятие “группа” не систематическое, а экологическое. Группой может быть любое систематическое подразделение организмов: отдел, класс, порядок, род, вид. В основе их деления на экологические группы лежит тот факт, что в процессе эволюции у всех или большинства представителей каждой из них выработались некоторые одинаковые требования к определенным условиям внешней среды.

мой остатками вегетативных частей данного вида в поле зрения микроскопа.

Идентификацию диатомовых водорослей проводили, согласно работам [28–31]. В более ранних публикациях, таких как [3], использовалась иная номенклатура диатомовых водорослей; например, *Melosira italica* var. *valida* (Grun.) = *Melosira italica* subsp. *subarctica* O. Müller 1906 = *Aulacoseira subarctica* (O. Müller) E.Y. Haworth [23].

РЕЗУЛЬТАТЫ ПРЕДШЕСТВУЮЩИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Ранее для Камчатки метод комплексного группового анализа применяли только для изучения голоценовых отложений некоторых торфяных болот [24].

Диатомовая флора в отложениях современных и голоценовых озер Камчатки хорошо изучена [1, 2, 4–7, 9, 11–15, 17, 21, 25–27]. Установлено, что для водоемов и водотоков Камчатки наиболее характерны такие виды, как *Aulacoseira subarctica* (O. Muller) Haworth, *Stephanodiscus alpinus* Hustedt, *S. minutulus* (Kutzing) Cleve et Muller. Эти виды широко распространены в регионе и характеризуются высокими показателями встречаемости и биомассы в пробах [9].

В фитопланктоне большинства вулканических озер Камчатки в значительном количестве (до 13% от общего количества диатомовых) были обнаружены *Cyclotella ocellata* Pant. [26], а также вновь выделенный вид *Stephanodiscus popovskayae* Genkal et Lepskaya [4]. Примечательно, что *C. ocellata* обитает в крупных глубоководных озерах (Ладожское, Байкал, Эльгыгытгын, Хубсугул), а также в средних по площади холодноводных озерах Камчатки (оз. Паланское) [4].

Для голоценовых осадков оз. Двухюрточного, наиболее распространенными видами являются: *Stephanodiscus minutulus*, *Aulacoseira subarctica*, *Stephanodiscus medius* Hakansson, *Cyclotella ocellata* и *Stephanodiscus alpinus*. Для наиболее молодых осадков характерны некоторые особенности: резкое увеличение содержания *Stephanodiscus minutulus* при все еще частой встречаемости *Aulacoseira subarctica* [25–27].

Принципиально другие виды характерны для оз. Нерпичьего, имеющего связь с Тихим океаном. Установлено большое разнообразие видов, как пресноводных, так и солоноватоводных. Однако доминирующую группу составляют солоноватоводные представители рода *Melosira* Ag. [21].

Таким образом, можно говорить о том, что при большом разнообразии форм, доминирующими видами диатомей для пресноводных озерных водоемов Камчатки являются планктонные *Aulacoseira subarctica*, *Stephanodiscus alpinus* и *S. minutulus*. Появление в осадках *Cyclotella ocellata* может сви-

детельствовать о значительных по площади и глубине холодноводных озерах.

Анализ современной диатомовой флоры долины р. Камчатки проводили в 60-е годы прошлого века [3]. Изучали планктонные пробы в окрестностях поселков Кирганик, Козыревск и Ключи. Было установлено, что подавляющее большинство форм – олигогалобы и принадлежат к категории индифферентов (80%), на долю галофилов приходится около 15%, а галофобы не превышают 5%. В группу индифферентов входит большая часть массовых и наиболее типичных видов. По географическому распространению большинство представителей современной аллювиальной диатомовой флоры космополиты (69%), северо-бореальные составляют около 17%, арктобореальные – 6%, северо-альпийские – 8%. При этом наиболее характерными представителями планктона р. Камчатки в летне-осенний период являются диатомовые водоросли рода *Melosira* Ag. Среди донных литоральных форм грунтов и обрастаний обычны *Diatoma hiemale* (Lyngb.) Heib. и *Meridion circulare* Ag.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

В процессе изучения позднеплейстоценовых отложений, слагающих яры р. Камчатки и ее притоков, отмечено, что для наиболее тонких в гранулометрическом отношении осадков (тонкозернистые пески, суглинки, алевроиты) крайне трудно установить условия их формирования. Поэтому для получения сравнительного материала анализировали современные отложения. Для идентификации наиболее проблематичных осадков (отложения паводка и начальной стадии зарастания старичного озера) отбирали контрольные пробы современных отложений вблизи яров Генералка и Большой (рис. 1).

Отложения паводка. На берегу р. Камчатки около яра Генералка на поверхности низкой поймы, частично заросшей ольшаником с хвощем, в 0.6 м над урезом воды отобрали пробу влажного наноса, оставшегося после весеннего паводка. Материал пробы представлен опесчаным суглинком коричневатого-серого цвета со значительной примесью мелкой древесной трухи. По результатам биоанализа в пробе резко доминируют диатомовые водоросли (табл. 1, проба Г). Остатки высших растений крайне немногочисленны и представлены, главным образом, древесным детритом (кора и древесина лиственных).

Отложения идентифицируются как водные, поскольку 86.0% биоостатков в пробе составляют водоросли, главным образом, диатомовые (84.4%). О сравнительно небольшой глубине водоема свидетельствует преобладание в пробе диатомей-обрастателей (44.7% от суммы диатомей) и донных видов (31.1%), которые являются обитателями не-

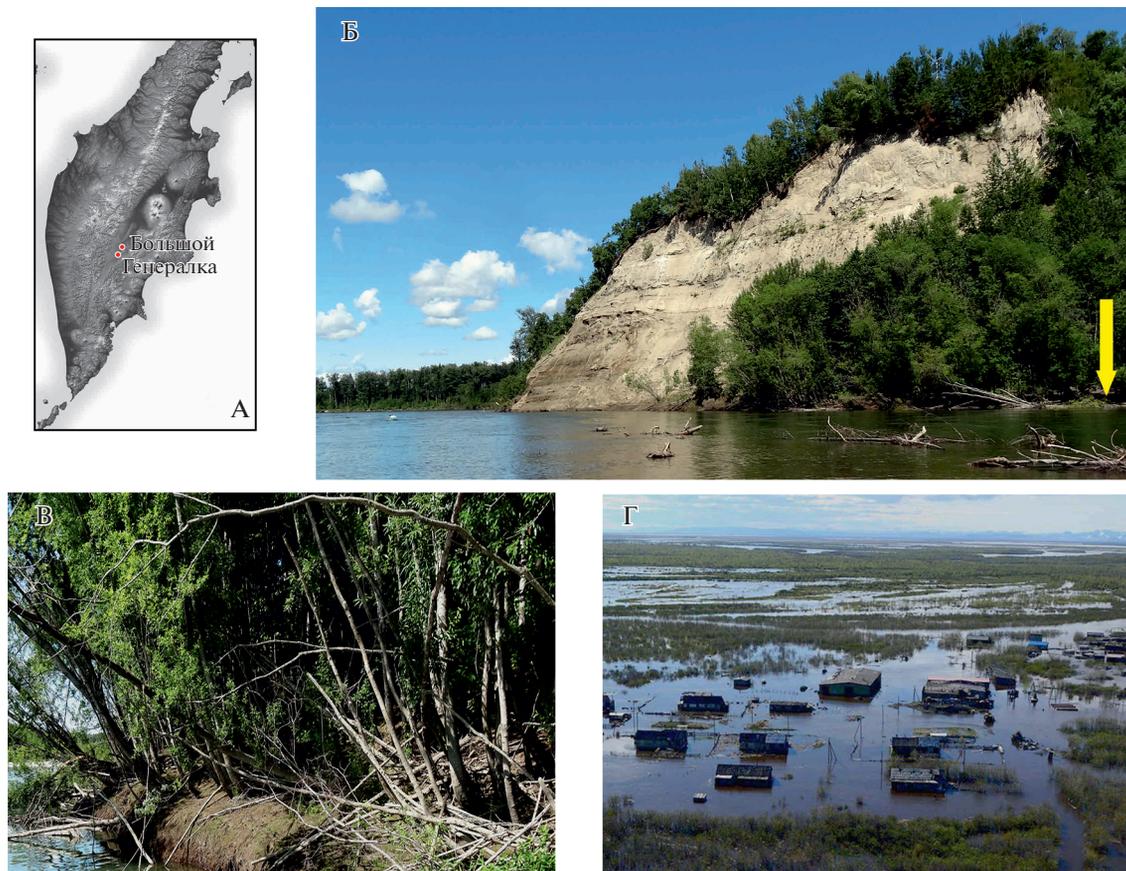


Рис. 1. Отложения паводка: А – положение точек опробования на карте Камчатки; Б – яр Генералка, стрелка показывает место отбора пробы; В – место отбора пробы Г, см. табл. 1 (Б, В – фото М.М. Певзнер); Г – весенний паводок в пос. Долиновка, фото из интернета А. Галдиной.

глубоких водоемов (или литоральных зон глубоких). Проточность водоема определяется тем, что численность реофильных видов (*Ceratoneis arcus* (Ehr.) Kutz., *Meridion circulare* Ag.) составляет 17.5% от суммы всех диатомей и 39% от группы обрастателей (рис. 2а, круговая диаграмма). Вода, по-видимому, была холодной, так как численность холодолюбивых видов (*Aulacoseira subarctica* (O. Mull.) Haworth, *Ceratoneis arcus* (Ehr.) Kutz., *Meridion circulare* Ag., *Tetracyclus Ralfs* и *Didymosphenia geminate* (Lyndb.) M. Schmidt) составляет 22% от суммы диатомей. Остатки вегетативных органов высших растений составляют 14.0% от суммы всех биоостатков и представлены фрагментами коры и древесины березы (*Betula* sp.), единично – листочками сфагнового мха (*Sphagnum* sp.).

Можно предполагать, что проба, содержащая вышеописанные биоостатки, была сформирована в небольшом относительно неглубоком проточном холодноводном водоеме; либо в литорали более обширного проточного холодноводного водоема.

Поскольку анализировали материал весеннего паводка, оставшийся на берегу реки через 1–

1.5 мес. после спада воды, то в данном случае понятие “водоем” характеризует не самостоятельно существующее озеро, но временный сезонный разлив реки (рис. 1, Г). Такие разливы могут существовать в среднем течении р. Камчатки до двух месяцев, когда образуются обширные мелководные озера, в которых, по мере падения уровня воды, начинается седиментация осадка. При этом полые воды, образованные при снеготаянии, характеризуются низкими температурами и высокой мутностью. Первые два месяца после вскрытия льда и разлива полых вод характеризуют раннюю (весеннюю) стадию развития фитопланктонного (диатомового, в частности) комплекса. За вегетационный период сменяется несколько поколений водорослей, поэтому весенние условия успевают отразиться и сохраниться (законсервироваться) в видовом составе изучаемых отложений. В этот период вода еще не прогрелась, относительно бедна кислородом и наименее прозрачная за весь вегетационный период. В результате формируется определенный набор видов, характерных для холодноводных неглубоководных озер, богатых биофильными элементами. При этом глубина изученного

Таблица 1. Результаты комплексного группового биоанализа современных отложений паводка и начальной стадии зарастания старичного озера в среднем течении р. Камчатки

Отложения паводка	%
Проба Б. Старичные отложения у яра Большого	
Высшие растения:	10.5
травянистые (фрагменты корней) (80%), <i>Cyperaceae</i> (10%), <i>Equisetum</i> (10%), кора хвойных (ед.)	
Золотистые водоросли (<i>Chrysophyta</i>)	1.4
Диатомовые водоросли:	87.7
планктонные 44.0%: <i>Aulacoseira subarctica</i> (O. Mull.) Haworth (37.5%), <i>A. varians</i> Ag. (3.6%), <i>A. italica</i> (Ehr.) Simons. (1.6%), <i>Cyclotella</i> Kutz. (1.2%)	
обрастатели 35.6%: <i>Fragilaria</i> Lyndb. (10.4%), <i>Denticula elegans</i> Kutz. (5.2%), <i>Synedra</i> Ehr. (3.6%), <i>Rhopalodia</i> O. Mull. (2.8%), <i>Gomphonema</i> Ag. (2.8%), <i>Epithemia</i> Breb. (2.8%), <i>Meridion circulare</i> Ag. (2.0%), <i>Eunotia</i> Ehr., <i>Rhoicosphenia curvata</i> (Kutz.) Grun., <i>Tabellaria</i> Ehr., <i>Tetracyclus rupestris</i> (A. Br.) Grun., <i>Cymbella</i> Ag.	
донные 20.4%: <i>Navicula</i> Bory (10.0%), <i>Pinnularia</i> Ehr. (2.0%), <i>Amphora</i> Ehr. (2.0%) и др. (<i>Cymatopleura</i> W. Sm., <i>Caloneis</i> Cl., <i>Gyrosigma</i> Hass.)	
реофильные 2.0%: <i>Meridion circulare</i> Ag.	
<i>Spongia</i>	0.4
Обстановка накопления: современная субаэральная растительность возникла на отложениях довольно глубокого, холодного, слабопроточного озера с обширной акваторией	
Проба Г. Отложения современной поймы у Яра Генералка	
Высшие растения:	14.0
кора и древесина лиственных (100%), <i>Sphagnum</i> (ед.)	
Золотистые водоросли (<i>Chrysophyta</i>)	1.6
Диатомовые водоросли:	84.4
обрастатели 44.7%: <i>Ceratoneis arcus</i> (Ehr.) Kutz. (13.6%), <i>Fragilaria</i> Lyndb. (9.7%), <i>Gomphonema</i> Ag. (6.8%), <i>Synedra</i> Ehr. (3.9%), <i>Meridion circulare</i> Ag. (3.9%) и другие (<i>Eunotia</i> Ehr., <i>Cocconeis</i> Ehr., <i>Tetracyclus</i> Ralfs., <i>Didymosphenia geminate</i> (Lyndb.) M. Schmidt)	
донные 31.1%: <i>Navicula</i> Bory (11.7%), <i>Amphora</i> Ehr. (11.7%), <i>Pinnularia</i> Ehr. (4.9%), а также <i>Hantzshia</i> Grun., <i>Caloneis</i> Cl.	
планктонные литоральные и пелагические 12.6%: <i>Fragilaria capucina</i> Desm. (7.8%), <i>Aulacosira subarctica</i> (O. Mull.) Haworth (3.9%), <i>Cyclotella</i> Kutz. (1.0%)	
реофильные 17.5%: <i>Ceratoneis arcus</i> (Her.) Kutz., <i>Meridion circulare</i> Ag.	
Обстановка накопления: проба сформирована в относительно неглубоком проточном холодноводном водоеме или это литоральные отложения проточного холодноводного водоема	

Примечание. Группа реофильных диатомовых входит в состав обрастателей, но дополнительно выделена отдельной строкой.

“водоема”, судя по высотному уровню поломаных и испачканных паводком деревьев, не превышала 2 м.

Отложения старичного озера. На берегу большого старичного озера, расположенного в частично закрытой излучине (имеет связь с рекой в половодье) у яра Большого (рис. 3) взята проба корнеобитаемого слоя. Отбор проводили в 1.5 м над урезом озера, в 0.3 м от границы воды, на глубине 15–20 см от дневной поверхности. Проба представляла собой сизо-черные полужидкие пески тонкозернистой размерности с характерным болотным запахом. После высухания и растирания в пальцах пески приобретали голубовато-сизый цвет. Корнеобитаемый слой подстилался 25-сантиметровым горизонтом чуть более грубых нестра-

тифицированных влажных песков темно-бежевого цвета, которые уходили под урез озера. Пробу отбирали у подножия осыпи на поверхности, заросшей хвощем, при этом на противоположном низком берегу озера преобладают осоки.

Биоанализ показал значительное доминирование диатомовых водорослей (табл. 1, проба Б). Среди высших растений преобладают травянистые, присутствуют осоки и хвощ. Кроме того, в незначительном количестве обнаружены спикеры губок. Отложения интерпретируются как водные, поскольку 89.1% биоостатков составляют водоросли, в основном, диатомовые (87.7%). Материнский водоем (озеро) должен быть довольно глубоким и обширным по площади, так как 44.0% от суммы диатомей приходится на планктонные

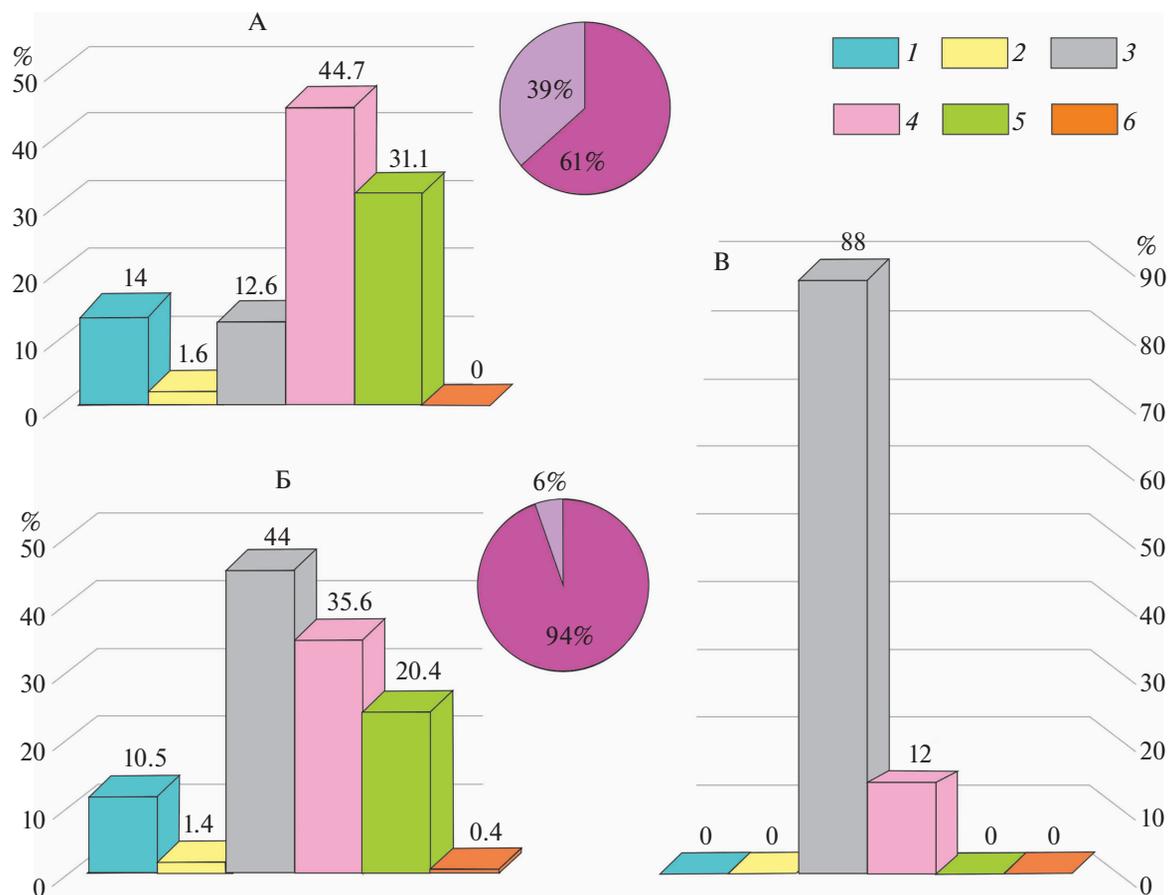


Рис. 2. Гистограммы процентного содержания диатомовых водорослей и остатков высших растений в пробах из отложений паводка (А) и старичного озера (Б), согласно данных табл. 1, а также озера Двухюрточного по [26] (В). На круговых диаграммах показано процентное соотношение реофильных диатомей (светлый тон) и прочих обрастателей (темный тон) для отложений паводка (А) и старичного озера (Б): 1 – высшие растения; 2 – золотистые водоросли; 3–5 – диатомовые водоросли: 3 – планктонные, 4 – обрастатели, 5 – донные; 6 – губки.

виды (*Aulacoseira subarctica* (O. Mull.) Haworth, *A. varians* Ag., *A. italica* (Ehrenb.) Simons., *Cyclotella* Kutz.). При этом обрастатели (*Fragilaria* Lyndb., *Denticula elegans* Kutz., *Synedra* Ehr. и др.) и донные (*Navicula* Bory, *Pinnularia* Ehr., *Amphora* Ehr. и др.) занимают подчиненное положение, составляя 35.6 и 20.4% от суммы диатомей соответственно.

Проточность озера очень слабая: реофильные формы организмов (*Meridion circulare* Ag., *Spongia*) составляют всего 2.1% от суммы всех найденных биоостатков и 6% от всех обрастателей (рис. 2, Б, круговая диаграмма). Следовательно, для развития такой многочисленной и разнообразной диатомовой флоры (табл. 1) требуется обширная акватория, чтобы ветровое перемешивание воды обеспечивало для диатомей достаточные аэрацию и питание. Озеро холодное, что подтверждается численностью холодолюбивых видов, составляющей около половины всех диатомей. При этом заметно преобладает *Aulacoseira subarctica* (O. Mull.) Haworth (36.0% от суммы диатомей), представлены

и другие виды холодолюбые: *Meridion circulare* Ag., *Denticula elegans* Kutz., *Tetracyclus rupestris* (A. Br.) Grun., *Diatoma hiemale* (Lyndb.) Heib. Лишь 10.5% биоостатков пробы приходится на фрагменты вегетативных органов высших растений. Доминируют корешки травянистых растений (80% от всех высших растений), также установлены хвощ (*Equisetum* sp.) и осока (*Carex* sp.). Единично встретилась хвойная кора.

Данная ассоциация была идентифицирована как водные осадки с остатками высших растений, характерными для травяного луга. Можно сделать вывод, что современная субэральная луговая растительность возникла на субстрате, который представляет собой продукт глубокого обширного водоёма с холодной, слабо проточной водой. Действительно, в частично закрытой излучине у яра Большого сформировалось крупное озеро старичного типа (рис. 3, В). Оно глубокое и большую часть года застойное, в наши дни связь излучины с основным руслом реки осуществляется



Рис. 3. Старичное озеро у яра Большого: А – фрагмент космического снимка из Google Earth, видно, что вход в излучину уже закрыт, точкой указано место съемки фото В; Б – место отбора пробы Б; В – излучина превратилась в крупное озеро старичного типа, вид на юго-восток; Г – низкий берег активно зарастает водно-болотной растительностью (осока, белокрыльник). Фото М.М. Певзнер.

только в половодье через “нижнюю” протоку, так как вход в излучину давно зарос (рис. 3, А).

Таким образом, и в случае отложения паводка, и в старичных условиях осадки могут идентифицироваться как отложения водоемов со слабопроточной холодной водой. Обилие холодолюбивых организмов, по-видимому, обусловлено тем, что р. Камчатка питается притоками, истоки которых находятся в горах, а паводок в значительной степени связан с процессом снеготаяния. Для крупных стариц, таких как озеро в излучине у яра Большого, анализ диатомовых может свидетельствовать и о значительных глубинах водоема (например, до 10 м).

В части видового состава результаты наших исследований диатомовой флоры в современных пробах близко согласуются с данными [3], полученными по современным аллювиальным отложениям р. Камчатки.

ОБСУЖДЕНИЕ МАТЕРИАЛОВ

На гистограммах (рис. 2), построенных по данным табл. 1, показано, что в обоих случаях в ком-

плексном составе проб доминируют диатомовые водоросли, то есть отложения существенно водные. Однако есть и заметные различия. Так, для старичного озера наиболее характерны планктонные диатомеи, их на 10% больше, чем обрастателей и в два раза больше, чем донных. Кроме того, присутствует небольшое количество реофильных форм, а также губки. Напротив, в отложениях паводка преобладают обрастатели и донные, планктонные содержатся в незначительном количестве. Губки, которые хорошо вегетируют в спокойных проточных водах, не обнаружены. Но много реофильных диатомей – обитателей проточных водоемов. Цист золотистых водорослей и в отложениях поймы, и в отложениях старицы очень немного. Это значит, что воды материнских водоемов имели среднюю или высокую минерализацию и содержали малое количество железа.

Характер содержащихся в пробах остатков высших растений также примечателен. Процентное содержание макроостатков высших растений оказалось в 1.5 раза больше в отложениях паводка, но практически все они представлены древесной трухой, то есть мусором, который переносился

рекой. А в отложениях старичного озера присутствуют хвощ, осоки и фрагменты корней травянистых растений. При этом кора хвойных, которые обильно произрастают на поверхности яра и начинают появляться на осыпях (рис. 3), встречается в единичных экземплярах. То есть на берегу спокойного водоема создаются условия для произрастания водно-болотной растительности, а мусорный занос минимален.

Выше указано, что для отложений холодноводных озер со значительной глубиной и большой площадью зеркала воды характерны заметные количества (10–15%) *Cyclotella ocellata* и *Stephanodiscus minutulus*. *C. ocellata* отмечена и в отложениях современной поймы, и в старичном озере, но в обоих случаях в незначительном количестве (1–1.2%); а представители *Stephanodiscus* не обнаружены.

На рис. 2, В представлена гистограмма процентного содержания диатомовых водорослей для верхнего слоя осадков озера Двухюрточного, построенная по данным из [26, fig. 6]. Хорошо видно, что подавляющее большинство диатомовых представлено планктоном (включая небольшое количество бентосных форм), а обрастатели составляют чуть более 10% пробы.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Впервые методом комплексного группового биоанализа проведено сравнительное исследование современных отложений паводка и начальной стадии зарастания старичного озера (пойменной и старичной фаций аллювия) в среднем течении р. Камчатки. Выявлены некоторые особенности состава биоты для литологически плохо различимых отложений. Для отложений паводка характерно доминирование диатомей-обрастателей (в том числе много реофильных форм) и донных; губки не обнаружены; остатки высших растений представлены занесенным мусором (древесная труха). В отложениях начальной фазы зарастания старичного озера преобладают планктонные диатомеи, при этом много обрастателей, а около 20% приходится на долю донных видов. В небольших количествах отмечаются реофильные диатомеи и губки; остатки высших растений представлены водно-болотной растительностью (хвощ, осока). *Cyclotella ocellata*, которая, по данным литературных источников, является индикатором крупных и довольно глубоких озер с холодной водой, обнаружена и в отложениях паводка, и в старичном озере, но в незначительном количестве (менее 1.5%). Представители рода *Stephanodiscus*, часто встречающиеся в больших озерах, в исследованных пробах не установлены. В условиях кратковременного затопления поймы формируются особые биотические сообщества, состав которых заметно отличается от сообществ, развиваю-

щихся в долгоживущих глубоководных озерах. По данным биоанализа комплекс биоостатков в обоих рассматриваемых случаях идентифицируется как отложения водоема. Представляется важным подчеркнуть, что понятие “водоем” не всегда означает долгоживущее глубоководное озеро.

В настоящей публикации рассмотрены лишь две представительные пробы современных осадков из долины р. Камчатки. Для выработки уверенных критериев для распознавания отложений различного генезиса этого не достаточно. Однако самые яркие различия между отложениями паводка, локального старичного озера и глубокого озера с обширным зеркалом воды удалось установить. Это важная информация, которая позволит в дальнейшем лучше распознавать похожие с литологической точки зрения погребенные отложения позднеплейстоценового возраста.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена в соответствии с госзаданием по теме ГИН РАН № 0135-2019-0059 и при финансовой поддержке проектов РФФИ № 17-05-00352 (полевые работы и аналитические исследования) и 20-05-00085 (анализ данных и написание статьи).

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бонк Т.В., Лепская Е.В., Маркевич Г.Н. Планктонное сообщество озера Чаша (Камчатка) // Сохранение биоразнообразия Камчатки и прилегающих морей. Петропавловск-Камчатский, 2007. С. 22–24.
2. Бонк Т.В., Лупкина Е.Г. Современное состояние планктона озера Карымское (Камчатка) // Чтения памяти Владимира Яковлевича Леванидова. Владивосток: Дальнаука, 2011. Вып. 5. С. 69–72.
3. Брайцева О.А., Мелекесцев И.В., Евтеева И.С., Лупкина Е.Г. Стратиграфия четвертичных отложений и оледенения Камчатки. М.: Наука, 1968. 226 с.
4. Генкал С.И., Лепская Е.В. Центрические диатомовые водоросли вулканических Верхнеавачинских озер (Камчатка) // Биология внутренних вод. 2014. № 1. С. 5–13. <https://doi.org/10.7868/S0320965214010069>
5. Генкал С.И., Лупкина Е.Г., Лепская Е.В. *Cyclotella tripartita* (*Bacillariophyta*) из озер Камчатки и Забайкалья // Ботанический журн. 2004. Т. 89. № 3. С. 426–435.
6. Генкал С.И., Лепская Е.В., Лупкина Е.Г. Диатомовые водоросли озера Хангар (Камчатка) // Ботанический журн. 2007. Т. 92. № 10. С. 1500–1507.
7. Генкал С.И., Лупкина Е.Г. Новые и редкие виды *Aulacosira* (*Bacillariophyta*) из кальдерных озер Камчатки // Ботанический журн. 1998. Т. 83. № 2. С. 104–110.

8. Кордэ Н.В. Биостратификация и типология русских сапропелей. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 219 с.
9. Куликовский М.С., Шкурина Н.А. Видовой состав и особенности флоры центральных диатомовых водорослей (*Bacillariophyta*) водоемов и водотоков Камчатки // Поволжский экологический журн. 2009. № 4. С. 305–318.
10. Курпина Н.П. Стратиграфия и история осадконакопления плейстоценовых отложений Центральной Камчатки. М.: Наука, 1970. 148 с.
11. Лепская Е.В. Фитопланктон оз. Ажабачье и его роль в питании массовых видов зоопланктона // Исследование биологии и динамики численности промысловых рыб камчатского шельфа. Петропавловск-Камчатский: Камчатский печатный двор, 2000. Вып. 5. С. 152–160.
12. Лепская Е.В. Многолетняя динамика численности и биомассы фитопланктона озера Курильское и определяющие ее факторы // Исследования водных биологических ресурсов Камчатки и северо-западной части Тихого океана. Петропавловск-Камчатский, 2004. Вып. 7. С. 79–87.
13. Лепская Е.В. Фитопланктон озера Паланского. Таксономия, экология, динамика количественных характеристик // Исследование водных биологических ресурсов Камчатки и северо-западной части Тихого океана. Петропавловск-Камчатский, 2007. Вып. 9. С. 10–20.
14. Лепская Е.В., Рассел Ч. Доминантная флора лососевых озер юга Камчатки (Россия) // Альгология. 1999. Т. 9. № 2. С. 73.
15. Лепская Е.В., Луикина Е.Г., Маслов А.В., Уколова Т.К., Свириденко В.Д. К характеристике альгофлоры пелагиали некоторых озер Камчатки // Чтения памяти В.Я. Леванидова. Владивосток: Дальнаука, 2002. Вып. 2. С. 272–286.
16. Максимов Ф.Е., Певзнер М.М., Петров А.Ю., Левченко С.Б., Григорьев В.А., Баранова Н.Г., Кузнецов В.Ю. Возраст толщи “косослоистых песков” опорного разреза яр Средний (Центральная Камчатка) по данным комплексного $^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$ и ^{14}C датирования торфа // Доклады РАН. 2019. Т. 488. № 3. С. 288–293. <https://doi.org/10.31857/S0869-56524883288-293>
17. Маркевич Г.Н., Лепская Е.В., Исаев В.А., Бонк Т.В., Свириденко В.Д., Чебанова В.В., Генкал С.И., Введенская Т.Л. Природные условия, микрофлора и фауна Верхнеавачинских озер (Камчатка) // Известия ТИНРО. 2011. Т. 164. С. 312–329.
18. Певзнер М.М., Яшина О.В., Смышляева О.И., Нечушкин Р.И., Каримов Т.Д., Рождественский О.Ю. Опорные разрезы рыхлых отложений позднего-среднего плейстоцена Камчатки: современное состояние, проблема возраста и перспективы изучения // Литология и полезные ископаемые. 2019. № 1. С. 60–89. <https://doi.org/10.31857/S0024-497X2019160-89>
19. Певзнер М.М., Каримов Т.Д., Нечушкин Р.И. Толща “синих глин” Центральной Камчатки: возраст и проблема происхождения // Вулканизм и связанные с ним процессы. Петропавловск-Камчатский, 2019. С. 102–105.
20. Успенская О.Н. Другие водоросли // Общие закономерности возникновения и развития озер. Методы изучения истории озер. Сер. История озер СССР. Л.: Наука, 1986. С. 146–151.
21. Черепанова М.В., Лепская Е.В., Андерсон П., Ложкин А.В. Диатомовые водоросли из голоценовых осадков оз. Нерпичье (Камчатка) // Исследования водных биологических ресурсов Камчатки и Северо-Западной части Тихого океана. Петропавловск-Камчатский, 2013. Вып. 31. С. 89–106.
22. Шкурина Н.А., Лепская Е.В., Белякова Г.А. Диатомовые водоросли озера Дальнее (Камчатка) // Исследования водных биологических ресурсов Камчатки и северо-западной части Тихого океана. Петропавловск-Камчатский, 2004. Вып. 7. С. 88–93.
23. Algae Base. <https://www.algaebase.org/>
24. Dirksen V.G., Uspenskaya O.N. The Holocene climate and vegetation changes in Eastern Kamchatka based on pollen, macrofossil and tephra’s data // Second Scientific Congress of East asian Federation of Ecological Societies “Global Environmental Change and Ecosystems in East Asia”. March 25–28, 2006. Niigata, Japan. Abstract ES9-06.
25. Hoff U., Dirksen O., Dirksen V., Herzs Schuh U., Hubberten H.-W., Meyer H., van den Bogaard Ch., Diekmann B. Late Holocene diatom assemblages in a lake-sediment core from Central Kamchatka, Russia // J. Paleolimnol. 2012. V. 47(4). P. 549–560. <https://doi.org/10.1007/s10933-012-9580-y>
26. Hoff U., Biskaborn B., Dirksen V., Dirksen O., Kuhn G., Meyer H., Nazarova L., Roth A., Diekmann B. Holocene environment of Central Kamchatka, Russia: Implication from a multi-proxy record of Two-Yurts Lake // Global and Planetary Change. 2015. V. 134. P. 101–117. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2015.07.011>
27. Hoff U., Dirksen O., Dirksen V., Kuhn G., Meyer H., Diekmann B. Holocene freshwater diatoms: palaeoenvironmental implications from south Kamchatka, Russia // Boreas. 2014. V. 43. P. 22–41. <https://doi.org/10.1111/bor.12019>
28. Krammer K., Lange-Bertalot H. Bacillariophyceae. 1: Naviculaceae // Sußwasserflora von Mitteleuropa. Stuttgart. N.Y.: VEB Gustav Fischer Verlag, 1986. Bd. 2. 876 p. (in German).
29. Krammer K., Lange-Bertalot H. Bacillariophyceae. 2: Bacillariaceae, Epithemiaceae, Surirellaceae // Sußwasserflora von Mitteleuropa. Jena: VEB Gustav Fischer Verlag, 1988. Bd. 2. 536 p. (in German).
30. Krammer K., Lange-Bertalot H. Bacillariophyceae. 3: Centrales; Fragilariaceae, Eunotiaceae // Sußwasserflora von Mitteleuropa. Stuttgart, Jena: VEB Gustav Fischer Verlag, 1991a. Bd. 2. 576 p. (in German).
31. Krammer K., Lange-Bertalot H. Bacillariophyceae. 4: Ahnanthaceae, Kritische Ergänzungen zu Navicula (Lineolatae) und Gomphonema Gesamtliteraturverzeichnis // Sußwasserflora von Mitteleuropa. Stuttgart, Jena: VEB Gustav Fischer Verlag, 1991b. Bd. 2. 437 p. (in German).
32. Skrypnikova M., Uspenskaya O., Khokhlova O. Paleoclimate study of mountain ecosystems by multiple group biological analysis // J. Mountain Sci. 2011. V. 43. № 1. P. 24–36. <https://doi.org/10.1007/s11629-011-1033-y>

Modern Floodplain-Oxbow Deposits of the Middle Course of the Kamchatka River (Results of a Multipurpose Sectional Biological Analysis)

O. N. Uspenskaya^{1,*}, M. M. Pevzner², and T. D. Karimov^{2,3}

¹All-Russia Research Institute of Vegetable Production, Vereya, 140153 Russia

²Geological Institute of the Russian Academy of Sciences, Moscow, 119017 Russia

³Lomonosov Moscow State University, Moscow, 119991 Russia

*e-mail: usp-olga@yandex.ru

For the first time, a comparative study of modern spring flood sediments (floodplain alluvium) and sediments of the initial stage of overgrowing of oxbow lakes (oxbow alluvium) in the middle course of the Kamchatka River has been carried out using the method of multipurpose sectional bioanalysis. The differences in the percentage ratio of different forms of diatoms and in the type of macro-residues of terrestrial plants have been established. Comparison of the diatom assemblages of the studied samples with similar data for large Kamchatka lakes revealed fundamental differences. Two genera of diatoms (*Cyclotella* and *Stephanodiscus*) cannot be found or are present in insignificant amounts in the flood sediments and at the initial stage of overgrowing of the oxbow lake. The composition of bioresidues in sediments deposited from flood water differs from that in sediments of large long-living lakes. The results can be used to identify the type of the buried alluvium sediments in Central Kamchatka.

Keywords: floodplain, oxbow lake, spring flood, multipurpose sectional bioanalysis, diatoms

**МИНЕРАЛОГИЯ
И МИКРОМОРФОЛОГИЯ ПОЧВ**

УДК 631.4

**ПРИМЕНЕНИЯ АЛГОРИТМА ОЦУ ПРИ СЕГМЕНТАЦИИ ПОРОВОГО
ПРОСТРАНСТВА ПОЧВ ПО ТОМОГРАФИЧЕСКИМ ДАННЫМ**

© 2021 г. К. Н. Абросимов^{a, *}, К. М. Герке^{a, b}, И. Н. Семенов^c, Д. В. Корост^{a, c}

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

^bИФЗ РАН, ул. Б. Грузинская, 10, стр. 1, Москва, 123242 Россия

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

*e-mail: abrosimov_kn@esoil.ru

Поступила в редакцию 03.06.2020 г.

После доработки 29.10.2020 г.

Принята к публикации 03.11.2020 г.

Современные аналитические методы исследования стремятся к автоматизации процесса и минимальному операторскому вмешательству. Это относится и к анализу изображений – томографических срезов, как части процесса томографического исследования почв. Для расчета морфометрических показателей томографическое изображение нужно сегментировать (разделить на фазы). Сегментация может быть автоматическая и ручная (manual thresholding) под контролем оператора. Проблема автоматических алгоритмов сегментации в недостаточно точной работе с разными данными. Цель исследования – применить один из наиболее распространенных алгоритмов сегментации по Оцу к томографическим данным различных почв и показать, насколько оправдано его применение, а также определить причины и условия возникновения ошибок в автоматической сегментации. Используются томографические съемки городских почв (Urbic Technosols), темно-серой почвы (Luvic Chernic Phaeozems), дерново-подзолистой почвы (Albic Retisols), снятые на разном оборудовании. Результаты автоматической сегментации сравнивали с результатами ручной. В качестве контрольной рентген-контрастной фазы использовано поровое пространство почв, а в качестве контрольных показателей – значения пористости и количество пор. Исследования показали что метод Оцу наилучшим образом описывает данные большого объема, в которых артефакты изображения – цифровые “шумы” – минимальны или полностью отсутствуют, что характерно для результатов съемки агрегатов размерной фракции менее 1 мм. Для съемок с грубым разрешением или для изображений низкого качества, характерных для образцов с высоким поглощением рентгеновского излучения, автоматическая сегментация крайне нежелательна.

Ключевые слова: томография почв, анализ изображения, чернозем (Haplic Chernozems), темно-серая почва (Chernic Phaeozems), дерново-подзолистая почва (Albic Retisols), городские почвы (Urbic Technosols), почвенные монолиты, ненарушенное сложение, автоматизированная обработка

DOI: 10.31857/S0032180X21040031

ВВЕДЕНИЕ

Рентгеновская компьютерная томография – широко известный метод неразрушающего контроля, применяемый в промышленности (контроль качества, выявление скрытых дефектов), медицине (диагностика, исследования), различной научной и исследовательской деятельности. При разработке нефтегазовых или рудных месторождений томографическое исследование кернов фактически стало стандартом при оценке содержания полезных ископаемых и пористости горных пород. С начала 80-х годов XX в. компьютерную томографию применяют для исследования структуры почв [8, 28, 29, 32, 33]. При всех достоинствах метода (неразрушающий контроль, возможность исследования структуры при различ-

ной температуре [30, 33] и влажности) существует и серьезный недостаток, в полной мере проявляющийся при анализе томографических данных съемки такого сложного объекта, как почва – томографическое исследование нельзя сделать полностью автоматическим на современном этапе.

Развитие техники и исследовательского оборудования стремится к автоматизации всего процесса исследования. Изначально объемная и трудозатратная работа постепенно превращается в экспресс-метод, не требующий особой подготовки обслуживающего персонала. Современное томографическое исследование – процесс сильно автоматизированный. В большинстве случаев методы пробоподготовки почв не представляют сверхсложной задачи, как и последующий процесс

томографической съемки и реконструкции объемной структуры. Современное программное обеспечение позволяет это сделать быстро и с минимальными затратами времени и ресурса приборной базы. Проблема скрыта в следующем этапе исследования — программной обработке цифровых изображений (image processing), а именно — анализе полученных томографических данных.

В томограммах почвенных образцов присутствует проблема, иначе называемая “эффект частичного объема” (partial volume effect), то есть содержание в одном вокселе (“объемный пиксель” — неделимый структурный элемент объемной реконструкции) смеси различных фаз/материалов. Однако существуют особые случаи, когда эта проблема разрешима. Например, когда твердая фаза состоит только из одного вещества с известным поглощением, или из большего количества известных веществ, снятых на нескольких энергиях в синхротроне. Такие решения не могут применяться в общем случае, либо слишком затратны/неточны. Поэтому во всех существующих методах присутствует набор параметров, которые выбираются либо оператором, либо автоматически (например, за счет анализа гистограммы градаций серого) и влияют на результаты сегментации.

Результаты томографического исследования в виде стека изображений в градациях серого представляют собой трехмерную картину поглощения рентгеновского излучения внутри исследуемого образца. В некоторых приложениях (например, при анализе флюорографии в медицине для обнаружения заболеваний) для получения желаемого результата достаточно анализировать изображения в градациях серого (опционально улучшенных с помощью фильтров), во многих других приложениях необходима сегментация. Сегментация представляет собой процедуру анализа изображений при которой изображение разделяется на несколько сегментов с четкими границами путем группировки пикселей с одинаковыми визуальными характеристиками. В объеме томографических данных это получение пространственного распределения материалов образца, его составляющих. Например, при исследовании пористых сред и материалов это необходимо для последующего моделирования макроскопических свойств прямыми методами в масштабе пор [4, 7, 17, 18] или в сеточных моделях [3, 21, 25, 35]. Также на основе расчета корреляционных функций, морфологических параметров и параметров сеточных моделей можно анализировать структуру и ее динамику, связь с внешними условиями [6, 15]. Примерами таких пористых сред, представляющих особый интерес, являются почвы и почвоподобные тела, для которых в настоящее время актуальна проблема построения многомасштабной цифровой модели внутреннего строения [5, 14, 16]. Самая большая проблема любой процедуры сег-

ментации заключается в том, что она никогда не является строго точной и всегда содержит некоторую степень неопределенности. Помимо многочисленных экспериментальных и численных проблем, связанных с получением изображений, основная причина связана с ограниченным разрешением изображения и “эффектом частичного объема” [1, 2, 8, 37]. Другими словами, 100%-ная точная сегментация будет возможна только для изображений с почти бесконечным разрешением, что технически невыполнимо. Следовательно, каждый пиксель/воксель обычно содержит смесь разных фаз с различными свойствами, но сегментация требует, чтобы он был связан с соответствующей фазой, в идеале с материалом, который доминирует в данном объеме образца.

Использование значений шкалы серого для оценки локального количества данного материала в каждом пикселе/вокселе возможно только для монокомпонентного образца (состоящего только из одного материала, что редко бывает в интересующих нас приложениях) или требует сложного сканирования на двух энергиях образца с известным химическим составом с последующим обратным моделированием [39]. По этой причине субвоксельная сегментация (векторное изображение, например, в формате .stl, в программном обеспечении Bruker SkyScan [26]) для многокомпонентных образцов не подходит. Основной целью процедуры сегментации в таком контексте является предоставление максимально точной аппроксимации пространственного распределения фаз при заданном пространственном разрешении изображения. Для попытки решения этой задачи существуют многочисленные методы сегментации [11, 13], которые можно весьма условно разделить на четыре категории: 1) ручная сегментация (manual thresholding), 2) на основе глобального порогового значения (global thresholding), 3) на основе локального порогового значения (local thresholding), 4) другие методы, в том числе машинное обучение, включая обучение без (unsupervised learning) и с учителем (supervised learning). Ручная сегментация подразумевает выбор одного порогового значения шкалы серого между двумя фазами оператором (вручную) и по-прежнему является популярным способом обработки томографических изображений. Глобальный подход к сегментации в основном работает так же, как ручной, но порог выбирается с использованием некоторого автоматизированного алгоритма, часто основанного на анализе гистограммы серого (например, путем минимизации внутриклассовой дисперсии в методе Оцу [27]). Локальные методы выбора порога сегментации идентифицируют два порога для каждой из двух фаз, которые должны быть сегментированы. Эти пороговые значения представляют собой достоверные границы, которые дают, например, 100%-ную определенность,

что все воксели меньше нижнего порога являются порами, тогда как все воксели со значениями больше верхнего порога являются твердым веществом [31]. Несмотря на явное превосходство локальных методов [12], глобальные автоматические подходы, а именно метод Оцу, по-прежнему популярны в научном сообществе, включая почвоведов. Автоматические алгоритмы интегрируются в ряд программных пакетов, в том числе для анализа почвенных томографических данных (Soil-J) [20].

Цель исследования – проверка возможностей автоматического глобального метода Оцу на богатом томографическом материале (томографические данные по крупным и мелким монолитам (микромонолитам) и агрегатам, разного качества и снятых на разных томографах) и сравнение с распространенным методом сегментации на основе ручного выбора порогового значения. Главная задача исследования – ответить на вопрос: допустимо ли использовать автоматическую сегментацию по методу Оцу при анализе томографических почвенных данных. И, если допустимо, то для каких данных этот метод работает лучше всего.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Одним из наиболее распространенных локальных алгоритмов является метод Оцу, изначально разработанный для работы с 2D-изображениями [27] и в последующие годы доработанный под 3D-структуры. В программном обеспечении ©Bruker для анализа томографических изображений – CT analyzer (СТan) – метод Оцу предлагается как один из основных для определения границ (thresholding) [34]. Метод изначально разрабатывался в 70-е годы XX в. для быстрого перевода цветного или серого компьютерного изображения в однобитный (черно-белый) формат. Практическое применение оказалось различным – от дизайнерских решений до автоматического распознавания штрих-кодов или отсканированного текста. Впоследствии метод стали применять для сегментации томографических изображений, как и целый ряд других менее известных алгоритмов автоматической сегментации. При томографическом исследовании почв метод Оцу применяется до настоящего времени, но получаемые результаты иногда неоднозначны.

Суть метода Оцу заключается в том, что изображение, которое необходимо бинаризовать, включает в себя два класса данных (объект исследования и фон, или как чаще делается при томографическом исследовании почв: твердая фаза и поровое пространство) или образует бимодальную гистограмму. Вычисляется оптимальный порог, разбивающий эти классы так, чтобы их внутригрупповая дисперсия была минимальной.

Метод Оцу ищет порог, уменьшающий дисперсию внутри класса, которая определяется как взвешенная сумма дисперсий двух классов:

$$\sigma_w^2(t) = w_1(t)\sigma_1^2(t) + w_2(t)\sigma_2^2(t),$$

где вес w_i – это вероятности двух классов, разделенных порогом t ; σ_i^2 – дисперсия этих классов.

Минимизация дисперсии внутри класса равносильна максимизации дисперсии между классами:

$$\sigma_b^2 = \sigma^2 - \sigma_w^2(t) = q_1(t)[1 - q_1(t)][\mu_1(t) - \mu_2(t)]^2,$$

которая выражается в терминах вероятности q_i и среднего арифметического класса μ_1 , которое, в свою очередь, может обновляться итеративно [27].

В компьютерной томографии метод сегментации Оцу применяется давно и включен как автоматический алгоритм сегментации в программное обеспечение для томографа от некоторых производителей (Bruker SkyScan) [34]. Метод хорошо показал себя для образцов с плохо различимыми пиками гистограммы [36]. Его также применяли при сегментации томографической съемки почв [24].

В работе использована автоматическая сегментация по Оцу на две рентген-контрастные фазы: поровое пространство (воздух, воздух + органические остатки) и почву (основная почвенная масса + железистые конкреции и включения). Размеры объектов – максимально возможные (от 375 пикселей и больше).

Общая пористость – совокупный объем всего порового пространства внутри образца [26] – зависит от разрешения съемки. Фактически это общая томографическая пористость. Количество закрытых пор – это количество пор в образце с замкнутой поверхностью. Используемые показатели зависят от точности сегментации и при ошибках начинают отличаться от нормы, общая пористость – незначительно, количественный показатель – нелинейно и возможно в разы [26]. Превышение по общей пористости означает ошибочное увеличение объемов фазы, считаемой как поры. Появление новых закрытых пор – это почти наверняка попадание шумов или артефактов в фазу “поры”. Отклонения показателей от нормы $\pm 10\%$ можно считать критерием допустимости данной сегментации.

В программе СТan заложен расширенный функционал по сегментации методом Оцу. Сегментация выполнена в срезах и объемах (2D и 3D). В 2D-режиме порог сегментации выбирается автоматически для каждого среза, в 3D порог рассчитывается автоматически для всего объема [34]. При ручной сегментации (Manual thresholding) порог выбирается для всего стека по визуальному

1А. Монолит дерново-подзолистой залежной почвы (Albic Retisols), Московская область	<ul style="list-style-type: none"> • Подготовка и герметизация образца (сохранение полевой влажности) • Томографическая съемка на геологическом томографе при разрешении 100 мкм и реконструкция объемной структуры по заводским настройкам
1Б. Монолит темно-серой почвы (Chemic Phaeozems), Тюменская область	<ul style="list-style-type: none"> • Подготовка и герметизация образца (сохранение полевой влажности) • Томографическая съемка на медицинском томографе и реконструкция объемной структуры по заводским настройкам • Перерасчет томографических данных под единое пространственное разрешение 240 мкм
2. Микромонолиты городских почв (Haplic Chernozems, Urbic Technosols), Ростов-на-Дону	<ul style="list-style-type: none"> • Подготовка и герметизация образца (сохранение полевой влажности) • Томографическая съемка при высоком разрешении 16 мкм • Реконструкция с ручным контролем точности сведения проекций • Программная фильтрация изображений (Smoothing) • Объемный ресайз (огрубление разрешения: 64 вокселя сжаты в 1)
3. Агрегаты чернозема (Haplic Chernozems), Курская область	<ul style="list-style-type: none"> • Леофильно сухие образцы • Томографическая съемка при высоком разрешении 1 мкм • Реконструкция с ручным контролем точности сведения проекции • Программная фильтрация изображений (Smoothing)

Рис. 1. Получение и подготовка томографических данных различных почв для сегментации.

совпадению границы фаз в сером и бинаризованном (1 bit) изображении в STan.

ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Для исследования выбраны объекты, фактически ставшие стандартом томографического исследования почв в России за годы развития метода (с 2012 г.): крупные монолиты, включающие в себя верхнюю часть почвенного профиля с несколькими горизонтами, микромонолиты (цилиндрические образцы из отдельных горизонтов) и агрегаты.

Предметом исследования стала структура порового пространства почв Центральной России (Albic Retisols, Haplic Chernozems) и Западной

Сибири (Phaeozems) [38]. Выбор сделан по следующим критериям: 1) размерность томографически видимого порового пространства (от макропор в монолитах до внутриагрегатной микропористости в агрегатах), 2) сложность объектов (несколько горизонтов с различным поглощением рентгеновского излучения, наличие органического вещества, неоднородность структуры), 3) заведомо известная разница в структуре порового пространства микромонолитов. Процесс получения данных по образцам показан на рис. 1.

Монолиты. Образцы-монолиты для томографического исследования представляют собой цилиндр диаметром (D) 10 см. Высота может ограничиваться рабочими параметрами томографа, на котором запланирована съемка. Сложность то-

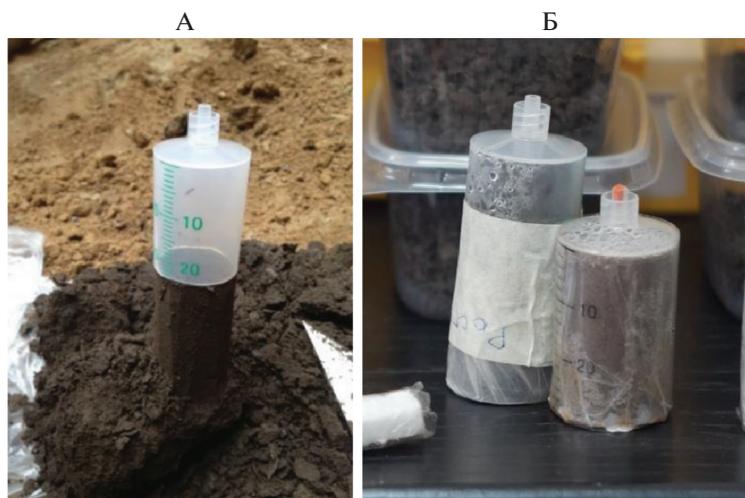


Рис. 2. Микромонолит для томографического исследования. В процессе изготовления (А) и готовом виде для томографирования (Б).

мографического анализа монолитов состоит в том, что в одном образце могут быть расположены сразу несколько почвенных горизонтов. Из-за разной плотности они выделяются на данных компьютерной томографии разными оттенками серого. Кроме того, часть макропор занята корнями растений, зоогенными камерами или копролитами, которые в градациях серого выглядят как слабоконтрастные фазы, отличные от почвы и пор.

Важно учитывать технологическую составляющую при генерации томографических срезов в оттенках серого – в медицинских томографах обычно стоит готовый набор настроек шкалы Хаунсфилда (HU) для облегчения работы оператора-медика, например, “для мягких тканей” или “для костной ткани”, но при этом в инструкции по эксплуатации обычно не раскрывается вся суть применяемых параметров. В результате применения такого набора для почв (исходно предназначенных для выделения костей) на используемом в работе томографе Siemens Somatom Perspective получен стек томографических срезов небольшого размера с четкими границами пор/твердая фаза. В исследовании был задействован рентгеновский анализатор кернов РКТ-180 отечественного производства. При возможности съемки с разрешением 100 мкм для получаемого результата характерен другой ряд проблем.

При реконструкции срезов применяется некий сглаживающий программный фильтр или комплекс фильтров, значительно огрубляющий изображение и размывающий четкую границу между рентген-контрастными фазами.

Для исследования сняты два монолита из разных регионов при разном разрешении ($D = 10$ см, длина 50 см):

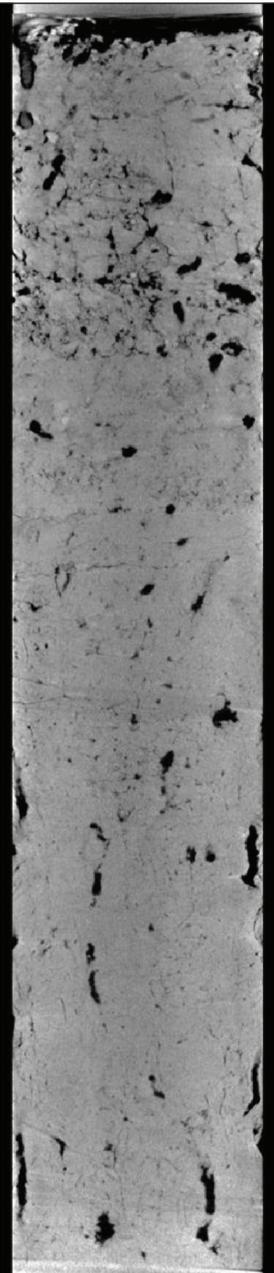
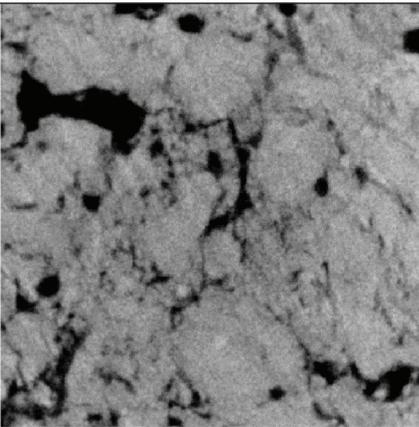
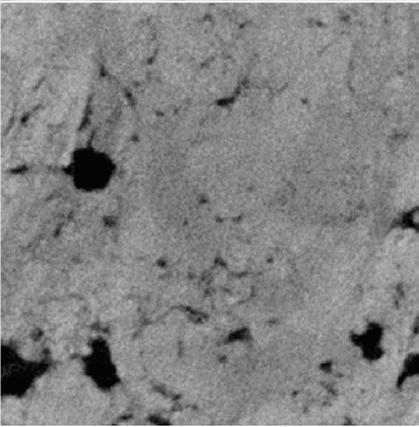
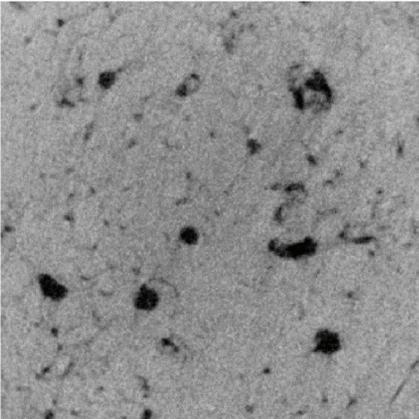
А. Дерново-подзолистая почва (Albic Retisols (Aric, Loamic, Cutanic, Ochric)), Московская область, п. Ельдиго (56°08'01.6" N, 37°48'06.8" E, восток Смоленско-Московской возвышенности). Десятилетняя залежь с выраженным пахотным горизонтом и частью естественного профиля в нижних горизонтах (BEL, BT1). Отснят на рентгеновском анализаторе кернов РКТ-180 (Геологический факультет МГУ) при разрешении 100 мкм. Размеры горизонтального томографического среза: 1000 × 1000 пикселей (табл. 1)

Б. Темно-серая тяжелосуглинистая почва (Retic Greyzemic Follic Chernic Phaeozems (Hyperhumic, Loamic)) Западной Сибири (56°31'57.3" N, 67°31'55.4" E Тюменская область, дер. Новодеревенская) естественного сложения. Отснята на медицинском рентгеновском томографе Siemens Somatom при разрешении 240 мкм. Размеры горизонтального томографического среза 375 × 375 пикселей (табл. 2).

Микромонолиты (диаметр 2 см, толщина одного сегмента 1.5 см, разрешение съемки 16 мкм) – это уменьшенная копия почвенного монолита, сделанная специально для возможности томографической съемки на микротомографе с разрешением в диапазоне 4–22 мкм [28] (рис. 2).

Для исследования выбраны образцы городского чернозема Ростова-на-Дону. Образцы из гумусового горизонта отобраны контрастно по степени трансформации внутренней структуры – максимально уплотненный урбостратозем (Urbic Technosols) и чернозем карбонатный мощный (Naplic Chernozems) [38] из лесопарка с внутренней структурой, не подвергшейся трансформации. Подробное исследование городских почв с применением компьютерной томографии опубликовано Горбовым и соавт. [9, 10]. Микромонолит обычно берет-

Таблица 1. Монолит дерново-подзолистой залежной почвы (Albic Retisols (Aric, Loamic)) из п. Ельдигино, Московская область. Томографические срезы. Поры – черные

Вертикальный томографический срез монолита 10 × 50 см	Фрагмент горизонтального томографического среза 5 × 5 см	Описание
		<p>P, 0–35 см – пахотный горизонт неоднородной мощности с четкой границей на глубине 35–38 см. Пористый, слабо увлажненный. Присутствуют многочисленные корни растений и орштейны</p>
		<p>BEL, 35–45 см – пестро окрашен, неоднородный по гранулометрическому составу. Мелкие плотно упакованные фрагменты гор. ВТ в толще гор. ЕL. Переход постепенный, заметен по окраске, плотности, структуре</p>
		<p>BT, от 45 см – бурый до шоколадного, с темными глинистыми кутанами, плотный, средний суглинок, структура неясноплитчатая, разбивается на мелкие и средние ореховатые отдельности, переход постепенный</p>

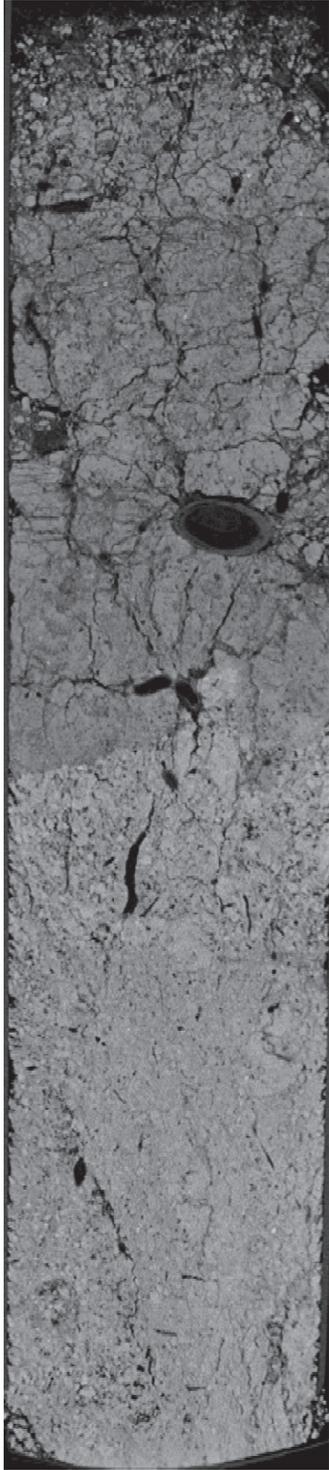
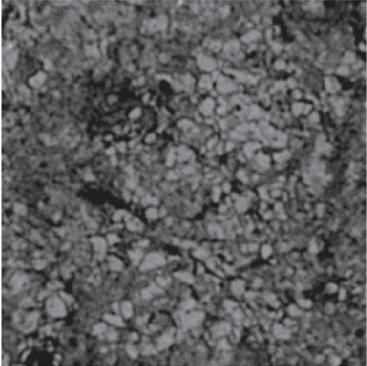
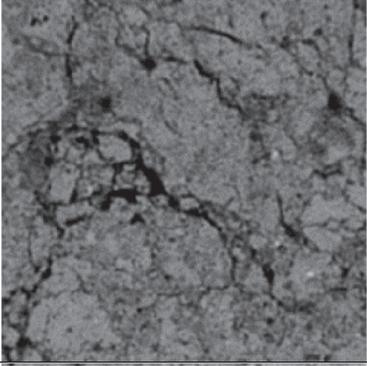
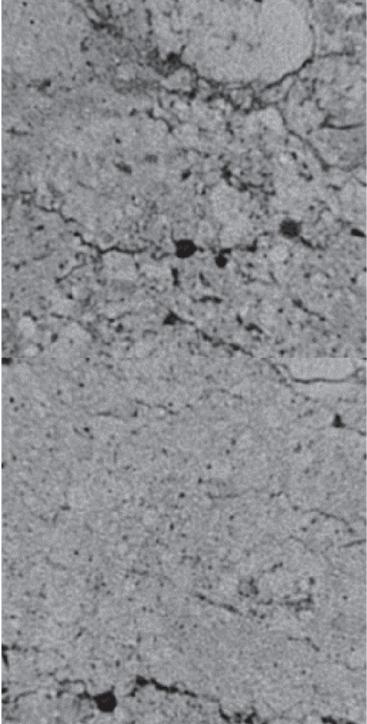
ся из одного горизонта почвы, для изучения внутренней структуры достаточно съемки 1 сегмента в центральной части (1.5 см из 4–5 см по высоте).

Особенность томографических данных микромонолитов – разрешение томографической съемки 16 мкм (SkyScan 1172, Почвенный институт им. В.В. Докучаева). Его достаточно для изуче-

ния структуры порового пространства на мезоуровне (рис. 3). Из-за большой степени поглощения рентгеновского излучения при съемке образцов и длинных выдержек томографические срезы получились с сильными цифровыми шумами.

Традиционно шумность частично убирается параметром “количество накоплений” при томо-

Таблица 2. Монолит темно-серой почвы (Retic Greyzemic Folic Chernic Phaeozems (Hyperhumic, Loamic)) из дер. Новодеревенская, Тюменская область. Томографические срезы. Поры – черные

Вертикальный томографический срез монолита 10 × 50 см	Фрагмент горизонтального томографического среза 6 × 6 см	Описание
		<p>W 0–3 см. Дернина разной степени разложения опада: от средней до высокой. Бурый с сероватым оттенком, рыхлый, густо переплетен корнями, большое количество сухих неразложившихся листьев, свежий-сухой, переход четкий по цвету и корням, границ</p>
		<p>AUe, 3–30 см. Свежий. Темно-серый, небольшое количество корней, ореховатый, уплотнен, свежий, среднесуглинистый, редкие отмытые зерна кварца, переход постепенный по оттенку</p>
		<p>ABe, 30–35 см. Свежий. Буровато-серый, комковатый, редкие отмытые зерна кварца, единичные мелкие корни, отдельные крупные корни диаметром до 3 см. Переход постепенный по цвету</p> <p>BT, 35-108 см. Бурый с редкими темно-серыми мелкими гумусовыми пятнами, редкие крупные и тонкие корни. Очень хорошо выраженная призматическая структура h 2 см, \varnothing 1 см. Грани педов покрыты тонкими гумусово-глинистыми пленками</p>

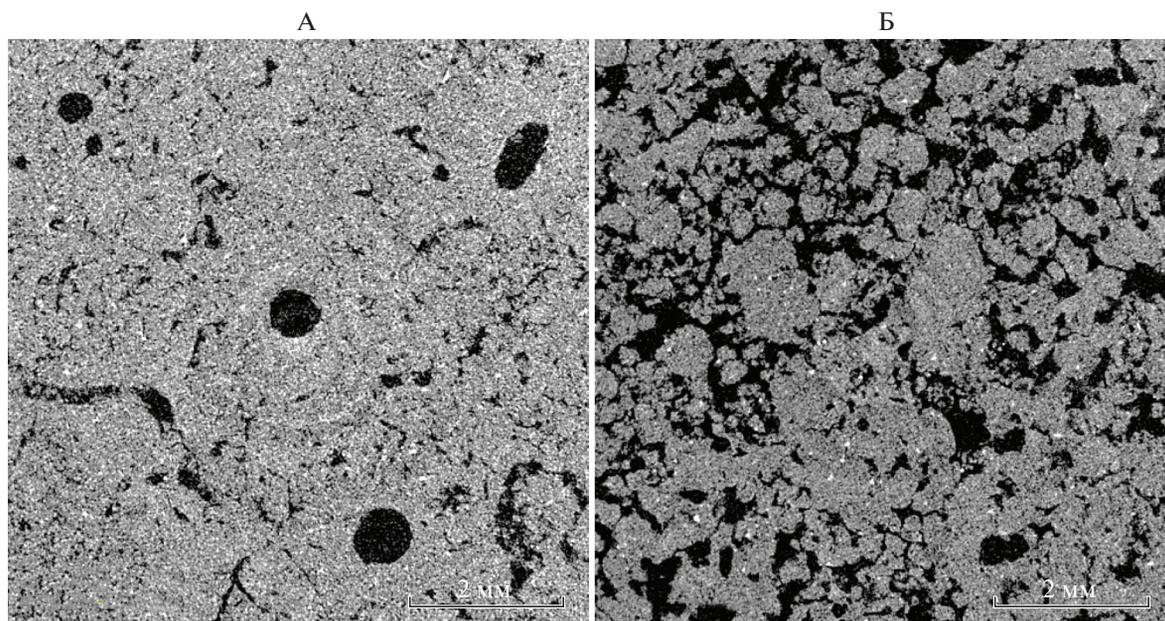


Рис. 3. Структура и поровое пространство: Urbic Technosols (А) и Calcic Haplic Chernozems (Б) из лесопарка (фрагмент горизонтального среза, размеры 8 × 8 мм. Поры – черные).

графической съемке и программными фильтрами при реконструкции, но в нашем случае использовано искусственное огрубление разрешения с 4 до 16 мкм (64 вокселя сжаты в 1), что не избавило изображение от шумов, но позволило получить очень четкие границы между рентген-контрастными фазами (рис. 3). Разница в структуре также влияет на степень поглощения рентгеновского излучения, а значит на цифровые шумы (зернистость изображения). Томографические срезы плотно сложенного и менее пористого образца Urbic Technosols более “шумные”, чем у Haplic Chernozems.

Агрегаты чернозема типичного Haplic Chernozem (Loamic, Pachic) [38] фракции 2–1 мм, Курская область. Образцы отбирали в 2014 г. на длительном многолетнем полевом опыте на территории ФГБНУ “Курский федеральный аграрный научный центр” (подразделение Курского научно-исследовательского института агропромышленного производства в п. Черемушки) [19]. Выборка одного агрегата из пахотного слоя почв в зависимости от способа их обработки – бессменный пар (с 1964 г.) и многолетняя залежь (с 1998 г., образцы В.А. Холодова). Агрегаты сняты с разрешением 1 мкм, при котором внутриагрегатная пористость уверенно диагностируется. Самые массивные данные: срезы 2000 × 2000 пикселей. Микроструктуры агрегатов очень похожи между собой, но при этом образец из пахотного горизонта пара несколько плотнее, чем аналогичный образец с многолетней залежи. Поровое пространство является сложной структурой, более 95% объема которой представляет собой связанную систему

пор. Оставшийся объем приходится на закрытые поры (при данном разрешении съемки). Внутриагрегатное поровое пространство микроагрегатов почвы – тема слабоизученная по причине отсутствия точных методов исследования.

Съемку агрегатов проводили близко к приборному пределу разрешения, шумы изображения в данных условиях можно убрать только программными фильтрами, но в большинстве случаев это дает эффект небольшого размыва изображения. Микроагрегат сложен из огромного количества микрозерен и микроагрегатов субмикронного уровня. Томографическая съемка при данном (1 мкм) или предельном разрешении 0.75 мкм на SkyScan 1172 позволяет различить только их очертания с сильно сглаженными гранями и поровое пространство между ними (рис. 4). Причем четко различимы будут только крупнейшие из микропор, более мелкие поры, а также органическое вещество на срезах представлены грациями темно-серого.

В фирменном программном обеспечении Bruker CT-analyzer (СТan) для отснятых образцов по обоим методам (ручному и Otsu) выполнена сегментация, в нем же рассчитаны морфометрические показатели. Параметры съемки и реконструкции идентичны для каждой серии образцов (монолитов, микромонолитов и агрегатов).

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Одна из проблем при изучении почвы на макроуровне в монолитах – толщина горизонтов и

граница перехода между ними. Фактически невозможно рассчитать объемные показатели для горизонтов, если он в образце расположен как “волна” толщиной всего 2–3 см. Таким образом, из расчета показателей исключены горизонты W и ABe монолита почвы из Западной Сибири.

По результатам расчетов объемных показателей по данным различных сегментаций установлено, что сегментация по Оцу завышает значения общей пористости во всех образцах (табл. 3). И это напрямую связано с качеством анализируемого изображения (рис. 5, столбец А).

В крупных монолитах (рис. 5 (1 и 2)) ошибка наименее сильно проявляется в верхнем (AUe) горизонте темно-серой почвы, где макропоры поры встречаются в большом количестве. При этом автоматическая сегментация плохо работает с макропорами на пределе разрешения съемки, что хорошо видно по расчетам пористости и количества закрытых пор в горизонтах BT. В данных для темно-серой почвы сказывается низкое разрешение. Сопоставимая с ней ошибка в горизонтах BT дерново-подзолистой залежной почвы – это скорее результат качества данных, получаемых при съемке почв на анализаторе ядер РКТ-180, где присутствует проблема градиента яркости от центра к краю (неправильный Beam hardening).

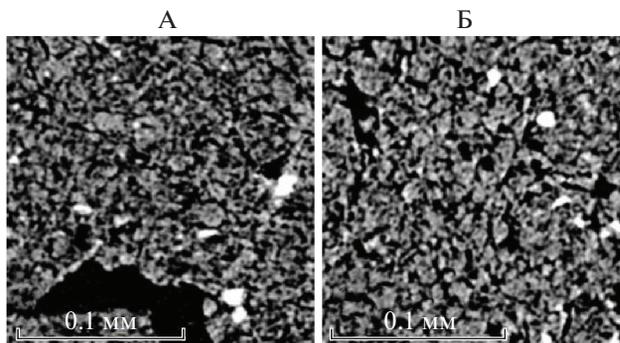


Рис. 4. Структура и поровое пространство агрегата Naplic Chernozem (Loamic, Pachic): А – бессменный пар (с 1964 г.), Б – многолетняя залежь (с 1998 г.) после многолетнего пара (1964–1998 гг.). Фрагмент горизонтального среза, размеры 0.5 × 0.5 мм. Поры – черные.

Поровое пространство горизонта P окрашено неравномерно, фаза частично перемешана с органическим веществом, что приводит к значительной ошибке при расчетах показателей общей пористости и количества закрытых пор. Низкое значение пористости – результат грубого разрешения съемки. Диагностируются только макропоры. Расчеты по сегментации 2D и 3D в целом близки друг к другу.

Таблица 3. Вариативность параметров общей пористости (Total porosity, TP, %) и количества пор (Number of closed pores, NuOb, шт. в 1 мм³) в зависимости от применяемого метода сегментации

№	Объект	Разрешение, мкм	Метод сегментации изображения					
			ручная		автоматическая (Оцу)			
			TP, %	NuOb	2D		3D	
				TP, %	NuOb	TP, %	NuOb	
Монолиты почв ненарушенного сложения								
1	Дерново-подзолистая залежная, весь монолит	100	3.51	0.027	5	0.072	5.19	0.087
1.1	P	100	5.12	0.043	9.72	0.098	9.69	0.12
1.2	BEL	100	3.27	0.036	3.88	0.084	4.23	0.10
1.3	BT1	100	2.86	0.022	3.82	0.065	4.00	0.075
2	Темно-серая, весь монолит*	240	10.42	0.20	13.49	0.028	14.96	0.024
2.1	AUe	240	13.87	0.021	14.63	0.022	20.75	0.023
2.2	BT	240	2.19	0.023	3.89	0.026	3.33	0.023
Микромонолиты городских почв Ростова-на-Дону								
1	Урбостратозем	16	12.19	1464	41.46	43.03	41.45	50.3
2	Чернозем карбонатный мощный	16	33.22	744.5	41.52	318.85	41.26	334.61
Курский чернозем (гор. PU, фракция 2–1 мм)								
1	Бессменный пар	1	51.73	7842	58.57	4777	58.15	4918
2	Многолетняя залежь	1	46.18	10842	55.18	4722	54.68	4777

* Горизонты W и AUBT из-за малой мощности из расчетов исключены.

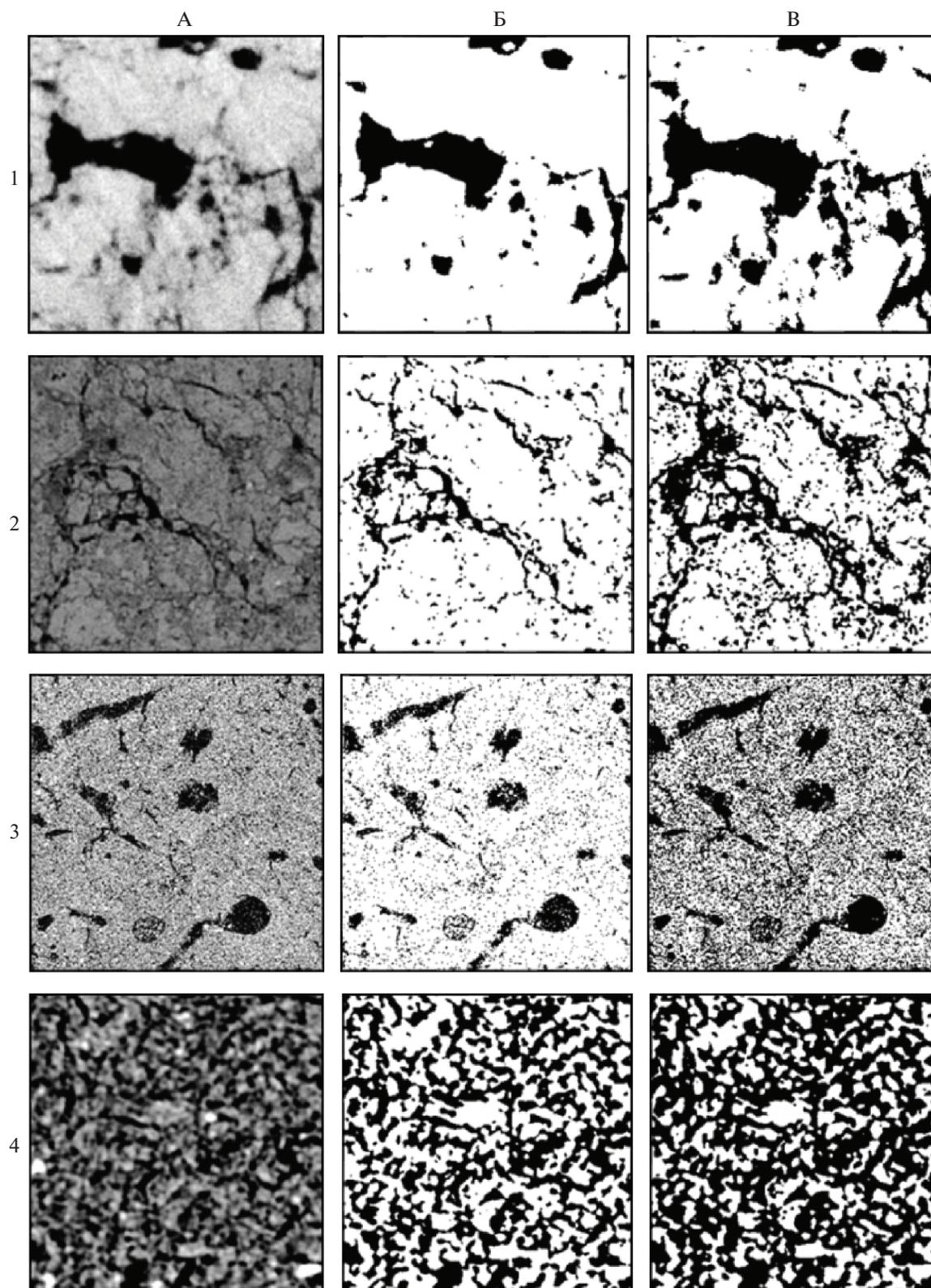


Рис. 5. Сегментация. Фрагмент томографического среза горизонта: 1 – горизонт Р дерново-подзолистой почвы, 2 – горизонт А_се темно-серой почвы, 3 – урбостратозем, горизонт U_гb_с, 4 – чернозем типичный, бесменный пар.

гу за исключением горизонта АUe темно-серой почвы. Этот горизонт по цвету – самый темный из образцов, что повлияло на результат автоматической сегментации в 3D. Таков результат реконструкции почвы, где два мощных горизонта сильно различаются по поглощению рентгеновского излучения и имеют четкую границу (табл. 2).

По разнице в расчете объемных показателей видно, что наиболее сильно автоматическая сегментация “ошибается” при анализе зернистого изображения образца с высокой степенью поглощения рентгена – городско́й чернозем Urbic Technosols (рис. 5 (3)). Если бы исследователи доверились автоматике, то получили бы незначительное или полное отсутствие уплотнения городских почв. Показатели для чернозема естественного сложения из лесопарка и в уплотненных городских почвах при использовании метода Оцу в 2D и 3D режимах получаются одинаковыми (табл. 3) при абсолютно разной внутренней структуре (рис. 3). Причина ошибки – цифровые шумы, наиболее заметные на полностью однородной твердой фазе и трещиноватые поры на их фоне. Метод Оцу сегментирует шумы как микропоры на пределе разрешения, при этом в избыточном количестве.

На рис. 5 (3В, 3С) показана разница в сегментированном изображении фрагмента среза Urbic Technosols. Темно-серые пиксели, расположенные одиночно или группами, сегментируются как поры, что и дает ошибку в 3.5 раза по пористости и по количеству закрытых пор – отличие от реальных значений почвы в 20 раз. Ошибка сегментации повторяется как в 2D, так и в 3D-режимах.

Проблемы выявлены и при сегментации срезов микроагрегатов. Цифровые шумы здесь отсутствуют (рис. 5 (4)), но более выражен фактор скрытой пористости, тонко распределенное в почве органическое вещество. Граница между фазами значительно менее четкая, чем в микромонолитах, что также приводит к ошибкам автоматике. Ошибка выражается в завышении показателя общей пористости примерно на 10% и двукратном занижении показателя количества закрытых пор по сравнению с показателями для данных ручной сегментации. При этом разница в показателях по сегментации по методу Оцу для темно-гумусового горизонта курского чернозема под многолетней залежью и бесменным паром менее заметна, чем по расчетам на основе ручной сегментации. При всех отмеченных недостатках ошибка автоматической сегментации для агрегатов минимальна из всех исследованных образцов. 2D- и 3D-сегментация по методу Оцу для микроагрегатов работает практически одинаково с небольшой разницей по показателям (в пределах 1%).

Для максимальной точности работы автоматической сегментации по методу Оцу требуется индивидуальный подход в подготовке каждого поч-

венного образца. Это повлечет за собой целый ряд сложностей, которые не решат проблему длительности томографического исследования каждого образца, а только значительно удлинит съемку. Значительная часть микромонолитов снимается на SkyScan 1172 со значительной степенью поглощения (80% и более), что позволяет различать две рентген-контрастные фазы с достаточной точностью. При съемке монолитов это достигается настройками “угол поворота при съемке” (180° или 360°) и “количество накоплений”. Сочетание этих параметров определяет время эксплуатации томографа и качество результата. Для точной работы автоматической сегментации придется все без исключений образцы снимать с углом поворота 360° при количестве накоплений 14 вместо обычных от 3 до 6. Время съемки, как и расход ресурса томографа увеличится в 5–8 раз на один образец почвы, вне зависимости от того монолит это или агрегат. Но это только часть возможных мер. На этапе реконструкции к каждому образцу придется индивидуально подбирать целый ряд параметров (границы динамического диапазона, фильтр компенсации кольцевого эффекта и др.), особенно при серийной съемке, где предполагаются образцы с разным рентгеновским поглощением. Следовательно, экспертное вмешательство никуда не исчезает, а просто смещается на 1–2 этапа выше. Экспресс-метода анализа почвенной структуры в таких условиях не получится.

Решением проблемы может стать использование самообучающихся нейронных сетей [22]. Для начала обучить сеть максимально точно сегментировать поровое пространство. Обучение сети сделать на основе широкой выборки почвенных объектов, сгруппированных по разрешению съемки, типу структуры порового пространства, качеству томографического среза. Все проблемы невозможно предусмотреть, но этот путь несомненно перспективнее поиска подходящего (одного из сотен) автоматического алгоритма.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Метод Оцу оказался очень чувствительным к четкости границ рентген-контрастных фаз и зернистости изображений. В образцах с четкими границами фаз и минимумом шумов (использованы фильтры или аппаратные настройки) расчеты объемных показателей получаются с небольшой погрешностью. Шумы, скрытая пористость (поры меньше разрешения съемки, видимые на срезах как более темные пиксели, чем твердая фаза) и промежуточная фаза (органическое вещество) сразу негативно влияют на точность автоматической сегментации на две фазы: твердую фазу почвы и поры. Исходя из полученных результатов, можно утверждать, что выявленные проблемы будут распространяться и на иные почвы. Метод Оцу будет

максимально точно работать при сегментации простых по форме образцов со степенью поглощения рентгена не более 70%, однородной твердой фазой и поровым пространством. Например, в корковом горизонте пустынных почв [23], где все поры — это поры-везикулы диаметром в 10 раз больше разрешения. Но в почвах совсем немного объектов, подходящих под эти условия. Наоборот, в большинстве случаев научный интерес представляют объекты для автоматизации крайне сложные. В торфяных и погребенных почвах археологических объектов, скорее всего, понадобится автоматическая сегментация не на две, а на три фазы. Исходя из опыта ошибок при сегментации темно-серой почвы и агрегатов чернозема, органический материал на фоне минеральной фазы метод Оцу просто приплюсует к поровому пространству. Схожая проблема может быть и с древесным углем в толще почвы, который и при ручной сегментации очень трудно отделить от порового пространства.

Томографические данные низкого качества с цифровыми артефактами (зернистым нечетким изображением), представленные в работе в виде данных томографической съемки микромонолитов, также характерны для почв засоленного ряда (солончаков, солонцов и др.) и песчаных почвенных разностей. Ко всем этим объектам в случае применения автоматической сегментации придется применять индивидуальный подход еще на этапе реконструкции.

С крупными монолитами все проще. Если есть возможность, такой монолит можно разделить по горизонтам (физически или программно) и работать отдельно с каждым из них. Качество изображения зависит от настроек используемого томографа. В отдельных случаях (торфяной или иной органогенный материал) можно использовать контрастирование (увеличить степень поглощения рентгеновского излучения при помощи пропитки почвы контрастирующим агентом), что иногда применяется к горным породам. Это позволит точнее разделить поры и твердую фазу.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена при поддержке РФФИ, проект № 19-74-10070 с привлечением оборудования центра коллективного пользования “Функции и свойства почв и почвенного покрова” ФГБНУ ФИЦ Почвенный институт им. В.В. Докучаева и материала, собранного в рамках проекта РФФИ № 17-77-20072 (темно-серая почва) и проекта РФФИ № 19-16-00053 (агрегаты чернозема).

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Cnudde V., Boone M.N.* High-resolution X-ray computed tomography in geosciences: A review of the current technology and applications // *Earth-Sci. Rev.* 2013. V. 123. P. 1–17. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2013.04.003>
2. *Cnudde V., Masschaele B., Dierick M., Vlassensbroeck J., Van Hoorebeke L., Jacobs P.* Recent progress in X-ray CT as a geosciences tool // *Appl. Geochem.* 2006. V. 21. № 5. P. 826–832.
3. *Gerke K.M., Sizonenko T.O., Karsanina M.V., Lavrukhin E.V., Abashkin V.V., Korost D.V.* Improving watershed-based pore-network extraction method using maximum inscribed ball pore-body positioning // *Adv. Water Res.* 2020. <https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2020.103576>
4. *Gerke K.M., Vasilyev R.V., Khirevich S., Karsanina M.V., Collins D., Sizonenko T., Korost D.V., Lamontagne S., Mallants D.* Finite-difference method Stokes solver (FDMSS) for 3D pore geometries: Software development, validation and case studies // *Computers & Geosciences.* 2018. V. 114. P. 41–58. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2018.01.005>
5. *Gerke K.M., Karsanina M.V., Mallants D.* Universal stochastic multiscale image fusion: an example application for shale rock // *Sci. Rep.* 2015. V. 5. № 15880. <https://doi.org/10.1038/srep33086>
6. *Gerke K.M., Karsanina M.V., Skvortsova E.B.* Description and reconstruction of the soil pore space using correlation functions // *Eurasian Soil Sci.* 2012. V. 45(9). P. 861–872. <https://doi.org/10.1134/S1064229312090049>
7. *Gerke K.M., Karsanina M.V., Katsman R.* Calculation of tensorial flow properties on pore level: Exploring the influence of boundary conditions on the permeability of three-dimensional stochastic reconstructions // *Phys. Rev.* 2019. V. 100(5). № 053312
8. *Gerke K.M., Skvortsova E.B., Korost D.V.* Tomographic method of studying soil pore space: Current perspectives and results for some Russian soils // *Eurasian Soil Sci.* 2012. V. 45. P. 700–709. <https://doi.org/10.1134/S1064229312070034>
9. *Gorbov S.N., Abrosimov K.N., Bezuglova O.S., Skvortsova E.B., Romanenko K.A., Tagiverdiev S.S.* Use of Tomographic Methods for the Study of Urban Soil Properties Urbanization: Challenge and Opportunity for Soil Functions and Ecosystem Services. Proceedings of the 9th SUITMA Congress Moscow Publisher Name: Springer Cham. 2018. P. 249–259.
10. *Gorbov S.N., Abrosimov K.N., Bezuglova O.S., Skvortsova E.B., Tagiverdiev S.S.* Microtomography research of physical properties of urban soil // *IOP Conf. Series* 2019. V. 368. № 012015. <https://doi.org/10.1088/1755-1315/368/1/012015>
11. *Hapca S.M., Houston A.N., Otten W., Baveye P.C.* New local thresholding method for soil images by minimizing grayscale intra-class variance // *Vadose Zone J.* 2013. V. 12(3).
12. *Iassonov P., Gebrenegus T., Tuller M.* Segmentation of X-ray computed tomography images of porous materials: A crucial step for characterization and quantitative analysis of pore structures // *Water Resources Res.*

2009. P. 45(9). № W09415.
<https://doi.org/10.1029/2009WR008087>
13. *Kaestner A., Lehmann E., Stamparoni M.* Imaging and image processing in porous media research // *Adv. Water Res.* 2008. № 31(9). P. 1174–1187.
 14. *Karsanina M.V., Lavrukhin E.V., Fomin D.S., Yudina A.V., Abrosimov K.N., Gerke K.M.* Compressing soil structural information into parameterized correlation functions // *Eur. J. Soil Sci.* 2020.
<https://doi.org/10.1111/ejss.13025>
 15. *Karsanina M.V., Gerke K.M., Skvortsova E.B., Mallants D.* Universal spatial correlation functions for describing and reconstructing soil microstructure. *PLoS ONE*. 2015. V. 10(5). e0126515.
<https://doi.org/10.1371/journal.pone.0126515>
 16. *Karsanina M.V., Gerke K.M., Skvortsova E.B., Ivanov A.L., Mallants D.* Enhancing image resolution of soils by stochastic multiscale image fusion // *Geoderma*. 2018. V. 314. P. 138–145.
 17. *Khan F., Enzmann F., Kersten M., Wiegmann A., Steiner K.* 3D simulation of the permeability tensor in a soil aggregate on basis of nanotomographic imaging and LBE solver // *J. Soils Sediments*. 2012. V. 12(1). P. 86–96.
 18. *Khirevich S., Patzek T.W.* Behavior of numerical error in pore-scale lattice Boltzmann simulations with simple bounce-back rule: Analysis and highly accurate extrapolation // *Physics of Fluids*. 2018. V. 30(9). P. 093604.
 19. *Kholodov V.A., Yaroslavtseva N.V., Farkhodov Y.R., Belobrov V.P., Yudin S.A., Frid A.S., Aydiev A.Y., Lazarev V.I.* Changes in the ratio of aggregate fractions in humus horizons of chernozems in response to the type of their use // *Eurasian Soil Sci.* 2019. V. 52. № 2. P. 162–170.
<https://doi.org/10.1134/S1064229319020066>
 20. *Koestel J.* SoilJ: an ImageJ plugin for the semiautomatic processing of three-dimensional X-ray images of soils // *Vadose Zone J.* 2018. V. 17(1).
 21. *Köhne J.M., Schlüter S., Vogel H.J.* Predicting solute transport in structured soil using pore network models // *Vadose Zone J.* 2011. V. 10(3). P. 1082–1096.
 22. *Lavrukhin E.V., Romanenko K.A., Abrosimov K.N., Karsanina M.V., Gerke K.M.* Accessing the fidelity of neural network-based segmentations of soil XCT images based on pore-scale modelling of saturated flow properties // *Soil Tillage Res.* 2021. (submitted).
 23. *Lebedeva M.P., Golovanov D.L., Shishkov V.A., Ivanov A.L., Abrosimov K.N.* Microscopic and tomographic studies for interpreting the genesis of desert varnish and the vesicular horizon of desert soils in mongolia and the USA // *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*. 2019. V. 71. №1. P. 21–42.
 24. *Liernura A., Schomburgc A., Turberga P., Guenata C., Bayonc Renée-Claire Le, Brunnerb P.* Coupling X-ray computed tomography and freeze-coring for the analysis of fine-grained low-cohesive soils // *Geoderma*. 2017. V. 308. P. 171–186.
<https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2017.08.010>
 25. *Miao X., Gerke K.M., Sizonenko T.O.* A new way to parameterize hydraulic conductances of pore elements: A step forward to create pore-networks without pore shape simplifications // *Adv. Water Res.* 2017. V. 105. P. 162–172.
<https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2017.04.021>
 26. Morphometric parameters measured by Skyscan™ CT analyser software. Bruker, 2012.
 27. *Otsu N.* A Threshold Selection Method from Gray-Level Histograms, *IEEE Transactions of Systems // Man and Cybernetics*. 1979. V. 9. P. 62–66.
 28. *Petrovic A.M., Siebert J.E., Rieke P.E.* Soil bulk density analysis in three dimensions by computed tomographic scanning // *Soil Sci. Soc. Am. J.* 1982. P. 46(3). P. 445–450.
<https://doi.org/10.2136/sssaj1982.03615995004600030001x>
 29. *Pogosyan L., Gastelum A., Prado B., Marquez J., Abrosimov K., Romanenko K., Sedov S.* Morphogenesis and quantification of the pore space in a tephra-palaeosol sequence in Tlaxcala, central Mexico // *Soil Res.* 2019. V. 57. № 6. P. 559–565.
<https://doi.org/10.1071/SR18185>
 30. *Romanenko K.A., Abrosimov K.N., Kurchatova A.N., Rogov V.V.* The experience of applying x-ray computer tomography to the study of microstructure of frozen ground and soils // *Earth's Cryosphere*. 2017. V. 21. № 4. P. 63–68.
 31. *Schlüter S., Weller U., Vogel H.J.* Segmentation of X-ray microtomography images of soil using gradient masks // *Computers Geosci.* 2010. № 36(10). P. 1246–1251.
 32. *Shein E.V., Skvortsova E.B., Dembovetskii A.V., Abrosimov K.N., Il'in L.I., Shnyrev N.A.* Pore-size distribution in loamy soils: A comparison between microtomographic and capillarimetric determination methods // *Eurasian Soil Sci.* 2016. V. 49. № 3. P. 315–325.
 33. *Skvortsova E.B., Shein E.V., Abrosimov K.N., Romanenko K.A., Yudina A.V., Klyueva V.V., Khaidapova D.D., Rogov V.V.* The impact of multiple freeze–thaw cycles on the microstructure of aggregates from a soddy-podzolic soil: A microtomographic analysis // *Eurasian Soil Sci.* 2018. V. 51. № 2. P. 190–198.
 34. SkyScan CT-Analyser (“CTan”). User manual, 2020.
 35. *Vogel H.J., Roth K.* Quantitative morphology and network representation of soil pore structure // *Adv. in Water Res.* 2001. V. 24(3–4). P. 233–242.
 36. *Wang W., Kravchenko A.N., Smucker A.J.M., Rivers M.L.* Comparison of image segmentation methods in simulated 2D and 3D microtomographic images of soil aggregates // *Geoderma*. 2011. V. 162. P. 231–241.
 37. *Wildenschild D., Sheppard A.P.* X-ray imaging and analysis techniques for quantifying porescale structure and processes in subsurface porous medium systems // *Adv. Water Res.* 2013. V. 51. P. 217–246.
<https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2012.07.018>
 38. World reference base for soil resources 2014. International soil classification system for naming and creating legends for soil maps. Update 2015. *World Soil Resources Reports 106*. Food and agriculture organization of the United Nations. IUSS Working Group WRB. Rome, 2015.
 39. *Yang Y.S., Liu K.Y., Mayo S., Tulloh A., Clennell M.B., Xiao T.Q.* A data-constrained modelling approach to sandstone microstructure characterization // *J. Petroleum Sci. Engineer.* 2013. V. 105. P. 76–83.

Application of the Otsu Algorithm for Segmentation of Pore Space in Soils Based on Tomographic Data

K. N. Abrosimov^{1, *}, K. M. Gerke^{1, 2}, I. N. Semenov³, and D. V. Korost^{1, 3}

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

²*Schmidt Institute of Physics of the Earth of the Russian Academy of Sciences, Moscow, 123242 Russia*

³*Lomonosov Moscow State University, Moscow, 119991 Russia*

*e-mail: abrosimov_kn@esoil.ru

Modern analytical research methods tend to automate the process and minimize operator intervention. This also applies to image analysis of tomographic slices as part of the tomographic study of soils. To calculate morphometric parameters, the tomographic image must be segmented (divided into phases). Segmentation can be automatic or manual (manual thresholding) under operator control. The problem of automatic segmentation algorithms is insufficiently accurate work with different data. The purpose of this study is to apply one of the most common Otsu segmentation algorithms to tomographic data of various soils and to show how justified its use is and also to determine the causes and conditions of errors in automatic segmentation. We used tomographic images of urban soils (Urbic Technosols), dark gray soil (Chernic Phaeozem), and soddy-podzolic soil (Albic Retisols) taken with different equipment. Automatic segmentation results were compared with manual thresholding results. The pore space of soils was used as a control X-ray contrast phase, and the values of porosity and the number of pores were used as control indicators. The results of the study show that the Otsu method most accurately works with large data, in which image artifacts—digital “noise”—are minimal or completely absent, which is typical for the results of shooting aggregates with a size of less than 1 mm. For coarse-resolution surveys or for “noisy” images typical of samples with high X-ray absorption, automatic segmentation is highly undesirable.

Keywords: soil tomography, image analysis, Kursk chernozem (Haplic Chernozem), dark gray soil (Chernic Phaeozem), soddy-podzolic soil (Albic Retisol), urban soil (Urbic Technosol), soil monoliths, undisturbed addition, automated processing

ДЕГРАДАЦИЯ, ВОССТАНОВЛЕНИЕ И ОХРАНА ПОЧВ

УДК 631.618:631.45

РЕМЕДИАЦИЯ ПОЧВ ТЕХНОГЕННЫХ ПУСТОШЕЙ В КОЛЬСКОЙ СУБАРКТИКЕ: СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ И МНОГОЛЕТНЯЯ ДИНАМИКА

© 2021 г. Г. Н. Копцик^{а, *}, С. В. Копцик^а, И. Е. Смирнова^а, М. А. Синичкина^а

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

*e-mail: koptsik@mail.ru

Поступила в редакцию 26.08.2020 г.

После доработки 29.10.2020 г.

Принята к публикации 06.11.2020 г.

Широкое распространение промышленного загрязнения и его серьезные экологические и экономические последствия обостряют необходимость развития и уточнения подходов к ремедиации почв как ключевого компонента экосистем. Многолетнее воздействие атмосферных выбросов предприятий цветной металлургии в Мончегорске (Мурманская область) привело к формированию вблизи источника загрязнения техногенных пустошей с загрязненными и сильно деградированными почвами. В ходе длительного мониторинга оценено современное состояние и динамика свойств почв на постоянных контрольных участках, заложенных на пустошах и в посадках березы и ивы после ремедиации, выполненной в 2003–2008 гг. двумя методами: хемофитостабилизации и перекрытия загрязненных почв искусственно созданным плодородным слоем. Результаты исследований 2011, 2015 и 2018 гг. свидетельствуют о продолжающемся подкислении почв и их загрязнении тяжелыми металлами. Несмотря на сокращение выбросов, содержание доступных соединений тяжелых металлов в верхнем слое почв техногенных пустошей и участков хемофитостабилизации не уменьшается, а нанесенные сконструированные слои накапливают никель, медь, кобальт, железо, кадмий, свинец и марганец. Обеспеченность почв элементами питания устойчиво улучшается лишь при нанесении плодородного слоя. Согласно результатам многомерного анализа, почвы пустошей и участков ремедиации закономерно распределены и обособлены в пространстве двух первых главных компонент по мере улучшения почвенных свойств в ходе восстановления, а позиции участков хемофитостабилизации отражают неустойчивый характер улучшений. Рекомендации по развитию стратегии и диверсификации методов ремедиации техногенных территорий должны учитывать разные уровни загрязнения и деградации почв в окрестностях предприятий цветной металлургии, необходимость соблюдения технологических требований и проведения поддерживающих мероприятий.

Ключевые слова: деградация почв, загрязнение, тяжелые металлы, никель, медь, элементы питания

DOI: 10.31857/S0032180X21040092

ВВЕДЕНИЕ

Широкое распространение подверженных негативному промышленному воздействию экосистем в Европе [20, 23] и в мире [15], их встречаемость во всех природных зонах, в том числе в испытывающей интенсивное потепление Арктике [11, 12], придают проблемам деградации и восстановления техногенных территорий несомненную актуальность. Среди более 10 млн загрязненных участков в мире более 50% загрязнено тяжелыми металлами (ТМ), что наносит ежегодный экономический ущерб, превышающий 10 млрд \$ [15]. Особое беспокойство вызывает загрязнение выбросами диоксида серы (SO₂) и ТМ предприятий цветной металлургии, приобретающее глобальный характер [14] и приводящее к тяжелым экологическим последствиям [17]. Ярким примером деградации природных ландшафтов служит исто-

рия добычи и переработки сульфидных медно-никелевых руд в Садбери, Онтарио, Канада [18, 26]. Длительное воздействие ТМ и SO₂, ежегодные выбросы которого в 1960-е годы достигали 2.5 млн т, привело к гибели лесов и загрязнению почв на площади 80000 га, подкислению 7000 озер, образованию бесплодных “лунных ландшафтов”. Однако государственное регулирование, инновационные технологии и активное участие общества в течение полувека стали основой успешного восстановления окружающих территорий [19], получившего ныне широкое международное признание.

На Кольском полуострове основным источником выбросов загрязняющих веществ являются медно-никелевые комбинаты “Североникель” и “Печенганикель”, ныне АО “Кольская горно-металлургическая компания”, дочернее предприятие

ПАО “ГМК “Норильский никель”. Этот ведущий производственный комплекс Мурманской области, представляющий собой единое горно-металлургическое производство по добыче сульфидных медно-никелевых руд и производству цветных металлов, является крупнейшим на севере Европы источником выбросов SO_2 и ТМ в атмосферу [11, 12]. Выбросы достигли максимальных объемов к середине 1980-х годов и в последние 20 лет были сокращены в 4–8 раз за счет технологического перевооружения производства. Согласно результатам комплексного экогеохимического картографирования [21, 22], наряду с Ni, Cu и Co в поверхностных средах обнаружены повышенные концентрации других металлов (Ag, Al, As, Bi, Ca, Cd, Cr, Fe, Hg, Mg, Mn, Pb, Sb, Th, Tl, V, Zn), частично обусловленные влиянием соседних горно-обогатительных комбинатов (ГОК) – Оленегорского железорудного ГОК (АО “Олкон”) и апатит-нефелинового ГОК (Кировский филиал АО “Апатит”). Загрязнение почв основными металлами-поллютантами: Ni и Cu – охватывает площадь в 100 тыс. км² [21, 22]. По данным Кольской ГМК, на площадке Мончегорск с 2003 г. и на площадке Заполярный с 2016 г. компания укладывается в норматив предельно-допустимых выбросов, разработанный и утвержденный согласно действующему законодательству. Выбросы SO_2 на площадках Заполярный и Никель сокращены со 188 тыс. т в 1998 г. до 68.2 тыс. т в 2018 г. Наконец, заключено соглашение между “Норникелем” и Мурманской областью по развитию региона, повышению его инвестиционной и туристической привлекательности, включающее закрытие устаревшего производства в пос. Никель в процессе модернизации компании, создание новых рабочих мест, расширение малого и среднего бизнеса, поддержку промышленного туризма. Улучшение состояния окружающей среды служит важнейшей задачей и одновременно предпосылкой устойчивого развития региона.

Сокращение выбросов загрязняющих веществ в атмосферу Кольской ГМК привело к появлению первых признаков естественного восстановления растительности в зонах влияния производственных мощностей, сделало возможным проведение ремедиации техногенных территорий на Кольском полуострове. Однако осуществление начатой в 2003–2004 гг. программы ремедиации испытывает многочисленные трудности, связанные с жесткими природными условиями Арктики, сильной деградацией почв и продолжающимся атмосферным загрязнением. В этой связи особую актуальность приобретает развитие программы ремедиации техногенных территорий на основе анализа результатов предшествующих широкомасштабных экспериментов.

Цель работы – сравнительный анализ современного состояния и долговременной динамики свойств почв техногенных пустошей после ремедиации, проведенной в окрестностях Мончегорска в 2003–2008 гг.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Техногенная дигрессия лесных экосистем под воздействием атмосферных выбросов комбинации “Североникель” (ныне промышленная площадка Мончегорск) привела к формированию индустриальных пустошей протяженностью в несколько километров от источника загрязнения. В зоне пустошей распространены сильно-деградированные почвы – эродированные иллювиально-железистые химически загрязненные подзолы (П-2007/8), хемоземы, загрязненные Cu и Ni по подзолу (Albic Podzol (Phytotoxic), П-2004/5) и абраземы альфегумусовые (Entic Podzol, П-2003/6), лишённые верхних горизонтов в результате развития интенсивной эрозии [7]. Посадки ивы и березы на участках ремедиации техногенных пустошей были исследованы в 2011 г. и включали шесть участков с искусственно созданным плодородным слоем и два участка хемофитостабилизации, а также три контрольных участка пустошей (табл. 1, координаты участков приведены в [7]). Повторные обследования состояния почв и растительности на этих участках проведены в 2015 и 2018 гг. Для сравнения исследованы подзолы (Folic Albic Podzol (Arenic)) условно-фонового елового леса в 64 км к югу от Мончегорска.

Хемофитостабилизация включала посадку местных видов лиственных древесно-кустарниковых пород (преимущественно ивы и березы) без предварительной подготовки почвы, с одновременным посевом многолетних трав и внесением известковой муки (в основном 2 т/га) и минеральных удобрений (NPK, 1 т/га). Искусственно созданный плодородный слой, перекрывающий загрязненные деградированные почвы, на большинстве участков состоял из торфа, песка и опилок, на участке Р-2003 – из осадка сточных вод (ОСВ), песка и опилок, на участке Р-2006 – из торфа, ОСВ и опилок. Этот слой будем условно обозначать TRгг – антропогенно-преобразованный торфяно-минеральный горизонт артистратифицированных почв (Terric Anthrosol). Как и при хемофитостабилизации посадка древесно-кустарниковых пород проводилась одновременно с посевом многолетних трав (с преобладанием злаков) и внесением известковой муки и минеральных удобрений. Ремедиация техногенных пустошей была проведена Государственным областным учреждением “Мончегорский лесхоз” (ныне “Мончегорское лесничество”) по рекомендациям Института проблем промышленной экологии Се-

Таблица 1. Участки мониторинга в окрестностях промышленной площадки Мончегорск

Тип почвы	Год реимедиации	Обозначение участка*	Расстояние от пром-площадки	Посадки/тип леса	Формула подроста***
Абразем альфегумусовый иллювиально-железистый супесчаный на моренных отложениях	—	П-2003/6**	2.57	Пустошь	10Б
	2003	Р-2003	3.35	Ива	8И1Б1Иф
	2006	Р-2006	2.53	Береза	6БЗИ1Иф
Хемозем, загрязненный Cu и Ni, по подзолу иллювиально-железистому поверхностно-подзолистому песчаному на моренных отложениях	—	П-2004/5**	3.21	Пустошь	10И
	2004	Ф-2004	2.99	Ива	9И1Б + С
	2004	Р-2004	3.74	Ива	9И1Иф
	2005	Р-2005	2.92	Ива	8И1Б1Иф
Подзол иллювиально-железистый, химически загрязненный поверхностно-подзолистый супесчаный на моренных отложениях	—	П-2007/8**	5.26	Пустошь	5БЗС2И
	2007	Ф-2007	4.99	Береза	9Б1О + И
	2007	Р-2007	4.77	Береза	7Б2И1Иф
	2008	Р-2008	5.35	Ива	7И2Иф1Б
Подзол иллювиально-гумусовый поверхностно-подзолистый песчаный на моренных отложениях	—	БМ	4.96	Березовое мелко-лесье	7БЗИ + С
	—	Е-64 (условно фоновый)	64	Еловый лес	6Е4Б

* П – пустошь в окрестностях Мончегорска, Ф – участок хемофитостабилизации, Р – участок реимедиации с нанесенным плодородным слоем, БМ – березовое мелколесье с ивой и единичными соснами вороничное, Е-64 – ельник с березой кустарничково-зеленомошный (64 км от источника загрязнения).

** Пустошь П-2003/6 служила в качестве контроля для участков реимедиации Р-2003 и Р-2006; пустошь П-2004/5 – для участков реимедиации Ф-2004, Р-2004 и Р-2005; пустошь П-2007/8 – для участков реимедиации Ф-2007, Р-2007 и Р-2008.

*** Б – береза пушистая (*Betula pubescens* Ehrh.), И – ива козья (*Salix caprea* L.), Иф – ива филюколистная (*Salix phylicifolia* L.), С – сосна обыкновенная (*Pinus sylvestris* L.), О – ольха серая (*Alnus incana* (L.) Moench) [9].

вера Кольского научного центра РАН при поддержке Кольской ГМК в 2003–2008 гг.

Полевые исследования проводили на участках мониторинга размером 20 × 20 м, разбитых на четыре площадки 10 × 10 м [7]. Для оценки эффективности реимедиации в качестве контрольных исследовали соседние участки техногенных пустошей. Для наблюдения за многолетней динамикой смешанные образцы, составленные из девяти индивидуальных образцов верхнего слоя (0–3 см) почв на каждой площадке, отбирали в августе 2011, 2015 и 2018 гг. В смешанных образцах почв, просеянных через сито с отверстиями 2 мм, определяли рН_{Н₂О}, обменную кислотность и содержание доступных для растений (экстрагируемых 1 М раствором СН₃COONH₄ с рН 4.8) элементов. Концентрации элементов питания, основных и сопутствующих загрязняющих элементов (S, P, Ca, Mg, K, Na, Al, Fe, Mn, Ni, Cu, Co, Cd, Cr, Pb, V и Zn) в экстрактах определяли методом оптико-эмиссионной спектроскопии с индуктивно-связанной плазмой (ICP-OES, Ailent 5110). Все результаты пересчитаны на абсолютно сухую массу.

Обработку результатов проводили методами описательной статистики, предполагая нормальность распределения свойств смешанных образцов почв. Значимость различий средних оценивали по *t*-критерию, соответствующему отсутствию перекрытий доверительных интервалов средних. Пространственную изменчивость свойств почв анализировали с помощью метода главных компонент (ГК). Состояние почв характеризовали рН_{Н₂О}, обменной кислотностью, содержанием доступных для растений элементов питания и ГМ, а также полученными ранее данными по содержанию С и N [7]. Взаимосвязь свойств почв проиллюстрирована корреляционными ординационными диаграммами как взаимное расположение их характеристик в пространстве двух первых ГК свойств почв. Расстояние от источника загрязнения и мощность верхнего обогащенного органическим веществом слоя как имеющие качественно отличный смысл от химических (концентрационных) показателей состояния почв проанализированы как внешние переменные.

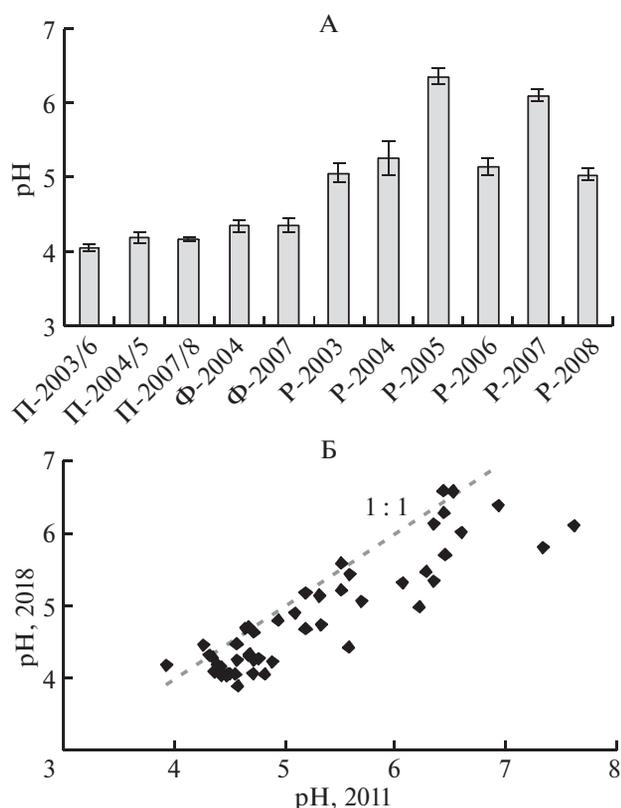


Рис. 1. Влияние ремедиации техногенных пустошей на кислотность почв (А) и ее изменения в 2018 г. по сравнению с 2011 г. (Б). Здесь и далее показаны средние значения и их 95%-ные доверительные интервалы.

СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ И ДИНАМИКА СВОЙСТВ ПОЧВ

Согласно результатам предыдущих исследований [7], **почвы техногенных пустошей** характеризуются высокой кислотностью, крайней бедностью доступными элементами питания и аккумуляцией ТМ. Повторные исследования, проведенные в 2015 и 2018 гг., подтвердили выявленные ранее закономерности.

Подзолы, хемоземы и абраземы техногенных пустошей сильнокислые, pH_{H_2O} верхних горизонтов в среднем 4.1–4.2, обменная кислотность 0.8–0.9 смоль(+)/кг, с глубиной значения pH увеличиваются (табл. 2). Сравнительный анализ pH и обменной кислотности свидетельствует о произошедшем за исследуемый период значимом подкислении верхних горизонтов почв на большинстве участков мониторинга (рис. 1). Содержание доступных Са (120–140 мг/кг) и Mg (~40 мг/кг) максимально в эродированных органогенных горизонтах подзола и хемозема и крайне низкое (5 и 2 мг/кг соответственно) в выходящем на поверхность иллювиально-железистом горизонте абразема (табл. 3). Содержание доступного К в верхних горизонтах подзола и хемозема составляет в

среднем 40–70 мг/кг, снижаясь до 9 мг/кг в иллювиальном горизонте абразема. Содержание фосфора не превышает 5 мг/кг в остатках эродированной подстилки подзола наиболее удаленной пустоши и остается ниже пределов обнаружения в верхних горизонтах почв примыкающих к промышленной площадке пустошей. Верхние горизонты почв пустошей существенно обеднены всеми элементами питания как по сравнению с фоновыми почвами (в 2–30 раз), так и с медианными значениями содержания этих элементов в почвах региона (в 3–40 раз). С глубиной содержание элементов питания в абраземах увеличивается, тогда как в сохранивших остатки органогенных горизонтов хемоземах и подзолах – уменьшается. Анализ временной динамики свидетельствует об отсутствии значимых изменений в содержании элементов питания в верхних горизонтах хемозема и абразема ближайших (2–3 км) к источнику загрязнения пустошей. На удаленном участке отмечается обогащение верхнего горизонта подзола Са, Mg и К при сильном варьировании их содержания, но обеспеченность фосфором остается низкой.

Несмотря на значительное поступление серы в составе атмосферных выбросов, верхние органогенные горизонты содержат обычно мало сульфатов и обладают низкой сульфат-адсорбционной способностью в связи с недостатком положительно заряженных адсорбционных центров и конкурирующим действием анионов органических кислот. Максимальной аккумуляцией сульфатов в профиле отличаются иллювиальные горизонты, обогащенные R_2O_3 и илом, что хорошо видно на примере фонового подзола. По сравнению с ним иллювиальные горизонты почв пустошей накапливают в 1.5–4 раза больше сульфатов, экстрагируемых ацетатом аммония. Накоплению сульфатов может способствовать дефицит их основных конкурентов – фосфат-ионов – в деградированных почвах пустошей.

Содержание доступных соединений Ni и Cu изменяется в среднем от 12 и 90 мг/кг в иллювиальном горизонте абразема до 150 и 575 мг/кг в сохранившем остатке органического вещества поверхностном горизонте хемозема, превышая условно фоновые уровни более, чем на 1 и 2 порядка. Еще более резкие различия, достигающие почти двух порядков для Ni и превосходящие 3 порядка для Cu, проявляются при сравнении с региональными медианами содержания доступных металлов в органогенных горизонтах. При этом валовое содержание Ni и Cu в органогенных горизонтах почв локальной зоны достигает экстремальных величин, на 2–3 порядка превышающих фоновые значения, – до 9000 и 6000 мг/кг соответственно [5]. В отличие от повышенного валового содержания никеля по сравнению с медью, в составе экстрагируемых ацетатом аммония соединений металлов в почвах пустошей преобладает последняя (в

Таблица 2. Профильное распределение рН и доступных элементов (мг/кг) в почвах техногенных пустошей вблизи Мончегорска и условно фонового елового леса (2018 г.)

Почва, участок	Горизонт	Глубина, см	рН	S	Ca	Mg	K	Na	Al	Fe	Mn	Ni	Cu	Co	Cr	Pb	V	Zn
Абразем, П-2003/6	BF	0–6	4.3	940	2.8	0.8	5.6	1.8	430	18	0.80	3.6	85	0.13	0.52	0.05	0.03	<DL
	BC	6–23	4.1	1510	7.8	2.1	13	9.1	410	17	0.88	4.7	79	0.20	0.28	0.16	0.03	<DL
	C	23–(35)	5.1	160	15	2.4	19	18	570	18	1.7	3.7	7	0.13	0.30	0.01	0.14	0.12
Хемозем, П-2004/5	RY	0–5	4.5	69	43	12	25	11	530	440	1.7	52	270	0.57	0.77	2.3	0.97	1.0
	BF	5–8	4.5	390	20	3.0	9.4	6.5	690	140	1.1	13	19	0.22	0.92	0.08	0.09	0.14
Подзол, П-2007/8	BC	8–31	4.7	220	24	4.0	18	11	600	76	1.1	13	11	0.30	0.88	0.02	0.10	0.75
	OE	0–1(7)	4.2	81	490	150	45	60	300	720	3.4	71	810	1.0	0.65	8.2	1.0	1.0
	BF	1(7)–22	4.7	610	10	3.5	12	14	610	75	3.7	2.0	80	0.14	0.62	0.14	0.07	<DL
Подзол, Е-64 (фон)	BC	22–41	4.4	650	3.4	0.9	11	4.0	330	30	2.9	1.9	41	0.12	0.25	0.03	0.02	<DL
	C	41–(51)	4.8	340	170	47	18	18	240	12	0.95	4.0	22	0.24	0.15	0.05	0.09	0.09
	OLF	0–3	4.0	111	1080	371	647	61	29.8	6.4	284	4.3	1.09	0.52	0.012	3.54	0.16	11.0
Кольский п-ов* Баренц-регион*	OH	3–8	3.9	55	670	160	447	29	8.6	0.6	97	1.4	0.82	0.091	0.003	0.46	0.05	4.6
	E	8–18	3.7	11	2.6	6.3	29	19	243	47	0.25	0.57	0.25	0.051	0.14	0.43	0.05	<DL
	ВН	18–29	5.2	256	13	2.8	17	8.4	797	103	0.94	0.19	0.12	0.033	0.80	<DL	0.09	<DL
Кольский п-ов* Баренц-регион*	BC	29–57	5.3	30	1.1	1.1	18	1.2	163	14	0.15	0.01	0.17	0.011	0.18	<DL	0.07	<DL
	C	57–(70)	5.7	5.4	5.0	1.6	8.6	5.2	102	6.8	0.15	0.01	0.26	0.014	0.10	<DL	0.03	0.16
	O	0–5	3.8	121	1700	432	742	36.3	89	10.9	85.7	1.78	0.42	0.40	0.085	5.0	0.11	20.2
Баренц-регион*	O	0–5	115	1680	450	676	35.6	84.5	9.8	68.9	0.82	0.20	0.29	0.07	4.8	0.10	19.3	

* Медяны рН и содержания элементов, извлекаемых ацетатно-аммонийной вытяжкой, в органических горизонтах почв западной части Кольского полуострова и центральной части Баренц-региона по данным геохимического картографирования [26].

Таблица 3. Содержание доступных элементов (мг/кг) в верхнем (0–3 см) слое почв техногенных пустошей и участков ремедиации вблизи Мончегорска (2018 г., $n = 4$ смешанных образца), над чертой – среднее; под чертой – 95%-ный доверительный интервал среднего

Участок	Горизонт	S	P	Ca	Mg	K	Na	Al	Fe	Mn	Ni	Cu	Co	Cd	Pb	Zn
Техногенные пустоши																
П-2003/6	BF	<u>335</u>	<DL	<u>5.4</u>	<u>2.48</u>	<u>8.9</u>	<u>5.5</u>	<u>200</u>	<u>90</u>	<u>0.31</u>	<u>12.5</u>	<u>90</u>	<u>0.23</u>	<DL	<u>1.03</u>	<u>0.073</u>
		<u>115</u>	<DL	<u>2.1</u>	<u>0.73</u>	<u>0.85</u>	<u>1.6</u>	<u>46</u>	<u>32</u>	<u>0.09</u>	<u>2.3</u>	<u>13</u>	<u>0.04</u>	<DL	<u>0.22</u>	<u>0.025</u>
П-2004/5	RY	<u>132</u>	<DL	<u>141</u>	<u>42.9</u>	<u>73.2</u>	<u>27</u>	<u>410</u>	<u>470</u>	<u>2.60</u>	<u>149</u>	<u>575</u>	<u>2.10</u>	<u>0.16</u>	<u>5.91</u>	<u>2.2</u>
		<u>17</u>	<DL	<u>30</u>	<u>9.3</u>	<u>13.2</u>	<u>4</u>	<u>37</u>	<u>45</u>	<u>0.25</u>	<u>33</u>	<u>100</u>	<u>0.49</u>	<u>0.05</u>	<u>1.09</u>	<u>0.41</u>
П-2007/8	OE	<u>119</u>	<u>5.5</u>	<u>123</u>	<u>42.4</u>	<u>42.8</u>	<u>25</u>	<u>237</u>	<u>591</u>	<u>3.50</u>	<u>51.5</u>	<u>527</u>	<u>0.85</u>	<u>0.24</u>	<u>6.47</u>	<u>0.60</u>
		<u>11</u>	<u>4.1</u>	<u>68</u>	<u>19.7</u>	<u>1.4</u>	<u>7</u>	<u>23</u>	<u>64</u>	<u>1.30</u>	<u>6.5</u>	<u>81</u>	<u>0.12</u>	<u>0.04</u>	<u>0.85</u>	<u>0.17</u>
Участки хемофитостабилизации																
Ф-2004	RY	<u>158</u>	<DL	<u>912</u>	<u>87</u>	<u>108</u>	<u>21</u>	<u>272</u>	<u>448</u>	<u>3.6</u>	<u>124</u>	<u>553</u>	<u>1.79</u>	<u>0.40</u>	<u>5.05</u>	<u>1.79</u>
		<u>46</u>	<DL	<u>499</u>	<u>33</u>	<u>46</u>	<u>6.9</u>	<u>58</u>	<u>127</u>	<u>0.85</u>	<u>23</u>	<u>64</u>	<u>0.38</u>	<u>0.12</u>	<u>1.05</u>	<u>0.46</u>
Ф-2007	BC	<u>314</u>	<DL	<u>9.3</u>	<u>2.50</u>	<u>36.4</u>	<u>2.34</u>	<u>122</u>	<u>24.8</u>	<u>0.61</u>	<u>4.40</u>	<u>38.2</u>	<u>0.11</u>	<u>0.0008</u>	<u>0.346</u>	<u>0.015</u>
		<u>87</u>	<DL	<u>2.5</u>	<u>0.65</u>	<u>3.0</u>	<u>0.77</u>	<u>11</u>	<u>0.28</u>	<u>0.04</u>	<u>0.78</u>	<u>1.53</u>	<u>0.02</u>	<u>0.0006</u>	<u>0.066</u>	<u>0.012</u>
Участки ремедиации с нанесением плодородного слоя																
P-2003	TRgr	<u>78</u>	<u>44</u>	<u>311</u>	<u>26</u>	<u>97</u>	<u>6.7</u>	<u>168</u>	<u>228</u>	<u>17.6</u>	<u>63</u>	<u>275</u>	<u>1.26</u>	<u>0.40</u>	<u>0.86</u>	<u>5.19</u>
		<u>34</u>	<u>6.9</u>	<u>27</u>	<u>4.0</u>	<u>15</u>	<u>3.0</u>	<u>16</u>	<u>47</u>	<u>3.7</u>	<u>11</u>	<u>22</u>	<u>0.18</u>	<u>0.059</u>	<u>0.061</u>	<u>1.39</u>
P-2004	TRgr	<u>36</u>	<u>7.8</u>	<u>713</u>	<u>132</u>	<u>70</u>	<u>64</u>	<u>222</u>	<u>226</u>	<u>25.5</u>	<u>137</u>	<u>331</u>	<u>3.05</u>	<u>0.56</u>	<u>0.79</u>	<u>5.49</u>
		<u>10</u>	<u>6.1</u>	<u>52</u>	<u>15</u>	<u>8.8</u>	<u>13</u>	<u>31</u>	<u>35</u>	<u>0.56</u>	<u>11</u>	<u>16</u>	<u>0.47</u>	<u>0.14</u>	<u>0.05</u>	<u>1.10</u>
P-2005	TRgr	<u>41</u>	<u>18</u>	<u>4384</u>	<u>133</u>	<u>82</u>	<u>21</u>	<u>190</u>	<u>105</u>	<u>8.3</u>	<u>219</u>	<u>575</u>	<u>3.10</u>	<u>0.73</u>	<u>4.30</u>	<u>4.61</u>
		<u>17</u>	<u>8.4</u>	<u>958</u>	<u>12</u>	<u>4.1</u>	<u>5.2</u>	<u>54</u>	<u>65</u>	<u>2.1</u>	<u>51</u>	<u>73</u>	<u>0.93</u>	<u>0.25</u>	<u>0.97</u>	<u>0.58</u>
P-2006	TRgr	<u>126</u>	<u>67</u>	<u>1600</u>	<u>66</u>	<u>106</u>	<u>25</u>	<u>604</u>	<u>396</u>	<u>45.7</u>	<u>274</u>	<u>513</u>	<u>3.73</u>	<u>0.78</u>	<u>1.83</u>	<u>22.77</u>
		<u>25</u>	<u>8.7</u>	<u>82</u>	<u>6.8</u>	<u>3.0</u>	<u>4.7</u>	<u>118</u>	<u>35</u>	<u>10.4</u>	<u>28</u>	<u>39</u>	<u>0.44</u>	<u>0.17</u>	<u>0.06</u>	<u>4.89</u>
P-2007	TRgr	<u>15</u>	<u>20</u>	<u>1934</u>	<u>94</u>	<u>67</u>	<u>17</u>	<u>147</u>	<u>58</u>	<u>9.7</u>	<u>128</u>	<u>749</u>	<u>1.60</u>	<u>0.84</u>	<u>1.21</u>	<u>6.73</u>
		<u>3.7</u>	<u>10</u>	<u>157</u>	<u>5.1</u>	<u>3.5</u>	<u>3.3</u>	<u>5</u>	<u>5.3</u>	<u>0.4</u>	<u>11</u>	<u>90</u>	<u>0.10</u>	<u>0.049</u>	<u>0.06</u>	<u>1.46</u>
P-2008	TRgr	<u>194</u>	<DL	<u>3970</u>	<u>164</u>	<u>187</u>	<u>22</u>	<u>665</u>	<u>61.1</u>	<u>18.8</u>	<u>164</u>	<u>125</u>	<u>3.92</u>	<u>0.95</u>	<u>1.44</u>	<u>2.81</u>
		<u>30</u>	<DL	<u>318</u>	<u>10</u>	<u>20</u>	<u>3.5</u>	<u>91</u>	<u>8.2</u>	<u>1.5</u>	<u>27</u>	<u>26</u>	<u>0.51</u>	<u>0.33</u>	<u>0.22</u>	<u>0.18</u>

4–10 раз) в связи с ее большей склонностью к образованию устойчивых ацетатных комплексов. Пространственное распределение доступного Co в верхних горизонтах почв пустошей повторяет распределение Ni, изменяясь от 0.23 до 2.1 мг/кг. Три основных металла-загрязнителя характеризуются заметной аккумуляцией во всем профиле почв пустошей по сравнению с фоновыми почвами.

Эродированные органогенные горизонты хемозема и подзола содержат также много доступных Fe (470–590 мг/кг) и Al (240–410 мг/кг). Содержание Pb и V составляет несколько единиц, Cr – десятки, Cd – десятки и сотые доли мг/кг. Аккумуляция Fe, Cr, V и Al в верхних органогенных горизонтах почв пустошей превышает фоновые и региональные медианные значения в 40–110, 10–60, 6–10 и 3–18 раз соответственно, свидетельствуя об атмосферном загрязнении. Несмотря на повышенное поступ-

ление Mn и Zn с атмосферными выпадениями, почвы пустошей заметно обеднены доступными соединениями этих важнейших микроэлементов. Содержание Mn и Zn в органогенных горизонтах почв пустошей составляет единицы и десятые мг/кг, уменьшаясь в десятки раз по сравнению с фоновыми значениями и региональными медианами. Вероятно, такое обеднение обусловлено конкурентными отношениями с основными металлами-загрязнителями – Ni и Cu. С глубиной содержание большинства ТМ снижается (за исключением абразема).

Временная динамика содержания доступных ТМ в почвах пустошей характеризуется разной направленностью (рис. 2). Абразем продолжает накапливать Ni, Cu, Co, Fe, Pb, V в поверхностном иллювиальном горизонте, однако низкая сорбционная способность и интенсивная эрозия

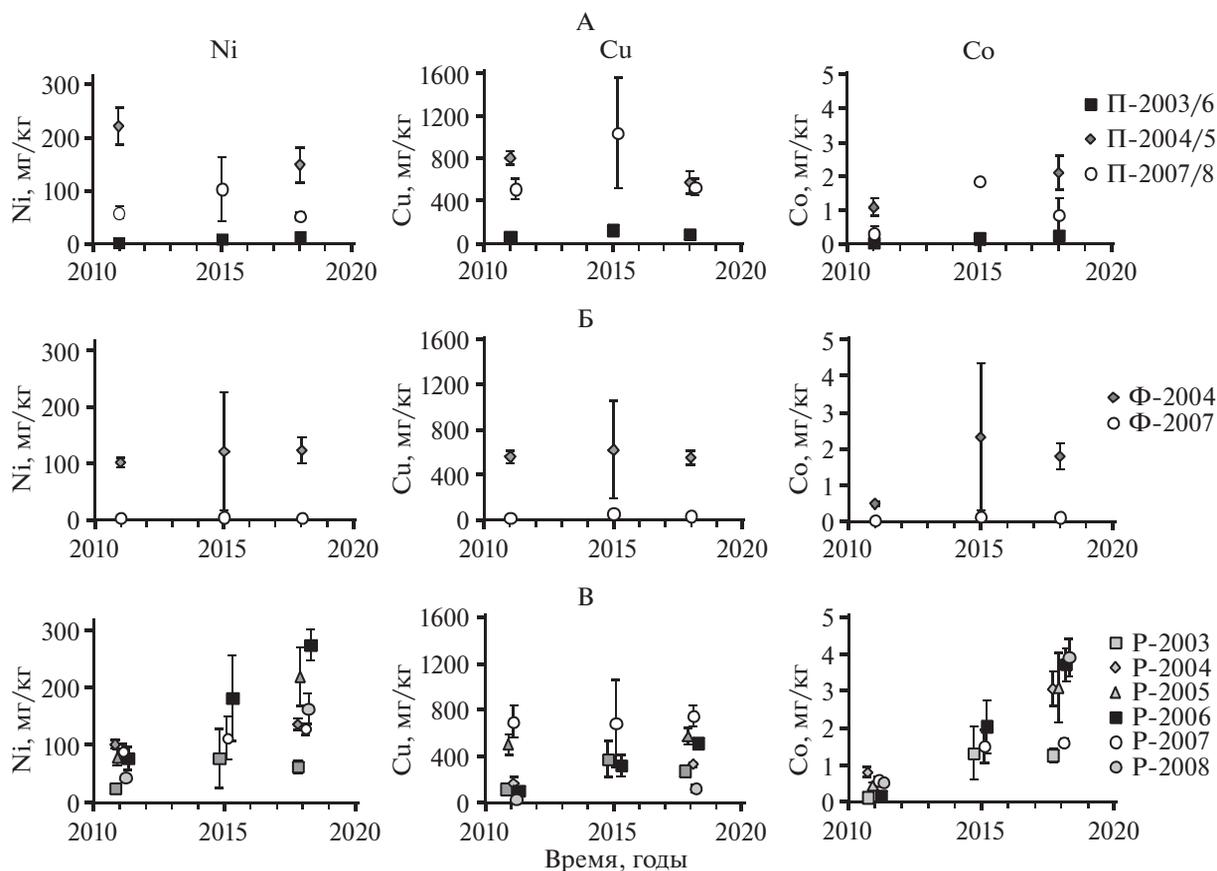


Рис. 2. Динамика содержания доступных соединений Ni, Cu и Co в верхнем (0–3 см) слое почв техногенных пустошей (А), участков хемотостабилизации (Б) и ремедиации с перекрытием загрязненных почв сконструированным плодородным слоем (В).

(в результате которой мощность горизонта за 2011–2018 гг. сократилась в среднем с 7.2 до 2.6 см) не способствуют аккумуляции больших запасов металлов. Верхний слой абразма продолжает обедняться Mn. Содержание доступных Ni и Cu в хемоземе снижается, очевидно, в результате разрушения органогенного горизонта, о чем свидетельствует одновременный рост содержания Al и Fe. Содержание ТМ в подзоле наиболее отдаленной пустоши в течение последних 7 лет не меняется (Ni, Cu, Pb, Cr) или немного увеличивается (Cd, Co, Fe, Mn, Zn). Такая динамика хорошо согласуется с высоким уровнем поступления ТМ из атмосферы в локальной зоне комбината [16], сохраняющимся несмотря на сокращение выбросов.

Современное состояние и динамические тренды свойств почв на участках ремедиации разнятся в зависимости от технологии обработки и техногенной нагрузки (удаленности от источника загрязнения). Состояние почв после проведенной 12–15 лет назад хемотостабилизации слабо отличается от такового техногенных пустошей. Хотя по сравнению с пустошами обработанные почвы и менее кислые, значения pH за прошедшие

годы понизились. В настоящее время почвы обладают сильнокислой реакцией (pH 4.4) и нуждаются в повторном известковании.

Несмотря на статистически значимое ($P < 0.05$) обогащение поверхностного органогенного горизонта хемозема (Ф-2004) Ca, Mg и тенденцию к обогащению K, содержание P остается ниже предела обнаружения. Содержание ТМ в обработанных почвах сохраняется на прежнем уровне (Ni, Cu, Co, Pb, Fe, Mn, Zn) или увеличивается (Cd) со временем. В горизонте ВС подзола (Ф-2007), вышедшем на поверхность при планировании территории, содержание всех доступных металлов значимо ($P < 0.05$), в 2–20 раз меньше по сравнению с исходным поверхностным горизонтом и слабо изменяется во времени. Таким образом, тенденция к улучшению питательного статуса почв при хемотостабилизации загущивается в результате технологических нарушений при обработке.

Перекрытие загрязненных почв искусственно созданным органо-минеральным субстратом, сопровождающееся внесением извести и минеральных удобрений, привело к резкому улучшению почвен-

ных свойств [7]. В настоящее время сформировавшийся верхний корнеобитаемый слой этих почв имеет кислую и слабокислую реакцию (рН 5.0–6.4), пониженную обменную кислотность (0.1–0.5 смоль(+)/кг) и значительно обогащен элементами питания по сравнению с примыкающими почвами пустошей. Содержание доступного Са изменяется в среднем от 310 до 4400, Mg – от 26 до 160, К – от 100 до 190, Р – от 8 до 67 мг/кг в зависимости от состава сконструированного слоя, внесения мелиорантов и удобрений. Наименее богаты Са и Mg наиболее легкие почвы, ремедиация которых была проведена путем нанесения сконструированного на основе песка, опилок и ОСВ слоя в 2003 г. (Р-2003). Наибольшее содержание этих элементов свойственно почвам с использованием торфа, песка и опилок в составе органико-минерального слоя (Р-2005, Р-2008, Р-2006). Максимальным богатством Р отличаются почвы с участием в составе сконструированного слоя ОСВ (Р-2003, Р-2006).

Наибольший интерес в условиях действующего производства представляет поведение ТМ в верхнем корнеобитаемом слое почв, сформировавшемся в результате нанесения искусственно созданного субстрата. В отличие от предыдущих наблюдений в настоящее время уровни загрязнения верхнего слоя почв доступными Ni, Co, Cd, Mn и Zn превысили их содержание в почвах прилегающих пустошей на всех участках ремедиации, Cu – на половине участков. Максимальное загрязнение испытывают почвы на ближайшем к промышленной площадке участке (Р-2006), где содержание Ni, Cu и Co повышено в 22, 6 и 16 раз соответственно. Эти же почвы содержат наибольшее количество Fe, V, Cr, Mn и Zn.

В условиях продолжающихся промышленных выбросов и промывного водного режима временная динамика характеризуется усилением актуальной кислотности верхнего слоя почв по сравнению с таковой в 2011 г. Содержание элементов питания меняется разнонаправленно в зависимости от техногенной нагрузки и качества сконструированного плодородного слоя. Так, верхние слои почв ближайших к источнику загрязнения участков (Р-2003, Р-2006) сохраняют прежние уровни концентраций доступных Са, Mg и К, тогда как таковые удаленного участка (Р-2008) – увеличивают.

Семилетние исследования позволили проследить временную динамику и, как и следовало ожидать, выявить происходящее в условиях атмосферного загрязнения накопление доступных соединений ТМ в верхнем слое почв. Так, с 2011 по 2018 гг. содержание Ni возросло в среднем с 26–100 до 63–220, Cu – с 28–700 до 125–750, Co – с 0.1–0.8 до 1.3–3.9 мг/кг. Согласно ориентировочным расчетам, скорость накопления доступного Ni варьировала от 5 до 28, Cu – от 7 до 58, Co – от

0.2 до 0.5 мг/кг в год, а запасы в слое 0–3 см ежегодно увеличивались на 100–370, 110–780 и 3–7 мг/м² соответственно. Повышенная аккумуляция Cu может быть обусловлена как ее преобладанием в составе выбросов металлов в атмосферу с 2005 г., так и лучшим удержанием в почвах за счет формирования прочных металлорганических комплексов. Наиболее интенсивное накопление доступных металлов происходит в почвах ближайшего к источнику загрязнения участка ремедиации (Р-2006, 2.5 км), наиболее слабое – в почвах удаленных участков (Р-2007, Р-2008, 4.8–5.4 км). Одновременно увеличилось содержание Fe (с 24–150 до 60–400 мг/кг), Cd (с 0.04–0.11 до 0.40–0.95 мг/кг), Pb (с 0.4–1.6 до 0.8–4.3 мг/кг), Mn (с 4.0–10 до 8.0–46 мг/кг). Содержание Zn практически не изменилось. Логичной причиной нарастания доступности ТМ может служить их мобилизация в условиях подкисления почв. Действительно, на большинстве участков ремедиации рост содержания доступных Ni, Cu и Co тесно связан со снижением рН почв. Однако отсутствие синхронных изменений этих свойств на всех участках и для всех металлов не позволяет считать подкисление единственным фактором накопления их доступных соединений в почвах.

Приведенные оценки хорошо согласуются с величинами годовых выпадений металлов, полученными ранее для окрестностей комбината “Североникель”. Так, ежегодное поступление металлов из атмосферы в локальной зоне воздействия комбината в течение 2005–2007 гг. сохранялось на высоком уровне – до 160–360 мг Ni/м² и 170–270 мг Cu/м² [6]. Несмотря на сокращение выбросов, концентрации Ni, Cu и Co и в дождевых водах, и особенно, в снеге вблизи источника загрязнения оставались экстремально высокими [16]. Наряду с металлургической пылью из высоких дымовых труб, важным источником загрязнения почв является пыль, поступающая через неорганизованные низкие источники и обеспечивающая дополнительную нагрузку на нижние ярусы растительности и почвы [16]. Ранее в металлургической пыли в составе промышленных выбросов были выявлены частицы руды, оксиды и сульфиды металлов, а также металлические Ni и Cu [1]. Сферические частицы шлаков, обогащенные Ni и Cu, наряду с первичными минералами и оксидами железа, были обнаружены в золе подстилки в импактной зоне [1]. Как показали полевые наблюдения, заметный вклад в перераспределение и аккумуляцию ТМ в почвах может вносить также вторичное загрязнение территории за счет пыления шлаковых отвалов и открытых, лишенных растительности эродированных поверхностей.

Результаты анализа изменчивости свойств почв методом ГК наглядно отражают изменения, происходящие в результате ремедиации техноген-

ных пустошей. На рис. 3 отражено основное варьирование весов (их двух первых ГК) площадок мониторинга для свойств почв под посадками березы и ивы, обычное (евклидово) расстояние между точками/площадками мониторинга характеризует близость отображаемых почв по совокупности всех анализируемых свойств. Для посадок березы две первые ГК описывают соответственно 44 и 18% обобщенной дисперсии свойств почв, что в сумме более чем в 4 раза превышает вклад любой следующей ГК (третья ГК 15% и далее по убыванию). Вес площадок мониторинга различных участков ремедиации обособлен существенно лучше, чем естественных почв разных стадий техногенной дигрессии (например, диаграммы в [8]). Первая ГК в значительной степени обусловлена накоплением в почвах как загрязняющих металлов Co, Ni, Al (9, 8 и 7% соответственно), так и элементов питания N (8%), Ca, Mn, K, Mg (по 6%); заметный вклад вносит также богатство почв углеродом (5%). Вторая ГК обусловлена преимущественно содержанием в почвах сопутствующих поллютантов Pb, Fe (18 и 13%), обменной кислотностью и рН (14 и 12%). Для посадок ивы две первые ГК описывают соответственно 30 и 23% обобщенной дисперсии свойств почв и определяются этими же почвенными свойствами с близкими значениями вкладов почвенных переменных в ГК с той только разницей, что определения “первая” и “вторая” при ГК меняются местами. Последнее обстоятельство иллюстрирует тот факт, что в то время как сами ГК остаются “вещью в себе”, ненаблюдаемыми скрытыми переменными, обнаруживаемые с их помощью структуры и аппроксимация исходных данных обладают инвариантной ценностью.

На обеих ординационных диаграммах четко выделяются две группы почв, разделенные областью разрыва (между штриховыми линиями), в распределении площадок мониторинга в плоскости двух первых ГК и соответствующие (слева направо) техногенным пустошам с примыкающим березовым мелколесьем и участкам ремедиации с нанесенным плодородным слоем. Разрыв в обобщенных свойствах почв отражает проблематичность и длительность самовосстановления растительности на сильно загрязненных почвах. Поскольку обе группы сильно вытянуты, вес соответствующих участков мониторинга был аппроксимирован прямыми. Прямые делят эти группы пополам, выделяя примыкающие к области пробела подгруппы участков как приграничные. В качестве условных границ показаны кривые верхнего и нижнего 95% прогностических пределов весов площадок мониторинга для прямых, аппроксимирующих приграничные территории на этих диаграммах. Позиции, занимаемые почвами участков хемофитостабилизации, техногенных пустошей с примыкающим березовым

мелколесьем и почв, сформированных на участках ремедиации с нанесением плодородного слоя, обособлены. При этом для посадок березы участок хемофитостабилизации (пунктирный овал) занимает позицию по центру участков ремедиации, лучшую по отношению к пустоши и мелколесью по второй ГК и в то же время худшую среди всех участков по первой ГК. Он расположен примерно в области пересечения прямых, аппроксимирующих пустоши и участки ремедиации, как бы связывая их (уже вне области распространения остальных участков). В случае посадок ивы участок хемофитостабилизации образует своеобразный мостик, непосредственно связывая пустоши и участки ремедиации. Такое расположение участков хемофитостабилизации отражает половинчатый, неустойчивый характер улучшений, вызываемых этим методом в условиях сильного загрязнения.

Диаграммы свойств (рис. 3, В, Г) представляют собой проекцию на плоскость двух первых ГК показателей состояния почв под посадками: рН, содержания C, N и доступных для растений элементов (сплошные стрелки). Длина стрелки отражает степень представления свойства двумя первыми ГК, косинус угла между стрелками аппроксимирует коэффициент корреляции между соответствующими свойствами. Внешние перемные (расстояние от источника загрязнения и мощность сконструированного слоя, пунктирные стрелки) определены как оптимальные в смысле наименьших квадратов коэффициенты разложения соответствующего централизованного свойства по базису ГК (и масштабированы к ГК). Аппроксимированные свойства равны сумме взвешенных с этими коэффициентами ГК. Эти диаграммы ярко характеризуют различие общей структуры изменчивости свойств почв под посадками березы и ивы – веера свойств ориентированы вдоль разных осей ГК. А при их общепринятой ориентации веера достаточно близких корреляционных структур были бы сдвинуты на 90°. Поэтому для удобства сравнения корреляционных структур диаграмма свойств почв посадок березы повернута на 90°, а направления осей акцентированы дополнительными стрелками.

Диаграммы свойств достаточно хорошо аппроксимируют корреляции. В посадках и березы, и ивы аккумуляция в почвах поллютантов (Ni, Co, Al, S, Cu, Cr, V) на ординационных диаграммах взаимосвязана друг с другом и с углеродом органического вещества как носителя сорбционных позиций, отражая общий источник их поступления. В посадках березы и, в меньшей степени, ивы обогащение почв доступными элементами питания и значения рН увеличиваются с расстоянием от источника загрязнения и ростом мощности сконструированного слоя.

Полученные результаты в целом подтверждают сделанные ранее выводы о замедленном и

сильно варьирующем в пространстве и во времени отклике почв лесных экосистем разных стадий техногенной дигрессии на сокращение атмосферных выбросов в зонах влияния предприятий цветной металлургии [1–4, 8, 10]. Современные уровни содержания ТМ в почвах техногенных пустошей обусловлены соотношением двух разнонаправленных процессов – продолжающегося поступления ТМ из атмосферы и потерь металлов почвами в результате снижения их сорбционной способности в ходе разрушения верхних органогенных горизонтов.

Пространственно-временная изменчивость распределения доступных соединений ТМ в почвах после проведения ремедиации во многом определяется свойствами почв, использованной технологией и техногенной нагрузкой. Участки хемофитостабилизации мало отличаются от техногенных пустошей по содержанию ТМ и его динамике, за исключением участка Ф-2007, где утрата верхних слоев и обнажение горизонта ВС при планировании привели к резкому обеднению почв всеми элементами, включая ТМ. Нанесение сконструированного плодородного слоя является зачастую единственно возможным способом ремедиации техногенных территорий в условиях экстремального загрязнения и нехватки почвенных ресурсов [13, 25]. Продолжающееся поступление ТМ из атмосферы вблизи промплощадки сопровождается их закономерным связыванием и аккумуляцией в нанесенных на поверхность загрязненных почв при ремедиации органо-минеральных слоях. Эти слои, сконструированные из торфа, песка и опилок, иногда с добавлением ОСВ, изначально отличались пониженным содержанием ТМ. Современный уровень и скорость их аккумуляции зависят от состава и свойств верхних слоев почв, удаленности от источника загрязнения, особенностей самих металлов. Подкисление почв может также содействовать мобилизации ТМ, способствуя их переходу в доступные для растений формы.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Несмотря на сокращение выбросов загрязняющих веществ в атмосферу в последние десятилетия, экологическая ситуация в зонах воздействия предприятий медно-никелевой промышленности в Кольской Субарктике остается напряженной. Безальтернативным решением экологических проблем, наряду с дальнейшим сокращением выбросов, является ремедиация техногенных территорий с учетом предшествующего опыта.

Результаты долговременного мониторинга свидетельствуют о продолжающемся подкислении почв и их загрязнении ТМ. Несмотря на сокращение выбросов, содержание доступных соединений ТМ в верхнем слое почв техногенных пустошей и

участков хемофитостабилизации не снижается, а нанесенные сконструированные слои накапливают Ni, Cu, Co, Fe, Cd, Pb и Mn. При этом пылящие эродированные поверхности могут служить источниками вторичного загрязнения прилегающих территорий. Устойчивое улучшение обеспеченности элементами питания отмечается лишь при перекрытии загрязненных почв плодородным слоем.

Результаты анализа главных компонент показывают закономерное распределение и обособление в пространстве двух первых ГК почв пустошей и участков ремедиации по мере улучшения их свойств в ходе восстановления. Позиции почв участков хемофитостабилизации отражают неустойчивый характер улучшений, происходящих в условиях сильного загрязнения. При этом максимальным варьированием обобщенных свойств почв характеризуются посадки ивы, отличающейся повышенной толерантностью к ТМ и эффективным поглощением элементов питания.

Разнообразие природных условий Крайнего Севера (рельефа, состава и свойств пород и почв, условий увлажнения) и специфика нарушений определяют необходимость дифференцированного подхода к решению проблем ремедиации. Полученные результаты могут послужить основой развития научно-обоснованной стратегии восстановления техногенных территорий в зонах влияния предприятий цветной металлургии. Хемофитостабилизация как сравнительно простой, эстетически привлекательный и экономически приемлемый способ ремедиации пригоден лишь для территорий с умеренным уровнем загрязнения и деградации почв. Необходимыми составляющими успеха применения метода являются соблюдение технологических требований и проведение поддерживающих мероприятий, в первую очередь известкования. Наиболее эффективным, хотя и затратным, методом ремедиации техногенных пустошей в условиях сильной деградации является создание и нанесение на поверхность загрязненных почв плодородного органо-минерального слоя, обеспечивающего благоприятную среду для укоренения и развития растений. Несмотря на постепенную аккумуляцию ТМ в почвах успевшие сформироваться в условиях продолжающегося атмосферного загрязнения растительные сообщества получают возможность дальнейшего саморазвития благодаря обогащению почв элементами питания и органическим веществом, ослаблению эрозии, смягчению микроклимата и сокращению выбросов поллютантов в атмосферу. Развитие и диверсификация методов ремедиации, включая применение органических веществ (например, гуминовых препаратов, биоугля) и растительно-микробных ассоциаций [24], будут способствовать успешному восстановлению техногенных территорий.

БЛАГОДАРНОСТЬ

Авторы благодарны М.С. Кадулину, Ю.В. Куприяновой, Е.А. Митиревой и А.Д. Волкову (факультет почвоведения МГУ им. М.В. Ломоносова) за помощь в полевых работах.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Экспериментальные исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 18-04-01028, математическая обработка — по теме госзадания физического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова (№ АААА-А20-120092490029-8).

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Баркан В.Ш., Лянгузова И.В. Изменение уровня загрязнения органогенного горизонта Al-Fe-гумусовых подзолов при уменьшении аэротехногенной нагрузки (Кольский полуостров) // Почвоведение. 2018. № 3. С. 338–346.
2. Воробейчик Е.Л., Кайгородова С.Ю. Многолетняя динамика содержания тяжелых металлов в верхних горизонтах почв в районе воздействия медеплавильного завода в период сокращения объемов его выбросов // Почвоведение. 2017. № 8. С. 1009–1024.
3. Евдокимова Г.А., Калабин Г.В., Мозгова Н.П. Содержание и токсичность тяжелых металлов в почвах зоны воздействия воздушных выбросов комбината “Североникель” // Почвоведение. 2011. № 2. С. 261–268.
4. Кашулина Г.М. Мониторинг загрязнения почв тяжелыми металлами в окрестностях медно-никелевого предприятия на Кольском полуострове // Почвоведение. 2018. № 4. С. 493–505.
5. Кашулина Г.М. Экстремальное загрязнение почв выбросами медно-никелевого предприятия на Кольском полуострове // Почвоведение. 2017. № 7. С. 860–873.
6. Кашулина Г.М., Салтан Н.В. Химический состав растений в экстремальных условиях локальной зоны комбината “Североникель”. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2008. 239 с.
7. Копцик Г.Н., Копцик С.В., Смирнова И.Е. Альтернативные технологии ремедиации техногенных пустошей в Кольской Субарктике // Почвоведение. 2016. № 11. С. 1375–1391.
8. Копцик Г.Н., Копцик С.В., Смирнова И.Е., Кудрявцева А.Д., Турбабина К.А. Реакция лесных экосистем на сокращение атмосферных промышленных выбросов в Кольской Субарктике // Журн. общей биологии. 2016. Т. 77. № 2. С. 145–163.
9. Коротков В.Н., Копцик Г.Н., Смирнова И.Е., Копцик С.В. Восстановление растительности на техногенных пустошах в окрестностях Мончегорска (Мурманская область, Россия) // Russ. J. Ecosystem Ecology. 2019. Т. 4. № 1. С. 1–18. <https://doi.org/10.21685/2500-0578-2019-1-4>
10. Лянгузова И.В., Гольдвирт Д.К., Фадеева И.К. Пространственно-временная динамика загрязнения Al-Fe-гумусового подзола в зоне влияния комбината цветной металлургии // Почвоведение. 2016. № 10. С. 1261–1276.
11. AMAP Assessment 2002: Heavy Metals in the Arctic. Arctic Monitoring and Assessment Programme (AMAP). Oslo, 2005. 265 p.
12. AMAP Assessment 2006: Acidifying Pollutants, Arctic Haze, and Acidification in the Arctic. Arctic Monitoring and Assessment Programme (AMAP), Oslo, 2006. 112 p.
13. Campbell D., Stewart K., Spiers G., Beckett P. Growth and metal uptake of canola and sunflower along a thickness gradient of organic-rich covers over metal mine tailings // Ecological Engineering. 2017. V. 109. P. 133–139. <https://doi.org/10.1016/j.ecoleng.2017.08.019>
14. Ettler V. Soil contamination near non-ferrous metal smelters: A review // Appl. Geochem. 2016. V. 64. P. 56–74. <https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2015.09.020>
15. He Z., Shentu J., Yang X., Baligar V.C., Zhang T., Stoffella P.J. Heavy Metal Contamination of Soils: Sources, Indicators, and Assessment // J. Environ. Indicators. 2015. V. 9. P. 17–18.
16. Kashulina G., Caritat P., de Reimann C. Snow and rain chemistry around the “Severonikel” industrial complex, NW Russia: Current status and retrospective analysis // Atmospheric Environ. 2014. V. 89. P. 672–682. <https://doi.org/10.1016/j.atmosenv.2014.03.008>
17. Kozlov M.V., Zvereva E.L. Industrial barren: extreme habitats created by non-ferrous metallurgy // Life in Extreme Environments. Dordrecht: Springer, 2007. P. 69–97. https://doi.org/10.1007/978-1-4020-6285-8_5
18. Kuhlberg M., Miller S. “Protection to the Sulphur-Smoke Tort-feasors”: The Tragedy of Pollution in Sudbury, Ontario, the World’s Nickel Capital, 1884–1927 // Can. Historical Rev. 2018. V. 99(2). P. 225–257. <https://doi.org/10.3138/chr.99.2.03>
19. Land Reclamation Program, 2019 Report. City of Greater Sudbury, Ontario, Canada: VETAC, 2019. 29 p.
20. Panagos P., Van Liedekerke M., Yigini Y., Montanarella L. Contaminated Sites in Europe: Review of the Current Situation Based on Data Collected through a European Network // J. Environ. Public Health. 2013. V. 2013. Art. 158764. <https://doi.org/10.1155/2013/158764>
21. Reimann C., Åyräs M., Chekushin V.A., Bogatyrev I., Boyd R., de Caritat P., Dutter R. et al. Environmental Geochemical Atlas of the Central Barents Region. Trondheim: NGU-GTK-CKE special publication, 1998. 743 p.
22. Salminen R., Chekushin V., Tenhola M., Bogatyrev I., Glavatskikh S.P., Fedotova E., Gregorauskiene V. et al. Geochemical Atlas of Eastern Barents Region // J. Geochem. Explorat. 2004. V. 83(1–3). <https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2004.06.001>

23. Tóth G., Hermann T., Szatmári G., Pásztor L. Maps of heavy metals in the soils of the European Union and proposed priority areas for detailed assessment // *Sci. Total Environ.* 2016. V. 565. P. 1054–1062. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2016.05.115>
24. Tregubova P., Koptsik G., Stepanov A. Remediation of degraded soils: effect of organic additives on soil properties and heavy metals' bioavailability // *IOP Conf. Ser. Earth Environ. Sci.* 2019. V. 368. P. 012054. <https://doi.org/10.1088/1755-1315/368/1/012054>
25. Watkinson A.D., Lock A.S., Beckett P.J., Spiers G. Developing manufactured soils from industrial by-products for use as growth substrates in mine reclamation // *Restoration Ecology.* 2017. V. 25(4). P. 587–594. <https://doi.org/10.1111/rec.12464>
26. Winterhalder K. Environmental degradation and rehabilitation of the landscape around Sudbury, a major mining and smelting area // *Environ. Rev.* 1996. V. 4. P. 185–122. <https://doi.org/10.1139/a96-011>

Remediation of Technogenic Barren Soils in the Kola Subarctic: the Current State and Long-Term Dynamics

G. N. Koptsik^{1,*}, S. V. Koptsik¹, I. E. Smirnova¹, and M. A. Sinichkina¹

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

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

The widespread industrial pollution and its serious ecological and economic consequences exacerbate the need to develop and refine approaches to remediation of soils as a key ecosystem component. The long-term impact of atmospheric emissions from nonferrous metallurgy enterprises in Monchegorsk (Murmansk region) led to the formation of technogenic barren lands with contaminated and highly degraded soils near the pollution source. During long-term monitoring, the current state and dynamics of soil properties were assessed on permanent control plots established in barrens and in birch and willow plantings after remediation performed in 2003–2008 by two methods: chemophytostabilization and covering of contaminated soils with an artificially created fertile layer. The research results in 2011, 2015, and 2018 indicate the continuing acidification of soils and their contamination with heavy metals. Despite the reduction in emissions, the available heavy metals concentrations in the topsoil of barrens and chemophytostabilized plots do not decrease, and the applied engineered layers accumulate nickel, copper, cobalt, iron, cadmium, lead, and manganese. The nutrient supply of soils steadily improves only when a fertile layer is applied. According to the results of multivariate analysis, the soils of barrens and remediation plots are regularly distributed and isolated in the space of the first two principal components as the soil properties improving during remediation, and the positions of the chemophytostabilization plots reflect the unstable nature of the improvements. Recommendations for the development of a strategy and diversification of methods for remediation of technogenic barrens should take into account different levels of soil pollution and degradation in the vicinity of nonferrous metallurgy enterprises, the need to comply with technological requirements and carry out supporting measures.

Keywords: soil degradation, pollution, heavy metals, nickel, copper, nutrients

ДЕГРАДАЦИЯ,
ВОССТАНОВЛЕНИЕ И ОХРАНА ПОЧВ

УДК 631.48(470.13-924.82)

ПОЧВООБРАЗОВАНИЕ НА КАРЬЕРАХ ПОСЛЕ ПРОВЕДЕНИЯ
ЛЕСНОЙ РЕКУЛЬТИВАЦИИ В СРЕДНЕТАЕЖНОЙ ПОДЗОНЕ
НА ЕВРОПЕЙСКОМ СЕВЕРО-ВОСТОКЕ РОССИИ

© 2021 г. И. А. Лиханова^{а, *}, Е. Г. Кузнецова^а, Е. М. Лаптева^а, С. В. Денева^а, Б. А. Макеев^б

^аИнститут биологии Коми научного центра Уральского отделения РАН,
ул. Коммунистическая, 28, Сыктывкар, 167982 Россия

^бИнститут геологии Коми научного центра Уральского отделения РАН,
ул. Первомайская, 54, Сыктывкар, 167982 Россия

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

Поступила в редакцию 20.02.2020 г.

После доработки 10.07.2020 г.

Принята к публикации 27.10.2020 г.

Исследования проведены на европейском северо-востоке России (Республика Коми), в подзоне средней тайги, на территориях карьеров по добыче полезных ископаемых (строительного песка). Рассмотрено формирование почв в течение двух десятилетий после применения методов лесной рекультивации (посадка *Pinus sylvestris*). Выявлены особенности первичного почвообразования на субстратах разного гранулометрического состава. На песчано-супесчаном субстрате динамический ряд почв образуют: абралит (0-момент) → псаммозем гумусовый остаточно-карбонатный (11-й год) → псаммозем гумусовый грубогумусированный оподзоленный остаточно-карбонатный глееватый (18-й год); на суглинистом: абралит → пелозем гумусовый остаточно-карбонатный (3-й и 11-й годы) → пелозем гумусовый грубогумусированный элювируемый остаточно-карбонатный глееватый (18-й год). Ведущие процессы почвообразования – подстилкообразование, формирование гумусово-аккумулятивных горизонтов и гумусонакопление; их интенсивность определяется степенью развития растительного сообщества. К концу второго десятилетия в гумусово-аккумулятивном слое (0–20 см) песчано-супесчаных почв аккумулируется до 2.7 т/га органического углерода, суглинистых – 6.3 т/га, азота – соответственно 0.1 и 0.4 т/га. Скорость накопления $C_{орг}$ в почве песчано-супесчаного карьера достигала 0.16, суглинистого – 0.37 т/га в год. В составе почвенного органического вещества отмечены более высокое содержание водорастворимых и лабильных компонентов гумуса по сравнению с фоновыми подзолистыми почвами, низкая степень конденсированности гуминовых кислот. Первичное почвообразование на субстрате карьеров характеризуется возрастанием актуальной кислотности от 8.0 ед. рН в абралите до 6.3–6.7 ед. рН в горизонте W образующихся почв. Скорость процесса подкисления меньше в суглинистых почвах по сравнению с песчано-супесчаными. Выщелачивание карбонатов подтверждается отсутствием кальцита и доломита в минералогическом составе верхних горизонтов формирующихся почв, уменьшением в них валового содержания оксида кальция (в абралите – 4%, в горизонте W почв – 2–3%) и карбонатов кальция (соответственно 3 и <0.5%). Спустя 18 лет, в профилях почв карьеров отмечены слабовыраженные процессы элювирования, иллювирувания и глееобразования.

Ключевые слова: первичное почвообразование, средняя тайга, Albic Podzols, Albic Retisols, Regosols, Arenosols

DOI: 10.31857/S0032180X21040109

ВВЕДЕНИЕ

Добыча минеральных и топливно-энергетических ресурсов в таежной зоне сопровождается сведением лесов и формированием техногенных ландшафтов. В условиях возрастания антропогенной нагрузки на природные экосистемы усиливается интерес исследователей к познанию их регенеративных возможностей, установлению закономерностей формирования техногенных почв

[3, 15, 24, 39, 57]. В Российской Федерации изучение первичного почвообразования на нарушенных землях таежной зоны, как в ходе самозарастания, так и после проведения рекультивации, ведется на территории Урала [21], Сибири [8, 33], северо-запада [1, 2] и северо-востока [9] европейской части России. Установлено, что в процессе начального педогенеза при уменьшении неоднородности почвенно-растительного покрова происходит накопление подстилки, аккумуляция ор-

ганического углерода и азота, подкисление почвы, увеличение емкости поглощения, уменьшение плотности верхних горизонтов [1, 2, 21, 39, 50]. По мнению одних авторов [30, 33, 56], ведущий процесс в ходе первичного почвообразования – преобразование минерального субстрата. Другие считают, что основные процессы, определяющие формирование профиля “молодых” почв, – биогенная аккумуляция и трансформация органического вещества [2, 9, 36]. Специфика почвенного органического вещества на разных стадиях сукцессии во многом определяется видовым составом и структурой растительного сообщества [9, 21, 39, 50, 54]. Наибольшая скорость гумусонакопления в экосистемах техногенных ландшафтов характерна для начальных стадий сукцессии, по мере стабилизации биологического круговорота она уменьшается [14, 33, 54]. Существенное влияние на почвообразование оказывают особенности состава материнских пород [29, 53]. Значительные изменения в химических и морфологических свойствах почвы, свидетельствующие о развитии процессов оподзоливания, могут наблюдаться, по одним данным – через несколько десятков лет [37, 40, 45], по другим – несколько сотен [46, 47, 49, 52].

Ускорить процесс восстановления наземных экосистем на месте техногенных ландшафтов можно приемами рекультивации, в том числе лесной [9, 48]. В связи с тем, что сукцессионный процесс на базе искусственно созданного растительного сообщества характеризуется более высокой скоростью развития, рекультивированные площади являются удобным объектом для исследования особенностей первичного почвообразования. В настоящее время опубликован ряд работ о результатах изучения процессов восстановления растительности и почв на посттехногенных территориях таежной зоны Республики Коми [9, 19, 20], но эти исследования нуждаются в продолжении и систематизации.

Цель работы – выявление особенностей первичного почвообразования на нарушенных территориях (карьеры с разным гранулометрическим составом субстратов) после проведения лесной рекультивации в подзоне средней тайги (северо-восток европейской части России, Республика Коми). Особое внимание уделено формированию гумусово-аккумулятивного горизонта и роли растительности в его образовании.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Изучение почв, формирующихся на техногенных субстратах после рекультивации разработанных карьеров, проводили в окрестностях г. Сыктывкар. В геоморфологическом отношении объекты исследования расположены на территории Вычегодско-Мезенской равнины. Современный рельеф сформировался в четвертичное время,

большое значение в его образовании имела деятельность экзогенных факторов: ледниковой и водно-ледниковой эрозии и аккумуляции. Территория представляет собой пониженную пологоувалистую, местами значительно расчлененную равнину, на которой моренные отложения частично перекрыты с поверхности маломощным покровом флювиогляциальных песков и супесей [7]. Климат района умеренно-континентальный, характеризуется длительной холодной зимой с устойчивым снежным покровом и коротким прохладным летом. Среднегодовая температура воздуха $+0.4^{\circ}\text{C}$, сумма осадков 560 мм [11]. Согласно почвенно-географическому районированию [27], участок исследований относится к Луза-Сысольскому округу подзолистых и болотно-подзолистых почв подзоны средней тайги. По ботанико-географическому районированию, территория приурочена к восточно-европейской части подзоны средней тайги [28], полосе среднетаежных лесов Кольско-Печорской подпровинции Северо-европейской таежной провинции Евразийской таежной (хвойнолесной) области [26].

Объектами исследования послужили два карьера, в которых осуществлялась добыча строительных материалов (песка): 1 – “Даса” ($61^{\circ}43' \text{N}$, $50^{\circ}38' \text{E}$), 4 – “Важелью” ($61^{\circ}38' \text{N}$, $50^{\circ}40' \text{E}$). Рельеф местности в окрестностях карьера 1 пологоволнистый с абсолютными высотами порядка 125–140 м над ур. м., карьера 4 – холмисто-увалистый с высотами 125–160 м над ур. м. (рис. 1). Дневная поверхность днища карьеров в пределах их контуров выположена. Их преобладающие высоты – 115 (карьер 1) и 110–115 (карьер 4) м над ур. м. Восточная часть карьера 4 имеет небольшой уклон (крутизна около 5°). Грунтовые воды в обоих случаях залегают глубже 18–20 м от поверхности, однако учитывая специфику климатических условий (преобладание осадков над испарением), в периоды снеготаяния и выпадения обильных дождей возможна верховодка как в почвах фоновых участков, так и субстрате днища карьеров.

После окончания эксплуатации (карьер 1 разрабатывали до 1996 г., карьер 4 – до 1991 г.) карьеры рекультивировали. Технический этап, включавший уборку строительного мусора и планировку поверхности, на карьере 1 проведен в 1998 г. (площадь территории 5.8 га), 4 – в 1999 г. (5.0 га). Субстраты карьеров по таким показателям, как значения pH, содержание гумуса, CaCO_3 , отсутствие токсичных солей, сумма фракций менее 0.01 мм, согласно ГОСТ 17.5.1.03-78¹, были пригодны для биологической рекультивации. В ходе биологического этапа (спустя 1–2 года) на территории карьеров (в их днища) были высажены

¹ ГОСТ 17.5.1.03-78 Классификация вскрышных и вмещающих пород для биологической рекультивации земель. М.: Изд-во стандартов, 1978. 12 с.

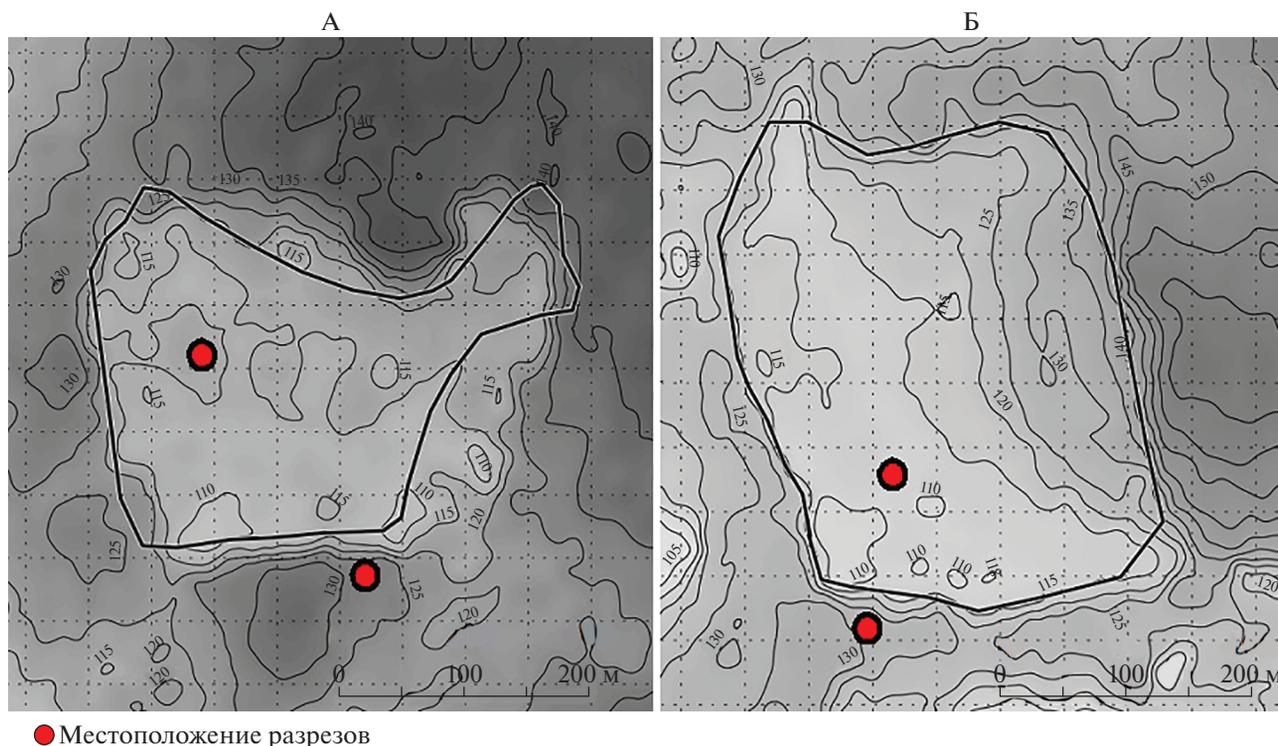


Рис. 1. Карты-схемы территории расположения карьеров 1 “Даса” (А) и 4 “Важелью” (Б), сплошные горизонтали проведены через 5 м (карты-схемы составлены с использованием программ QGIS, Google Earth Pro, SAS. Планета; источник – картографическая база данных ArcticDEM <https://www.pgc.umn.edu/data/arcticdem/>).

2-летние сеянцы сосны обыкновенной (*Pinus sylvestris*) высотой около 10–15 см. На карьере 4 перед проведением посадочных работ были проложены плужные борозды через каждые 4 м с помощью лесного двухотвального плуга с оборотом пласта вразвал. Это способствовало образованию хорошо выраженного микрорельефа – чередование перевернутых пластов (гряд), плужных борозд и междурядий. Сеянцы сосны высаживали в гряды, сформированные по обоим краям борозд. На территории карьера 1 посадку культур осуществляли без дополнительной механической подготовки субстрата. Густота посадки 4 (карьер 1) – 5 (карьер 4) тыс. шт./га. Ширина междурядий 2.5–3 м. Дополнительные агротехнические мероприятия (внесение удобрений, посев трав) не проводили.

Наблюдения проводили в период с 2000 по 2018 гг., соответственно на 1–5, 12, 18-й годы управляемой сукцессии. Выполняли геоботанические описания [6], закладывали почвенные разрезы, проводили морфологическое описание, отбирали образцы почв для физико-химических исследований, определяли плотность почв (повторность трехкратная). Массу подстилки учитывали металлическим шаблоном площадью 98 см² в 10-кратной повторности. В качестве контроля (фон) использовали лесные участки в окрестно-

стях карьеров с ненарушенным почвенно-растительным покровом. Вблизи карьера 1 фоном послужил сосняк бруснично-зеленомошный, почва – подзол иллювиально-гумусово-железистый со строением профиля O1–O2–E1–E2–ВНF–В–BCg–C (Albic Podzol (Arenic)); карьера 4 – сосново-еловый травяно-чернично-зеленомошный лес, почва – подзолистая грубогумусовая потечно-гумусовая (Oa0–ELhi–EL–BEL–BT–BCg–C) (Albic Epistagnic Retisol (Humic)).

Гранулометрический состав определяли по Качинскому [12], рН водной (рН_{Н₂О}) и солевой (рН_{КСl}) суспензий – потенциометрически (ГОСТ 26423-85² и 26483-85³ соответственно), гидролитическую кислотность (Нr) – по Каппену, обменную кислотность (Н⁺, Al³⁺) – по Соколову, содержание обменных катионов (Ca²⁺, Mg²⁺) – по Гедройцу с вытеснением 1 М NH₄Cl и последующим атомно-эмиссионным определением на ICP Spectro Ciros CCD (Германия); оксалаторастворимых соединений железа (ω(Fe₂O₃)_о) и

² ГОСТ 26423-85 Почвы. Методы определения удельной электрической проводимости, рН и плотного остатка водной вытяжки. М.: Стандартинформ, 2011. 6 с.

³ ГОСТ 26483-85 Почвы. Приготовление солевой вытяжки и определение ее рН по методу ЦИНАО. М.: Стандартинформ, 2011. 6 с.

алюминия ($\omega(\text{Al}_2\text{O}_3)_o$) – по Тамму, дитиониторастворимых ($\omega(\text{Fe}_2\text{O}_3)_d$) – по Мера–Джексоу [32]; содержание карбонатов – объемно-метрическим методом [ISO 10693]⁴. Для оценки степени гидроморфизма почв использовали критерий Швертмана – соотношение содержания в почвах оксалато- и дитиониторастворимых соединений железа ($\text{Fe}_o : \text{Fe}_d$) [13].

Содержание общего азота ($\omega(\text{N}_{\text{общ}})$) и углерода ($\omega(\text{C}_{\text{общ}})$) оценивали методом газовой хроматографии на элементном CHNS-O анализаторе EA 1110 (Carlo Erba, Италия). Для почв с $\text{pH}_{\text{H}_2\text{O}} < 6.8$ выполняется равенство $\omega(\text{C}_{\text{общ}}) = \omega(\text{C}_{\text{орг}})$, так как следовые количества неорганического углерода не превышают погрешности метода. В менее кислых образцах, где $\omega(\text{C}_{\text{общ}}) > \omega(\text{C}_{\text{орг}})$ в связи с присутствием неорганического углерода, значения $\omega(\text{C}_{\text{неорг}})$ рассчитывали как разницу между $\omega(\text{C}_{\text{общ}})$ и $\omega(\text{C}_{\text{орг}})$. Содержание органического углерода ($\omega(\text{C}_{\text{орг}})$) в образцах почв определяли по Тюрину с фотометрическим окончанием [32]. Расчет запасов элементов (Q) в отдельных горизонтах (слоях) почв проводили с учетом их плотности (г/см^3), мощности и содержания в них соответствующего элемента (углерода, азота). Общие запасы элемента вычисляли простым суммированием $Q_{\Sigma} = Q_1 + Q_2 + \dots + Q_n$, где n – количество горизонтов (слоев).

Содержание углерода лабильных органических веществ учитывали после их экстракции из образцов почв растворами гидроксида (0.1 М NaOH) и пирофосфата (0.1 М $\text{Na}_4\text{P}_2\text{O}_7$ + 0.1 М NaOH) натрия [5]. Оптические свойства гуминовых кислот (ГК), выделенных в составе лабильных органических веществ ускоренным пирофосфатным методом, определяли в соответствии с [23]. Общее содержание углерода органических ($\omega(\text{C}_{\text{орг}})_{\text{H}_2\text{O}}$) и неорганических ($\omega(\text{C}_{\text{неорг}})_{\text{H}_2\text{O}}$) соединений в водных вытяжках из образцов почв измеряли методом высокотемпературного каталитического окисления с бездисперсионной ИК-регистрацией на анализаторе общего углерода ТОС VCPH по методике измерений М-02-2405-09⁵. Для выявления динамики подкисления почв в ходе первичного почвообразования на нарушенных землях использовали коэффициент дифференциации ($K_{\text{диф}}$), предложенный Махониной [21]: отношение наибольшей в пределах почвенного профиля концентрации протонов (ммоль/дм^3), рассчитанной по

актуальной кислотности, к соответствующей величине в почвообразующей породе.

Минералогический состав субстратов определяли рентгеновским методом на приборе XRD-6000 (Shimadzu, Япония), элементный (валовый) состав – приближенно-количественным методом на рентгенофлуоресцентном спектрометре XRF-1800 (Shimadzu, Япония).

Для диагностики и идентификации почв использовали принципы классификации почв России [25]. Привели корреляцию наименований почв с системой мировой базы почвенных ресурсов [44].

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Почвообразующие породы карьеров. Техногенно-поверхностные образования (абралиты) днища карьеров, выполняющие роль почвообразующей породы, различаются по гранулометрическому составу и близки к почвообразующим породам соответствующих фоновых участков. В субстрате карьера 1 преобладает фракция мелкого песка (около 70%), карьера 4 – фракции мелкого песка (28–38%), ила (19–28%) и крупной пыли (14–25%). Почвообразующие породы фоновой почвы вблизи карьера 1 имеют песчано-супесчаный состав с преобладанием фракций крупного (около 67%) и мелкого (около 25%) песка, в окрестностях карьера 4 – среднесуглинистый с преобладанием фракций мелкого песка (около 30–34%), ила (27–28%) и крупной пыли (15–16%).

В минералогическом составе абралитов обоих карьеров преобладает кварц, содержание полевых шпатов (преимущественно альбитового состава) небольшое, присутствуют рutil, кальцит и доломит. В субстрате карьера 4 обнаружены слюда и хлорит (рис. 2). Присутствие кальцийсодержащих минералов в породах согласуется с данными Андричевой [7] о карбонатности морены вычегодского (московского) возраста в бассейне р. Вычегда, обусловленной наличием обломков известняков и доломитов. Содержание карбонатов в абралитах составляет 2–3%, их присутствие морфологически не выражено, однако отмечено вскипание мелкозема при обработке 10% раствором HCl. Реакция среды – слабощелочная (pH около 8). В профиле фоновых почв кальцит и доломит до глубины 50–70 см не были обнаружены (рис. 2), что характерно для подзолистых почв, представленных в окрестностях г. Сыктывкар, где карбонаты встречаются, начиная с глубины 140–170 см [31].

Для абралитов характерно низкое содержание органического углерода (не более 0.3–0.4%) и азота (не более 0.02–0.03%). Эти значения близки к соответствующим показателям почвообразую-

⁴ ISO 10693. 1994. Soil Quality – Determination of carbonate content – Volumetric method. International Organization for Standardization. Geneva, Switzerland. 7 p.

⁵ ГОСТР 52991-2008 Вода. Методы определения содержания общего и растворенного органического углерода. М.: Изд-во Стандартиформ, 2009. 12 с.

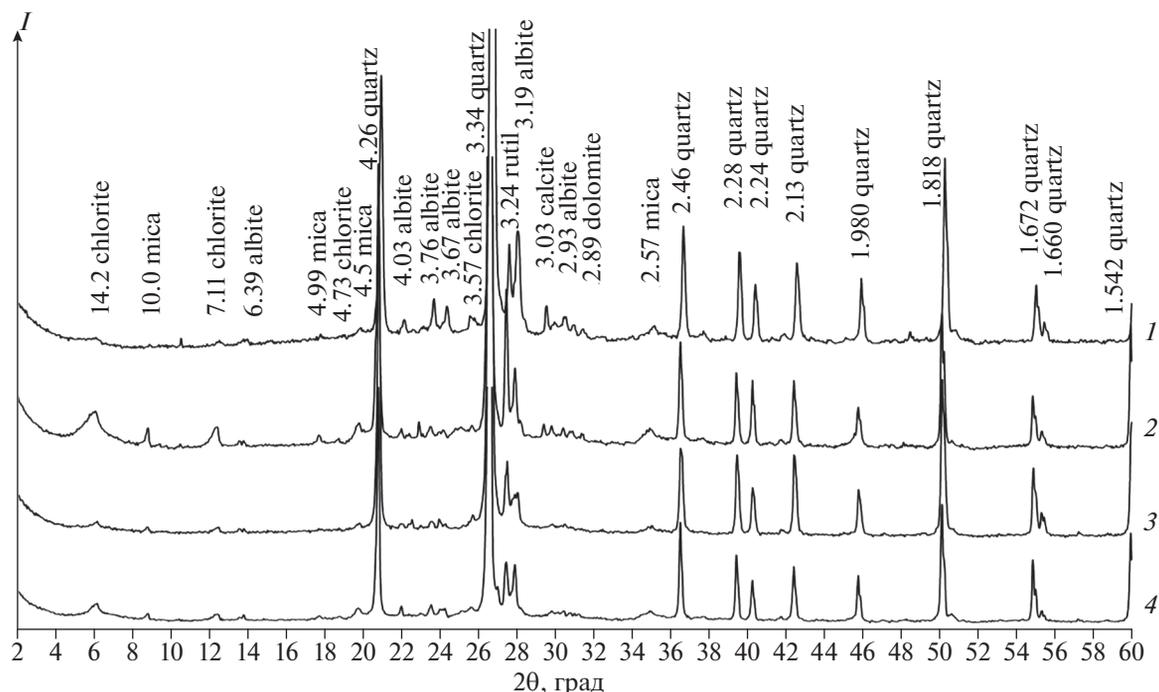


Рис. 2. Рентгендифрактограммы образцов почвообразующих пород карьеров и фоновых почв (глубина 50–70 см): 1 – карьер 1; 2 – карьер 4; 3 – фоновая почва в окрестностях карьера 1; 4 – фоновая почва в окрестностях карьера 4.

ших пород фоновых участков ($\omega(C_{\text{орг}})$ не более 0.2–0.3%, $\omega(N_{\text{общ}})$ не более 0.02–0.03%).

Динамика растительного покрова и морфология почв. К середине первого десятилетия после посадки сосны обыкновенной высота саженцев на обоих карьерах составила около 0.5 м, к началу второго десятилетия – 2–3 м, к его концу – 5–7 м при сомкнутости крон 0.4–0.5 и густоте 2.3–2.9 тыс. шт./га.

Песчано-супесчаный карьер. На территории карьера 1 в первые 5 лет растительное сообщество находилось на стадии пионерных группировок. Заметных изменений морфологического строения и химических свойств субстрата в пределах дна карьера не наблюдалось.

В начале второго десятилетия отмечено слабое развитие растительного покрова в междурядьях. Разреженный травянистый ярус с проективным покрытием не более 20% формировали синантропные, ксерофильные и луговые виды (*Agrostis tenuis*, *Calamagrostis epigeios*, *Chamaenerion angustifolium*, *Trifolium pratense*), моховой ярус – пионерные (*Ceratodon purpureus*, *Polytrichum piliferum*, *P. juniperinum*). Под растительными группировками в почвенном профиле начал обособляться гумусово-слаборазвитый горизонт (W), в минеральной толще появились признаки оглеения – серые и охристые пятна на светло-буром фоне. В соответствии со строением профиля: W(0–0.5)–C^{ca}(0.5–15)–C^{ca,g}(15–30 см), на данном эта-

пе формирующаяся почва диагностирована как псаммозем гумусовый остаточно-карбонатный глееватый (Calcaric Arenosol (Stagnic)).

В конце второго десятилетия в напочвенном покрове появляются пионерные лишайники (*Cladonia gracilis* ssp. *turbinata*, *C. mitis*, *C. subulata*, *C. verticillata* и др.). Травяно-кустарничковый ярус остается слабо развитым (проективное покрытие 20%). Формирование лесной среды за счет роста лесных культур обусловило внедрение сосудистых растений (*Antennaria dioica*, *Orthilia secunda*, *P. chlorantha*, *P. media*, *Vaccinium myrtillus*, *V. vitis-idaea*) и мхов (*Dicranum polysetum*, *D. scoparium*, *Hylocomium splendens*, *Pleurozium schreberi*), характерных для сосняков зеленомошных. Около 80% поверхности дна карьера покрыто хвоей сосны. Мощность слоя хвойного опада возрастает в подкромном пространстве. Почвы в прикромной части сосен и в междурядье начинают различаться по морфологическому строению. Накопление хвои под кроной сосны (0.94 ± 0.08 кг/м²) способствует формированию рыхлой подстилки Wao бурых тонов, под которой выделяется подгоризонт We с признаками оподзоливания – присутствуют белесоватые пятна на общем темно-сером фоне. С глубины 10 см отмечены сизовато-серые и охристые пятна, свидетельствующие о протекании глеевых процессов. Для почвы под кроной сосны характерен профиль со строением: Wao(0–2(2.5))–W1e(2(2.5)–3)–W2e(3–5)–C^{ca}(5–10)–

C⁻ca,g(10–55 см), что позволяет идентифицировать ее как псаммозем гумусовый грубогумусированный оподзоленный остаточно-карбонатный глееватый (Calcaric Arenosol (Nechic, Stagnic)).

В междурядьях формирование горизонта W выражено слабее, масса подстилки меньше (0.60 ± 0.03 кг/м²), морфологических признаков оподзоливания не отмечено. Строение профиля: Wao(0–1)–W(1–4)–C⁻ca,g(4–55 см). Почва – псаммозем гумусовый грубогумусированный остаточно-карбонатный глееватый (Calcaric Arenosol (Stagnic)).

Суглинистый карьер. На территории карьера 4 в первый год наблюдений растительный покров был представлен единичными пионерными и луговыми растениями. Формирование сомкнутого травостоя, образованного луговыми видами (*Agrostis* sp., *Festuca pratensis*, *Poa pratensis*, *Trifolium* sp., *Vicia* sp. и др.), завершилось к концу третьего года. Накопление органического вещества за счет поступающей отмершей растительной массы обусловило заметное, по сравнению с карьером 1, прокрашивание верхнего маломощного слоя грунта в темно-серые тона. Ниже морфологические изменения субстрата не отмечены. Строение профиля: W(0–0.2)–C⁻ca(0.2–50 см). Почва – пелозем гумусовый остаточно-карбонатный (Calcaric Regosol).

В начале второго десятилетия из-за невысокой сомкнутости крон сосны (0.2) растительный покров междурядий образуют луговые травы, что обусловило насыщенность корнями горизонта W. Под подгоризонтом W1 с начальной стадией аккумуляции гумуса залегают скрепленный живыми корнями легкосуглинистый подгоризонт W2, переходящий в слабо преобразованный минеральный субстрат. Строение профиля: W1(0–2)–W2(2–5)–C⁻ca(5–50 см). Почва – пелозем гумусовый остаточно-карбонатный (Calcaric Regosol).

В конце второго десятилетия растительность междурядий представлена в основном травянистыми растениями. В связи с увеличением сомкнутости крон сосны (0.4–0.5) усилилась роль опушечного и лесного разнотравья (*Aegopodium podagraria*, *Calamagrostis arundinacea*, *Equisetum sylvaticum*, *Hieracium altipes*, *Pyrola rotundifolia*, *Rubus saxatilis*, *Vicia sylvatica*) и мхов (*Dicranum scoparium*, *Pleurozium schreberi*, *Hylocomium splendens*). Под кроной сосны травостой изрежен, поверхность почвы покрыта слоем опада хвои (1.00 ± 0.06 кг/м²). В прикомлевой части влияние фитогенного поля сосны и специфика опада обусловили вычленение в верхней части профиля маломощной подстилки (Wao до 1.5 см) и подгоризонта Wel с признаками элювирования (наличие осветленных минеральных зерен). На глубине 4–22 см отмечено присутствие органических включений, наличие которых связано с погребением верхней части субстрата днища карьера с единичными растени-

ями при нарезании гряд во время проведения биологического этапа рекультивации. В минеральной толще профиля (20–50 см) имеются ржаво-охристые и сизые пятна, свидетельствующие об окислительно-восстановительных процессах. Строение профиля: Wao(0–1.5)–W1el(1.5–2)–W2el(2–3(4))–C⁻tu,ca(3(4)–10)–C⁻tu,ca,g(10–22)–C⁻ca,g(22–40 см). Почва – пелозем гумусовый грубогумусированный элювированный турбированный остаточно-карбонатный глееватый (Calcaric Regosol (Relocatic, Stagnic)).

В междурядье формирующаяся под сомкнутым травостоем подстилка представлена остатками трав, в меньшей мере – мхов и хвоей разной степени разложения (1.03 ± 0.09 кг/м²). Дерновый процесс здесь выражен сильнее, чем под кронами сосен, морфологические признаки элювирования не отмечены. Горизонт W достиг мощности 7 см. Строение профиля: Wao(0–2.5)–W1(2.5–3)–W2(3–7)–C⁻ca,g(7–50 см). Почва – пелозем гумусовый грубогумусированный остаточно-карбонатный глееватый (Calcaric Regosol (Stagnic)).

В почвах на суглинистом субстрате к концу второго десятилетия сукцессии наблюдается некоторое облегчение гранулометрического состава горизонтов W и в подкрановом пространстве, и в междурядье с образованием “иллювиального максимума” в подстиляющем минеральном слое (табл. 1). Аналогичная картина отмечена и другими авторами [34, 56].

Минералогический состав почв. На 18-й год управляемой сукцессии в профиле почв карьеров преобладает кварц, в небольшом количестве содержатся полевые шпаты, диагностирован рутил (рис. 3). Суглинистая почва (карьер 4) отличается от песчано-супесчаной (карьер 1) присутствием слюды и хлорита. На начальных стадиях почвообразования изменение минералогического состава происходит прежде всего за счет менее устойчивых компонентов минеральной части. Так, кальцийсодержащие минералы (доломит и кальцит), присутствующие в абралитах, в горизонтах W почв не обнаружены (рис. 3), что обусловлено, по-видимому, их выщелачиванием. Данные валового анализа также показывают существенное уменьшение содержания CaO в верхних горизонтах молодых почв.

Качественный состав минералов в почвах фоновых участков практически идентичен. Во всех горизонтах преобладает кварц, в небольшом количестве присутствуют натриевые и калиевые полевые шпаты. С глубины 10 см диагностированы слюда и хлорит. Судя по выраженности пиков на рентгендифрактограммах, подзолистая грубогумусовая почва характеризуется более высоким содержанием этих минералов, чем подзол иллювиально-гумусово-железистый. Почвы карьеров отличаются от фоновых в основном наличием кальцийсо-

Таблица 1. Валовой химический состав почв*

Горизонт, глубина, см	Содержание компонентов, % (воздушно-сухая навеска)																
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	ZrO ₂	SrO	Rb ₂ O	Cr ₂ O ₃	NiO	ZnO
Карьер 1 (18-й год сукцессии). Псаммомем гумусовый грубогумусированный остаточно-карбонатный глееватый (Calcaric Arenosol (Stagnic)), междурядье																	
W, 1–4	75.28	0.40	13.57	2.59	0.07	1.74	1.76	1.03	3.12	0.25	0.08	0.038	0.025	0.007	0.030	<0.01	<0.01
C ⁺ ca,g, 4–10	74.10	0.40	14.37	2.81	0.08	1.98	1.71	1.00	3.15	0.26	0.05	0.038	0.023	0.007	0.030	<0.01	<0.01
C ⁺ ca,g, 10–20	74.48	0.39	13.96	2.70	0.07	1.85	2.01	1.02	3.14	0.24	0.05	0.037	0.023	0.007	0.032	<0.01	<0.01
C ⁺ ca,g, 20–28	75.24	0.36	12.72	2.38	0.07	1.70	3.21	0.95	3.02	0.21	0.05	0.040	0.026	<0.01	0.026	<0.01	<0.01
C ⁺ ca,g, 28–42	74.78	0.37	12.14	2.16	0.06	1.64	4.40	1.14	2.98	0.17	0.05	0.042	0.029	<0.01	0.030	<0.01	<0.01
C ⁺ ca,g, 46–55	75.31	0.37	11.89	2.10	0.06	1.64	4.20	1.17	2.91	0.18	0.05	0.053	0.030	0.007	0.038	<0.01	<0.01
Карьер 4 (18-й год сукцессии). Пелозем гумусовый грубогумусированный остаточно-карбонатный глееватый (Calcaric Regosol (Stagnic)), междурядье																	
W2, 3–7	67.86	0.53	17.16	3.84	0.10	3.44	3.05	0.62	2.96	0.20	0.11	0.033	0.014	0.007	0.073	0.009	<0.01
C ⁻ ca,g, 7–11	67.38	0.58	18.34	4.10	0.08	3.06	2.50	0.59	3.02	0.16	0.09	0.032	0.014	0.008	0.061	<0.01	<0.01
C ⁻ ca,g, 11–22	65.09	0.56	18.50	4.10	0.09	3.34	4.28	0.65	3.03	0.17	0.04	0.036	0.014	0.007	0.083	0.011	<0.01
C ⁻ ca,g, 22–40	65.84	0.56	18.03	4.02	0.09	3.20	4.40	0.62	2.94	0.16	0.03	0.038	0.016	0.007	0.047	0.009	<0.01
C ⁻ ca,g, 40–50	68.32	0.53	17.52	3.32	0.08	2.86	3.85	0.51	2.74	0.13	0.05	0.032	0.012	<0.01	0.038	0.010	<0.01
Окрестности карьера 1 (фоновый участок). Подзол иллювиально-гумусово-железистый (Albic Podzol (Arenic))																	
E2, 6(6.5)–10(18)	89.16	0.36	6.14	0.43	0.01	0.25	0.53	0.79	2.20	0.05	**	0.036	0.013	**	0.035	**	**
VHF, 10(18)–23	76.27	0.39	14.06	3.25	0.13	1.35	0.57	0.60	2.70	0.54	0.06	0.027	0.013	<0.01	0.031	**	<0.01
VHF, 23–31	75.40	0.29	15.48	2.97	0.06	1.59	0.55	0.46	2.45	0.63	0.06	0.022	0.012	<0.01	0.037	<0.01	<0.01
VHF, 31–38	79.57	0.18	12.67	1.98	0.06	1.23	0.58	0.63	2.48	0.53	0.04	0.013	0.015	<0.01	0.029	<0.01	<0.01
B, 38–50	79.02	0.21	12.87	2.23	0.05	1.31	0.63	0.67	2.42	0.51	**	0.018	0.016	<0.01	0.029	<0.01	<0.01
BCg, 50–70	82.89	0.15	10.54	1.66	0.06	1.02	0.53	0.59	1.99	0.51	**	0.015	0.013	<0.01	0.033	<0.01	<0.01
Окрестности карьера 4 (фоновый участок). Подзолистая грубогумусовая потечно-гумусовая почва (Albic Epistagnic Retisol (Humic))																	
ELhi, 8(9)–10	83.63	0.67	8.98	0.80	0.46	0.48	1.20	0.87	2.43	0.22	0.15	0.054	0.014	<0.01	0.036	<0.01	<0.01
EL, 10–17	84.06	0.59	9.84	0.67	0.06	0.45	0.61	0.95	2.63	0.07	**	0.042	0.013	<0.01	0.031	<0.01	<0.01
BEL, 17–25	73.35	0.54	15.97	3.35	0.07	1.78	0.81	0.81	3.05	0.20	**	0.035	0.012	<0.01	0.023	<0.01	<0.01
BT, 25–40	70.57	0.53	17.72	3.87	0.05	2.32	0.92	0.74	3.06	0.13	**	0.034	0.013	<0.01	0.045	<0.01	<0.01
BT, 40–60	64.59	0.52	21.03	5.11	0.07	3.25	1.05	0.53	3.52	0.15	0.08	0.035	0.013	<0.01	0.047	<0.01	<0.01
BT, 60–75	64.90	0.57	20.79	5.03	0.08	3.22	1.04	0.57	3.50	0.16	0.07	0.036	0.012	<0.01	0.038	<0.01	<0.01

* Содержание компонентов приведено к 100% без учета потерь при прокаливании.

** Измеряемое значение ниже предела обнаружения.

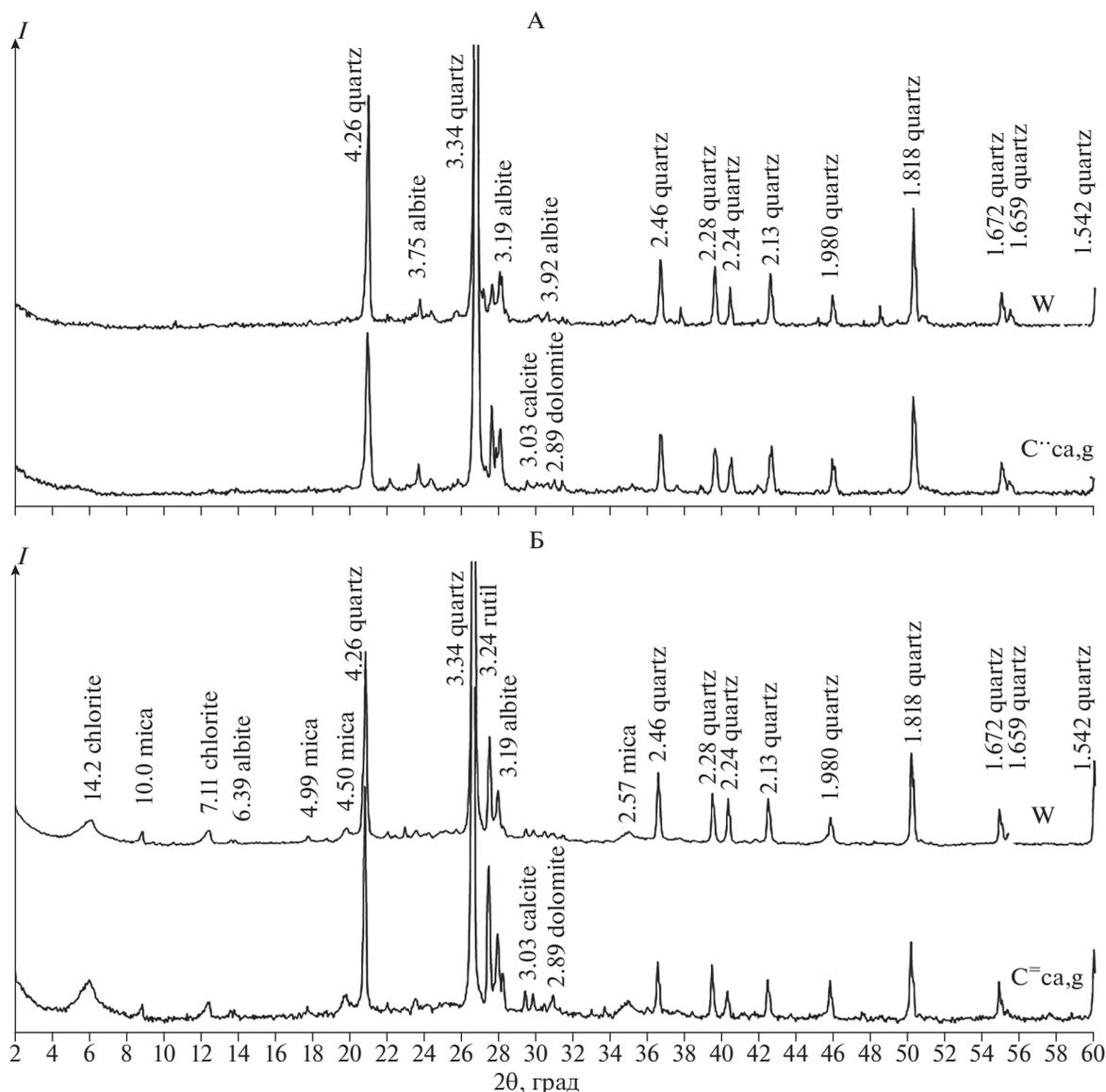


Рис. 3. Рентгendifрактограммы образцов нижней части гумусово-аккумулятивных (W) горизонтов и почвообразующих пород (Cg) почв карьеров 1 (А) и 4 (Б).

держущих минералов. Учитывая различия почв по гранулометрическому составу, выделение илистой фракции, изучение содержания и состава в ней глинистых минералов позволят более детально оценить преобразование минеральной части почв.

Динамика кислотности почв. В течение первого пятилетия сукцессии дифференциация актуальной кислотности в профиле формирующихся почв выражена слабо (рис. 4). Во втором десятилетии значения рН водных вытяжек значимо уменьшаются в верхних горизонтах, что согласуется с данными ряда авторов [2, 21, 39]. Однако подкисление по сравнению с фоновыми почвами охватывает только верхнюю часть профиля почв карьеров — на глуби-

ну не более 10 см от их поверхности (табл. 2). Максимальные величины кислотности приурочены к горизонту W.

Увеличение кислотности почв демонстрирует значимое возрастание коэффициента $K_{диф}$. На территории песчано-супесчаного карьера $K_{диф}$ в первое пятилетие наблюдений составил около 1, в начале второго десятилетия — 6, в конце — 20 (в междурядье) и 79 (под сосной). В почве суглинистого карьера $K_{диф}$ в конце первого пятилетия достиг 4, в начале второго десятилетия — 13, в конце — 17 (под сосной) и 25 (в междурядье). С подкислением почв в ходе сукцессии связано выщелачивание карбонатов кальция из почвооб-

Таблица 2. Некоторые физико-химические свойства почв

Горизонт, глубина, см	pH _{H₂O}	pH _{KCl}	Hг*	Обменные катионы				Потери от обработки HCl	Содержание физической глины <0.01 мм	CaCO ₃	ω(Fe ₂ O ₃) ^d по Мера— Джексону	Коэффициент Швертмана Fe ₀ : Fe _d
				смоль(экв)/кг								
				Ca ²⁺	Mg ²⁺	H ⁺	Al ³⁺					
Карьер 1 (18-й год сукцессии)												
Псаммозем гумусовый грубогумусированный оподзоленный остаточно-карбонатный глееватый (Calcaric Arenosol (Nechic, Stagnic)), под кроной сосны												
Wa ₀ , 0–2(2.5)	6.32	5.33	52.5	16.7	2.8	0.33	0.33	—	—	—	—	—
W1e, 2(2.5)–3	6.33	5.34	1.8	5.4	0.82	0	0.03	0.75	—	—	—	—
W2e, 3–5	6.90	5.77	1.0	5.0	0.6	0.02	0	0.36	—	0.25	0.34	0.36
C ^{ca} , 5–10	7.25	6.29	—	—	—	—	—	1.01	—	0.23	0.36	0.30
C ^{ca} , g, 10–20	8.10	7.20	—	—	—	—	—	2.56	—	0.28	0.30	0.30
Псаммозем гумусовый грубогумусированный остаточно-карбонатный глееватый (Calcaric Arenosol (Stagnic)), междурядье												
Wa ₀ , 0–1	6.67	5.74	26.3	10.2	1.6	0.17	0.17	—	—	—	—	—
W, 1–4	6.67	5.38	1.3	4.9	0.72	0.02	0	0.17	—	0.27	0.33	0.33
C ^{ca} , g, 4–10	7.07	5.83	—	—	—	—	—	0.12	<0.5**	0.30	0.33	0.33
C ^{ca} , g, 10–20	7.70	6.95	—	—	—	—	—	0.81	<0.5**	0.26	0.38	0.38
C ^{ca} , g, 20–28	8.20	7.37	—	—	—	—	—	1.66	1.7	0.23	0.33	0.33
C ^{ca} , g, 28–42	8.39	7.50	—	—	—	—	—	2.49	1.5	0.20	0.21	0.21
C ^{ca} , g, 46–55	8.48	7.56	—	—	—	—	—	2.09	2.7	0.17	0.20	0.20
Окрестности карьера 1 (фоновый участок)												
Подзол иллювиально-гумусово-железистый (Albic Podzol (Arenic))												
O1, 0–3	4.46	3.79	71.0	21.1	4.8	3.17	1.08	—	—	—	—	—
O2, 3–5(6)	4.00	3.11	22.3	14.4	3.92	3.33	2.50	—	—	—	—	—
E1, 5(6)–6(6.5)	4.16	3.10	45.0	3.50	1.37	0.83	2.17	—	—	—	—	—
E2, 6(6.5)–10(18)	4.40	3.33	2.1	0.12	0.12	0.02	0.55	0.59	—	0.04	0.23	0.23
BHF, 10(18)–23	4.86	3.89	6.5	0.43	0.18	0.02	3.00	0.57	—	0.44	0.80	0.80
BHF, 23–31	5.34	4.25	4.0	0.71	0.25	0.02	1.00	0.57	—	0.37	0.49	0.49
BHF, 31–38	5.61	4.36	2.7	0.60	0.21	0	0.58	0.41	—	0.37	0.32	0.32
B, 38–50	5.44	4.31	2.9	0.47	0.19	0	0.72	0.22	—	0.23	0.48	0.48
BCg, 50–70	5.64	4.45	2.0	0.29	0.14	0	0.32	0.27	—	0.21	0.33	0.33

Таблица 2. Окончание

Горизонт, глубина, см	pH _{H2O}	pH _{KCl}	Нг*	Обменные катионы				Потери от обработки HCl	Содержание физической глины <0.01 мм	СаСО ₃	ω(Fe ₂ O ₃) _d по Мера— Джексону	Коэффициент Швермана Fe ₀ : Fe _d
				смоль(экв)/кг								
				Ca ²⁺	Mg ²⁺	H ⁺	Al ³⁺					
Карьер 4 (18-й год сукцессии)												
Пелозем гумусовый грубогумусированный элювируванный турбированный остаточно-карбонатный глееватый (Calcaric Regosol (Relocatic, Stagnic)), под кроной												
Wao, 0–1.5	6.68	5.90	35.0	25.8	5.4	0.33	0.17	—	—	—	—	
W1el, 1.5–2	6.57	6.23	1.7	16.5	3.09	0.1	0	2.54	—	—	—	
W2el, 2–3(4)	7.02	6.65	—	—	—	—	—	2.43	—	0.44	0.34	
C ⁻ tu,ca, 3(4)–10	7.42	6.8	—	—	—	—	—	4.52	—	0.49	0.31	
C ⁻ tu,ca,g, 10–22	7.76	6.98	—	—	—	—	—	6.97	—	0.45	0.38	
C ⁻ ca,g, 22–40	7.92	7.12	—	—	—	—	—	6.76	—	0.49	0.24	
Пелозем гумусовый грубогумусированный остаточно-карбонатный глееватый (Calcaric Regosol (Stagnic)), междуурядье												
Wao, 0–2.5	6.69	6.45	26.3	26.1	4.8	0.17	0.33	—	—	—	—	
W1, 2.5–3	6.36	6.07	2.2	13.9	2.31	0.10	0	1.59	—	—	—	
W2, 3–7	6.88	6.31	1.1	11.6	2.15	0	0	1.08	<0.5**	0.35	0.34	
C ⁻ ca,g, 7–11	7.41	6.80	—	—	—	—	—	1.12	0.6	0.39	0.36	
C ⁻ ca,g, 11–22	7.79	7.01	—	—	—	—	—	4.47	3.0	0.30	0.53	
C ⁻ ca,g, 22–40	7.92	7.07	—	—	—	—	—	3.77	3.1	0.44	0.39	
C ⁻ ca,g, 40–50	7.98	7.24	—	—	—	—	—	3.48	2.5	0.34	0.35	
Окрестности карьера 4 (фоновый участок)												
Подзолистая грубогумусовая потечно-гумусовая почва (Albic Epistagnic Retisol (Humic))												
Oao, 0–8(9)	5.74	5.23	29.0	27.0	3.91	2.00	1.17	—	—	—	—	
ELhi, 8(9)–10	4.81	4.03	7.0	3.2	0.45	0.17	0.28	0.58	—	0.09	0.67	
EL, 10–17	4.71	3.51	4.1	0.7	0.19	0.03	1.93	0.96	—	0.08	0.70	
BEL, 17–25	5.03	3.72	7.0	3.4	0.90	0.03	3.25	0.57	—	0.47	0.66	
BT, 25–40	5.29	3.90	5.7	4.3	1.20	0.03	2.42	0.23	—	0.48	0.48	
BT, 40–60	5.24	3.67	7.6	7.3	2.16	0.08	4.28	0.40	—	0.65	0.23	
BT, 60–75	5.25	3.65	7.8	7.3	2.17	0.07	4.22	0.45	—	0.66	0.23	

* Нг — гидролитическая кислотность; прочерк — не определяли.

** Измеряемое значение ниже предела обнаружения.

Таблица 3. Некоторые характеристики системы почвенного органического вещества в исследованных экотопах

Горизонт, глубина, см	Массовая доля компонента в единице массы почвы, г/кг					Отношение массовых долей компонентов		
	$\omega(C_{орг})$	$\omega(C_{неорг})$	$\omega(C_{орг}/H_2O)$	$\omega(C_{неорг}/H_2O)$	$\omega(N_{общ})$	$\frac{\omega(C_{орг})}{\omega(N_{общ})}$	$\frac{\omega(C_{орг}/H_2O)}{\omega(C_{орг})}, \%$	$\frac{\omega(C_{неорг}/H_2O)}{\omega(C_{общ}/H_2O)}, \%$
Карьер 1 (18-й год сукцессии)								
Псаммозем гумусовый грубогумусированный оподзоленный остаточно-карбонатный глееватый (Calcarg Arenosol (Nechic, Stagnic)), под кроной сосны								
W _{ао} , 0–2(2.5)	152.0	–	8.91	0.10	5.50	27.64	5.86	1.05
W _{1e} , 2(2.5)–3	6.7	–	0.48	0.03	0.54	12.41	7.15	5.13
W _{2e} , 3–5	1.8	–	0.06	0.01	0.13	13.85	3.53	15.12
C [•] ca, 5–10	1.8	0.9	0.03	0.01	0.19	9.47	1.86	26.77
C [•] ca, g, 10–20	1.0	1.9	0.03	0.03	0.14	7.14	3.42	45.99
Псаммозем гумусовый грубогумусированный остаточно-карбонатный глееватый (Calcarg Arenosol (Stagnic)), междурядье								
W _{ао} , 0–1	36.6	–	–	–	2.00	18.30	–	–
W, 1–4	2.2	–	0.05	0.01	0.21	10.48	2.47	17.03
C [•] ca, g, 4–10	1.8	–	0.03	0.01	0.16	11.25	1.82	18.63
C [•] ca, g, 10–20	1.5	0.7	0.05	0.02	0.16	9.38	3.10	28.88
C [•] ca, g, 20–28	1.6	0.8	0.02	0.03	0.14	11.43	1.42	57.67
C [•] ca, g, 28–42	2.0	1.1	0.02	0.03	**	–	0.96	61.51
C [•] ca, g, 46–55	0.9	1.5	0.01	0.02	**	–	1.45	64.61
Окрестности карьера 1 (фоновый участок) Подзол иллювиально-гумусово-железистый (Albic Podzol (Arenic))								
O ₁ , 0–3	426.0	–	6.64	0.04	11.00	38.73	1.56	0.53
O ₂ , 3–5(6)	436.0	–	7.08	0.02	10.00	43.60	1.62	0.28
E ₁ , 5(6)–6(6.5)	170.0	–	1.78	**	3.80	44.74	1.05	–
E ₂ , 6(6.5)–10(18)	2.5	–	0.09	**	0.22	11.36	3.54	–
VHF, 10(18)–23	4.2	–	0.11	**	0.36	11.67	2.64	–
VHF, 23–31	2.6	–	0.06	**	0.23	11.30	2.46	–
VHF, 31–38	1.3	–	0.03	**	0.13	10.00	2.41	–
B, 38–50	1.6	–	0.04	**	0.12	13.33	2.27	–
BCg, 50–70	1.0	–	0.03	**	**	**	2.57	–

Таблица 3. Окончание

Горизонт, глубина, см	Массовая доля компонента в единице массы почвы, г/кг				Отношение массовых долей компонентов			
	$\omega(C_{орг})$	$\omega(C_{неорг})$	$\omega(C_{орг})_{H_2O}$	$\omega(C_{неорг})_{H_2O}$	$\omega(N_{общ})$	$\frac{\omega(C_{орг})}{\omega(N_{общ})}$	$\frac{\omega(C_{орг})_{H_2O}}{\omega(C_{орг})}$, %	$\frac{\omega(C_{неорг})_{H_2O}}{\omega(C_{общ})_{H_2O}}$, %
Карьер 4 (18-й год сукцессии)								
Пелозем гумусовый грубогумусированный элювируванный турбированный остаточно-карбонатный глееватый (Calcaric Regosol (Relocatic, Stagnic)), под кроной								
Wao, 0–1.5	180.0	–	–	–	7.00	25.71	–	–
W1e1, 1.5–2	55.8	–	0.65	0.07	3.10	18.00	1.16	9.87
W2e, 12–3(4)	10.0	5.0	0.31	0.06	0.76	13.16	3.09	16.17
C ⁻ tu,ca, 3(4)–10	4.9	8.1	0.13	0.05	0.47	10.43	2.58	29.82
C ⁻ tu,ca,g, 10–22	2.4	7.6	0.06	0.05	0.29	8.28	2.45	46.91
C ⁻ ca,g, 22–40	2.2	4.4	0.04	0.05	0.24	9.17	1.91	54.90
Пелозем гумусовый грубогумусированный остаточно-карбонатный глееватый (Calcaric Regosol (Stagnic)), междуудья								
Wao, 0–2.5	114.0	–	–	–	6.00	19.00	–	–
W1, 2.5–3	32.3	–	0.58	0.04	2.40	13.46	1.79	6.47
W2, 3–7	12.3	1.7	0.23	0.04	1.07	11.50	1.85	15.63
C ⁻ ca,g, 7–11	4.1	1.3	0.10	0.06	0.38	10.79	2.35	38.36
C ⁻ ca,g, 11–22	2.9	2.1	0.05	0.05	0.29	10.00	1.64	52.40
C ⁻ ca,g, 22–40	3.6	1.5	0.04	0.05	0.27	13.33	1.05	58.15
C ⁻ ca,g, 40–50	2.2	1.6	0.03	0.05	0.13	16.92	1.48	58.58
Окрестности карьера 4 (фоновый участок)								
Подзолистая грубогумусовая потечно-гумусовая почва (Albic Epistagnic Retisol (Humic))								
Oao, 0–8(9)	220.0	–	4.74	0.20	8.30	26.51	2.16	4.01
ELhi, 8(9)–10	32.0	–	0.54	0.02	1.60	20.00	1.69	3.78
EL, 10–17	4.0	–	0.13	0.01	0.33	12.12	3.19	4.61
BEL, 17–25	4.7	–	0.13	0.01	0.43	10.93	2.76	4.76
BT, 25–40	3.9	–	0.09	0.01	0.41	9.51	2.37	4.76
BT, 40–60	2.3	–	0.06	**	0.31	7.42	2.56	–
BT, 60–75	2.9	–	0.06	**	0.34	8.53	2.12	–

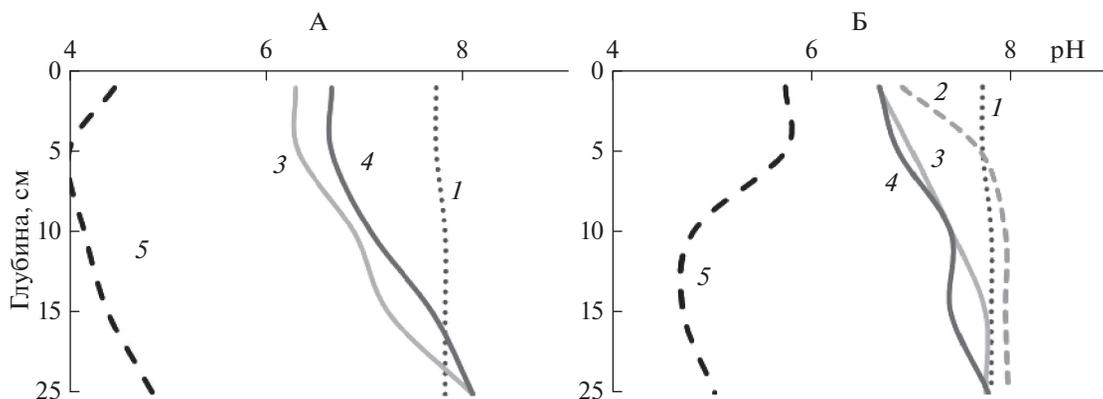


Рис. 4. Динамика распределения актуальной кислотности ($\text{pH}_{\text{H}_2\text{O}}$) в верхней части профилей почв, формирующихся на песчано-супесчаном (А) и суглинистом (Б) субстратах карьеров: 1 – исходный субстрат; 2 – 12-й год сукцессии; 3 – 18-й год сукцессии (крона сосны); 4 – 18-й год сукцессии (междурядье); 5 – фоновые почвы.

разующей породы. Если в абралитах распределение CaCO_3 было равномерным в толще субстрата, то к концу второго десятилетия наблюдается значимое уменьшение его содержания в верхней части профиля почв. Потери от обработки 2 н. раствором HCl [12] в минеральных горизонтах фоновых почв составляют 0.22–0.96%, в почвах карьеров этот показатель возрастает вниз по профилю и достигает в нижних горизонтах 2.0–2.6% (карьер 1) и 2.5–7.0% (карьер 4). Профильное распределение величины $\omega(\text{C}_{\text{неорг}})$, рассчитанной как разница между $\omega(\text{C}_{\text{общ}})$ и $\omega(\text{C}_{\text{орг}})$, показывает аналогичную закономерность, которая более четко выражена в песчано-супесчаной почве карьера 1 (табл. 3). В этом карьере существенное подкисление почвы под кроной сосны, по сравнению с междурядьем, происходит за счет поступления на поверхность большего количества хвои [51]. Значения $K_{\text{диф}}$, рассчитанные для почвы карьера 4, значительно ниже, что обусловлено изначально более высоким содержанием в почвообразующей породе карбонатов и тонкодисперсной фракции. О развитии процессов подкисления свидетельствует некоторое увеличение обменной и гидролитической кислотности в верхних горизонтах новообразованных почв. Однако неполное выщелачивание карбонатов и, возможно, биогенная аккумуляция обменных оснований [34] способствуют сохранению на данном этапе высокой степени насыщенности основаниями (82–92%) горизонтов W.

Динамика накопления углерода и азота в почвах.

Содержание органического углерода и азота в исходном субстрате карьеров низкое, отношение $\omega(\text{C}_{\text{орг}})/\omega(\text{N}_{\text{общ}})$ составляет 5–11. В соответствии с формированием, развитием и дифференциацией горизонтов W на грубогумусовую и гумусово-аккумулятивную части, в профилях почв на территории карьеров количества взаимосвязанных в

них $\text{C}_{\text{орг}}$ и $\text{N}_{\text{общ}}$ (уравнение регрессии: $\omega(\text{N}_{\text{общ}}) = 0.026\omega(\text{C}_{\text{орг}}) + 0.45$; $R^2 = 0.93$) приближаются к таковым в органогенных горизонтах фоновых почв, но еще не достигают их значений. Вниз по профилю величина соотношения $\omega(\text{C}_{\text{орг}})/\omega(\text{N}_{\text{общ}})$ закономерно уменьшается, что связано с относительным обогащением органического вещества азотом по мере разложения растительных остатков [20]. Элювиально-иллювиальное распределение $\text{C}_{\text{орг}}$ и $\text{N}_{\text{общ}}$, характерное для профиля фоновых подзолистых почв, в почвах карьеров не выражено.

В почве карьера 1 (песчано-супесчаный субстрат) запасы $\text{C}_{\text{орг}}$ в верхнем 20-сантиметровом слое (включая подстилку) возросли от 4.8 (первые годы сукцессии) до 6.0 (междурядье) и 7.5 т/га (под кроной сосны) к 18-му году сукцессии. Эти величины примерно в 3 раза меньше по сравнению с запасами $\text{C}_{\text{орг}}$ в зональных автоморфных почвах, развитых под пологом сосновых лесов [22, 35]. Скорость накопления $\text{C}_{\text{орг}}$ в 20-сантиметровом слое почвы междурядья на территории карьера 1 составила 0.07, под кроной сосны – 0.16 т/га/год.

На карьере 4 (суглинистый субстрат) во все сроки наблюдений запасы $\text{C}_{\text{орг}}$ в верхнем 20-сантиметровом слое почв были выше, по сравнению с почвами карьера 1. В первые годы сукцессии они составили 7.2, к концу второго десятилетия – 13.5 (междурядье) и 11.6 (под кроной сосны) т/га. Это примерно в 2 раза меньше, чем в подзолистых почвах еловых лесов [18]. Скорость накопления $\text{C}_{\text{орг}}$ достигала 0.37 (междурядье) и 0.26 (под кроной сосны) т/га в год. Максимальные значения данного параметра, зафиксированные на карьере 4 в почвах междурядий, а на карьере 1 – в подкроновом пространстве, согласуются со строением и структурой растительного покрова. Более быстрые темпы накопления органического угле-

рода в почвах, формирующихся на суглинистых породах по сравнению с песчано-супесчаными связаны не только с лучшим развитием растительного покрова, но и с высоким содержанием в минеральной части профиля глинистых частиц [42].

Данные по динамике накопления $C_{орг}$ в исследованных почвах согласуются с результатами, полученными Абакумовым [2] при изучении первичного почвообразования на песчаных карьерах северо-запада России и Махониной [21] – на промышленных отвалах в таежной зоне Урала, где скорость накопления $C_{орг}$ на первых этапах первичного почвообразования находилась в пределах 0.2–0.3 т/га/год. В биоклиматических условиях Нидерландов [41] и Польши [53, 55, 57] процесс накопления $C_{орг}$ происходит быстрее. В частности, в супесчано-песчаных почвах, развитых на техногенных отвалах после проведения лесной рекультивации [55], запасы углерода в слое 0–20 см (с учетом горизонта лесной подстилки) спустя 19 лет после посадки сосны составили порядка 29 т/га, что в 3.8–4.8 раза больше по сравнению с запасами органического углерода в исследованных нами почвах карьера 1 на 18-й год развития посадок сосны. По [53] скорость накопления $C_{орг}$ в почвах, формирующихся на отвалах и карьерах Польши в районах добычи полезных ископаемых, варьирует от 0.7 до 5.3 т/га в год.

Содержание $\omega(C_{орг})_{H_2O}$ в горизонтах W карьера 1 достигает 8.9 г/кг, постепенно уменьшаясь вниз по профилю до 0.01 г/кг. В фоновой почве данный показатель меняется от 7.08 до 0.03 г/кг. Максимальная экстрагируемость водой $C_{орг}$ из твердой фазы отмечена в верхних горизонтах почвы карьера 1 под кроной сосны, где доля $\omega(C_{орг})_{H_2O}$ от $\omega(C_{орг})$ составляет 3.53–7.15% (в фоновой почве – 1.56–1.62%). Возможно, это связано с большей подвижностью органического вещества в молодых почвах, более активным протеканием процессов его минерализации, незрелостью механизмов, препятствующих потере углерода экосистемой.

В минеральных горизонтах фоновых почв содержание $\omega(C_{неорг})_{H_2O}$, как правило, не превышает 0.01 г/кг, в почвах карьеров в связи с наличием карбонатов $\omega(C_{неорг})_{H_2O}$ достигает 0.03 и 0.07 г/кг соответственно. Доля $\omega(C_{неорг})_{H_2O}$ от $\omega(C_{орг})$ в почвах карьеров увеличивается вниз по профилю, что обусловлено уменьшением степени выщелоченности карбонатов в его нижней части, еще не затронутой (или затронутой в малой степени) процессами почвообразования. В фоновых почвах это отношение сохраняется во всех горизонтах примерно на одном уровне.

На примере карьера 1 рассмотрены процессы накопления и изменения на первых этапах поч-

вообразования лабильных компонентов почвенного органического вещества в поверхностных горизонтах (рис. 5). Доля углерода лабильных органических веществ ($C_{лов}$) в подгоризонтах Wao1 (0–1 см) и Wao2 (1–2 см) новообразованной почвы варьирует для щелочных экстрактов в пределах 43.9–77.1%, для пирофосфатных – 45.7–88.9% от $\omega(C_{орг})$. Меньшие показатели этого параметра в подстильно-торфяном горизонте (O) фоновой почвы (соответственно 22.8–24.1 и 23.0–24.1%) могут быть связаны со значительным содержанием в нем труднорастворимых компонентов – негидролизующего остатка [10, 22]. Присутствие карбонатов кальция в субстрате карьеров обусловило, по-видимому, возможность закрепления части новообразующихся гумусовых веществ в форме комплексов (солей) с ионами кальция. Об этом свидетельствует наличие разницы в количестве $C_{лов}$, экстрагируемых из образцов почв щелочной и пирофосфатной вытяжками. Доля $C_{лов}$, извлекаемых пирофосфатной вытяжкой, на 1.2–10.9% больше, по сравнению с содержанием $C_{лов}$, экстрагируемых раствором гидроксида натрия. Содержание $C_{лов}$ в подгоризонтах O1 и O2 фоновой почвы имеет близкие значения при использовании указанных экстрагентов: разница между $C_{лов}$ в пирофосфатной и щелочной вытяжках из образцов фоновой почвы составляет всего 0.1–0.2%. Это подтверждает отсутствие в составе гумусовых веществ фоновой почвы фракций ГК и ФК, связанных с кальцием [10, 22].

Снятие оптических спектров растворов ГК, выделенных из щелочных и пирофосфатных экстрактов образцов почв, характеризующих горизонты W почвы карьера 1, и расчет коэффициентов цветности (E_{465}/E_{650}) свидетельствуют об их более высоких значениях (соответственно 6.9–8.8 и 6.4–8.4), по сравнению с образцами органогенного горизонта фоновой почвы (соответственно 5.4–5.5 и 5.9–6.0) (рис. 5). Полученные данные указывают на большее содержание в структуре ГК почвы, формирующейся на песчано-супесчаном субстрате днища карьера, периферических нерегулярных цепей алифатической природы и меньшую долю – ароматических компонентов, что позволяет судить об относительной “молодости” ГК почвы карьера.

Начало подзолообразования. В почвах фоновых участков четко выражен элювиально-иллювиальный характер распределения валовых (табл. 1) и оксалаторастворимых (рис. 6) форм соединений алюминия и железа. Максимум $\omega(Al_2O_3)_o$ несколько смещен вниз по профилю относительно максимума $\omega(Fe_2O_3)_o$ в связи с большей подвижностью соединений алюминия (III) в кислой среде [38].

В почвах карьеров отмечено равномерное распределение валового содержания алюминия и железа по профилю. Вместе с тем наблюдающее-

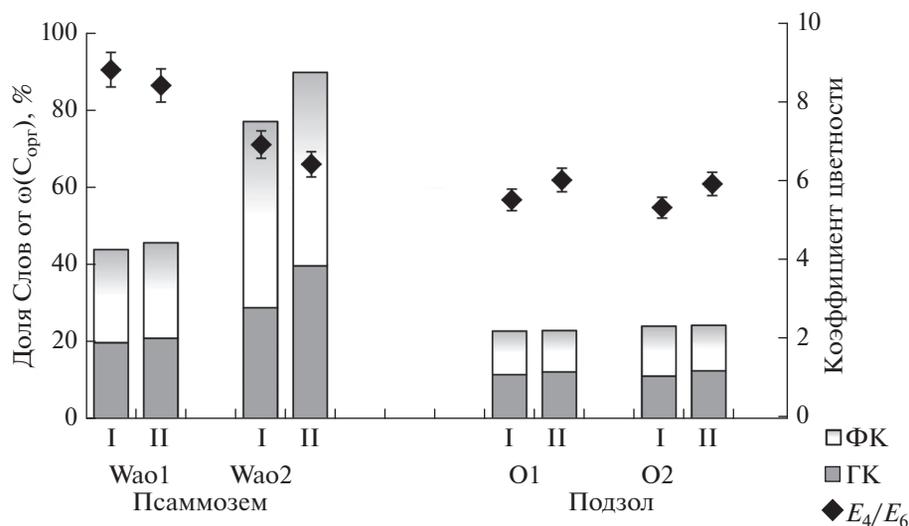


Рис. 5. Содержание углерода гуминовых (ГК) и фульвокислот (ФК), экстрагируемых щелочной (I) и пирофосфатной (II) вытяжками из образцов органогенных горизонтов почвы карьера (псаммозем) и фоновой участка (подзол) и величина коэффициента цветности (E_4/E_6) растворов гуминовых кислот.

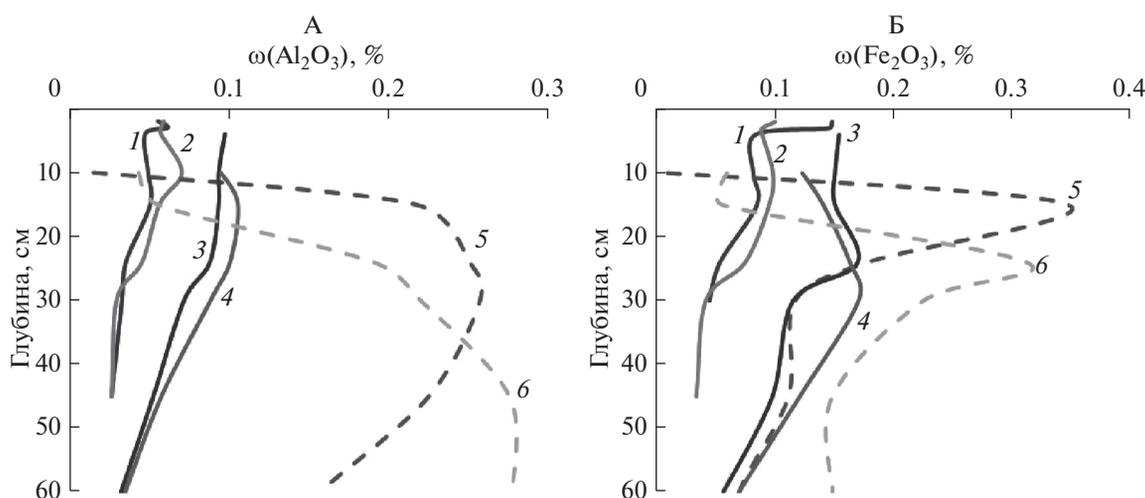


Рис. 6. Профильное распределение оксалорастворимых соединений алюминия (А) и железа (Б): почва карьера 1 (1 – под кроной сосны, 2 – в междурадьё); почва карьера 4 (3 – под кроной сосны, 4 – в междурадьё); 5 – фоновая почва вблизи карьера 1; 6 – фоновая почва вблизи карьера 4.

ся в горизонте W небольшое увеличение содержания SiO_2 при некотором обеднении Al_2O_3 и Fe_2O_3 свидетельствует, по всей видимости, о развитии начальных стадий процессов оподзоливания при слабой морфологической визуализации диагностических горизонтов [46]. Тенденция элювиально-иллювиального распределения железа и алюминия находит подтверждение и в распределении по профилю их оксалорастворимых форм, общее содержание которых незначительно (рис. 6). Абакумов с соавт. [37] отмечали появление подзолистого горизонта в почвах, формирующихся на песчаных отвалах под сосновым лесом в подзоне

южной тайги, уже через 20 лет от начала почвообразования. Не исключено, что в исследованных почвах процессу оподзоливания препятствует карбонатность техногенного субстрата карьеров. При наличии карбонатов подкисление формирующихся на техногенных отвалах почв и появление признаков подзолообразования могут отсутствовать даже спустя 20–30 лет от начала почвообразования [21, 55].

Глееобразование. В почвах фоновых участков морфохроматические признаки оглеения не отмечены. Однако развитие здесь глеевых процессов в условиях периодического поверхностного

переувлажнения, характерного для почв Республики Коми, в том числе автоморфных [10, 31], подтверждается наличием в элювиальной толще почв Fe–Mn-конкреций диаметром до 1–2 мм и повышенными значениями коэффициента Швертмана – 0.6–0.8 (табл. 2). В иллювиальных горизонтах значения этого индекса составляют 0.2–0.5, что условно соответствует слабой степени гидроморфизма и свидетельствует о формировании нижней части профиля фоновых почв преимущественно в окислительных условиях. Полученные данные согласуются с мнением [4], что применение критерия Швертмана более корректно для диагностики в почвах поверхностного гидроморфизма.

В молодых почвах признаки глееобразования в виде пятен сизоватых и охристых тонов, отмеченные в профилях на глубине 5–10 см и ниже, зафиксированы только во втором десятилетии. Появление зон восстановления соединений железа связано как с периодическим переувлажнением почв (наличие верховодки), так и с миграцией в профиле последовательно аккумулирующегося в ходе развития растительного сообщества почвенного органического вещества [13, 16, 17]. В почвах карьеров по сравнению с фоновыми почвами отсутствуют Fe–Mn-новообразования и отмечены меньшие значения критерия Швертмана (0.2–0.5).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Исследования особенностей формирования почв и растительности, проведенные в течение практически двух десятилетий после лесной рекультивации (посадка сосны обыкновенной) территории карьеров, где велась добыча строительных материалов, показали следующее. Процессы почвообразования и развития растительного покрова функционально взаимосвязаны и взаимосвязаны и определяются свойствами почвообразующих пород. Более активное протекание процессов почвообразования на песчано-супесчаном карьере отмечено под кронами сосны, как основного источника растительного опада, на суглинистом – в междурядьях под сомкнутым травостоем.

На песчано-супесчаном карьере представлен следующий динамический ряд: 1) техногенно-поверхностное образование (абралит) без растительного покрова → 2) культуры сосны на стадии приживания, начало формирования мохового покрова, незначительные изменения субстрата → 3) культуры с сомкнутостью крон менее 0.2, напочвенный покров из пионерных мхов, почва псаммозем гумусовый остаточно-карбонатный → 4) молодое лесное сообщество с сомкнутостью крон 0.4–0.5, напочвенный покров из пионерных мхов, почва псаммозем гумусовый грубогумусированный оподзоленный остаточно-карбонатный

глееватый. На суглинистом карьере: 1) техногенно-поверхностное образование (абралит) практически без растительного покрова → 2) культуры сосны на стадии приживания, формирование травостоя, почва пелозем гумусовый остаточно-карбонатный → 3) культуры сосны с сомкнутостью крон менее 0.2, травостой, почва пелозем гумусовый остаточно-карбонатный → 4) молодое лесное сообщество с сомкнутостью крон 0.4–0.5, деградация травостоя, почва пелозем гумусовый грубогумусированный элювиированный остаточно-карбонатный глееватый.

В средней тайге темпы биогенной аккумуляции органического вещества замедлены. За 20-летний период в верхнем 20-сантиметровом слое почв песчано-супесчаного карьера аккумулируется до 2.7 т/га органического углерода, суглинистого – до 6.3 т/га. Скорость накопления $C_{орг}$ достигает соответственно 0.16 и 0.37 т/га в год.

Молодость почв карьеров, короткий временной срок развития в них процессов подстилкообразования, гумусообразования и гумусонакопления определяют большую долю содержания лабильных компонентов в составе органического вещества их гумусово-аккумулятивных горизонтов, по сравнению с фоновыми подзолистыми почвами, низкую степень конденсированности гуминовых кислот, максимальную экстрагируемость водорастворимых органических соединений из твердой фазы почв.

В ходе формирования почв карьеров после лесной рекультивации происходит подкисление верхних горизонтов и выщелачивание карбонатов, о чем свидетельствуют отсутствие кальцита и доломита в минералогическом составе новообразованных горизонтов W, существенное уменьшение в них валового содержания кальция, а также $CaCO_3$. Скорость развития процессов подкисления ниже в почвах более тяжелого гранулометрического состава ($K_{диф}$ в суглинистых почвах до 25, песчано-супесчаных – до 79), что обусловлено, по-видимому, как свойствами субстрата, так и спецификой поступающего на поверхность почвы опада.

Во втором десятилетии сукцессии отмечены слабовыраженные процессы элювиирования и иллювиирования (начало подзолообразования), о чем свидетельствуют морфологические признаки (наличие осветленных минеральных зерен и белесоватые пятна в нижней части гумусово-аккумулятивного горизонта и в верхней части минеральной толщи), перераспределение соединений кремния, железа и алюминия, а также в профиле суглинистых почв – фракции физической глины.

Периодическое переувлажнение почв, обусловленное биоклиматическими условиями средней тайги, проявляется в почвенных профилях в

виде пятен сизоватых и охристых тонов во втором десятилетии управляемой сукцессии. Слабая выраженность перераспределения соединений железа (мобилизации и миграции) в условиях развития процессов глееобразования подтверждается невысокими значениями коэффициента Швертмана (0.2–0.5) и отсутствием Fe–Mn-новообразований.

Отмеченные в работе особенности почвообразовательного процесса на нарушенных землях таежной зоны могут быть учтены в практике лесной рекультивации.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена в рамках темы государственного задания ИБ Коми НЦ УрО РАН.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Абакумов Е.В.* Накопление и трансформация органического вещества на разновозрастных отвалах песчаного карьера // Почвоведение. 2008. № 8. С. 955–963.
2. *Абакумов Е.В., Гагарина Э.И.* Почвообразование в посттехногенных экосистемах карьеров на северо-западе Русской равнины. СПб: Изд-во СПбГУ, 2006. 208 с.
3. *Абакумов Е.В., Максимова Е.И., Лагода А.В., Копцева Е.М., Максимова Е.Ю.* Почвообразование на отвалах карьеров по добыче известняка и глин в районе г. Ухта // Почвоведение. 2011. № 4. С. 417–423.
4. *Аветов Н.А., Сопова Е.О., Головлева Ю.А., Кирюшин А.В., Красильников П.В.* Диагностика гидроморфизма в почвах автономных позиций Северососьвинской возвышенности (Западная Сибирь) // Почвоведение. 2014. № 11. С. 1283–1292.
5. *Александрова Л.Н.* Органическое вещество почвы и процессы трансформации. Л.: Наука, 1980. 510 с.
6. *Андреева Е.Н., Баккал И.Ю., Горшков В.В., Лягузова И.В., Мазная Е.А., Нешатаев В.Ю., Нешатаева В.Ю., Ставрова Н.И., Ярмишко В.Т., Ярмишко М.А.* Методы изучения лесных сообществ. СПб.: НИИ-Химии СПбГУ, 2002. 240 с.
7. *Андреичева Л.Н.* Плейстоцен европейского Северо-Востока. Екатеринбург: УрО РАН, 2002. 210 с.
8. *Андроханов В.А., Курачев В.М.* Почвенно-экологическое состояние техногенных ландшафтов: динамика и оценка. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2010. 224 с.
9. *Арчегова И.Б., Кузнецова Е.Г., Лиханова И.А., Пянюков А.Н., Хабибуллина Ф.М., Виноградова Ю.А.* Формирование лесных экосистем на посттехногенных территориях в таежной зоне. Сыктывкар: Изд-во Коми НЦ УрО РАН, 2015. 140 с.
10. Атлас почв Республики Коми. Сыктывкар: Изд-во ООО “Коми республиканская типография”, 2010. 356 с.
11. Атлас Республики Коми по климату и гидрологии. М.: Дрофа, 1997. 115 с.
12. *Вадюнина А.Ф., Корчагина З.А.* Методы исследования физических свойств почв. М.: Агропромиздат, 1986. 416 с.
13. *Водяницкий Ю.Н.* Железо в гидроморфных почвах. М.: АПР, 2017. 160 с.
14. *Голеусов П.В., Лисецкий Ф.Н.* Воспроизводство почв в антропогенно нарушенных ландшафтах лесостепи. М.: ГЕОС, 2009. 210 с.
15. *Горячкин С.В., Мергелов Н.С., Таргульян В.О.* Генезис и география почв экстремальных условий: элементы теории и методические подходы // Почвоведение. 2019. № 1. С. 5–19. <https://doi.org/10.1134/S0032180X19010040>
16. *Зайдельман Ф.Р.* Процесс глееобразования и его роль в формировании почв. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1998. 316 с.
17. *Зверева Т.С., Стрелкова А.А., Толстогузов О.В.* Глееобразование в таежной зоне и изменение поверхностно-глеевых почв при сельскохозяйственном использовании. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 1997. 240 с.
18. Коренные еловые леса Севера: биоразнообразие, структура, функции / Под ред. Бобковой К.С., Галенко Э.П. СПб.: Наука, 2006. 334 с.
19. *Лиханова И.А., Ковалева В.А.* Одновременный посев луговых злаков и посадка древесных растений в ходе лесной рекультивации нарушенных земель в северной тайге Республики Коми // Лесоведение. 2018. № 6. С. 444–453. <https://doi.org/10.1134/S0024114818060050>
20. *Лиханова И.А., Лаптева Е.М., Ковалева В.А.* Продуктивность растительных сообществ и формирование органогенных горизонтов почв в ходе самовосстановительной сукцессии на техногенных субстратах // Известия Самарского научного центра РАН. 2014. Т. 16. № 5. С. 182–189.
21. *Махонина Г.И.* Экологические аспекты почвообразования в техногенных экосистемах Урала. Екатеринбург: Изд-во Урал. ун-та, 2003. 356 с.
22. *Орлов Д.С., Бирюкова О.Н., Суханова Н.И.* Органическое вещество почв Российской Федерации. М.: Наука, 1996. 258 с.
23. *Орлов Д.С., Гришина Л.А.* Практикум по химии гумуса. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1981. 271 с.
24. *Патова Е.Н., Кулюгина Е.Е., Денева С.В.* Процессы естественного восстановления почв и растительного покрова на отработанном угольном карьере (Большеземельская тундра) // Экология. 2016. № 3. С. 1–7.
25. Полевой определитель почв России. М.: Почв. ин-т им. В.В. Докучаева, 2008. 182 с.
26. Растительность Европейской части СССР. Л.: Наука, 1980. 236 с.
27. *Руднева Е.Н., Забоева И.В., Урусевская И.С.* Почвенно-географическое районирование центральной и восточной частей европейской территории СССР // Подзолистые почвы центральной и восточной частей европейской территории СССР. Л.: Наука, 1981. С. 118–152.

28. Сафронова И.Н., Юрковская Т.К., Микляева И.М., Огуреева Г.Н. Зоны и типы поясности растительности России и сопредельных территорий. М.: ЭКОР, 1999. С. 64.
29. Середина В.П., Двуреченский В.Г., Пронина И.А., Акинина А.Н. Вещественный состав эмбриоземов, формирующихся на отвалах железорудных месторождений юга Западной Сибири // Вестник Томского гос. ун-та. Биология. 2017. № 40. С. 25–43. <https://doi.org/10.17223/19988591/40/2>
30. Соколов Д.А., Андроханов В.А., Кулижеский С.П., Доможакова Е.А., Лойко С.В. Морфогенетическая диагностика процессов почвообразования на отвалах каменноугольных разрезов Сибири // Почвоведение. 2015. № 1. С. 106–117.
31. Структурно-функциональная организация почв и почвенного покрова европейского Северо-Востока. СПб.: Наука, 2001. 224 с.
32. Теория и практика химического анализа почв / Под ред. Л.А. Воробьевой. М.: ГЕОС, 2006. 400 с.
33. Трофимов С.С., Таранов С.А. Особенности почвообразования в техногенных экосистемах // Почвоведение. 1987. № 11. С. 95–99.
34. Фаткулин Ф.А. Физические и физико-химические свойства молодых почв // Экология и рекультивация техногенных ландшафтов. Новосибирск: Наука. Сиб. отд., 1992. С. 61–84.
35. Честных О.В., Лыжин В.А., Кокшарова А.В. Запасы углерода в подстилках лесов России // Лесоведение. 2007. № 6. С. 114–121.
36. Шугалей Л.С., Чупрова В.В. Почвообразование в техногенных ландшафтах лесостепи Назаровской котловины Средней Сибири // Почвоведение. 2012. № 3. С. 287–298.
37. Abakumov E., Trubetskoy O., Demin D., Celi L., Cerli C., Trubetskaya O. Humic acid characteristics in podzol soil chronosequence // Chem. Ecology. 2010. V. 26. P. 59–66. <https://www.researchgate.net/publication/233079163>
38. Barrett L.R., Schaetzl R.J. An examination of podzolization near Lake Michigan using chronofunctions // Can. J. Soil Sci. 1992. V. 72. P. 527–541.
39. Crocker R.L., Dickson B.A. Soil development on the recessional moraines of the Herbert and Mendenhall glaciers, southeastern Alaska. // J. Ecology. 1957. V. 45. P. 169–185.
40. Crocker R.L., Major J. Soil Development in Relation to Vegetation and Surface Age at Glacier Bay, Alaska // J. Ecology. 1955. V. 43. № 2. P. 427–448.
41. De Kovel C.G.F., Van Mierlo A.(J.) E.M., Wilms Y.J.O., Berendse F. Carbon and nitrogen in soil and vegetation at sites differing in successional age // Plant Ecology. 2000. V. 149(1). P. 43–50.
42. Fujisaki K., Chapuis-Lardy L., Albrecht A., Razafimbelo T., Chotte J.-L., Chevallier T. Data synthesis of carbon distribution in particle size fractions of tropical soils: Implications for soil carbon storage potential in croplands // Geoderma. 2018. V. 313. P. 41–51. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2017.10.010>
43. Huot H., Simonnot M.-O., Morel J.L. Pedogenetic Trends in Soils Formed in Technogenic Parent Materials // Soil Sci. 2015. V. 180(4/5). P. 182–192. <https://doi.org/10.1097/SS.0000000000000135>
44. IUSS Working Group WRB. World Reference Base for Soil Resources 2014, update 2015. International soil classification system for naming soils and creating legends for soil maps. World Soil Resources Reports. Rome: FAO, 2015. № 106.
45. Jankowski M., Bednarek R. Quantitative and qualitative changes of properties as basis for distinguishing development stages of soils formed from dunes sand. // Polish J. Soil Sci. 2000. V. 33(2). P. 61–69.
46. Jauhiainen E. Age and degree of podzolization of sand soils on the coastal plain of northwest Finland. // Societas Scientiarum Fennica. Commentationes Biologicae. 1973. V. 68. P. 1–32.
47. Jauhiainen E. Rate of podzolization in a dune in northern Finland // Societas Scientiarum Fennica. Commentationes Physico-Mathematicae. 1972. V. 42. P. 33–44.
48. Macdonald S.E., Landhausser S.M., Skousen J., Franklin J., Frouz J., Hall S., Jacobs D.F., Quideau S. Forest restoration following surface mining disturbance: challenges and solutions // New Forests. 2015. № 46. P. 703–732. <https://doi.org/10.1007/s11056-015-9506-4>
49. Mokma D.L., Yli-Halla M., Lindqvist K. Podzol formation in sandy soils of Finland // Geoderma. 2004. V. 120. № 3. P. 259–272. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2003.09.008>
50. Olson J.S. Rates of succession and soil changes on Southern Lake Michigan sand dunes // Botanical Gazette. 1958. V. 119. № 3. P. 125–130.
51. Penížek V., Zádorová T. Soil Toposequence under Man-Planted Vegetation in the Krkonoše Mts., Czech Republic // Soil Water Res. 2012(4). V. 7. P. 138–150. <https://doi.org/10.17221/11/2012-SWR>
52. Petäjä-Ronkainen A., Peuraniemi V., Aario R. On podzolization in glaciofluvial material in northern Finland. // Annales academiæ scientiarum Fennicæ. Ser. A, III, Geologica-geographica. 1992. № 156. P. 1–19.
53. Pietrzykowski M., Krzaklewski W. Potential for carbon sequestration in reclaimed mine soil on reforested surface mining areas in Poland // Natural Sci. 2010. V. 2. № 9. P. 1015–1021. <https://doi.org/10.4236/ns.2010.29124>
54. Šourková M., Frouz J., Šantrůčková H. Accumulation of carbon, nitrogen and phosphorus during soil formation on alder spoil heaps after brown-coal mining, near Sokolov (Czech Republic) // Geoderma. 2005. V. 124. P. 203–214. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2004.05.001>
55. Switoniak M., Hulisz P., Różanski S., Kałucka I. Soils of the external dumping ground of the bełchatów open-cast lignite mine / Technogenic soils of Poland. Torun: Polish Soc. Soil Sci. 2013. P. 255–274.
56. Tanner L.H., Walker A.E., Nivison M., Smith D.L. Changes in Soil Composition and Floral Coverage on a Glacial Foreland Chronosequence in Southern Iceland // Open J. Soil Sci. 2013. V. 3. № 4. P. 191–198. <https://doi.org/10.4236/ojss.2013.34022>
57. Technogenic soils of Poland. Torun: Polish Soc. Soil Sci., 2013. 357 p.

Soil Development in the Quarries after Forest Reclamation in the Middle Taiga Subzone of the Northeast of European Russia

I. A. Likhanova^{1,*}, E. G. Kuznetsova¹, E. M. Lapteva¹, S. V. Deneva¹, and B. A. Makeev²

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

²*Institute of Geology, Komi Scientific Center of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences, Syktyvkar, 167982 Russia*

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

The research was conducted in the European northeast of Russia (Komi Republic), in reclaimed quarries for mining construction sand in the middle taiga subzone, two decades after the application of forest reclamation methods. We revealed the features of initial pedogenesis on substrates of different textures. On the sandy and loamy sandy substrates, the dynamic series of soils is represented by abralite (0-moment) → residual-calcareous humus psammozem (11th year) → raw-humified residual-calcareous gleyic psammozem (18th year). On the loamy substrate, the following soil series is formed: abralite → humic residual-calcareous pelozem (3rd and 11th years) → raw-humified residual-calcareous eluviated gleyic pelozem (18th year). The formation of litter and humus-accumulative horizons are the leading processes of soil formation. Their intensity is determined by the degree of development of the plant community. By the end of the second decade, humus-accumulative horizon (0–20 cm) of sandy loamy soils contains up to 2.7 Mg ha⁻¹ of organic carbon. Loamy soils contain up to 6.3 Mg ha⁻¹ of organic carbon. The stocks of soil nitrogen reach 0.1 and 0.4 Mg ha⁻¹, respectively. The rate of organic carbon accumulation in the soil reaches 0.16 (sandy and loamy substrates) and 0.37 Mg ha⁻¹ yr⁻¹ (loamy substrates). The organic matter of humus-accumulative horizons in the young soils of quarries is characterized by a higher content of water-soluble and labile components of humus and a low degree of condensation of humic acids compared to the background soils. Initial pedogenesis on the quarry substrates is characterized by an increase in the acidity of soil water extracts from pH 8.0 in abralite to pH 6.3–6.7 in the horizon weakly developed humus (W) horizon of the psammozems and pelozems. The rate of acidification in loamy soils is lower than in sandy and loamy sandy soils. Carbonate leaching is confirmed by the absence of calcite and dolomite in the mineralogical composition of the upper W horizons of the forming soils, a decrease in the total content of calcium oxide from about 4% in abralite to 2–3% in the W horizon and in the content of calcium carbonates (3 and <0.5%, respectively). After 18 years, slightly expressed features of eluviation, illuviation, and gleyzation appeared in the soil profiles.

Keywords: initial soil development, quarries, middle taiga, northeast of European Russia, Albic Podzols, Albic Retisols, Regosols, Arenosols

**ДЕГРАДАЦИЯ,
ВОССТАНОВЛЕНИЕ И ОХРАНА ПОЧВ**

УДК 631.44

**МОДЕЛИРОВАНИЕ ИСТИРАНИЯ ПОЧВЕННЫХ АГРЕГАТОВ
В СКЛОНОВЫХ ПОТОКАХ**

© 2021 г. **В. М. Гендугов^а**, Г. А. Ларионов^а, С. Ф. Краснов^а, Л. Ф. Литвин^а, А. В. Горобец^а *

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

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

Поступила в редакцию 31.07.2020 г.

После доработки 03.11.2020 г.

Принята к публикации 06.11.2020 г.

Эродирующая способность склонового водного потока – важнейший аргумент количественных оценок эрозии почв – определяется как разность между его транспортирующей способностью и суммарным содержанием в нем взвешенных и влекомых наносов. В связи с этим необходимо оценивать факторы и интенсивность истирания в потоке почвенных агрегатов, определяющие доли взвешенных и влекомых частиц. Попытки моделирования истирания речных наносов (Х. Штернберг) и почвенных агрегатов (Г.И. Швец), предпринятые ранее, не полностью соответствуют условиям взаимодействия почв и склоновых потоков. Дальнейшее описание процесса истирания эмпирическими зависимостями не принесло принципиальных улучшений. Иная модель истирания частиц, опирающаяся на законы механики, позволяет описывать процессы истирания срывааемых водным потоком почвенных агрегатов с разделением суммарного содержания наносов в потоке на влекомые и взвешенные. Верификация расчетов по этой модели экспериментальными данными, которые были получены нами ранее, оказалась удовлетворительной.

Ключевые слова: истираемость агрегатов, абразия, разрушение агрегатов, транспорт наносов, выщелоченный чернозем (Luvic Chernozem (Pachic))

DOI: 10.31857/S0032180X21040067

ВВЕДЕНИЕ

Наносы, перемещаемые потоком, оказывают большое влияние на интенсивность смыва почвы. Фостер с соавт. [8] полагали, что эродирующая способность определяется как разность транспортирующей способности потока и его мутности (как суммарного содержания наносов в потоке). Мирцхулава [5] считал, что если в ручейках на склонах не видно следов аккумуляции наносов, то наносы никак не влияют на смыв, и лишь когда уклон уменьшится настолько, что начинают наблюдаться аккумулятивные образования, стоит учитывать влияние наносов. В то же время имеются данные о влиянии на транспортирующую способность потока соотношения концентрации наносов в потоке в целом и в его придонном слое, что зависит от доли перемещаемых почвенных агрегатов [12].

В дальнейшем оказалось, что в зависимости от вида наносов (донные, взвешенные) их роль и механизм влияния на эрозионный процесс могут быть различными [3, 4]. Таким образом, не представляется возможным описать влияние наносов на эрозию почв единой зависимостью. Для оценки общей роли наносов в процессе эрозии необ-

ходимо располагать сведениями о количестве донных (влекомых) и взвешенных наносов на всем протяжении склоновых потоков. Впервые такие исследования провел Швец [6], используя циркуляционный лоток, скорость в котором была постоянной, что ограничивает ценность его исследований. Изучалось истирание в потоке на протяжении до 2–3 км, тогда как склонов такой длины в естественных условиях практически не имеется. Было отмечено, что при прохождении первой сотни метров наблюдается взрывной характер разрушения почвенных агрегатов. Причем Швец [6] предложил зависимость очень сложного вида, с неопределенностью оценки почвенных характеристик.

В работах по моделированию истирания почвенных агрегатов и речных наносов при их переносе водными потоками используются различные методы. Ванг с соавт. [13] применили чисто эмпирический подход для оценки варьирования размеров и формы почвенных агрегатов при их истирании в потоке в зависимости от пройденного ими расстояния. Другие исследователи при изучении процесса истирания модельных наносов (мергелистые и известковые породы) в потоке, применяли произвольно вводимые уравнения

и дискретную стохастическую модель измельчения [7], или модель, основанную на физическом описании процессов истирания и фрагментации с помощью статистических распределений [9].

Таким образом, сорванные почвенные агрегаты при движении в потоке разрушаются до исходных пылеватых и глинистых частиц, поэтому появляется потребность в модели, описывающей этот процесс.

Цель работы – разработка модели истирания почвенных частиц (агрегатов), которая опирается на законы механики и позволяет описывать процессы истирания срывааемых водным потоком агрегатов с разделением суммарного содержания наносов в потоке на влекомые и взвешенные.

ЭМПИРИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ И РЕШЕНИЯ

Для получения количественных данных о разрушении почвенных агрегатов в склоновом потоке, которые послужили бы в дальнейшем для верификации соответствующей модели, провели две серии опытов [1, 2]. В экспериментах использовали гидравлический лоток длиной 10 м. Дно лотка для имитации шероховатости ложа склонового потока на пашне было выстлано окатанным гравием и залито сверху смесью суглинка с клеем ПВА. Эксперименты проводили следующим образом. Водопрочные почвенные агрегаты отбирали методом мокрого рассеивания почвы. Затем почвенные агрегаты высушивали до воздушно-сухого состояния. Водопрочные воздушно-сухие агрегаты диаметром 2 и 4 мм в количестве 10 шт. взвешивали и капиллярно увлажняли на листе фильтровальной бумаги в течение 10–12 ч. Каждую такую порцию агрегатов вносили в поток в головной части лотка и улавливали на сито с ячейками размером 0.25 мм в его нижнем конце. Почвенные агрегаты смывали с сита в чашку и вновь добавляли в поток в головной части лотка. Это повторялось до тех пор, пока длина пробега агрегатов не достигала заданной величины (10, 20, 50, 100 и 200 м). Сохранившиеся частицы агрегатов высушивали на бумажном фильтре и взвешивали. Разность между начальным и конечным весом образца рассматривали как потери агрегатов на истирание и разрушение до размеров менее 0.25 мм. Опыты для каждой серии проводили в 3–6-кратной повторности.

В первой серии опытов исследовали влияние крупности агрегатов и инокуляции в почву микроорганизмов (дрожжевых культур) на истирание [2]. Установлено, что истирание почвенных агрегатов не описывается известным уравнением Штернберга [11], которое дает удовлетворительные результаты лишь для обломков горных пород в руслах рек. Коэффициент истирания в этом уравнении является константой для обломков породы различной крупности и зависит только от механических

свойств породы. Для почвенных агрегатов этот коэффициент оказался переменной величиной и уменьшался с длиной пробега. Оценка этого явления была получена при помощи ряда эмпирических зависимостей [2].

Другая серия экспериментов была посвящена исследованию влияния скорости и глубины потока на истирание агрегатов в зависимости от длины пробега агрегатов [1]. Визуальные наблюдения показали, что почвенные агрегаты движутся в потоке скачками (путем сальтации) и разрушение их происходит в момент касания дна потока. В соответствии с законами механики сила удара агрегатов о ложе потока пропорциональна квадрату скорости перемещения агрегата, которая, как показали замеры, практически совпадает со средней скоростью потока. Исходя из этой посылки, было предложено эмпирическое уравнение для описания разрушения почвенных агрегатов в процессе их движения по склону в ручейковой сети. В целом предложенное уравнение удовлетворительно описывает процесс истирания почвенных агрегатов в широком диапазоне гидравлических условий. Коэффициент корреляции между экспериментальными и расчетными данными, полученными для агрегатов крупностью 2 и 4 мм при глубине потока 10 и 15 мм и уклонах 2°, 3° и 5°, составил 0.92, что следует признать хорошим показателем, так как вариабельность скорости истирания агрегатов высока (табл. 1).

Однако данные по истиранию агрегатов при глубине потока 5 мм, т.е. при относительной глубине 1–2 ед. (H/d , где d – диаметр агрегата и H – глубина потока) резко отличаются от результатов, полученных при больших глубинах. Из этого следует, что предложенное уравнение описывает лишь частные случаи истирания агрегатов, а именно при глубине потоков, превосходящей в несколько раз диаметр агрегатов. Таким образом, задача разработки универсальной модели истирания почвенных агрегатов в склоновых потоках не была решена, несмотря на ее большую актуальность, как одного из этапов в разработке физически обоснованной модели эрозии почвы. В связи с этим были продолжены теоретические исследования с целью поиска общего решения проблемы на основе представлений о механизме разрушения агрегатов в потоке, полученных при проведении экспериментальных работ.

ТЕОРЕТИЧЕСКОЕ РЕШЕНИЕ ПРОБЛЕМЫ

Первые теоретические исследования процесса истирания обломков горной породы были проведены Штернбергом [11], который вывел дифференциальное уравнение из представления о том, что потеря веса частицы (P) пропорциональна ее весу в воде и изменению длины пути в потоке (x), то есть

$$dP = -CPdx. \quad (1)$$

Таблица 1. Разрушение и истирание почвенных агрегатов в зависимости от пройденного ими пути, глубины и скорости потока

Диаметр агрегата, мм	Уклон, градусы	Глубина потока, мм	Остаток навески (%) после пробега пути длиной (м)				
			10	20	50	100	200
2	2	10	75.7	68.2	37.6	18.9	6.23
2	2	15	83.8	76.7	28.7	16.7	12.3
2	5	5	—	87.7	72.5	48.9	27.1
2	5	10	58.3	34.8	27.2	4.85	5.30
2	5	15	82.3	73.6	32.4	4.15	0
4	2	5	74.9	69.3	57.7	37.1	21.7
4	2	10	74.6	72.6	42.8	22.7	9.20
4	2	15	74.9	36.2	30.2	22.6	12.4
4	3	5	79.8	54.3	49.5	30.0	10.7
4	3	10	77.8	57.5	42.5	25.2	8.60
4	3	15	78.2	62.7	42.5	40.6	17.3
4	5	5	69.4	59.8	46.4	15.0	5.15
4	5	10	72.6	77.4	49.1	28.0	6.10
4	5	15	68.8	52.7	23.2	9.10	6.96

Решением уравнения Штернберга при $C = \text{const}$ является функция:

$$P = P_0 e^{-Cx}, \tag{2}$$

где P_0 и P – соответственно начальный и конечный вес частицы, C – коэффициент, зависящий от твердости породы, скорости течения и перемещения частицы в потоке, и других физических свойств частицы и породы, слагающей дно потока, по которому она перемещается, x – расстояние, на которое переместилась частица.

Если записать вес частицы через объем шара с эффективным диаметром D , то получим формулу

$$D = D_0 e^{-\frac{c}{3}x}. \tag{3}$$

Шоклич [10] в результате обработки экспериментальных данных, предложил следующее выражение для коэффициента C уравнения Штернберга:

$$C = C_1 v^{0.25} \left(\frac{D + 15}{15} \right), \tag{4}$$

где v – скорость движения частиц в потоке, м/с; C_1 – коэффициент, величина которого определяется твердостью горной породы; D – диаметр частиц, мм.

Однако следует заметить, что помимо диаметра (D) в уравнение (4) входит также неизвестная скорость движения частицы (v). Кроме того, из работы Ларионова с соавт. [2] следует, что показатель степени в формуле (2) зависит от x в некоторой степени n ($n = 0.64$).

Результаты опытов подводят к мысли о необходимости пересмотра теории Штернберга [11] и построении новой модели истирания частицы, опи-

рающиеся на законы механики. Напомним их формулировки. Изменение массы частицы (m) в единицу времени равно скорости ее потери (m'), то есть

$$\frac{dm}{dt} = -m'. \tag{5}$$

И второй закон Ньютона – изменение количества движения (mv) в единицу времени равно действию внешних сил (F)

$$m' \frac{dv}{dt} = F. \tag{6}$$

Очевидно, что выбор m' и F определяет закон истирания. В этой связи рассмотрим некоторые варианты задания m' и F .

Вариант 1.

а) Предположим, что скорость истирания частицы пропорциональна ее весу в воде, а коэффициент истирания пропорционален скорости движения частицы (v), то есть

$$m' = \frac{\mu}{g} v P = \mu v (\rho_{\text{ч}} - \rho) \frac{4}{3} \pi r^3, \tag{7}$$

где g – ускорение силы тяжести, $\rho_{\text{ч}}$ – плотность частицы, ρ – плотность воды, μ – коэффициент потери массы, r – радиус частицы.

б) Примем также, что внешняя сила есть сумма из сил лобового давления и сухого трения, то есть

$$F = C_x \pi r^2 \rho (u - v)^2 - K g (\rho_{\text{ч}} - \rho) \frac{4}{3} \pi r^3, \tag{8}$$

где C_x – коэффициент лобового сопротивления, K – коэффициент трения, u – средняя скорость потока. Подставляя уравнения (7) и (8) соответ-

ственно в формулы (5) и (6), приведем последние из них к виду

$$\frac{dm}{dt} = -\mu \left(1 - \frac{\rho}{\rho_{\text{ч}}}\right) m v, \quad (9)$$

$$m \frac{dv}{dt} = C_x \pi r^2 \rho (u - v)^2 - Kg \left(1 - \frac{\rho}{\rho_{\text{ч}}}\right) m. \quad (10)$$

Из уравнения (10) легко определить наибольший радиус частицы (r^*), которая не будет перемещаться потоком ($v = 0$):

$$r^* = \frac{\frac{3}{4} C_x \frac{\rho}{\rho_{\text{ч}}} u^2}{Kg \left(1 - \frac{\rho}{\rho_{\text{ч}}}\right)}. \quad (11)$$

Иначе говоря, начальный радиус частицы r_0 , способной перемещаться потоком, должен отвечать условию $r_0 < r^*$.

Рассмотрим уравнение (9). Разделим обе части на v и, учитывая равенство $dx = v dt$, получим:

$$\frac{dm}{dx} = -\mu \left(1 - \frac{\rho}{\rho_{\text{ч}}}\right) m. \quad (12)$$

Умножая обе части уравнения (12) на g , получаем уравнение Штернберга (1):

$$\frac{dP}{dx} = -CP, \quad \text{где } C = \mu \left(1 - \frac{\rho}{\rho_{\text{ч}}}\right).$$

с зависимостью истирания от относительной плотности частицы.

Вариант 2. Будем полагать, что скорость истирания частицы пропорциональна весу частицы в воде, с коэффициентом, пропорциональным квадрату скорости:

$$m' = \mu \left(1 - \frac{\rho}{\rho_{\text{ч}}}\right) m v^2 = \frac{\mu}{g} P v^2.$$

Внешняя сила есть сумма силы сопротивления в форме (8), пропорциональной разности скоростей потока и частицы:

$$F = C_x \pi r^2 \rho (u - v)^2 - Kg \left(1 - \frac{\rho}{\rho_{\text{ч}}}\right) m. \quad (13)$$

С учетом допущений о виде m и F уравнения (5) и (6) принимают вид:

$$\frac{dm}{dt} = -\mu \left(1 - \frac{\rho}{\rho_{\text{ч}}}\right) m v^2, \quad (14)$$

$$m \frac{dv}{dt} = C_x \pi r^2 \rho (u - v)^2 - Kg \left(1 - \frac{\rho}{\rho_{\text{ч}}}\right) m. \quad (15)$$

Заметим, что, как правило, процесс истирания и, как следствие, изменение радиуса частицы происходит сравнительно медленно. Поэтому скорость движения частицы также меняется медленно. Это

обстоятельство позволяет пренебречь инерционным членом уравнения (15) и определить скорость из уравнения:

$$C_x \pi r^2 \rho (u - v)^2 - Kg \left(1 - \frac{\rho}{\rho_{\text{ч}}}\right) \rho_{\text{ч}} \frac{4}{3} \pi r^3 = 0.$$

Отсюда получаем:

$$\frac{v}{u} = 1 - \sqrt{\frac{r}{r^*}}. \quad (16)$$

Запишем теперь уравнение (14) в виде:

$$\frac{dr}{dt} = -\frac{\mu}{3} \left(1 - \frac{\rho}{\rho_{\text{ч}}}\right) r v^2.$$

Разделим обе части последнего уравнения на v и с учетом равенства $v dt = dx$ и (16) получим

$$\frac{dr}{dx} = -\frac{\mu}{3} \left(1 - \frac{\rho}{\rho_{\text{ч}}}\right) u \left(1 - \sqrt{\frac{r}{r^*}}\right) r. \quad (17)$$

Разделим обе части (17) на r^* и, вводя новую переменную, $y = \sqrt{\frac{r}{r^*}}$, приведем уравнение (17) к виду удобному для интегрирования:

$$\frac{dy}{(1-y)y} = \frac{\mu}{6} \left(1 - \frac{\rho}{\rho_{\text{ч}}}\right) u dx = -\lambda dx,$$

где $\lambda = -\frac{\mu}{6} \left(1 - \frac{\rho}{\rho_{\text{ч}}}\right) u$. После интегрирования общее решение этого уравнения можно записать так:

$$\frac{y}{1-y} = \frac{y_0}{1-y_0} e^{-\lambda x}, \quad (18)$$

где $y_0 = \sqrt{r_0/r^*}$, а r_0 – начальный радиус частицы.

Решим (18) относительно y : $y = \frac{Ae^{-\lambda x}}{1 + Ae^{-\lambda x}}$, где

$A = \frac{y_0}{1-y_0}$, и, учитывая введенное обозначение, получим окончательное решение:

$$r = r^* \left(\frac{Ae^{-\lambda x}}{1 + Ae^{-\lambda x}} \right)^2 = r^* \left(\frac{\sqrt{\frac{r_0}{r^*}} e^{-\lambda x}}{1 - \sqrt{\frac{r_0}{r^*}}} \left(1 + \frac{\sqrt{\frac{r_0}{r^*}} e^{-\lambda x}}{1 - \sqrt{\frac{r_0}{r^*}}} \right)^{-1} \right)^2. \quad (19)$$

Последнее уравнение удовлетворительно описывает все экспериментальные результаты, полученные нами ранее [1].

Сопоставление рассчитанных значений радиуса агрегатов по уравнению (19) с экспериментальными данными при различной длине (10, 20,

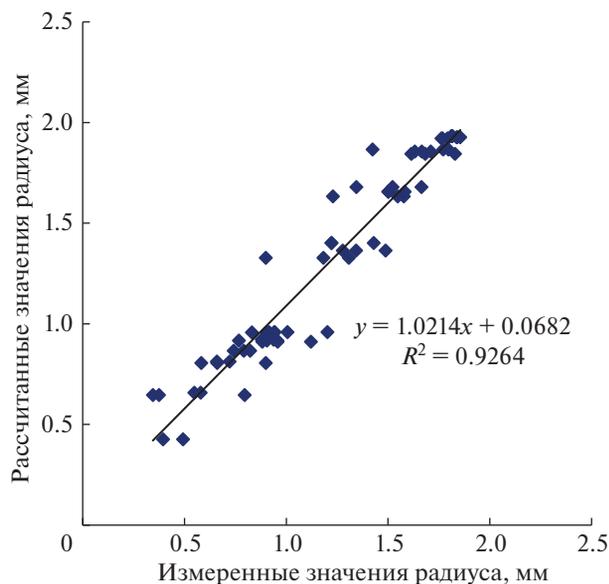


Рис. 1. Сопоставление рассчитанных по формуле (19) значений радиуса агрегатов с измеренными после пробега пути длиной 10, 20, 50, 100 и 200 м.

50, 100 и 200 м) их пробега в потоке показало значимую корреляцию ($R^2 = 0.926$, $P = 0.95$), что свидетельствует о существенно большей предикативности теоретического уравнения по сравнению с эмпирическим (рис. 1). Расчеты показали, что коэффициент угла наклона (1.0214) значимо ($P = 0.95$) не отличается от 1, оценка стандартной ошибки углового коэффициента регрессии – 0.036. Оценка свободного члена регрессии (0.0682) значимо ($P = 0.95$) не отличается от 0. Кроме того, теоретическое уравнение истирания почвенных агрегатов в отличие от эмпирического оказалось применимым и к потокам малой глубины.

ВЫВОДЫ

1. Теоретический анализ процесса истирания почвенных частиц в потоке дал два решения. Первое решение привело к известному уравнению Штернберга и показало, что коэффициент истирания зависит от относительной плотности частицы.

2. Второе решение, в основу которого положена зависимость истирания от квадрата скорости частицы, привело к уравнению совершенно иного вида. При помощи этого уравнения удалось описать все экспериментальные данные, которые были получены нами ранее.

3. Последнее уравнение может быть использовано для описания истирания срывааемых в процессе эрозии почвенных агрегатов и деления суммарного содержания наносов в потоке на влекомые и взвешенные, что необходимо знать для расчета смыва почвы по продольному профилю склона.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена по плану НИР (ГЗ) Научно-исследовательской лаборатории эрозии почв и русловых процессов имени Н.И. Маккавеева.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ларионов Г.А. Истирание почвенных агрегатов в склоновых потоках // Эрозия почв и русловые процессы. 2008. Вып. 16. С. 74–83.
2. Ларионов Г.А., Бушуева О.Г., Добровольская Н.Г., Кирюхина З.П., Литвин Л.Ф., Максимова И.А. Разрушение почвенных агрегатов в склоновых потоках // Почвоведение. 2007. № 10. С. 1263–1269.
3. Ларионов Г.А., Добровольская Н.Г., Кирюхина З.П., Литвин Л.Ф. Влияние твердости донных наносов ложа потока на его эрозионную способность // Почвоведение. 2005. № 4. С. 494–498.
4. Ларионов Г.А., Добровольская Н.Г., Кирюхина З.П., Литвин Л.Ф. Влияние взвешенных наносов на эродированность почв // Почвоведение. 2008. № 7. С. 871–876.
5. Мирихулава Ц.Е. Инженерные методы расчета и прогноза водной эрозии. М.: Колос, 1970. 240 с.
6. Швец Г.И. Формирование водной эрозии стока наносов и их оценка (на примере Украины и Молдавии). Л.: Гидрометеиздат, 1974. 184 с.
7. Domokos G., Jerolmack D.J., Sipos A.A., Török Á. How River Rocks Round: Resolving the Shape-Size Paradox // PLOS One. 2014. V. 9. № 2. P. e88657. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0088657>
8. Foster G.R., Lane L.J., Nearing M.A., Finkner S.C., Flanagan D.C. Erosion component // USDA – Water Erosion Prediction Project: Hillslope Profile Model Documentation. NSERL Report No. 2. USDA-ARS National Soil Erosion Research Laboratory. West Lafayette, Ind. 1989. P. 10.1–10.12.
9. Le Bouteiller C., Naaïm-Bouvet F., Mathys N., Lavé J. A new framework for modeling sediment fining during transport with fragmentation and abrasion // J. Geophys. Res. Earth Surf. 2011. V. 116. F03002. <https://doi.org/10.1029/2010JF001926>
10. Schoklitsch A. Handbuch des Wasserbaues [Handbook of Hydraulic Structures]. Zweiter Band. Wien: Springer-Verlag, 1962. 1071 s.
11. Sternberg H. Untersuchungen über Längen- und Querprofil geschiefeführender Flüsse // Zeitschrift für Bauwesen. 1875. Jg. XXV. H. XI/XII. S. 483–506.
12. Tödten H. A mathematical model to describe surface erosion caused by overland flow // Quantitative slope models. Zeitschrift für Geomorphology. 1976. V. 25. P. 89–105.
13. Wang J., Li Z., Cai C., Ma R. Particle size and shape variation of Ultisol aggregates affected by abrasion under different transport distances in overland flow // Catena. 2014. V. 123. № 4. P. 153–162. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2014.07.020>

Attrition Modeling of Soil Aggregates in Slope Flows

V. M. Gendugov¹, G. A. Larionov¹, S. F. Krasnov¹, L. F. Litvin¹, and A. V. Gorobets^{1, *}

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

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

Erosive capacity of slope water flows—the key parameter of quantitative assessment of soil erosion—is defined as a difference between flow's transporting capacity and the total content of suspended load and bedload. Therefore, it is necessary to assess factors and intensity of soil aggregates attrition in water flow that determine shares of suspended and dragged particles in the sediment load. Earlier attrition modelling of river sediments (H. Sternberg) and soil aggregates (G.I. Schwabs) do not fully correspond to the condition of interaction between soils and slope flows. Further attempts to describe the attrition process with empirical relationships have not brought significant improvements. A markedly different particle attrition model based on mechanics laws allows us to describe the processes of attrition of soil aggregates being broken away by water flow differentiating the total load between bedload and suspended load. Experimental verification of calculations based on this model proved to be satisfactory.

Keywords: attrition of aggregates, abrasion, aggregate breakage, sediment transport, leached chernozem (Luvic Chernozem (Pachic))