СОДЕРЖАНИЕ

Номер 7, 2020

ГЕНЕЗИС И ГЕОГРАФИЯ ПОЧВ

Почвы и отложения озерно-аласных котловин тундр Колымской низменности

С. В. Губин, А. В. Лупачев 775

Сравнительная характеристика горно-лесных и горно-луговых почв Долгоруковской яйлы (Горный Крым)

И. В. Костенко, Н. Е. Опанасенко 791

ХИМИЯ ПОЧВ

Соединения азота в почвах континентальных окраин Европейского сектора Российской Арктики

Е. В. Шамрикова, С. В. Денева, О. С. Кубик, А. Н. Панюков 803

Влияние водорастворимых компонентов почв на размер и электрокинетический потенциал наноалмазов

Н. А. Куликова 816

ФИЗИКА ПОЧВ

Физические показатели и механизм слитизации (на примере Предкавказского слитого чернозема)

А. В. Смагин 828

Формирование пузырьковых пор в агрегатах из элювиального горизонта дерново-подзолистой почвы

Е. Б. Скворцова, Е. В. Шеин, К. А. Романенко, К. Н. Абросимов 840

БИОЛОГИЯ ПОЧВ

Зависимость свойств почвы альпийской лишайниковой пустоши от влажности и присутствия *Vaccinium vitis-idaea* в составе фитоценоза

М. И. Макаров, Р. В. Сабирова, М. С. Кадулин, Т. И. Малышева, А. И. Журавлева, В. Г. Онипченко, А. А. Аксенова 850

МИНЕРАЛОГИЯ И МИКРОМОРФОЛОГИЯ ПОЧВ

Признаки природной и антропогенной эволюции в микростроении почв Быковского расширения Москворецкой поймы

М. И. Герасимова, Н. В. Савицкая 860

АГРОХИМИЯ И ПЛОДОРОДИЕ ПОЧВ

Методология комплексной оценки сельскохозяйственных земель

В. И. Кирюшин 871

Изменение физических свойств черноземов при прямом посеве

В. П. Белобров, С. А. Юдин, Н. В. Ярославцева, А. В. Юдина, В. К. Дридигер, Р. С. Стукалов, Н. Н. Клюев, И. В. Замотаев, Н. Р. Ермолаев, А. Л. Иванов, В. А. Холодов 880

ДЕГРАДАЦИЯ, ВОССТАНОВЛЕНИЕ И ОХРАНА ПОЧВ

Содержание и распределение ^{137}Cs в подзолах в районе расположения Кольской атомной электростанции

М. Б. Попова, Д. В. Манахов, А. Н. Кизеев, С. Ф. Ушамова, Д. Н. Липатов, А. Ю. Чирков, П. С. Орлов, С. В. Мамихин 891

Постагрогенное изменение ферментативной активности и содержания органического углерода чернозема в первые 3 года залежного режима

К. Ш. Казеев, А. В. Трушков, М. Ю. Одабашян, С. И. Колесников 901

Contents

No. 7, 2020

Genesis and Geography of Soils

Sois and The Soil Cover of the Lake-Alas Depressions in Tundra Zone of the Kolyma Lowland
S. V. Gubin and A. V. Lupachev 775

Comparative Characteristics of Mountain-Forest and Mountain-Meadow Soils of Dolgorukovskaya Yayla (the Crimea Mountains)
I. V. Kostenko and N. E. Opanasenko 791

Soil Chemistry

Nitrogen Compounds in Soil of Continental Peripheries of the European Arctic
E. V. Shamrikova, S. V. Deneva, O. S. Kubik, and A. N. Panjukov 803

Effects of Water-Soluble Soil Components on the Size and Electrokinetic Potential of Nanodiamonds
N. A. Kulikova 816

Soil Physics

Physical Indicators and Mechanism of Slitization (on the Example of the Pre Caucasian Merged Chernozem)
A. V. Smagin 828

Formation of Vesicular Pores in Aggregates of Eluvial Horizon of Albic Glossic Retisol in Freeze-Thaw Cycles
E. B. Skvortsova, E. V. Shein, K. A. Romanenko, K. N. Abrosimov 840

Soil Biology

Dependence of Properties of Soil under Alpine Lichen Community on Soil Moisture and Presence of *Vaccinium vitis-idaea*
M. I. Makarov, R. V. Sabirova, M. S. Kadulin, T. I. Malysheva, A. I. Zhuravleva, V. G. Onipchenko, and A. A. Aksenova 850

Mineralogy and Micromorphology of Soils

Micromorphological Interpretation of Natural and Anthropogenic Evolution of Soils in Bykovo Lacustrine-Alluvial Section of the Moscow River Floodplain
M. I. Gerasimova and N. V. Savitskaya 860

Agricultural Chemistry and Fertility of Soils

The Methodology for the Integrated Assessment of Agricultural Land
V. I. Kiryushin 871

Changes in Physical Properties of Chernozems under No-Till Technology
V. P. Belobrov, S. A. Yudin, N. V. Yaroslavtseva, A. V. Yudina, V. K. Dridiger, R. S. Stukalov, N. N. Kluev, I. V. Zamotaev, N. R. Ermolaev, A. L. Ivanov, and V. A. Holodov 880

Degradation, Rehabilitation, and Conservation of Soils

Contents and Distribution of ^{137}Cs in Podzols in the Area of the Kola Nuclear Power Plant
M. B. Popova, D. V. Manakhov, A. N. Kizeev, S. F. Ushamova, D. N. Lipatov, A. Yu. Chirkov, P. S. Orlov, and S. V. Mamikhin 891

Postagrogenic Change of Enzyme Activity and Organic Carbon in Chernozem during the First 3 Years of Layland Regime
K. Sh. Kazeev, A. V. Trushkov, M. Yu. Odabashyan, and S. I. Kolesnikov 901

ПОЧВОВЕДЕНИЕ, 2020, № 7, с. 775–790

ГЕНЕЗИС
И ГЕОГРАФИЯ ПОЧВ

УДК 631.4

ПОЧВЫ И ОТЛОЖЕНИЯ ОЗЕРНО-АЛАСНЫХ КОТЛОВИН ТУНДР КОЛЫМСКОЙ НИЗМЕННОСТИ

© 2020 г. С. В. Губин[a], *, А. В. Лупачев[a]

[a] *Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН, ул. Институтская, 2, Пущино, Московская область, 142290 Россия*

**e-mail: gubin.stas@mail.ru*

Поступила в редакцию 28.05.2019 г.
После доработки 29.10.2019 г.
Принята к публикации 27.12.2019 г.

Почвообразование на террасах озерно-аласных котловин в тундровой зоне Колымской низменности протекает на отложениях, различающихся своим происхождением, но обладающих достаточно высоким сходством состава и свойств материала. Строение почв и почвенного покрова террас и склонов котловин отражает основные тренды протекающего здесь в голоцене почвообразования и происходящей перестройки ландшафтной обстановки. На террасах высокого и среднего уровней четко прослеживается тенденция развития почв в направлении формирования криоземов, доминирующая и на территории водораздельных поверхностей. На террасах низкого уровня и днищах озерно-аласных котловин идут оглеение и торфонакопление, имеющие здесь устойчивый и прогрессирующий характер. Почвообразование протекает при близком залегании границы многолетней мерзлоты, расположенной на глубине менее метра, и все формирующиеся на рассматриваемой территории почвы, относятся к мерзлотным (Cryosols).

Ключевые слова: криозем, Cryosol, торфяные почвы, Histosol, криогенный массообмен, термокарст, террасы

DOI: 10.31857/S0032180X20070047

ВВЕДЕНИЕ

Обширные территории приморских низменностей Севера Якутии сложены высокольдистыми позднеплейстоценовыми отложениями ледового комплекса (**ЛК**) или продуктами их переработки в голоцене – озерно-аласными и, в меньшей степени, аллювиальными отложениями. Масштабное потепление на границе голоцена и плейстоцена привело к началу быстрой и коренной перестройки общей ландшафтной обстановки равнин Древней Берингии, резкому увеличению гидроморфизма их поверхности, а последовавшее за этим перераспределение влаги и ее накопление на отдельных участках – обусловило формирование множества термокарстовых западин и озер. Их дальнейшее развитие коренным образом преобразовало поверхность и ландшафты низменностей. По проведенным оценкам, в различных частях их территории от севера таежной зоны до арктических побережий останцы позднеплейстоценовых равнин, сложенные отложениями ЛК и называемые едомами, могут занимать от 15 до 40% площади отдельных районов [4, 13]. Остальные территории представляют собой обширные озерно-аласные котловины, часто именуемые “аласами”, размеры которых могут достигать площади десятков квадратных километров. Котловины сильно террасированы, что отражает их развитие с начала голоцена до настоящего времени под влиянием активной перестройки озерно-речных систем. Изучение почв и почвенного покрова на террасах и днищах в разные периоды голоцена сошедших термокарстовых озер позволяет проследить тренд современного почвообразования, установить его зависимость от подстилающих почвы отложений, возраста поверхностей, изменения степени их гидроморфизма, развития мерзлотного рельефа различных уровней, растительного покрова и других факторов, определяющих формирование почв.

ПОДХОДЫ И МЕТОДЫ

Работы по изучению отложений и почв озерно-аласных котловин (**ОАК**) проводились на территории Колымской и Яно-Индигирской низменностей в пределах южных, типичных и арктических тундр. Маршрутными исследованиями были охвачены водораздельные пространства и территории многочисленных ОАК, прилегающих к водосборам крупных рек низменностей: Колы-

Рис. 1. Участки проведения исследований почв озерно-аласных котловин на Колымской низменности.

мы, Б. Чукочьей, Алазеи, Б. Куропаточьей, Гальгаваама, Б. Хомус–Юряха, Аллаихи, Индигирки и более мелких их притоков (рис. 1). Работы реализовались путем заложения более 50-ти трансект, пересекающих поверхности котловин от водораздельных участков, через террасы всех уровней до днищ сошедших озер. Изучены долины рек, большинство террас которых являются днищами ранее сошедших термокарстовых озер. Исследования проводились преимущественно в конце летнего сезона, в сроки близкие к периоду максимального сезонного оттаивания профилей. Параллельно с почвами, в расчистках термоэрозионных обрывов берегов озер, ОАК, рек и морских побережий изучалось строение подстилающих почвы отложений – ледового комплекса, покровного слоя, представляющего слой оттаивания отложений в ранние, более теплые периоды голоцена и ныне находящегося в мерзлом состоянии, слоев озерных осадков и таберальных толщ. Особое внимание было уделено нижним частям профилей и самым верхним слоям многолетней мерзлоты на склонах террас, где активно проявляются признаки солифлюкции – течения, сползания и перемешивания материала ранее формировавшихся и ныне формирующихся почв. В ходе морфологического описания особое внимание уделялось оценке участия этого материала в формировании профилей современных почв.

При проведении полевых работ почвенные разрезы углублялись на 10–20 см в подстилающую многолетнюю мерзлоту. В связи с активно идущим на территории рассматриваемых тундр пятнообразованием, постепенным зарастанием пятен и присутствием в почвенном покрове широкого спектра криоземов – от почв голых пятен до полноценно развитых профилей – для физико-химических исследований были выбраны почвы, обладающие наиболее полноразвитыми профилями. При полевых исследованиях криоземов выделяемый в Классификации почв [19] диагностический горизонт CR был разделен на две части CR_1 и CR_2. Это вызвано устойчивым и значительным различием верхней и нижней частей CR по структурным признакам, плотности сложения материала, реже по окраске и доле криотурбированного грубого органического материала в общем материале горизонта.

Морфологическое строение почв, их химические свойства и свойства подстилающих отложений на террасах разного уровня и возраста изучалось в узких зонах трансект. Для получения дополнительных представлений о характере исследуемых почв привлечены аналитические материалы по почвам других районов Колымской низменности, преимущественно в пределах типичной и арктической тундры.

Оценка площадей, занятых террасами разного уровня, проводилась на базе 23 крупных урочищ, занятых ОАК, с использованием карт масштаба 1 : 200000 и 1 : 100000, материалов космической съемки, дополненных маршрутными наблюдениями.

При подсчетах, оценке и сравнении площадей, занятых террасами разного уровня в пределах ОАК, исключены площади, занимаемые в них поверхностями озер. Аналитические исследования почвенных образцов выполнены в ЦКП ИФХиБПП РАН. Определение валового содержания органического углерода (С орг) и общего азота (N общ) в почвенных образцах выполнено с помощью автоматического HCNS-анализатора “Elementar Vario El III” (Германия). Валовой состав определялся рентген-флуоресцентным методом на Spectroscan MAX GV (Россия). При проведении работ использована Классификация и диагностика почв России 2004 г. [19], Мировая реферативная база почвенных ресурсов [22], Полевой определитель почв России [23].

ОРГАНИЗАЦИЯ И РАЗВИТИЕ АЛАСНЫХ КОТЛОВИН ПРИМОРСКИХ НИЗМЕННОСТЕЙ

Район исследований характеризуется суровостью климата (средняя температура января –35...–37°С, июля 8–12°С, общее количество осадков – менее 150 мм), на долю летнего периода приходится около 1/3. Деятельный слой начинает оттаивать в конце мая, промерзать – в конце сентября, смыкание мерзлоты приходится на середину–конец октября. Мощность многолетнемерзлых пород составляет более 600 м, их температура –7...–13°С,

глубины сезонного оттаивания не превышают 80 см [2].

Общепринято, что перестройка рельефа приморских низменностей связана с резким потеплением на границе голоцена–плейстоцена, начавшимся 12–13 тысяч лет назад [13–15, 24, 27, 29]. Поверхность территорий низменностей на заключительном этапе плейстоцена была сложена отложениями ЛК с повторножильными льдами (**ПЖЛ**), образующими в плане решетку с полигонами, достигающими в поперечнике до 12 м. Под современным деятельным слоем, мощностью до 70 см, расположен мерзлый покровный слой, сформированный при оттаивании верхней части ЛК во время климатического оптимума голоцена [13, 24, 27] и достигающий в тундре мощности 1.2 м. На отдельных участках он может замещаться слоями оттаивавшего в начале голоцена материала, находившегося под днищами быстро сошедших мелких термокарстовых озер ("зачаточные" или "незавершенные" аласы по Каплиной [13]). Мощность подобных слоев не превышает 3–5 м.

В наиболее крупных ОАК количество террас может достигать 8, чаще – 4–5. Ширина их поверхностей колеблется от десятков до первых сотен метров, высота склонов террас 15–20 м. Превышение водораздельных поверхностей над днищами котловин в типичной тундре достигает 35–40 м и снижается с продвижением на север к побережью до 25–30 м. Днища наиболее глубоких котловин находятся на 1–5 м над уровнем моря.

Рельеф котловин обладает сложным строением, зависящем от их поперечных размеров, их возраста, глубины вреза, удаленности от основных дренирующих рек, связи между отдельными котловинами в пределах крупных их объединений (рис. 2). Важную роль играет неотектоника. В районах тектонических поднятий, определяющих повышенный дренаж препятствующих развитию термокарста, ОАК занимают ограниченные площади, их склоны характеризуются большой крутизной, более слабой террасированностью [4]. Районы опусканий практически полностью заняты аласами, на днищах которых сохраняются мелкие активно зарастающие озера, переходящие в сильно заболоченную тундру [4]. Анализ материалов космической съемки последних 20-ти лет показывает, что даже частичный сход озер на подобных территориях в настоящее время явление редкое. Это подтверждает вывод Каплиной, что на "основной части низменностей в настоящее время рельеф находится в состоянии близком к равновесному и термокарст в рассматриваемом регионе практически не развивается" [13].

В результате динамичного развития аласов, при начальном обособлении, а в дальнейшем слиянии многих формирующихся ОАК, установить конкретное время формирования отдельных террас весьма сложно. Существуют аласы, в которых сброс основной массы вод озер в соседние более углубленные котловины или дренажные речные системы произошел в первой половине голоцена. В случае сохранения в отдельных частях подобных котловин озер они продолжают врез до уровня современной гидрографической сети. Нередко, в ходе подобной перестройки, уже сформированные террасы обособляются, образуют изолированные останцы разных уровней, дальнейшее развитие поверхностей которых продолжается уже в автономном режиме, близком к режиму водоразделов. Поверхности подобных останцов сложены озерными отложениями [7].

ХАРАКТЕРИСТИКА ОСНОВНЫХ ПОЧВООБРАЗУЮЩИХ ПОРОД, СЛАГАЮЩИХ АЛАСНЫЕ КОТЛОВИНЫ

Почвообразующие породы, выполняющие ОАК, представлены набором отложений, объединенных под понятием "аласный комплекс" [14, 15, 18]. К ним относятся отложения ЛК и склоновые, образующие делювиальные шельфы, таберальные образования, озерные осадки, собственно аласные отложения.

Позднеплейстоценовые отложения ЛК приморских низменностей Севера Якутии сформированы при участии синлитогенного почвообразования в условиях тундростепных ландшафтов Древней Берингии [22, 26, 27]. Формирование отложений происходило 50–13 тыс. лет назад и охватывало МИС 3 (каргинский термохрон) и наиболее холодную стадию позднего плейстоцена МИС 2 (сартанский криохрон) [24, 30, 31]. Различия биоклиматической обстановки этих периодов прослеживаются в строении и свойствах накопившихся в это время осадков, содержании в них С орг. В отложениях МИС 3 эти показатели несколько выше, в них встречаются горизонты погребенных почв [6, 24, 30, 31]. В остальном толщи МИС 2 и МИС 3 характеризуются значительным сходством. В подавляющем большинстве районов Колымской низменности отложения ЛК сложены пылеватыми суглинками с абсолютным преобладанием фракции средней пыли и низким содержанием ила (табл. 1). В составе реликтового органического вещества (С орг 0.8–2.0%) абсолютно преобладает мельчайший (<0.02 мм) сильно минерализованный растительный детрит, состоящий из остатков злаков, осок, мхов, кустарничковой растительности (табл. 2). Микроформы выделений гумусовых веществ имеют подчиненное значение и представлены темным аморфным материалом в виде тонких пленок и мельчайших сгустков, расположенных на поверхности отдельных пылеватых частиц. В материале отложений *in situ* присутствуют единичные тончайшие, сильно минерализованные остатки корней травянистых растений размером 0.5–2.0 см.

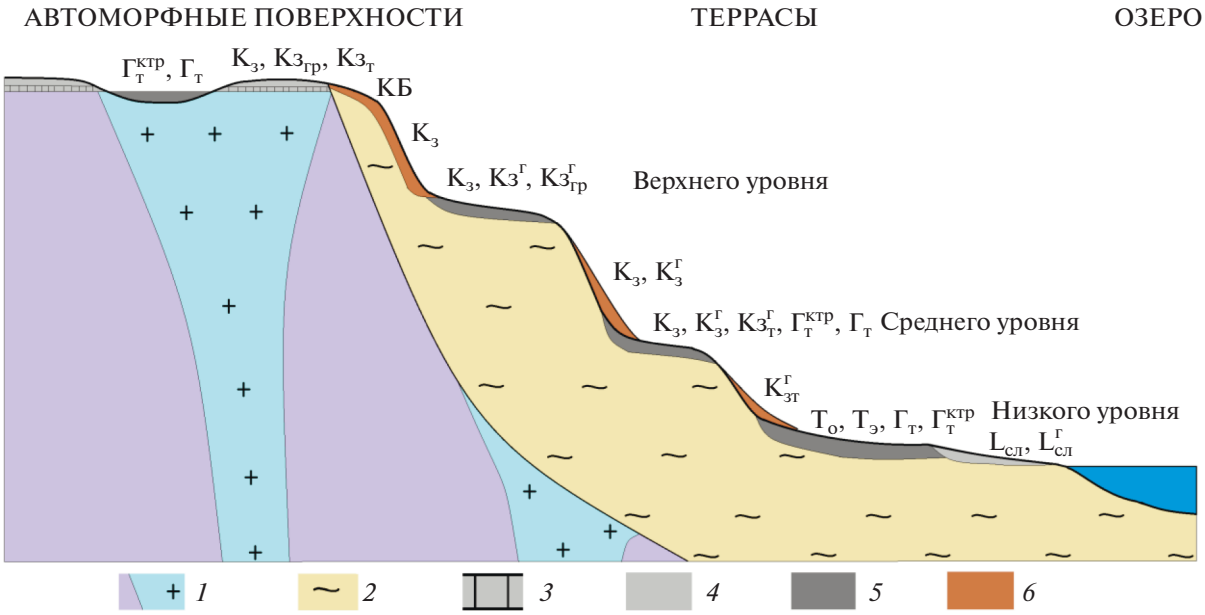

Рис. 2. Распределение почв в пределах озерно-аласных котловин тундровой зоны Колымской низменности. Обозначения: *1* – отложения ледового комплекса; *2* – таберальные отложения; *3* – покровный слой голоценового оттаивания; *4* – современные озерно-аллювиальные отложения; *5* – озерно-аласные отложения; *6* – делювиальные отложения. Типы и подтипы почв (индексы в соответствие с Классификацией ..., 2004 [19]): $К_з$ – криоземы типичные (Turbic Cryosol); $Кз_{гр}$ – криоземы грубогумусовые (Turbic Histic Cryosol); $Кз^г$ – криоземы глееватые (Turbic Reductaquic Cryosol); $Кз_{гр}^г$ – криоземы грубогумусовые глееватые (Turbic Histic Reductaquic Cryosol); $Кз_т$ – торфяно-криоземы типичные (Histic Cryosol); $Кз_т^г$ – торфяно-криоземы глееватые (Histic Reductaquic Cryosol); КБ – криометаморфические мерзлотные (Cambic Cryosol); $Г_т$ – торфяно-глееземы мерзлотные (Reductaquic Histic Cryosol); $Г_т^{ктр}$ – торфяно-глееземы криотурбированные мерзлотные (Reductaquic Histic Turbic Cryosol); $Т_о$ – торфяные олиготрофные мерзлотные (Cryic Histosol); $Т_э$ – торфяные эвтрофные мерзлотные (Cryic Histosol); $L_{сл}$ – озерно-слоистые мерзлотные (Cryosol (Fluvic)); $L_{сл}^г$ – озерно-слоистые глееватые мерзлотные (Reductaquic Cryosol (Fluvic)).

Грубогумусность отложений, сходство состава детрита, его содержания отражено в значениях C : N, находящихся здесь в пределах 10–12 и слабо меняющихся по глубине. Реакция материала отложений ЛК нейтральная, реже слабощелочная. Важным свойством отложений является высокое содержании в них подвижных форм биофильных элементов, в особенности фосфора (вытяжка Кирсанова), достигающих значений в отдельных слоях до 50 смоль (экв)/кг почвы, что на порядок превышает его содержание как в верхних горизонтах современных тундровых почв, так и в высокоплодородных почвах других природных зон, включая пахотные. Высоко в отложениях содержание подвижных форм калия, присутствуют минеральные формы азота [12]. Потенциальное плодородие отложений ЛК в современных условиях реализуется на крутых, свежеоттаявших, незадернованных склонах или делювиальных шлейфах. На крутых склонах южной экспозиции подобные участки быстро заселяются злаковой или травянистой растительностью, надземная биомасса которой во много раз превосходит биомассу растительного покрова на выположенных, задернованных мхом поверхностях.

Валовой состав отложений ЛК характеризуется большим сходством содержания в них основных элементов, как в пределах отдельных котловин, так и на территории низменностей в пределах современных тундр, что ранее уже отмечалось в литературе [24]. Содержание подвижных форм фосфора невысоко, даже в слоях, характеризующихся значительным его валовым содержанием (табл. 3).

В процессе образования термокарстовых озер под их днищами происходит оттаивание отложений ЛК и формируются *подозерные талики*. Их мощность может достигать первых десятков метров, что определяется массой воды в озере, глубиной, длительностью существования озера. После схода вод в озере или уменьшения их объема до критических значений, вновь происходит промерзание талика, и его материал уже рассматривается в качестве таберальных толщ.

Таберальные толщи обладают голубоватыми тонами, связанными с присутствием в них окисленного вивианита, формировавшегося в восстанови-

Таблица 1. Гранулометрический состав почв озерно-аласных котловин (%)

№ разреза	Горизонт	Глубина, см	Фракции, мм							
			1–0.25	0.25–0.05	0.05–0.01	0.01–0.005	0.005–0.001	<0.001	>0.01	<0.01
418	CR1	10–40	0.6	8.2	68.5	6.6	7.1	9.0	77.2	22.8
	CR2	40–58	0.8	11.9	60.5	6.9	6.6	13.3	73.2	26.8
	CR-C	58–66	0.2	19.8	54.1	6.4	10.4	9.1	74.1	25.9
428	CR1	11–38	1.3	10.6	52.7	10.1	12.1	13.3	64.5	35.5
	CR2	38–56	0.5	7.6	59.2	12.2	7.1	13.5	67.2	32.8
	CRO	56–62	0.4	2.8	58.8	13.8	11.8	12.4	62.0	38.0
512	CR	12–38	0.3	5.6	49.2	13.1	16.6	12.4	55.0	45.0
	CRg	38–51	0.5	10.0	50.8	10.0	11.4	14.7	61.3	38.9
	Cg	51–60	0.6	7.7	56.6	10.2	10.1	14.9	64.9	35.1
521	G1	12–20	0.9	6.9	56.9	11.0	14.4	10.0	64.6	35.4
	G2	20–40	0.7	9.6	70.0	5.8	8.0	6.1	80.2	19.8
	C	40–55	0.2	7.1	69.2	3.1	9.7	10.8	76.4	23.6
511	W	2–15	0.8	8.0	46.0	19.9	14.8	10.4	54.8	45.2
	Cg	15–58	0.3	5.6	49.2	16.6	16.5	12.0	55.0	45.0
	C	80	0.5	10.0	50.8	11.4	14.6	12.7	61.3	38.7

тельной среде подозерного талика, обогащенной подвижными формами фосфора. По сравнению с отложениями ЛК, они обладают более однородным строением. Здесь несколько снижается содержание С орг, его распределение по толще становится более равномерным, уменьшаются показания ППП, более узким и стабильным становится отношение С : N, что указывает на более глубокую трансформацию растительного детрита. Реакция среды нейтральная, материал таберальных толщ также характеризуется высоким содержанием подвижных форм фосфора, при сходном с отложениями ЛК валовом содержании (табл. 3, 4). Это позволяет распространить впервые установленный Жиготским [12] феномен высокого содержания подвижных форм фосфора в толщах ЛК не только на плейстоценовые отложения ЛК приморских низменностей Севера Якутии, но и на их материал, прошедший трансформацию в процессе нахождения в условиях подозерного оттаивания.

По сравнению с отложениями ЛК в таберальных толщах несколько увеличивается содержание подвижных форм оксида Fe. Сумма обменных оснований, при доминировании в них Ca, и содержание CO_2 карбонатов остаются сопоставимыми с аналогичными показателями в отложениях ЛК. Близким остается и валовой состав основных элементов.

Материал таберальных толщ характеризуется уплотненным сложением, в нем полностью исчезают остатки корневых систем. Наиболее существенные изменения прослеживаются в микростроении органической составляющей: резко уменьшается общее содержание растительного детрита. Редкие мельчайшие частички остатков мхов и корневых систем травянистых растений по сравнению с отложениями ЛК приобретают признаки более сильной минерализации. Микроморфологические формы выделений гумусовых соединений представлены исключительно тончайшими серыми пленками, покрывающими поверхности пылеватых частиц. Эти наблюдения хорошо согласуются с показателями ППП и С : N в этих толщах.

Уплотнение сложения материала, резкое уменьшение его льдистости, влажности при оттаивании, базальная криотекстура льда, уменьшение содержания и изменение свойств детрита и характера выделений гумусовых соединений определяют отличия в поведении таберальных толщ при оттаивании и образовании уступов террас. Материал их стенок медленнее оттаивает, значительно слабее оплывает и способен длительное время держать большие углы наклона, вплоть до вертикальных. Это определяет относительно большую крутизну уступов террас, их склонов, небольшие площади делювиальных шлейфов.

Материал *делювиальных отложений* характеризуется высоким разнообразием свойств и химических характеристик, определяемых исходным материалом склонов, склоновыми процессами, характером почвообразования, развитым здесь растительным покровом, возрастом террас. Делювиальные отложения характеризуются повышенным содержанием погребенного, в разной степени разложившегося материала бывших

Таблица 2. Характеристика свойств отложений озерно-аласных котловин

Объект	Глубина, м	ППП	С орг	C : N	$pH_{водн}$	Сумма обменных оснований, смоль (экв)/кг	P_2O_5	K_2O	Fe_2O_3	CO_2 карб	Гранулометрический состав, мм		
							по Кирсанову, мг/кг				>0.01	<0.01	<0.001
		%							%				
ЛК МИС 3	12.0	9.0	1.4	12.0	0.8	10.0	314	121	1.08	0.4	74.2	25.8	8.2
	14.5	12.8	2.1	11.8	7.5	14.2	222	93	1.01	0.3	74.7	25.3	7.8
	16.4	11.4	1.3	12.1	7.9	16.4	257	123	0.93	0.3	73.1	26.9	7.7
ЛК МИС 2	4.5	12.2	1.2	10.2	8.0	21.9	351	132	0.82	0.4	74.8	25.2	8.4
	5.0	7.0	0.8	11.8	8.1	19.2	257	75	0.86	0.4	78.5	21.5	7.0
	6.5	10.6	1.1	10.4	7.7	14.8	201	87	1.00	0.3	76.0	24.0	7.1
Таберальная толща	11.9	5.7	1.0	6.9	7.0	20.4	257	73	1.31	0.2	79.1	20.9	7.6
	16.2	6.1	1.2	9.2	7.2	19.6	281	79	1.20	0.3	76.2	23.8	9.6
	18.1	6.8	1.0	7.8	7.6	17.6	260	128	1.00	0.4	78.6	21.4	8.2
Озерные отложения 4 терраса	1.5	11.4	2.3	14.2	5.9	21.6	173	70	1.28	0.2	71.4	28.6	9.9
	2.0	8.9	2.9	12.0	6.2	14.3	120	113	1.14	0.3	64.9	35.1	10.6
	3.0	10.1	2.0	14.5	6.6	19.4	148	85	0.86	0.3	65.7	34.3	14.6
1 терраса	1.0	12.9	2.4	11.8	6.5	17.1	161	112	1.02	0.4	82.1	17.2	6.4
	2.4	8.9	2.0	10.4	6.0	17.3	94	68	1.32	0.3	72.6	27.4	9.8
Делювий склона 5 терраса	1.8	9.6	2.3	11.4	6.3	14.4	224	72	0.72	0.2	71.2	28.8	6.2
	2.4	8.3	1.6	14.1	6.3	Не опр.	226	64	1.11	0.3	69.6	30.4	10.9
2 терраса	1.5	12.3	2.4	12.6	6.8	Не опр.	86	65	2.12	0.4	68.1	31.9	9.9

Таблица 3. Характеристика свойств почв озерно-аласных котловин

Нахождение объекта	Почва	Горизонт	Глубина, см	ППП	С орг	C : N	$pH_{водн}$	Обменные, смоль(экв)/кг					CO_2, %	Подвижные (по Кирсанову) мг/кг		Fe_2O_3 (по Тамму), %
				%				Ca	Mg	K	Na	Σ		P_2O_5	K_2O	
Водораздел	Криозем типичный, разрез 418 Turbic Cryosol	O	4–10	21.2	Не опр.		6.8	Не опр.								
		CR1	10–40	6.0	1.2	5.8	7.1	14.2	5.3	0.3	0.2	20.0	0.3	141	43	0.8
		CR2	40–58	5.3	1.4	6.9	7.3	14.6	5.8	0.4	0.4	21.2	0.2	173	48	1.2
		CR-C	58–66	7.3	1.2	6.6	7.6	10.8	6.3	0.4	0.3	17.8	0.3	241	62	1.1
Терраса высокого уровня (5)	Криозем типичный, разрез 428 Turbic Cryosol	O	6–11	28.4	Не опр.		6.1	Не опр.								
		CR1	11–38	9.6	1.4	5.9	6.8	10.1	8.1	0.2	0.2	18.6	0.3	160	61	1.1
		CR2	38–56	9.5	1.8	6.2	6.7	12.4	6.6	0.4	0.3	19.9	0.3	131	64	1.1
		CRO	56–62	11.0	2.9	8.9	7.0	16.9	6.9	0.3	0.4	24.5	0.5	223	81	1.3
Склон V террасы	Криозем грубогумусированный, разрез 430 Turbic Histic Cryosol	Oao	5–10	16.1	Не опр.		6.3	Не опр.								
		CR1	10–42	10.2	1.4	8.0	6.7	10.1	6.1	0.4	0.3	16.9	0.4	120	41	1.0
		CR-C	42–58	9.3	1.1	6.4	7.2	12.4	6.3	0.3	0.2	19.2	0.4	132	76	0.8
		CRg	58–64	6.2	1.3	5.4	7.5	12.6	6.8	0.3	0.3	20.0	0.3	161	84	1.3
Терраса среднего уровня (3)	Криозем глееватый, разрез 512 Turbic Cryosol	O	6–12	10.1	Не опр.		6.1	Не опр.								
		CR1	12–38	6.4	1.2	5.4	6.2	11.4	6.1	0.5	0.3	18.3	0.4	111	49	1.3
		CRg	38–51	9.1	1.0	6.0	6.5	11.5	7.2	0.4	0.3	19.9	0.2	114	41	1.1
		Cg	51–60	8.0	1.2	5.6	6.6	10.2	6.1	0.2	0.4	20.9	0.2	128	45	1.8
	Мерзлотный глеезем криотурбированный, разрез 510 Reductaquic Turbic Cryosol	O	5–10	12.2	Не опр.		5.7	Не опр.								
		Cctr	10–56	11.2	1.4	8.4	6.3	10.2	4.9	0.4	0.3	15.8	0.3	91	43	1.6
		CG	56–64	8.4	0.9	7.1	6.9	9.1	4.4	0.4	0.4	14.3	0.3	121	45	1.7
Склон 3 террасы	Криозем грубогумусовый, разрез 516 Turbic Histic Cryosol	AO	5–11	18.0	Не опр.		5.8	Не опр.								
		CR1	11–40	9,9	1.2	9.6	6.5	16.1	7.1	0.4	0.2	23.8	0.3	110	64	1.0
		CR2	40–60	10.3	1.6	6.1	6.2	16.3	6.0	0.3	0.2	22.8	0.4	96	57	1.3
		C	60–66	9.0	2.3	8.3	6.9	9.0	4.8	0.3	0.2	14.3	0.4	112	63	1.0
Терраса низкого уровня (1)	Мерзлотный торфяно-глеезем, разрез 521 Reductaquic Histic Cryosol	T	4–12	36.9	Не опр.		5.5	Не опр.								
		G1	12–20	12.8	1.2	9.6	5.9	9.8	6.2	0.3	0.2	16.5	0.3	90	70	1.3
		G2	20–40	11.4	1.1	11.0	6.0	10.1	6.4	0.4	0.3	16.9	0.5	108	63	1.4
		C	40–55	12.2	1.2	12.6	5.9	Не опр.								
Дно зарастающего озера	Мерзлотная озерно-слоистая, разрез 511 Cryosol (Fluvic)	W	2–15	14.3	2.8	13.2	7.0	16.3	5.3	0.4	0.4	22.4	0.5	91	62	1.8
		Cg LLL	15–58	10.0	1.4	9.4	7.3	14.0	8.3	0.4	0.2	22.9	0.3	81	61	1.6
		C LLL	80	11.3	1.2	8.4	7.0	12.1	7.0	0.3	0.2	19.6	0.5	113	58	1.8

Таблица 4. Валовое содержание (%) основных элементов в отложениях и почвах озерно-аласных котловин

Объект	Горизонт	Глубина, см	SiO_2	Al_2O_3	CaO	K_2O	Na_2O	P_2O_5	Fe_2O_3	S
ЛК МИС 3		1200	70.43	10.51	1.07	1.61	0.51	0.18	4.02	0.04
		1450	71.23	10.15	1.00	1.55	0.17	0.18	3.63	0.03
		1640	71.20	10.21	0.97	1.61	0.48	0.17	3.81	0.03
ЛК МИС 2		450	72.87	9.61	0.96	1.55	0.56	0.16	3.91	0.04
		500	72.65	9.44	0.94	1.65	0.80	0.17	4.00	0.03
		650	70.45	9.93	0.88	1.57	0.58	0.17	4.08	0.03
Таберальная толща		1190	72.22	11.05	0.81	1.84	0.80	0.17	4.12	0.03
		1620	68.35	12.11	0.93	1.85	0.59	0.18	4.28	0.04
		1810	68.51	12.39	0.95	1.91	0.79	0.19	4.45	0.02
Озерные отложения, 4 терраса		150	71.52	9.93	1.62	1.58	0.59	0.19	4.53	0.03
		200	Не опр.							
		300	72.14	6.82	1.04	1.92	0.45	0.18	4.22	0.04
1 терраса		100	68.78	9.94	0.99	1.91	0.62	0.17	2.81	0.03
		240	72.04	9.42	1.12	1.85	0.56	0.18	4.53	0.03
Делювий		180	68.94	11.7	0.87	1.85	1.11	0.19	4.95	0.05
4 террасы		240	67.48	12.15	0.92	1.83	0.96	0.18	4.73	0.03
2 террасы		150	65.80	11.96	1.05	1.80	0.59	0.19	4.56	0.03
Водораздел, криозем типичный, разрез 418 Turbic Cryosol	CR1	10–40	70.50	10.38	0.89	1.59	0.43	0.17	3.89	0.03
	CR2	40–58	71.58	10.34	0.88	1.54	0.42	0.15	3.70	0.03
	CR-C	58–66	72.03	10.68	1.01	1.65	0.54	0.20	4.05	0.03
Терраса 5, криозем типичный, разрез 428 Turbic Cryosol	CR1	11–38	73.71	9.43	0.91	1.48	0.35	0.15	3.74	0.03
	CR2	38–56	69.19	11.17	0.94	1.74	0.45	0.17	3.25	0.03
	CRO	56–62	70.36	10.55	1.14	1.68	0.52	0.18	4.16	0.05
Склон 5 террасы, криозем грубогумусированный, разрез 430 Turbic Histic Cryosol	CR1	10–42	71.40	10.03	1.02	1.70	0.43	0.17	3.81	0.03
	CR-C	42–58	70.52	11.39	1.11	1.65	0.51	0.17	4.79	0.04
	CRg	58–64	71.00	11.72	0.98	1.68	0.42	0.18	4.73	0.03
Терраса 3, криозем глееватый, разрез 512 Turbic Cryosol	CR	12–38	68.14	11.71	1.19	1.54	0.60	0.17	4.07	0.04
	CRg	38–51	70.02	10.38	0.98	1.64	0.54	0.17	4.56	0.04
	Cg	51–60	72.09	10.65	1.05	1.63	0.61	0.19	4.00	0.04
Мерзлотный глеезем криотурбированный, разрез 510 Reductaquic Histic Cryosol	Cctr	10–56	68.04	11.32	1.12	1.54	0.59	0.18	3.91	0.03
	CG	56–64	69.65	11.60	1.21	1.58	0.60	0.17	4.00	0.04
Склон 3 террасы, криозем грубогумусовый, разрез 516 Turbic Histic Cryosol	CR1	11–40	71.53	10.51	0.98	1.64	0.58	0.17	3.91	0.03
	CR2	40–60	71.85	10.33	0.96	1.61	0.62	0.19	4.00	0.04
	C	60–66	72.06	11.02	1.02	1.65	0.66	0.18	4.22	0.04
Терраса 1, мерзлотный торфяно-глеезем, разрез 521 Reductaquic Histic Cryosol	G1	12–20	70.36	11.89	1.11	1.55	0.87	0.18	3.64	0.03
	G2	20–40	70.43	11.74	1.02	1.58	0.80	0.17	3.81	0.03
	C	40–55	71.08	12.18	0.89	1.60	0.73	0.17	3.92	0.04
Дно сошедшего озера, мерзлотная озерно-слоистая, разрез 511 Cryosol (Fluvic)	W	2–15	68.10	11.03	1.23	1.49	0.64	0.16	4.53	0.03
	Cg^{LLL}	15–58	71.61	11.65	1.02	1.54	0.69	0.17	4.45	0.04
	C^{LLL}	80	73.05	11.96	1.12	1.59	0.71	0.17	4.25	0.04

почвенных органогенных горизонтов, сдвигом $pH_{водн}$ в сторону значений, характерных для нейтральной реакции среды, широким диапазоном C : N, относительно высокими значениями показателя содержания подвижных форм P_2O_5 (до 25 смоль(экв)/кг почвы) и калия (табл. 2). В материале низкое содержание CO_2 карбонатов. Показатели подвижного железа здесь достигают 1.5–2.6%, то есть наиболее высокие в материале ОАК котловин. Валовой состав остается близким к материалу ЛК и таберальных толщ.

Непосредственно поверхность большинства террас сложена *озерными отложениями* мощностью до нескольких метров. Они обладают тонкослоистым строением, включают отдельные, до десятка сантиметров, прослои озерного аллохтонного торфа с примесью минерального материала привнесенного на дно озер при разрушении берегов или поступающего при перестройке озерных систем.

Тонкая слоистость определяется чередованием 1–3-сантиметровых прослоев пылеватого материала в разной степени насыщенных растительным детритом с размером частиц 0.02 до 2 мм. Содержание растительного детрита в озерных отложениях больше, чем в подстилающем их подозерном талике. Частички крупнее, слабее минерализованы, несут признаки ожелезнения. В озерных отложениях высоких террас современной тундры встречаются мелкие частички древесных остатков и хорошо сохранившиеся стволы деревьев, датируемых ранним голоценом, то есть периодом максимального потепления, когда древесная растительность проникала далеко на север Арктики [14, 15, 18, 20, 26] преимущественно по долинам рек и уже начавшим формироваться аласным котловинам.

Плотность сложения материала озерных осадков меньше, чем таберальных толщ. В обнаженных стенках террас они подвержены более быстрому выветриванию, что приводит к активному выполаживанию их склонов.

По сравнению с отложениями ЛК и таберальными толщами, озерные осадки обладают повышенными значениями содержанием С орг, потерь от прокаливания, большим диапазоном отношения C : N, в них несколько снижается содержание подвижных форм фосфора при высоком разбросе значений этого показателя для озерных отложений различных по уровню террас одного и того же озера (табл. 2). Содержание $CO_{2\ карб}$ продолжает оставаться на низком уровне, значения показателей суммы обменных оснований сопоставимы с подобными для отложений ЛК и таберальных толщ.

Показатели валового содержания отдельных элементов в разных по генезису отложениях аласных котловин, толщах ЛК разного возраста и различных районов Колымской низменности близки (табл. 4). С учетом сходного гранулометрического состава рассматриваемых отложений это позволяет говорить о близости минералогического состава отложений (преимущественно кварцево-полевошпатовый) и, возможно, общем районе поступления осадка при накоплении отложений в позднем плейстоцене [24].

СТРОЕНИЕ ТЕРРАС И СВОЙСТВА ФОРМИРУЮЩИХСЯ НА НИХ ПОЧВ

В автономных условиях на относительно хорошо дренированных поверхностях едомных возвышенностей формируются криоземы [5–8]. Ранее эти почвы рассматривались в качестве гумусных глеевых [16, 17] или мерзлотных тундровых перегнойно-глеевых и мерзлотных тундровых перегнойно-торфянисто-глеевых [11]. Образование их идет в условиях хорошо развитого комплексного мерзлотного нанорельефа на нанополигонах, занимающих до 60% площади водораздельных участков [8]. Активно идущие здесь процессы пятнообразования определяют циклическое развитие формирующихся почв, регулярное прохождение ими циклов от почв свежих пятен до зрелых профилей [3, 7, 8, 16]. Периодически повторяющийся занос грубого органического материала верхних горизонтов в залегающие глубже минеральные горизонты, дальнейшая нисходящая его миграция в виде отдельных органо-минеральных морфонов (зон, пятен) вглубь профиля и постепенное, длительное накопление на границе с многолетней мерзлотой ведут к формированию здесь органогенных надмерзлотно-аккумулятивных горизонтов, которые предложено обозначать индексом CRO [8, 21]. Недавно описанные криоземы с организацией профиля O(AO, T)–CR–$_{\perp}$CRO, пока не нашли отражение в современной классификации почв России, но, по-видимому, являются одним из завершающих звеньев в эволюционном ряду развития этих почв.

Исходя из нахождения террас по отношению к поверхности гидрографической сети района, к днищам ОАК, их оформленности и степени переработанности склоновыми, почвенными процессами, а также развитости на них мерзлотного рельефа и нанорельефа, растительности, почв и почвенного покрова, всю совокупность террас можно разделить на 3 группы – террасы высокого, среднего и низкого уровней.

На поверхности едом, на участках, прилегающих к ОАК, встречаются слабовыраженные западины, глубиной до 0.5 м, представляющее собой днища сошедших в начале голоцена эмбриональных термокарстовых озер. Формирующиеся здесь почвы характеризуется повышенным содержанием грубого органического материала, представленного сильно измельченным, выветрелым торфянистым материалом, несут признаками оглеения. Специфика свойств материала проявляется

в полигонально-трещиноватом строении мерзлотного рельефа, мелкокочковатом нанорельефе, в составе растительного покрова, представленного осоково-злаково-моховыми ассоциациями с широким варьированием состава злаков, осок, в свойствах формирующихся почв. Грубогумусность минеральных горизонтов (С орг до 2–3%), придает профилям бурую окраску, четко выражены признаки оглеения в нижних частях профилей, реакция среды от слабокислой до нейтральной ($pH_{водн}$ 6.3–7.3). Глубина оттаивания – 45–60 см. В зависимости от степени дренированности поверхностей полигонов, степени разложения реликтового грубого органического материала, характера растительности здесь формируется широкий спектр торфяно-глеевых мерзлотных почв (T–Gao–$_{\perp}$CGao([T]), Th–Gao–$_{\perp}$CGao) и перегнойных глееземов мерзлотных (Oh–Gao–$_{\perp}$CGao).

Террасы высокого уровня. К террасам высокого уровня чаще всего относятся верхние 1–3 террасы, прилегающие или постепенно переходящие к автономным поверхностям едом. Высоты их уступов от 4 до 6 м. Иногда уступы не выражены, склоны террас пологие, бровки сглажены. Почвообразующие породы характеризуются признаками значительной трансформации верхнего слоя, ныне находящегося в многолетнемерзлом состоянии. Делювиальные шлейфы занимают небольшие площади. Поверхности террас обладают небольшим уклоном к центру котловины и часто рассечены неглубокими выположенными балками, образовавшимися по существовавшим водотокам, некогда связывавших озера или возникшим в результате сброса озерами сезонных вод. В редких случаях в их тыловых частях сохраняются отдельные участки сильно разрушенных торфяников. Склоны с проявлением солифлюкции хорошо задернованы. В зоне типичной тундры террасы высокого уровня занимают 10–15% площади крупных ОАК, с переходом в арктическую тундру их площадь сокращается.

На площадках и поверхности склонов развит полигональный мерзлотный рельеф, часто находящийся на стадии деградации. Ровные поверхности полигонов разделены выположенными, 2–4-метровой ширины, западинами с плохо сохранившимися плоскими валиками выветрелого торфа. На склонах, преимущественно южной экспозиции, при неглубоком залегании поверхности ЛК, в ходе вытаивания голов позднеплейстоценовых ледяных жил формируется система выпуклых, хорошо дренированных полигонов высотой до 0.8 и 10–15 м в поперечнике, разделенных широкими (до 6 м), неглубокими сухими потяжинами, залегающими над головами ПЖЛ.

На поверхности и склонах террас высокого уровня хорошо развит мерзлотный нанополигональный рельеф с признаками пятнообразования. В формирующемся на нанополигонах почвенно-растительном покрове прослеживается весь спектр их зарастания – от лишенных растительности свежих пятен до полностью заросших, с полноценно развитыми органогенными горизонтами. В ходе зарастания пятен идет постепенная и закономерная смена видового состава растительности, что отражается на составе опада и материале формирующегося органогенного горизонта [2]. Растительный покров заросших полигонов представлен мхами, злаками, разнотравьем, осоками. В межнанополигональных трещинах доминирует мох, присутствуют мелкие формы арктической ивы, карликовой березки, багульника, кустарничков – брусники, голубики. Более подробно растительный покров рассматриваемых тундр, его состав, определяемые сложной организацией рельефа поверхности, рассмотрены в работе Андреева и Перфильева [1] и ряде других [2, 11, 16].

Почвы поверхностей и склонов террас высокого уровня обладают значительным сходством строения профилей и свойств с почвами дренированных участков водоразделов. Для них характерен такой же устойчивый тренд почвообразования – от глееземов к формированию криоземов [10], осложненный на всех элементах террас склоновыми процессами и в первую очередь солифлюкцией. В приповерхностных слоях склонов многих террас, часто до глубины 1.5 м, морфологические признаки исходного строения и свойства подстилающих почвообразующих пород – таберальных, озерных, практически утрачиваются и материал отложений приобретает однородное строение. Это может быть объяснено оттаиванием покровного слоя в более высокие по теплообеспеченности периоды голоцена [27] и шедшее здесь длительное время преобразование почвообразующей породы.

В то же время на поверхности площадок террас высокого уровня в пределах контуров, существовавших в начале голоцена здесь торфяников или торфянистых почв, ныне формируется ряд криоземов (типичных, грубогумусовых, торфяно-криоземов), сохраняющих в профилях высокое содержание грубого измельченного органического материала, равномерно распределенного в минеральной массе. Встречаются криоземы, сохраняющие в разной степени минерализованный реликтовый органический материал в надмерзлотных горизонтах и верхнем слое подстилающей их мерзлоты (O,Oh–CRao–$_{\perp}$Cao, AO–CRao–$_{\perp}$Cao). По строению профилей и свойствам эти почвы близки к торфяно-криоземам криогомогенизированным (T–CRocm–$_{\perp}$C), но отличаются от них происхождением грубого органического материала в профилях.

На склонах и площадках террас широко распространены криоземы с хорошо выраженным

горизонтом надмерзлотной аккумуляции грубого органического материала, имеющим криотурбационное происхождение, что указывает на длительность развития этих почв в условиях криоземообразования – нанополигонального рельефа, повышенного дренажа, активного пятнообразования.

В широких выположенных западинах, образованных по вытаявшим ледяным жилам (бывшее межбайджераховое пространство), формируются торфяно-глееземы мерзлотные (T–G–$_{\perp}$CG), глееземы типичные мерзлотные, грубогумусированные мерзлотные (Oao–G–$_{\perp}$CG) и криотурбированные мерзлотные (O–Gcr–$_{\perp}$CG).

В зависимости от степени дренированности поверхности террас, экспозиции склонов в профилях формирующихся почв, особенно в их надмерзлотных горизонтах, выявлены признаки актуального оглеения [25]. Подобные почвы могут быть отнесены к криоземам глееватым (O–CRg–$_{\perp}$Cg), а на отдельных участках – к глееземам криотурбированным мерзлотным (O–Gcr–$_{\perp}$CG).

Наряду с криоземами, в зонах, прилегающих к бровкам террас высокого уровня, в условиях активного сдува снега, повышенного летнего прогрева поверхности, слабовыраженного мерзлотного нанорельефа под дриадовой растительностью формируются криоморфные мерзлотные почвы (AO–CRM–$_{\perp}$C). Их характеризует малая мощностью (3–5 см) органогенных горизонтов (AO, O), состоящих из уплотненного грубогумусного, переплетенного корнями дриады и кустарничков материала с угловато-крупитчатой структурой; хорошая гранулированная структура горизонта CRM, отсутствие или крайне слабое проявление в нем признаков криотурбаций, оглеения, тиксотропии.

Химические свойства почв, формирующихся на склонах и площадках террас, обладают значительным сходством (разрезы 428, 430) и близки к криоземам на водораздельных едомных участках (разрез 418) (табл. 3). Для них характерно неравномерное распределение С орг в минеральных горизонтах, связанное с заносом и перераспределением грубого органического материала в профилях при пятнообразовании. Изменение значений ППП и C : N в значительной степени определяются свойствами привнесенного сюда материала поверхностных органогенных горизонтов, включая его ботанический состав. Реакция среды профилей нейтральная с небольшим сдвигом в сторону кислой в органогенных горизонтах и до слабощелочной – в надмерзлотных. Формирующиеся здесь почвы, как и все почвы и отложения ЛК низменностей, характеризуются низким содержанием CO_2 карбонатов, невысоким содержанием обменных оснований с доминированием в их составе Ca, слабым изменением этих показателей по профилю. Почвы за счет почвообразующих пород содержат высокие запасы подвижных форм фосфора и калия, значения которых резко возрастают в надмерзлотном горизонте. Подвижное железо равномерно распределено в профиле. Валовой состав близок к составу почвообразующих пород (табл. 4).

Высота террас *среднего уровня* может достигать 6–8 м, число не превышает 2–3, на них приходится до 30% площади отдельных крупных котловин. Возрастает крутизна склонов, выраженность бровок и полигональных форм рельефа. Распространение террас, их строение отражают продолжавшееся в этот период формирования ОАК быстрый врез термокарстовых озер в толщу ЛК. Поверхности террас сложены преимущественно небольшими по мощности толщами озерных отложений, склоны, в большинстве случаев, таберальным материалом прикрытым чехлом делювия. На относительно крутых склонах формируется байджераховый рельеф с сильно оплывшими, разрушающимися, заросшими байджерахами и выположенными потяжинами над головами вытаявших ледяных жил.

Отложения поверхности террас характеризуются значительной пространственной однородностью строения – здесь редко встречаются участки разрушающихся торфяников, участки с признаками длительного прохождения на ранних этапах формирования террасы болотного почвообразования (разрушенными осоковыми кочками, мочажинами, замытыми линзами торфа). Все это подтверждает быстро происходивший врез озер и краткость развития поверхности террас этого уровня в режиме низкого уровня и высокой обводненности поверхности.

На террасах развит полигонально-валиковый, реже – полигонально-трещиноватый рельеф с небольшой высотой уплощенных валиков (около 0.5 м), слабой обводненностью трещин и разной степенью увлажненности центральных частей полигонов.

На выположенных склонах террас сформирован нанополигональный рельеф. На северных склонах доминируют солифлюкционные процессы, на южных – активизируется суффозия, проявляющаяся в выносе минерального почвенного материала на поверхность из-под нанополигонов при их летнем оттаивании. На склонах большой крутизны в их верхних частях возможны крип и оползневые явлений. Глубина сезонного оттаивания составляет для типичной тундры 50–60 см.

Радиоуглеродный возраст, полученный для органического материала надмерзлотных частей, формирующихся здесь криоземов (горизонт CRO), составил 4–6 тыс. лет [10], что согласуется с рядом ранее высказанных предположений, что об-

щий облик поверхности низменностей был сформирован около 4–5 тыс. лет назад [13–15].

Переход к террасам среднего уровня характеризуется возрастающими в профилях криоземов признаками оглеения. На небольших по размерам площадках террасах формируется широкий ряд криоземов: типичные, грубогумусированные, глееватые, торфяно-криоземы. Процессы пятнообразования на подобных участках выражены слабо.

На больших по площади поверхностях с ослабленным дренажом, в условиях нанополигонального рельефа доминируют глееземы грубогумусированные мерзлотные (Oao-G-$_{\perp}$CG) и криотурбированные мерзлотные (O-Gctr-$_{\perp}$CG), подстилаемые многолетнемерзлыми отложениями с признаками оглеения. Центральные части крупных слабоувлажненных мерзлотных полигонов заняты мерзлотными торфяно-глееземами (T-G-$_{\perp}$CG) с горизонтом T мощностью до 20 см. В сильноувлажненных или частично обводненных полигонах формируются торфяные почвы: олиготрофные мерзлотные (TO-$_{\perp}$TT), под сфагновой растительностью или эвтрофные мерзлотные (TE-$_{\perp}$TT), при доминировании зеленых мхов. Мощность очеса мха достигает 15 см, под которым залегают торфяные горизонты мощностью 10–15 см, нижняя часть которых находится в многолетнемерзлом состоянии.

На участках с хорошо развитым полигональным мерзлотным рельефом до 30% площади террас может быть занято уплощенными валиками шириной до 3–4 м, находящимися на разной степени деградации. В ходе постепенного отрыва сформированных на валиках олиготрофно-торфяных горизонтов от грунтового питания, они разрушаются и типичные торфяно-олиготрофные мерзлотные почвы постепенно переходят в подтип торфяно-олиготрофных деструктивных мерзлотных (TOmd-$_{\perp}$TT). Это сопровождается появлением на поверхности отмирающей и разрушающейся сфагновой дернины элементов разнотравья (морошки, губоцветных), злаков, осок, карликовой березы, ивовых.

На склонах террас доминируют криоземы типичные и грубогумусированные. Профили с четко выраженной надмерзлотной аккумуляцией грубого органического вещества в виде горизонта CRO здесь встречаются реже.

На склонах северной экспозиции значительное влияние на формирование почв оказывают солифлюкционные процессы. Экспозиция, крутизна склонов, объемы накопившегося на них снега приводят к смещению по склону оттаивающих частей профилей, перемешиванию материала органогенных и минеральных горизонтов, наползанию одних на другие. В формирующихся почвах часто присутствует и длительное время сохраняется материал органогенных горизонтов погребенных почв или крупных их фрагментов. В подобных условиях на нанополигонах формируются почвы близкие, с рядом допущений, по строению к мерзлотным криотурбированным глееземам.

На солифлюкционных террасах доминируют криоземы глееватые, в условиях пологих поверхностей развиваются глееземы грубогумусированные мерзлотные (Oao-G-$_{\perp}$CG) и криотурбированные мерзлотные (O-Gctr-$_{\perp}$CG).

В почвах, формирующихся на делювии и частично переработанных верхних слоях озерных отложений террас среднего уровня, нарастание признаков оглеения сопровождается уменьшением содержания С орг, более равномерным его распределением в минеральных горизонтах, снижением показателей ППП, более узком отношении C : N. Большинство этих показателей связано с ослабленным привносом в минеральные части профилей грубого органического материала криотурбационными процессами, а также составом занесенного материала (табл. 3, разрезы 512, 510). Другой вид распределения этих показателей характерен для профиля глеезема грубогумусированного мерзлотного (разрез 516), который определяется сохранностью в нижних горизонтах уже сильно трансформированного органического материала, унаследованного от озерных отложений. Реакция среды минеральных горизонтов близка к нейтральной и является кислой в органогенных горизонтах. Оглеение согласуется со слабым увеличением содержания подвижных соединений железа, особенно в надмерзлотных горизонтах. По сравнению с почвами террас высокого уровня здесь отмечается уменьшение содержания подвижных форм фосфора и калия.

В профилях почв террас высокого и среднего уровней не было установлено достоверных признаков перераспределения материала пылеватой или илистой фракций, что подтверждается и микроморфологическими исследованиями, а также отсутствием перераспределения или иллювиирования оксидов железа.

Террасы низкого уровня и днища ОАК. К террасам низкого уровня отнесены террасы, находящиеся на 2–3 м над урезом вод в озерах или днищами аласов. Число их не превышает 2–3, а занимаемые площади достигают до 50% площадей ОАК. В хорошо дренированных котловинах, прилегающих к долинам крупных рек, они уменьшаются до 15–20% из-за более раннего сброса вод озер. Крутизна их склонов зависит от времени схода озер, положения террасы относительно участка сброса в принимающую гидрографическую систему. Склоны самых низких террас представлены небольшими незадернованными обрывами или пологими участками, спускающимися к воде и выполнены оплывающим материалом берегов.

Участки днищ, возраст которых составляет около сотни лет, представляют ровные поверхности с сохранившимися небольшими промерзающими участками. Формы мерзлотного нано- и микрорельефа на этих этапах развития бывших днищ озер практически не выражены. Трещиновато-полигональный мерзлотный рельеф появляется на поверхностях, возраст осушки которых оценивается первыми десятками лет, или при малых глубинах сошедших озер закладывается уже на их дне. Здесь формируется 5–10-сантиметровый очес мхов с намечающимся торфяным горизонтом. Мощность СТС уменьшается до 0.3–0.4 м при высокой влажности деятельного слоя и льдистости подстилающей мерзлоты.

При продолжающемся врезе и переходе днищ сошедших озер в режим террас низкого уровня, сокращении обводненности, на них начинает формироваться мерзлотный нанополигональный рельеф. Скорости зарастания, состав растительного покрова, глубины сезонного оттаивания, степень формирования мерзлотного рельефа и нанорельефа в различных подзонах тундры на днищах недавно сошедших озер могут существенно отличаться, что вносит определенные коррективы в развитие и свойства почв уже на начальных этапах их формирования, определяя, прежде всего, пространственную дискретность строения почв (почвы нанополигонов и разделяющих их трещин).

Днища сошедших 30–50 лет назад озер или сходные осушенные прибрежные участки, находящиеся на ранних стадиях зарастания, встречаются редко и занимают не более 0.5–1% общей площади ОАК.

Продолжающийся ныне врез отдельных озер, активные береговые процессы: термоденудация, оползни, солифлюкция – приводят на берегах вблизи уреза воды к формированию небольших террас, обладающих широким спектром экологических условий – от пионерных, на незадернованных крутых обрывах или байджерахах, до сильно увлажненных по пологим береговым зонам или конусам выноса.

На днищах недавно сошедших озер и осушенных участках берега идет формирование слаборазвитых почв по строению близких к мерзлотным слаборазвитым аллювиально-слоистым с организацией профиля по типу W-$_{\perp}$CG$^{\sim\sim}$. Горизонт CG$^{\sim\sim}$ представлен слоистой оглеенной толщей озерных отложений, сохраняющих исходные признаки строения (в российской классификации почв [19] почвы на озерных отложениях в системе таксономических единиц выделяются на уровне разряда; в Мировой реферативной базе [22] они отнесены к реферативной почвенной группе Fluvisols). При присутствии признаков в разной степени выраженной озерной слоистости и даже отсутствии ее, но наличии другой доказательной базы озерного происхождения почвообразующей породы, по мнению авторов, почвы, сформированные на озерных отложениях должны классификационно отличаться от аллювиальных. Десяткин [9, 10], рассматривая почвы аласов южной Якутии, убедительно показал ведущую роль озерного происхождения отложений на строение и свойства развивающихся здесь почв. С учетом высказанных предложений, слаборазвитые почвы предлагается рассматривать, как слаборазвитые озерно-слоистые мерзлотные с введением нового обозначения ^{ш} для горизонта C и соответствующего обозначения профиля – W-$_{\perp}$C^{ш}. Небольшой мощности (5–7 см) горизонт W состоит из органо-минерального материала с преобладанием пыли и хорошо разложившихся остатков травянистой растительности (крестовника), осок, замытых остатков мха (горизонт Wmr). Признаки тонкой слоистости в нем практически не выражены. Поверхность почвы может быть оголена или покрыта тонкой корочкой лишайников. Мощность СТС в типичной тундре здесь достигает 0.8 м.

С развитием мохового покрова, постепенного формирования торфянистого горизонта, рассматриваемые почвы переходят в озерно-слоистые торфяно-минеральные глеевые мерзлотные (Tmr-G^{ш}-$_{\perp}$CG^{ш}) с участием в составе торфяного горизонта примеси минерального материала, привнесенного редкими нагонами или при раздувании участков берега. Глубины сезонного оттаивания с ростом мощности торфянистого горизонта постепенно уменьшаются до 0.2–0.3 м и при формировании достаточно большой мощности мохового очеса нижние части горизонта T переходят в многолетнемерзлое состояние, что позволяет эти почвы рассматривать в качестве мерзлотных торфяных олиготрофных (TO-$_{\perp}$TT).

На более поднятых террасах низкого уровня в пределах профиля признаки слоистости озерных отложений постепенно ослабевают. Степень их сохранности в минеральных горизонтах почв поверхности террас низкого уровня является хорошим показателем оценки длительности их формирования, сроков образования днищ аласных котловин. При значительном морфологическом сходстве строения формирующихся здесь почв, в основном торфяно-глееземов мерзлотных (T-G-$_{\perp}$CG), признаки микрослоистости, как показали данные радиоуглеродного анализа материала растительного детрита, в профилях на мезоуровне утрачиваются через 0.5 тыс. лет. Мерзлотные торфяно-глееземы с глубины около 40 см подстилаются высокольдистыми многолетнемерзлыми озерными отложениями.

Наряду с мерзлотными торфяно-глееземами, в обводненных крупных мерзлотных полигонах со слоем воды до 60–70 см накапливается смесь бурого слаборазложившегося торфа (гиттии) с остатками сабельника. Глубина протаивания подстилающих донных отложений не превышает 10–15 см. Поли-

гоны с покровом сфагнума заняты торфяными олиготрофными мерзлотными (TO-$_{\perp}$TT), а менее увлажненные, с покровом зеленых мхов, осок и топяной пушицы – торфяными эвтрофными мерзлотными (TE-$_{\perp}$TT) почвами при мощности СТС 20–30 см. На ровных территориях террас или с пучинным рельефом под осоково-пушицево-моховым покровом формируются торфяно-глеевые почвы мерзлотные (T-G-$_{\perp}$CG) с небольшой мощностью торфяного горизонта (до 15 см). Мощность СТС здесь не превышает 30–40 см.

Низкий почвообразующий потенциал тундровой зоны, повышенный гидроморфизм поверхности террас низкого уровня определяют основные направления протекающих здесь почвообразовательных процессов – глее- и торфообразование.

Молодость формирующихся почв проявляется в сохранении их профилями ряда ведущих свойств почвообразующих пород.

Почвы обладают слабокислой реакцией, характеризуются увеличением содержания С орг в нижних частях профилей, сходным с содержанием в подстилающих отложениях (табл. 3, разрез 521). Органический материал сохраняет грубогумусность. По сравнению с почвами террас более высокого уровня в них уменьшено содержание обменных оснований, подвижных форм фосфора и калия.

Молодые почвы на днищах сошедших озер (разрез 511) характеризуются нейтральной реакцией среды, в верхних частях профилей идет аккумуляция органического вещества в форме тонкого растительного детрита. Грубогумусность отражена в показателях потерь от прокаливания и более широком отношении C : N. Содержание подвижных форм фосфора и калия в значительной степени определяются степенью участия материала ЛК в формировании наноса и сопоставимы с содержанием в донных озерных осадках низких террас, но меньше, чем в почвах и озерных отложениях террас, залегающих на более высоких уровнях. Повышенная степень оглеения профилей отражена в большем содержании подвижного железа, доминированием Ca в составе обменных оснований, низким участием в их составе K и Na.

ВЫВОДЫ

1. Несмотря на различия генезиса отложений террас озерно-аласных котловин, их состав и свойства обладают значительным сходством. Важной особенностью отложений является присутствие в них органического углерода и высокое содержание подвижных форм фосфора и калия, в значительной степени унаследованных от исходно слагающих поверхности низменностей отложений ЛК. Особенности свойств слагающего и выполняющего поверхности террас материала (льдистость, плотность сложения, гранулометрический состав, присутствие органического материала), оказывают влияние на строение самих террас, определяют условия и направление развития и свойства формирующихся здесь почв, в частности, их криогенно-циклическое развитие, грубогумусность, признаки реликтового оглеения.

2. На террасах высокого и среднего уровней, их склонах выявлен устойчивый тренд почвообразования – от глеевого к формированию криоземов под активным влиянием криогенно-циклического развития. На склонах и дренированных поверхностях террас, в условиях развития мерзлотного нанополигонального рельефа формируется широкий спектр криоземов. Строение и свойства их профилей в значительной степени определяются прохождением почвой конкретного местообитания (нанополигона) тех или иных стадий развития – от почв пятен к полноразвитым профилям. В условиях ослабленного дренажа и в центральных частях крупных мерзлотных полигонов идет формирование торфяно-криоземов (Histic Turbic Cryosol), их глееватых разностей (Reductaquic Turbic Cryosol), реже – мерзлотных торфяно-глееземов (Reductaquic Histic Cryosol).

3. На днищах и самых низких террасах озерно-аласных котловин в отсутствии криоциклического развития ведущим являются торфообразование и оглеение. Оно проявляется в формировании широкого спектра торфяных (Cryic Histosols) и глеевых (Reductaquic Cryosol) мерзлотных почв. Днища недавно сошедших озер заняты слаборазвитыми почвами, преимущественно озерно-слоистыми мерзлотными (W-$_{\perp}$C^{LLL}), переходящими в течение первых сотен лет в мерзлотные торфяно-глееземы (Reductaquic Histic Cryosol).

4. Климатические условия рассматриваемых тундр определяют слабую интенсивность биохимической трансформации в минеральных частях профилей продуктов почвообразования, включая реликтовые. Минеральными горизонтами криоземов частично наследуется ряд важнейших свойств почвообразующих пород (С орг, высокое содержание подвижных форм P, K), а также привнесенного при пятнообразовании свежего органического материала, что определяет их высокое потенциальное плодородие. Этот материал, излившийся на поверхность нанополигонов при пятнообразовании, способен достаточно полно обеспечить активно заселяющие пятна травянистую и злаковую растительность необходимыми легкодоступными продуктами питания, что придает едомным водоразделам, высоким и средним террасам, их склонам лугово-степной аспект и ведет в ряде криоземов к формированию органогенных горизонтов с присутствием хорошо разложившегося материала (Oao, Oh).

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена в рамках Госзадания 0191-2019-0044 и при поддержке РФФИ № 19-04-00125 и 19-05-00071.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Андреев В.Н., Перфильев В.И.* Растительность Нижнеколымской тундры // Растительность и почвы субарктической тундры. Новосибирск: Наука, 1980. С. 5–43.
2. Атлас сельского хозяйства Якутской АССР. М., 1989. 115 с.
3. *Васильевская В.Д.* Генетические особенности почв пятнистой тундры // Почвоведение. 1979. № 7. С. 20–31.
4. *Веремеева А.А., Глушкова Н.В.* Формирование рельефа в районах распространения отложений ледового комплекса в тундрах колымской низменности (по данным космической съемки) // Криосфера Земли. 2016. Т. XX. № 1. С. 15–25.
5. *Губин С.В.* Взаимосвязь формирования почв тундр Севера Якутии с развитием ландшафтной обстановки // Известия РАН. Сер. географическая. 2013. № 1. С. 89–98.
6. *Губин С.В., Занина О.Г.* Педогенные свойства отложений ледового комплекса Северо-Востока России // Доклады Всерос. науч. конференции “Геохимия ландшафтов и география почв”. М., 2012. С. 93–94.
7. *Губин С.В., Лупачев А.В.* Роль пятнообразования в формировании и развитии криоземов приморских низменностей Севера Якутии // Почвоведение. 2017. № 11. С. 1283–1295. https://doi.org/10.7868/S0032180X17110077
8. *Губин С.В., Лупачев А.В.* Надмерзлотные горизонты аккумуляции грубого органического вещества в криоземах тундр северной Якутии // Почвоведение. 2018. № 7. С. 1–17. https://doi.org/10.1134/S0032180X18070043
9. *Десяткин Р.В.* Почвы аласов Лено-Амгинского междуречья. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1984. С. 168.
10. *Десяткин Р.В., Сотникова Н.С.* Об аласных типах почвообразования // Вестн. Ленинград. ун-та. 1982. № 24. С. 105–108.
11. *Еловская Л.Г., Петрова Е.И., Тетерина Л.В.* Почвы Северной Якутии. Новосибирск: Наука. Сиб. отд., 1979. 303 с.
12. *Жиготский В.Я.* Коренное изменение геохимии ландшафтов на низменностях Северо-Востока СССР на границе плейстоцен-голоцен. Мерзлотно-геологические процессы и палеогеография низменностей Северо-Востока Азии. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР. 1982. С. 101–111.
13. *Каплина Т.Н.* Аласные комплексы северной Якутии // Криосфера Земли. 2009. Т. XIII. № 4. С. 3–17.
14. *Каплина Т.Н., Ложкин А.В.* История развития Приморских низменностей Якутии в голоцене // Развитие природы в плейстоцене и голоцене. М.: Наука, 1982. С. 207–220.
15. *Каплина Т.Н., Ложкин А.В.* Возраст аласных отложений приморских низменностей Якутии (радиоуглеродное обоснование) // Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1982. № 2. С. 84–95.
16. *Караваева Н.А.* Тундровые почвы Северной Якутии. М.: Наука, 1969. 205 с.
17. *Караваева Н.А., Таргульян В.О.* К изучению тундр Северной Якутии // О почвах Восточной Сибири. Изд-во АН СССР. М., 1963. С. 53–71.
18. *Катасонов Е.М.* Аласные отложения и таберальные образования Якутии. Геология кайнозоя Якутии. Якутск, Якутский фил. СО АН СССР, 1982. С. 110–121.
19. Классификация и диагностика почв России. Смоленск: Ойкумена. 2004. 342 с.
20. *Кременецкий К.В., Сулержицкий Л.Д., Кантемиров Р.С.* Изменение северной границы ареалов деревьев и кустарников в голоцене в Арктике по данным радиоуглеродного датирования макроостатков // Всерос. совещание “Главнейшие итоги в изучении четвертичного периода и основные направления исследований в XXI в.”: Тезисы докл. СПб., 1998. С. 236.
21. *Лупачев А.В., Губин С.В.* Органогенные надмерзлотные горизонты криоземов тундр Севера Якутии // Почвоведение. 2012. № 1. С. 57–68.
22. Мировая реферативная база почвенных ресурсов 2014. ФАО и Моск. гос. университет им. М.В. Ломоносова. 2017. 293 с.
23. Полевой определитель почв России. М., 2008. 182 с.
24. *Томирдиаро С.В.* Лёссово-ледовая формация Восточной Сибири в позднем плейстоцене и голоцене. М.: Наука, 1980. 198 с.
25. *Федоров-Давыдов Д.Г., Губин С.В., Макеев О.В.* Содержание подвижного железа и возможность оглеения в почвах Колымской низменности // Почвоведение. 2003. № 2. С. 158–170.
26. *Шило Н.А., Ложкин А.В., Андерсон П.М.* Радиоуглеродные датировки циклов развития термокарстовых озер Колымской низменности // Доклады Академии наук. 2007. Т. 412. № 6. С. 825–827.
27. *Шур Ю.Л.* Верхний горизонт толщи мерзлых пород и термокарст. Новосибирск: Наука, 1988. 212 с.
28. *Pisaric M.F.J., Mac-Donald G.M., Velichko A.A., Cwynar L.C.* The Lateglacial and Postglacial vegetation history of the northwestern limit of Beringia, based on pollen, stomata and tree stump evidence // Quatern. Sci. Rev. 2001. V. 20. P. 235–245. https://doi.org/10.1016/S0277-3791(00)00120-7
29. *Sher A.V., Kuzmina S.A., Kuznetsova T.V., Sulerzhitsky L.D.* New insights into the Weichselian environment and climate of the East Siberian Arctic, derived from fossil insects, plants and mammals // Quatern. Sci. Rev. 2005. V. 24. № 5–6. P. 533–569.
30. *Shirrmeister L., Siegert K., Kuznetsova T. et al.* Paleoenvironmental and paleoclimatic records from permafrost deposits in the Arctic region of Northern Siberia // Quatern. Intern. 2002. V. 89. P. 97–118.
31. *Zanina O.G., Gubin S.V., Kuzmina S.A., Maximovich S.V., Lopatina D.A.* Late-Pleistocene (Mis 3-2) palaeoenvironments as recorded by sediments, paleosols, and ground-squirrel nests at Duvanny Yar, Kolyma lowland // Quarter Science Reviews. 2011. V. 30. P. 2107–2123. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2011.01.021

Sois and The Soil Cover of the Lake-Alas Depressions in Tundra Zone of the Kolyma Lowland

S. V. Gubin[1, *] and A. V. Lupachev[1]

[1]*Institute of Physicochemical and Biological Problems of Soil Science RAS, Institutskaya str., 2, Puschchino, Moscow region, 142290 Russia*

**e-mail: gubin.stas@mail.ru*

Pedogenesis on the terraces of the lacustrine-alas depressions in tundra zone of the Kolyma Lowland is proceeding on materials differing in genesis but significantly similar in composition and properties. Soils and the soil cover reflect the main trends of the Holocene pedogenesis and the re-arrangement of the environment. On the terraces of the upper and middle levels, as well as on the watersheds, the major pedogenic trend is oriented on cryozem formation. On the lower terraces and in the bottoms of the lacustrine-alas depressions, gleying and peat formation are considered to be stable and progressing processes. Soil formation is affected by close permafrost, which occurs higher that 1 †m; therefore, all soils are qualified for Cryosols.

Keywords: Oxyaquic Turbic Cryosol, Gleysol, Histosol, cryogenic mass-exchange, thermokarst, terraces

ПОЧВОВЕДЕНИЕ, 2020, № 7, с. 791–802

ГЕНЕЗИС И ГЕОГРАФИЯ ПОЧВ

УДК 631.417

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГОРНО-ЛЕСНЫХ И ГОРНО-ЛУГОВЫХ ПОЧВ ДОЛГОРУКОВСКОЙ ЯЙЛЫ (ГОРНЫЙ КРЫМ)

© 2020 г. И. В. Костенко[a], *, Н. Е. Опанасенко[a]

[a] *Никитский ботанический сад – Национальный научный центр РАН, Никитский спуск, 52, пгт. Никита, Ялта, 298648 Россия*

**e-mail: ik_64@bk.ru*

Поступила в редакцию 09.01.2019 г.
После доработки 26.12.2019 г.
Принята к публикации 26.12.2019 г.

Проведены сопряженные исследования горно-луговых и горно-лесных почв на всем протяжении Долгоруковской яйлы – горного плато, являющегося частью северного макросклона Главной гряды крымских гор, в диапазоне высот от 560 до 975 м над ур. м. Изучены морфологическое строение, гранулометрический состав, кислотность, состав ППК, содержание свободного железа, показатели гумусного состояния, оптические характеристики почвенных образцов. Лесные почвы в пределах всего склона относятся к буроземам кислым и темным (Cambisols, Luvisols), имеют сходное морфологическое строение профиля и близкий характер профильного распределения ила, гумуса и свободного железа. Под луговой растительностью в верхней части плато распространены горно-луговые, горно-луговые черноземовидные и остаточно-карбонатные почвы (Phaeozems), в нижней – переходные к черноземам предгорным (Chernozems). Запасы гумуса в слое 0–50 см почв под луговой растительностью варьировали от 16.6 до 42.2, под лесной – от 10.7 до 18.8 кг/м^2. С увеличением высоты над уровнем моря в почвах под лесной и луговой растительностью наблюдалось увеличение кислотности и уменьшение степени насыщенности основаниями. Бóльшая кислотность в пределах всего диапазона высот присуща лесным почвам, но в верхней части плато разница между лесными и луговыми почвами по этому показателю минимальна. В почвах под луговой растительностью с увеличением высоты также наблюдалось увеличение содержания оксалаторастворимого железа, а его среднее содержание в гор. А (226 ± 67 мг/100) было выше, чем в лесных почвах (183 ± 41 мг/100 г). Основными причинами, обуславливающими более интенсивную окраску почв под травянистой растительностью по сравнению с лесными почвами при равном содержании в них гумуса, являются различия в степени гумификации органического вещества и оптической плотности гуминовых кислот.

Ключевые слова: Cambisols, Luvisols, Phaeozems, Chernozems, гумусированность, кислотность, оптическая плотность гуминовых кислот

DOI: 10.31857/S0032180X20070072

ВВЕДЕНИЕ

Горное плато Долгоруковская яйла вместе с Чатыр-Дагом и Караби-яйлой относится к системе восточных яйл Крыма, которые обособлены от западных широкими горными проходами. Верхняя (южная) часть Долгоруковской яйлы через Терке-яйлу примыкает к горному массиву Демерджи, а южная ее оконечность постепенно сливается с межгрядовой долиной между Внешней и Внутренней грядами крымских гор. На востоке от Караби-яйлы она отделена глубоким ущельем р. Бурульча, а на западе обрывается каменистыми склонами долины р. Салгир [6, 19, 25].

Ранее нами была дана характеристика основных типов полноразвитых почв западной части Главной гряды Горного Крыма, выявлены некоторые закономерности варьирования их свойств в широком диапазоне высот [13, 15].

Долгоруковская яйла не вошла в эти исследования, хотя данный горный массив очень интересен как объект для изучения закономерностей пространственного варьирования почвенных показателей под различными типами растительности в зависимости от высоты над уровнем моря. Обусловлено это, прежде всего, рельефом яйлы, которая представляет собой пологий склон С–СЗ экспозиции протяженностью около 15 км и со средним уклоном 1.7° в пределах высот от 560 до 1025 м над ур. м. При такой крутизне влияние склоновых процессов на почвообразование выражено слабо, поэтому на всем протяжении плато можно подобрать участки с полноразвитыми неэродированными почвами. Второй особенностью

Долгоруковской яйлы является произрастание на всем ее протяжении двух типов растительности – лесов и горных лугов, что позволяет проводить сопряженные исследования почв под разными растительными сообществами в широком диапазоне гидротермических условий.

Яйла, как и большинство горных массивов в пределах Главной гряды, сложена верхнеюрскими известняками, поэтому на ее поверхности сформировался типичный карстовый рельеф. По данным Ены с соавт. [7] в морфологической структуре яйлинских ландшафтов доминируют карровые поля и оголенные известняковые пространства с фрагментарной древесно-травянистой (луговостепной) растительностью, на которых сформирован слаборазвитый почвенный покров, представленный, главный образом, карбо-литоземами (Calcaric Leptosols). Участки полноразвитых горнолуговых почв (Phaeozems) приурочены к карстовым котловинам и другим понижениям, заполненным выщелоченным элюво-делювием верхнеюрских известняков.

Для северных оконечностей яйлинских массивов характерно сочетание пониженных пространств – оврагов и балок, в благоприятных условиях которых произрастает древесная растительность [4]. Долгоруковская яйла обрамлена поясом лесов в ее верхней (южной) и восточной частях, поскольку западная почти на всем ее протяжении обрывается крутыми склонами. Судя по космическим снимкам, на высотах примерно от 1000 до 800 м над ур. м. лес местами заходит на яйлу за пределы оврагов, и в настоящее время наблюдается постепенная экспансия древесной растительности на луга. По мере уменьшения высоты лесная растительность отступает к склонам, и граница между лесом и лугом проходит большей частью по кромке оврагов.

Цель исследований – провести сравнительный анализ основных свойств горно-лесных (Cambisols, Luvisols) и горно-луговых (Phaeozems, Chernozems) почв Долгоруковской яйлы и определить степень их изменчивости во всем диапазоне высот.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНАЯ ЧАСТЬ

В ходе исследований Долгоруковской яйлы было заложено 12 разрезов, из которых 5 под лесной растительностью и 7 под лугово-степной на различном удалении от границы леса. Глубина закладки разрезов лимитировалась глубиной залегания плотных известняков, либо смесью обломочного материала известняков с глиной. Данные по трем разрезам, а также по 25 образцам почв из слоя 0–10 см не были включены в таблицы, но использовались для статистической обработки результатов.

Метеонаблюдения непосредственно на Долгоруковской яйле не проводились, поэтому для получения ориентировочных данных о гидротермических условиях исследуемой территории были использованы результаты наблюдений всех метеостанций и метеопунктов, в разное время функционировавших вблизи плато [24], а также данные по осадкам на Чатыр-Даге за 1978–2000 гг. Ялтинской гидрогеологической и инженерно-геологической партии. На основе этих сведений были установлены зависимости среднегодовых значений количества осадков ($r = 0.99$; $n = 8$) и температуры ($r = -0.99$; $n = 7$) от высоты над уровнем моря и рассчитаны значения ГТК Селянинова [23]. Согласно Важову [2], климат нижней и средней частей склона яйлы относится к влажному (ГТК = 1.1–1.4), а верхней – к избыточно влажному (ГТК > 1.4).

Луговая растительность (горная луговая степь) на экспериментальных участках, представленная группой сообществ Cariceta humilis, а также вариантами горного разнотравья [3], характеризовалась очень мощным травостоем с проективным покрытием равным 100%.

Мертвопокровные леса имели сомкнутость крон около 0.8–0.9, мощность подстилки 2–3 см и слаборазвитый напочвенный покров с проективным покрытием 10–30%.

В образцах почв определяли pH_{KCl}, содержание общего органического углерода (С общ), углерода гуминовых и фульвокислот (С гк, С фк) [12], оптическую плотность раствора гуминовых кислот ($Ec^{мг/мл}$) [18]. Степень гумификации органического вещества (**СГОВ**) рассчитывали, как процент С гк от С общ. Гранулометрический состав определяли методом пипетки с пирофосфатной диспергацией образцов [1], обменную кислотность (**ОК**) и обменный алюминий (Al обм) – титрованием щелочью 1 М вытяжки KCl при соотношении почва : раствор 1 : 50, гидролитическую кислотность (Нг) – титрованием 1 М вытяжки ацетата натрия при соотношении почва : раствор 1 : 100 или 1 : 200, сумму обменных оснований (**СО**) – путем вытеснения 0.2 н раствором NH_4Cl. Насыщенность основаниями (**НО**) рассчитывали как отношение (СО/СО + Нг) × 100%. Содержание дитиониторастворимого железа (Fe_{dit}) определяли по Коффину [8], оксалаторастворимого (Fe_{ox}) – по Тамму.

Оптические свойства почв изучали по предложенной ранее методике [14] путем сканирования влажных образцов, нанесенных на прозрачную пенку [15]. Полученные сканы анализировались с помощью специальной программы для расчета величин цветовой модели *RGB*. Модель *RGB* основана на трех базовых цветах – красном (Red), зеленом (Green) и синем (Blue). Каждый базовый цвет характеризуется яркостью, которая варьиру-

ет от 0 до 255. Остальные цвета образуются при смешивании этих трех [30]. Значения *RGB* использовали для сравнительного анализа объектов исследований и оценки влияния свойств почвы на ее окраску. Связь между интенсивностью окраски и значениями *RGB* обратная, поэтому, чем темнее почва, тем меньше величины последних.

Статистическая обработка результатов проводилась с помощью пакета программ Statistica 6.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Краткая характеристика почвенных разрезов. Разрез 1341 был заложен в верхней части Долгоруковской яйлы под пологом мертвопокровного букового леса. В профиле почвы выделены серый, комковато-зернистый, легкосуглинистый, рыхлый серогумусовый гор. AY, светло-бурый, зернисто-комковатый, легкосуглинистый с включениями обломков песчаника, более плотный гор. B, переходящий очень резко по гранулометрическому составу к бурому, уплотненному, ореховатому, с признаками оглинивания по граням структурных отдельностей, легкоглинистому метаморфическому, переходному к почвообразующей породе гор. BMC, подстилаемому крупными обломками известняка и песчаника. Коэффициент дифференциации профиля по илу (**КД**), представляющий собой отношение между содержанием ила в гор. BMC к его содержанию в гор. AY, равен 6.3. Столь сильная дифференциация связана частично с лессиважем, но в большей степени с исходной литологической неоднородностью почвообразующей породы, представленной в верхней части профиля преимущественно элювием песчаников, а в нижней – известняков, что подтверждается резким уменьшением доли песка с глубиной: с 34% в гор. B до 7% в BMC.

Почва в пределах всего профиля очень сильно кислая, за исключением сильнокислых верхней части гор. AY и нижней – BMC, контактирующей с подстилающими породами. OK и Al обм обнаружены в пределах всего профиля с максимумом в нижней части гор. AY. В этом же слое отмечено и наибольшее значение Hг. Содержание обменных оснований, а также HO почвы в нижней части гор. AY и в гор. B были крайне низкими, что обусловлено высокой кислотностью указанных слоев и низким содержанием ила.

Содержание и запасы органического вещества были очень низкими, а основное его количество сосредоточено в гор. AY, где содержалось 63% от общих запасов гумуса в слое почвы 0–50 см. Гумус гуматно-фульватного типа характеризовался низкими значениями СГОВ и $Ec^{мг/мл}$.

Содержание Fe_{dit} возрастало вниз по профилю в соответствии с увеличением содержания ила (r = = 0.99; n = 8), а основное количество Fe_{ox} сосредоточено в гор. AY, свидетельствуя о преимущественно биогенном характере его накопления. Возрастание количества Fe_{ox} в гор. BMC обусловлено утяжелением гранулометрического состава, поэтому более надежным индикатором его накопления является не общее содержание, а доля Fe_{ox} от Fe_{dit}, которая в пределах профиля уменьшалась с 26% в гор. AY до 7% в BMC.

К северу от опушки букового леса под луговой растительностью был заложен разрез 1342. Анализ изображений с сервиса Google Earth за период с 2007 по 2018 гг. свидетельствует об интенсивном зарастании прилегающих к буковому лесу участков луга древесно-кустарниковой растительностью. Исходя из этого, можно предположить, что раньше лес в верхней части плато простирался за пределы его нынешних границ, поэтому залегающие здесь почвы вполне могут быть вторично-одернованными.

В профиле почвы под лугом выделяется более мощный, по сравнению с лесной почвой, темно-серый во влажном состоянии, мелкокомковато-зернистый, среднесуглинистый, рыхлый гор. AY, переходящий в близкий по гранулометрическому составу светло-бурый, комковато-зернистый, уплотненный гор. B. Переход к бурому комковато-ореховатому гор. BMC, как и под лесом, очень резкий по содержанию ила, однако сам горизонт среднесуглинистый из-за преобладания песчаника в составе почвообразующей породы. Как и в предыдущем разрезе, по граням агрегатов в гор. BMC выявлены глинистые кутаны, что подтверждает формирование этой почвы под пологом леса. Почва разр. 1342 менее дифференцирована по илу (КД = 2.8) по сравнению с лесной из-за более однородного ее литологического состава, поскольку среднее содержание песчаных фракций в гор. AY, B и BMC было равно соответственно 26, 36 и 24%.

По сравнению с буроземом, луговая почва также менее кислая и более насыщена основаниями в пределах гор. AY и B, но более кислая и менее насыщена в гор. BMC, поэтому OK и Al обм в заметном количестве содержались только в нижней части профиля.

Из-за низкого содержания C общ и малой мощности гумусового горизонта запасы органического вещества в слое 0–50 см были самыми низкими среди луговых почв. Также почва характеризовалась очень узким отношением C гк/C фк, низкой СГОВ и средними значениями $Ec^{мг/мл}$. Несмотря на это, интенсивность окраски гумусового горизонта, судя по величинам *RGB*, была сравнима с более гумусированными лесными почвами. По нашему мнению, это связано с более высоким содержанием в последних ила, за счет которого наблюдается отмеченный ранее [14] эффект “разбавления” органического вещества, когда оно распределяется

Таблица 1. Общая характеристика объектов исследований

№ разреза, высота над ур. м.	Координаты разрезов, с. ш./в. д.	Растительная ассоциация	Осадки, мм/*T*,°C/ГТК	Почва по классификации 1977 г. [10]	Почва по WRB [28]
1341 975 м	44°49.805′ 34°23.237′	Буковый лес	1020/6.6/2.1	Бурозем кислый легкосуглинистый на элюво-делювии известняков и песчаников	Leptic Cambisol (Loamic, Geoabruptic, Humic)
1342 969 м	44°49.838′ 34°23.196′	Луг в 30 м от опушки леса	1020/6.6/2.1	Горно-луговая легкосуглинистая на элюво-делювии известняков и песчаников	Leptic Cambisol (Loamic, Geoabruptic, Humic)
1347 882 м	44°52.801′ 34°23.804′	Буково-грабовый лес с участием дуба	956/7.0/1.8	Бурозем кислый среднесуглинистый на элюво-делювии известняков	Leptic Luvisol (Epiloamic, Katoclayic, Cutanic, Humic)
1348 886 м	44°52.808′ 34°23.774′	Луг в 10 м от опушки леса	956/7.0/1.8	Горно-луговая легкоглинистая на элюво-делювии известняков	Luvic Leptic Phaeozem (Epiloamic, Katoclayic)
1343 820 м	44°52.396′ 34°21.512′	Луг в центре карстовой котловины в 1.8 км от леса	911/7.3/1.6	Горно-луговая черноземовидная среднесуглинистая на элюво-делювии известняков и песчаников	Luvic Leptic Chernic Phaeozem (Abruptic, Epiloamic, Endoclayic)
1375 710 м	44°54.692′ 34°18.495′	Буково-грабовый лес	828/7.8/1.4	Бурозем кислый тяжелосуглинистый на элюво-делювии известняков и песчаников	Leptic Luvisol (Loamic, Cutanic)
1344 709 м	44°54.535′ 34°18.690′	Луг в 100 м от опушки леса	828/7.8/1.4	Горно-луговая остаточно карбонатная тяжелосуглинистая на элюво-делювии известняков	Calcaric Luvic Leptic Phaeozem (Loamic)
1377 622 м	44° 56.040′ 34°17.757′	Дубовый лес	762/8.2/1.2	Бурозем темный тяжелосуглинистый на элюво-делювии известняков	Leptic Cambisol (Loamic, Humic)
1349 564 м	44°56.014′ 34°16.618′	Луг на нижней границе плато в 160 м от опушки леса	714/8.4/1.1	Чернозем предгорный маломощный мицелярно-карбонатный тяжелосуглинистый на элюво-делювии известняков	Leptic Calcic Chernozem (Loamic)

на большей удельной поверхности минеральных частиц почвы.

Содержание Fe_{dit} в пределах гор. AY и B с глубиной уменьшалось и затем резко увеличивалось в гор. BMC в соответствии с утяжелением гранулометрического состава. Fe_{ox} распределялось по профилю так же как и в буроземе, однако его содержание в гор. AY и доля от Fe_{dit} (36%) были больше в почве под луговой растительностью.

Ниже по склону в мертвопокровном буково-грабовом лесу с участием дуба был описан профиль бурозема на продуктах выветривания известняков (табл. 1, разр. 1347), в профиле которого выделены серый, рыхлый, комковато-порошистый, тяжелосуглинистый гор. AY, буровато-серый, комковато-ореховатый, легкоглинистый гор. B, бурый, плотный, крупнокомковато-ореховатый, с глинистыми пленками по граням агрегатов, среднеглинистый гор. BM и светло-бурый, плотный, комковатый, легкоглинистый гор. C, переходящий в очень плотную глинисто-хрящеватую подстилающую породу.

Почва разр. 1347 в пределах всего профиля литологически однородна, что видно по практически равномерному распределению количества песчаных фракций с постепенным убыванием от 6.4% в гор. AY до 4.6 в C, поэтому есть основания считать сильную дифференциацию профиля по илу (КД = 3.7) следствием педогенных процессов – лессиважа и внутрипочвенного оглинивания.

Величины показателей кислотности и характер их распределения близки к почве разр. 1341. Наибольшие значения pH были приурочены к верхней части гор. AY и к гор. C, залегающему на карбонатной подстилающей породе, а наименьшее – к нижней части гор. AY, в котором отмечено также наиболее высокие значение Hг и самые низкие – CO и HO. OK и Al обм определены во всех почвенных горизонтах, а их содержание соответствовало величинам pH. Несмотря на отмеченную близость почв разр. 1341 и 1347 по величинам показателей кислотности, насыщенность последней была заметно выше за счет более высокого содержания оснований.

Почва разр. 1347 содержала в гор. AY столько же гумуса, что и 1341 и несколько больше – в остальной части профиля, чем обусловлены более высокие общие запасы органического вещества в последнем. Качественные показатели гумуса – СГОВ, $Ec^{мг/мл}$ и C гк/C фк, также были близки к почве разр. 1341, но при этом более темная окраска гумусового горизонта, судя по величинам *RGB*, была присуща легкосуглинистому бурозему разр. 1341.

Профильное распределение Fe_{dit} соответствовало распределению ила ($r = 0.94$; $n = 10$), а Fe_{ox} – органического вещества ($r = 0.85$; $n = 10$). Доля Fe_{ox} от Fe_{dit} в гор. AY описываемой почвы (17%) была меньше и снижалась с глубиной более резко (до 3%) по сравнению с залегающими выше по склону лесной и луговой почвами (табл. 2, 3).

В 40 м от разр. 1347 под луговой растительностью был заложен разр. 1348, в профиле которого были выделены темно-серый с бурым оттенком, мелкокомковато-порошистый, легкоглинистый, рыхлый перегнойно-темногумусовый гор. AH и буровато-серый, комковато-зернистый гор. AB, подстилаемый смесью обломков известняка с глиной. Луговая почва по сравнению с лесной имела более тяжелый гранулометрический состав и отличалась меньшей дифференциацией профиля по илу с КД = 2.4.

По величинам pH почва сильно- и среднекислая, с очень низкими значениями OK и Al обм, но близкими к лесной почве величинами Hг. Луговая почва характеризовалась также более высокими значениями CO и HO, особенно в нижней части гор. AH, где в буроземах кислых, как правило, наблюдается резкое уменьшение значений этих показателей.

Почва разр. 1348 отличалась повышенным содержанием Fe_{dit}, которое соответствовало тяжелому гранулометрическому составу и наиболее высоким среди изученных почв абсолютным содержанием Fe_{ox}, доля которого от Fe_{dit} снижалась вниз по профилю с 15 до 9%, то есть в верхней его части соответствовала разр. 1347, но не столь резко уменьшалась книзу.

Наряду с разрезами луговых почв, заложенными вблизи лесного массива Долгоруковской яйлы, в пределах ее западной части на расстоянии около 2 км от ближайшей опушки леса был заложен разр. 1343. Место закладки разреза представляет собой неглубокую (1–5 м) блюдцеобразную карстовую воронку общей площадью около 10 га. В составе растительной ассоциации на всей площади воронки доминировали ковыль Лессинга (*Stipa lessingiana* Trin. & Rupr.) и мятлик луговой (*Poa pratensis* L.), тогда как в местах закладки других разрезов луговых почв доминирующими видами были мятлик и тимофеевка луговая (*Phleum pratense* L.).

В профиле разреза выделены темно-серый, почти черный во влажном состоянии, мелкокомковато-зернистый в верхней части и комковато-ореховатый в нижней, средне-тяжелосуглинистый, рыхлый гор. AH, буровато-серый, комковато-зернистый, тяжелосуглинистый, слегка уплотненный гор. AB и бурый, комковато-зернистый, среднеглинистый, уплотненный гор. B, подстилаемый смесью обломков известняка с глиной.

Почва сильно дифференцирована по илу (КД = 3.9), что, видимо, обусловлено педогенными процессами в верхней и средней частях профиля и литологической неоднородностью почвообразующей породы в нижней. Последнее подтверждается резким скачком содержания ила на переходе от гор. AB к B и таким же резким уменьшением количества песка – с 9.2% в слое 40–50 см до 0.7% в слое 50–60 см.

Интересной особенностью почвы разр. 1343 является характер профильного распределения кислотности, которая, судя по величинам pH, постепенно возрастала с глубиной, достигая наибольших значений на контакте с обломками известняков. В то же время величины Hг вниз по профилю уменьшались и наименьших значений достигали также на границе с подстилающими породами. Таким образом, наибольшие значения Hг соответствовали наименьшим значениям pH, что обусловлено высоким содержанием органического вещества в верхней части профиля, которое удерживает алюминий в составе комплексных органо-минеральных соединений [17]. Последний практически не экстрагируется растворами нейтральных солей, обусловливая повышенные значения pH солевого высокогумусных почв, но, в то же время, переходит в раствор гидролитически щелочных солей при определении Hг.

Количество оснований и степень насыщенности ими ППК с глубиной, по мере уменьшения гумусированности уменьшались, а в гор. B из-за резкого утяжеления гранулометрического состава – возрастали.

Среди всех изученных горно-луговых почв Долгоруковской яйлы почва раз. 1343 выделялась

Таблица 2. Свойства лесных и луговых почв Долгоруковской яйлы

Горизонт, глубина, см	Ил, %	pH_{KCl}	СО	Нг	ОК	Al обм	НО, %	Fe_{dit}	Fe_{ox}
			смоль(+)/кг					мг/100 г	
Бурозем кислый легкосуглинистый (разр. 1341)									
AY, 0–5	6	4.25	9.0	11.1	0.7	0.2	45	684	159
5–10	6	3.50	2.4	12.4	4.6	3.7	16	705	196
B, 10–40	11	3.83	2.1	6.7	1.9	1.3	24	725	116
BMC, 40–70	38	4.15	19.8	5.8	1.4	0.4	77	2460	161
Горно-луговая легкосуглинистая почва (разр. 1342)									
AY, 0–20	9	4.69	12.0	8.5	<0.1	<0.1	59	851	306
B, 20–40	10	4.44	5.6	3.5	0.2	<0.1	62	749	119
BMC, 40–80	25	3.94	9.2	7.5	2.5	1.8	55	1104	135
Бурозем кислый среднесуглинистый (разр. 1347)									
AY, 0–5	15	4.44	21.3	13.5	0.6	0.2	61	1132	209
5–10	15	3.28	9.9	17.5	5.5	3.9	36	1255	205
B, 10–20	21	3.95	11.9	10.7	1.0	0.4	53	1520	156
20–30	34	3.98	15.7	9.1	1.2	0.5	63	1700	123
BM, 30–50	55	3.88	30.0	10.4	1.5	0.6	74	2685	118
C, 50–90	40	4.22	33.4	5.4	0.6	0.1	86	1827	53
Горно-луговая легкоглинистая почва (разр. 1348)									
AH, 0–10	26	4.72	28.3	13.7	0.3	<0.1	67	1872	289
10–20	30	4.43	26.5	9.6	0.3	<0.1	79	2032	321
20–30	35	4.39	23.7	15.8	0.4	<0.1	60	2136	302
AB, 30–40	45	4.41	19.9	13.3	0.5	<0.1	62	2347	222
40–50	61	4.54	30.0	10.9	0.4	<0.1	73	2833	246
Горно-луговая черноземовидная среднесуглинистая почва (разр. 1343)									
AH, 0–10	15	4.85	27.3	12.6	0.2	<0.1	68	1333	252
10–30	20	4.60	22.9	13.0	0.3	<0.1	64	1654	248
AB, 30–50	23	4.46	15.7	9.7	0.4	<0.1	62	1797	196
B, 50–60	58	4.30	31.4	8.1	0.7	<0.1	79	2911	178
Бурозем кислый тяжелосуглинистый (разр. 1375)									
AY, 0–10	15	4.52	12.6	7.1	0.3	<0.1	63	1310	229
AB, 10–20	18	4.73	11.5	4.3	0.2	<0.1	73	1457	138
B, 20–40	25	4.23	12.1	3.1	0.2	<0.1	80	1529	176
BM, 40–60	42	4.66	21.4	3.8	0.2	<0.1	85	1851	198
BC, 60–80	48	4.84	25.6	3.8	0.1	<0.1	87	2018	207
Горно-луговая остаточно карбонатная тяжелосуглинистая почва (разр. 1344)									
AU, 0–10	21	5.83	26.9	2.9	–	–	90	1148	125
10–40	31	6.04	25.5	1.8	–		93	1209	107
ABca, 40–50	32	6.83	–	–	–	–	–	817	40
Bca, 50–70	28	7.1	–	–	–	–	–	970	31
Бурозем темный тяжелосуглинистый (разр. 1377)									
AU, 0–5	23	6.72	28.4	0.9	–	–	97	1628	176
AB, 5–20	32	5.81	21.4	1.9	–	–	92	2166	190
BM, 20–50	38	5.27	22.5	2.3	–	–	90	2460	136
BC, 50–80	33	5.64	21.5	0.4	–	–	98	2020	80
Чернозем предгорный маломощный тяжелосуглинистый (разр. 1349)									
AUca, 0–10	23	6.83	–	–	–	–	–	1131	86
10–20	25	6.93	–	–	–	–	–	1160	86
ABca, 20–30	32	6.92	–	–	–	–	–	1159	85
30–50	35	7.02	–	–	–	–	–	866	76

Таблица 3. Показатели гумусного состояния и оптические характеристики почв

Горизонт, глубина, см	С общ	СГОВ	Ес$^{мг/мл}$	С гк/С фк	*R*	*G*	*B*
	%						
Бурозем кислый легкосуглинистый (разр. 1341)							
AY, 0–5	4.06/10.7*	16	7.1	0.86	74	59	29
5–10	2.54	18	8.6	0.99	81	64	33
B, 10–40	0.61	11	11.8	0.78	132	105	56
BMC, 40–70	0.38	–	–	–	135	102	46
Горно-луговая легкосуглинистая почва (разр. 1342)							
AY, 0–20	3.39/16.6	20	12.8	1.0	56	45	18
B, 20–40	0.45	16	14.9	0.85	118	95	50
BMC, 40–80	0.21	–	–	–	140	111	51
Бурозем кислый среднесуглинистый (разр. 1347)							
AY, 0–5	4.25/14.7	16	7.8	0.85	82	62	31
5–10	2.35	14	9.0	0.71	104	78	41
B, 10–20	1.50	13	11.1	0.76	115	86	44
20–30	0.87	10	10.4	0.50	125	93	46
BM, 30–50	0.71	7	6.3	0.29	132	92	38
C, 50–90	0.50	12	8.8	0.67	139	112	55
Горно-луговая легкоглинистая почва (разр. 1348)							
AH, 0–10	7.14/39.3	17	13.4	0.95	45	31	7
10–20	4.71	25	16.6	1.29	45	31	7
20–30	3.46	27	18.2	1.49	52	38	13
AB, 30–40	2.08	24	16.8	1.09	76	54	21
40–50	1.65	16	13.2	0.64	92	61	22
Горно-луговая черноземовидная среднесуглинистая почва (разр. 1343)							
AH, 0–10	7.83/42.2	23	16.6	1.37	18	13	3
10–30	4.59	31	18.9	2.38	22	14	2
AB, 30–50	1.70	31	19.6	1.55	53	36	9
B, 50–60	1.03	27	16.3	0.82	114	72	27
Бурозем кислый тяжелосуглинистый (разр. 1375)							
AY, 0–10	2.13/8.9	20	9.1	0.99	90	71	40
AB, 10–20	0.76	22	12.0	1.11	110	84	44
B, 20–40	0.49	20	11.4	1.0	119	90	48
BM, 40–60	0.45	–	–	–	113	81	38
BC, 60–80	0.39	–	–	–	–	–	–
Горно-луговая остаточно карбонатная тяжелосуглинистая почва (разр. 1344)							
AU, 0–10	5.59/28.3	20	14.8	1.51	44	37	16
10–40	2.42	39	14.8	3.32	57	50	26
ABca, 40–50	0.70	24	11.3	1.61	118	101	38
Bca, 50–70	0.51	18	7.8	1.09	132	112	65
Бурозем темный тяжелосуглинистый (разр. 1377)							
AU, 0–5	6.18/18.8	18	9.9	1.06	59	48	23
AB, 5–20	2.18	21	13.5	1.73	77	64	31
BM, 20–50	0.90	23	13.6	1.34	109	87	41
BC, 50–80	0.51	15	12.5	1.15	124	102	54
Чернозем предгорный мицелярно-карбонатный маломощный тяжелосуглинистый (разр. 1349)							
AUca, 0–10	7.05/38.4	13	12.5	1.00	49	38	15
10–20	4.30	17	15.9	1.38	49	39	16
ABca, 20–30	3.28	20	15.8	1.34	52	42	18
30–50	1.98	17	16.7	1.20	72	51	24

* Запасы гумуса в слое 0–50 см, кг/м^2.

наиболее высокими значениями содержания С орг и запасов гумуса в слое 0–50 см, а также фульфатно-гуматным и гуматным типом гумуса в пределах гор. АН и АВ. СГОВ не превышала соответствующих значений луговых почв, залегающих у кромки леса, а величины $Ec^{мг/мл}$ отличались повышенными значениями в пределах поверхностного слоя почв. Сочетание указанных особенностей обусловило очень темную окраску гор. АН, о чем свидетельствуют самые низкие величины *RGB* слоя почвы 0–30 см по сравнению с остальными почвами данного типа.

Таким образом, учитывая комплекс показателей гумусного состояния и морфологические особенности почвы разр. 1343, ее можно признать эталоном горно-луговых черноземовидных почв Крыма. Формированию такой почвы способствовало благоприятное сочетание гидротермических условий, состава растительности и отсутствие антропогенного воздействия на почвенный покров в течение достаточно длительного периода. Последнее обстоятельство является наиболее важным, поскольку территория плато легкодоступна для транспорта, является популярным туристическим объектом и в прошлом интенсивно использовалась для выпаса скота. Отметим, что кроме Долгоруковской яйлы, горно-луговые почвы с подобными характеристиками были выявлены нами на верхнем плато Чатыр-Дага [22] и на небольших участках горных лугов, сохранившихся в пределах лесного массива на северной оконечности нижнего плато Чатыр-Дага [13].

Содержание и характер профильного распределения Fe_{dit} были типичны для текстурно-дифференцированных почв Долгоруковской яйлы. По содержанию Fe_{ox} описываемая почва уступала луговой почве разр. 1348, но имела более высокую долю от Fe_{dit}, которая по профилю варьировала от 19 до 6%.

Разрез лесной почвы 1375 был заложен в буково-грабовом лесу, произрастающем в нижней части западного склона ложбины, примыкающей в восточной части плато. Крутизна склона в месте закладки разреза около 15°–20°, расстояние от кромки леса 100 м. Как отмечалось ранее, в северной части Долгоруковской яйлы лес почти не выходит за пределы кромки оврагов, что не позволило включить в исследования участки леса и луга на близких по рельефу позициях. Локальные особенности мезорельефа данного участка способствуют, с одной стороны, дополнительному увлажнению и улучшению условий произрастания растений, а с другой – развитию поверхностной эрозии почв. В связи с этим, произрастающие в данном месте деревья бука характеризовались лучшим состоянием по сравнению с участком леса, расположенным на плато (разр. 1347), а почва – очень слаборазвитым гумусовым горизонтом.

В ее профиле были выделены серый, комковато-порошистый, тяжелосуглинистый, рыхлый гор. AY, серовато-бурый, глыбисто-комковатый, тяжелосуглинистый гор. АВ, палево-бурый, глыбистый, тяжелосуглинистый, уплотненный гор. В, темно-бурый, глыбисто-ореховатый, оглиненный по граням агрегатов, легкоглинистый, плотный гор. ВМ и темно-бурый до шоколадного, глыбистый, легкоглинистый, плотный гор. ВС. Почва характеризовалась сильной текстурной дифференциацией (КД = 3.1), причиной которой, судя по плавному увеличению количества ила с глубиной и наличию глинистых кутан в гор. ВМ, являются педогенные процессы, а глубже – литологическая неоднородность породы.

По сравнению с лесными почвами, сформировавшимися выше по склону, почва разр. 1375 характеризовалась более высокими, среднекислыми значениями pH, значительно меньшими величинами Нг и близкими к нулю величинами ОК и Al обм.

Из-за подверженности данной почвы водной эрозии содержание С общ и запасы органического вещества в слое 0–50 см оказались самыми низкими среди всех лесных почв. В то же время, почва разр. 1375 отличалась от лесных почв, залегающих выше по склону большей степенью гумификации ОВ и более широким отношением С гк/С фк. Высокие значения *RGB* гор. AY соответствовали его светлой окраски из-за низкого содержания гумуса.

По содержанию и профильному распределению Fe_{dit} данная почва не отличалась от описанных выше лесных и луговых почв, поскольку общее количество свободного железа тесно коррелировало с содержанием ила ($r = 0.99$; $n = 9$). По содержанию Fe_{ox} почва разр. 1375 превосходила все лесные почвы, а по доле Fe_{ox} от Fe_{dit} в гор. AY (17%) уступала только почве разр. 1341.

Разрез луговой почвы 1344 был в пределах тех же высот, что и предыдущий разрез лесной почвы. В его профиле выделены темно-серый, комковато-зернистый, тяжелосуглинистый, рыхлый темногумусовый гор. AU, серовато-коричневый, комковатый, тяжелосуглинистый, карбонатный, уплотненный гор. АВса и коричневый, комковатый, тяжелосуглинистый, карбонатный, уплотненный гор. Вса, подстилаемый смесью обломков известняка с глиной. В небольшом количестве обломки известняка встречались во всех горизонтах почвы. Отметим, что на этой высоте нами описана первая почва, в мелкоземе которой содержалось небольшое количество (1–4%) карбонатов. Последние обнаруживались только по вскипанию и морфологически не были выражены, что позволило считать их унаследованными от почвообразующей породы, а почву диагностировать как остаточно-карбонатную.

Текстурная дифференциация профиля была менее выраженной (КД = 1.5) по сравнению с выщелоченными почвами и обусловлена, вероятнее всего, внутрипочвенным оглиниванием, поскольку наибольшее содержание ила наблюдалось в середине профиля на переходе от гор. AU к ABca, а содержание песка с глубиной плавно уменьшалось: от 14% в слое 0–10 см до 6% в слое 60–70 см.

Количества атмосферных осадков, выпадающих на высотах от 700 м над ур. м. и ниже недостаточно для полного выщелачивания карбонатов под луговой растительностью. Их присутствие обусловило слабокислую реакцию, очень низкие значения Нг и высокую НО.

Из-за резкого уменьшения количества С общ с глубиной запасы гумуса были меньше по сравнению со всеми разрезами луговых почвы, кроме 1342. СГОВ в гор. AU была высокой, значения $Ec^{мг/мл}$ соответствовали минимальным среди луговых почв, тип гумуса фульватно-гуматный и гуматный, а величины *R-RGB* – близкими к луговой почве разр. 1348.

Профильное распределение свободного железа в нейтральной, остаточно карбонатной почве существенно отличалось от кислых и выщелоченных почв отсутствием связи между илом и Fe_{dit} из-за резкого падения количества последнего в карбонатном горизонте. Содержание Fe_{ox} также резко уменьшалось с глубиной, а его доля от Fe_{dit} в гор. AU (7%) была самой низкой среди луговых почв.

Разрез 1377 бурозема темного был заложен вблизи нижней границы леса, где основными породами в верхнем ярусе являются дуб, клен, груша, черешня, а в нижнем – ясень, кизил, орешник. Бук на этой высоте не встречается даже в виде единичных экземпляров.

Профиль почвы состоит из темно-серого во влажном состоянии, комковато-зернистого, тяжелосуглинистого, рыхлого, обильно пронизанного корнями гор. AU, буровато-серого, крупнокомковатого, легкоглинистого слабоуплотненного, гор. AB, бурого, ореховатого, легкоглинистого, с глинистыми пленками по граням агрегатов, плотного, гор. BM, и светло-бурого, ореховатого, тяжелосуглинистого, уплотненного, гор. BC. Почвообразующей породой является выщелоченный элюво-делювий известняков. Почва слабодифференцирована по илу (КД = 1.2) и, судя по характеру его профильного распределения в пределах горизонтов AU – BM, литологически однородна. В гор. BC наблюдалось на 10% большее содержание фракций песка по сравнению с гор. BM, что может свидетельствовать об увеличении с глубиной доли песчаника в составе известняка.

Данной почве присущи нейтральная реакция верхней части профиля, переходящая глубже в слабокислую, очень низкие значения Нг, отсутствие обменной кислотности. Содержание обменных оснований и насыщенность ими ППК сопоставимы с луговыми почвами средней части плато.

Содержание С общ в слое 0–5 см также близко к луговым почвам, но за счет резкого падения гумусированности с глубиной общие запасы органического вещества не достигали уровня почв под травянистой растительностью, хотя были наибольшими среди лесных. Величины СГОВ и $Ec^{мг/мл}$ близки к лесной почве разр. 1375, а отношение С гк/С фк уже ближе к луговым почвам. Величины *RGB* верхней части разр. 1377 выше, чем во всех остальных лесных почвах и также больше соответствуют луговым.

Профильное распределение Fe_{dit} соответствовало распределению ила, а Fe_{ox} – гумуса. Доля Fe_{ox} в составе Fe_{dit} уменьшалась вниз по профилю с 11 до 4%, что характерно для луговых почв нижней части плато.

Разрез 1349 заложен на нижней границе ареала горно-луговых почв Долгоруковской яйлы, поскольку в нем на глубине 30–50 см отмечены новообразования в виде карбонатного псевдомицелия, характерные для черноземов. В профиле почвы были выделены темно-серый, комковато-зернистый, тяжелосуглинистый, карбонатный (0.5%), рыхлый гор. AUca и темно-серый с буроватым оттенком, комковато-зернистый, легкоглинистый, карбонатный (2.5%), с обломками известняка, уплотненный гор. ABca, подстилаемый смесью дресвы известняка с глиной. По морфологическому строению и свойствам данная почва близка к чернозему предгорному обыкновенному мицелярно-карбонатному [5, 20], однако отличается от последнего укороченными генетическими горизонтами и профиля в целом. Профиль почвы однороден по литологическому составу и слабодифференцирован по илу (КД = 1.5).

По содержанию С общ и запасам гумуса в слое 0–50 см почва разр. 1349 была близка к разр. 1348, но при этом отличалась меньшими значениями СГОВ и $Ec^{мг/мл}$, а также соотношением между величинами *RGB* (табл. 3). Равенство последних соответствует оттенкам серого [30], поэтому, чем меньше разница между *R*, *B* и *G*, тем больше окраска гор. А близка к монохромной, типичной для черноземов [15]. Так, для луговых почв верхней части склона соотношение *R* : *G* : *B* равно 1 : : 0.70 : 0.19 (разр. 1348) и 1 : 0.65 : 0.10 (1343), а нижней – 1 : 0.85 : 0.40 (1344) и 1 : 0.80 : 0.32 (1349), подтверждая тем самым, что почвы разр. 1344 и 1349 являются переходными от горно-луговых к черноземам.

Профильное распределение Fe_{dit} в почве разр. 1349 соответствовало гранулометрическому составу и содержанию карбонатов, поскольку возрастало с глубиной в верхней части профиля и уменьшалось в нижней. Содержание Fe_{ox} было

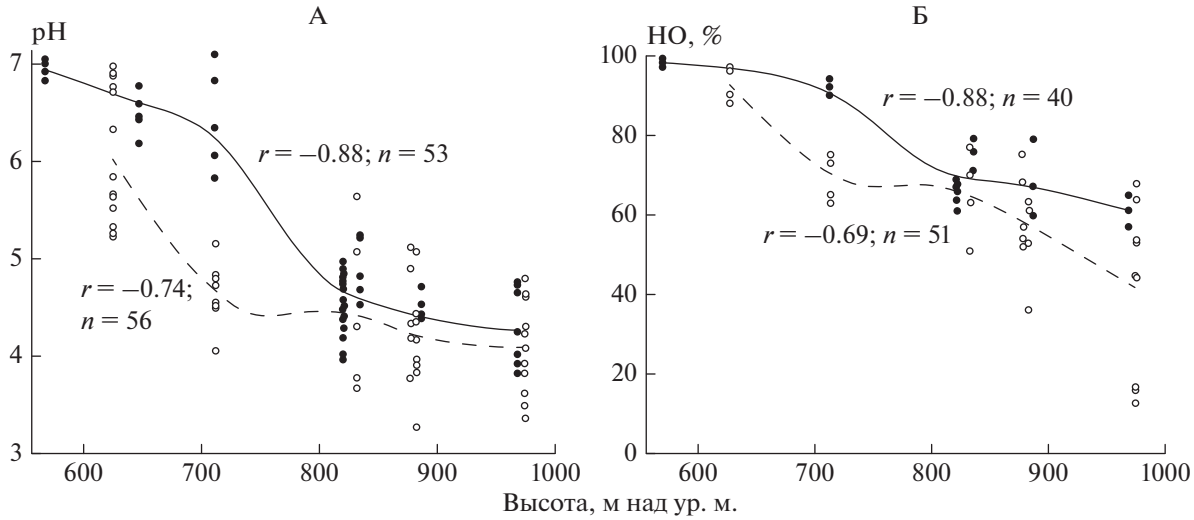

Рис. 1. Зависимость величин pH (А) и насыщенности основаниями (Б) горно-луговых (сплошная линия, черные круги) и горно-лесных (пунктирная линия, белые круги) почвах Долгоруковской яйлы от высоты над уровнем моря.

очень низким по всему профилю, что характерно для карбонатных почв.

Взаимосвязи между отдельными свойствами почв и их зависимость от высоты местности. Ранее по результатам наших исследований и данным ряда зарубежных ученых было показано, что с высотой местности и, следовательно, с увлажненностью территории связаны некоторые показатели гумусного состояния, кислотности и содержания свободных форм железа. Для С общ не выявлено общих закономерностей его варьирования с высотой, поскольку содержание гумуса в горных почвах сильно зависит от других факторов, кроме гидротермических условий, включая экспозицию и крутизну склона, состав и состояние растительного покрова и др. [11, 13, 15, 16, 26, 27, 29].

По результатам почвенных исследований в пределах Долгоруковской яйлы было выявлено влияние высоты над уровнем моря и типа растительности на pH и насыщенность почв основаниями. На рис. 1 видно, что по мере увеличения высоты происходит достоверное снижение pH и НО как лесных, так и луговых почв. В верхней части плато их значения в значительной степени перекрываются, однако, судя по характеру кривых, средние величины pH и НО лесных почв во всем диапазоне высот ниже луговых. Наиболее сильно эти различия выражены на высотах около 700 м над ур. м., а ниже по склону снова наблюдается их сближение за счет повышенных значений pH верхнего слоя лесных почв в районе разр. 1377.

Достоверная отрицательная связь отмечена между высотой и $Ec^{мг/мл}$ лесных почв ($r = -0.63$; $n = 42$). Для луговых такая связь не выявлена, поскольку среди них наибольшие значения $Ec^{мг/мл}$ присущи горно-луговым черноземовидным почвам, залегающим на высоте около 820 м над ур. м.

Содержание Fe_{dit} в почвах Долгоруковской яйлы зависит, как было отмечено выше, от содержания ила и входящего в состав свободного железа Fe_{ox} ($R = 0.85$; $r_{ил} = 0.85$; $r_{Fe} = 0.64$; $n = 109$).

Содержание Fe_{ox} луговых почв с высотой связано слабо ($r = 0.50$; $n = 53$), лесных – не связано вообще. По результатам множественной корреляции на количество Fe_{ox} в почвах плато достоверное влияние оказывает содержание углерода гумусовых веществ, экстрагируемых пирофосфатной вытяжкой, (**С** гв) и pH ($R = 0.80$; $r_{Сгв} = 0.76$; $r_{pH} = -0.64$; $n = 89$). Общее количество свободного железа (Fe_{dit}) не влияло на содержание Fe_{ox}, подтверждая тем самым преимущественно биогенный характер накопления последнего. Среднее содержание Fe_{ox} в гор. А луговых почв (226 ± 67 мг/100; $n = 31$) было больше, чем в лесных (183 ± 41 мг/100 г; $n = 27$), что несколько противоречит распространенному мнению об интенсивном накоплении аморфного железа в верхней части профиля как характерном признаке буроземов [9, 21]. Из наших данных следует, что аккумуляция Fe_{ox} присуща всем кислым почвам Горного Крыма, а его количество довольно тесно связано с содержанием органического вещества.

Из представленных на рис. 2 кривых, описывающих зависимость интенсивности *R-RGB* от С общ, видно, что при равном содержании органического вещества интенсивность окраски луговых почв заметно выше (значения *R* меньше), чем лесных. Основными причинами, обусловливающими эти различия, являются более высокие значения СГОВ и $Ec^{мг/мл}$ луговых почв, равные соответственно 24 ± 7% и 14.6 ± 3.0 ($n = 46$), по сравнению с лесными – 17 ± 5% и 9.6 ± 2.3 ($n = 43$). Положительное (осветляющее) влияние на окрас-

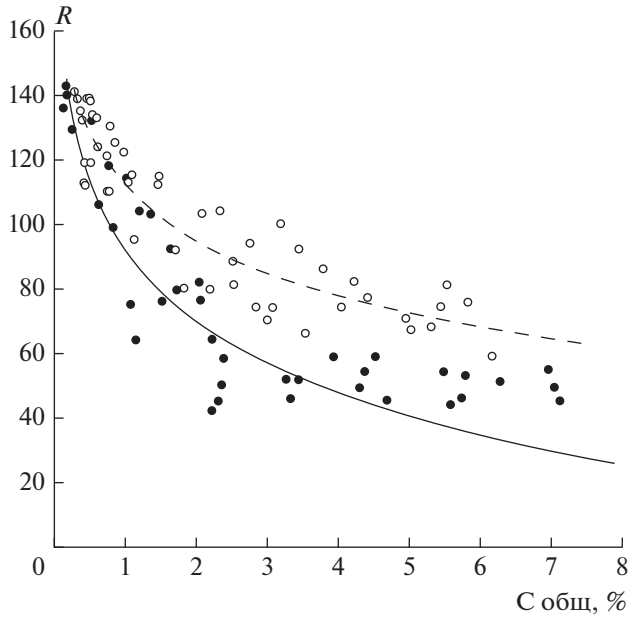

Рис. 2. Зависимость величин *R-RGB* от содержания С общ в горно-луговых (сплошная линия, черные круги) и горно-лесных (пунктирная линия, белые круги) почвах Долгоруковской яйлы.

ку почв оказывает содержание Fe_{dit}, что подтверждается результатами множественной корреляции при анализе всего массива данных (R = 0.95; $r_{Собщ}$ = –0.90; r_{Ec} = –0.66; $r_{СГОВ}$ = –0.46; r_{Fe} = 0.32; n = 89). Раздельная обработка данных показала, что интенсивность окраски почв, сформировавшихся под лугово-степными сообществами, зависит только от показателей гумусного состояния, поскольку железо в них маскируется темноокрашенными гуминовыми кислотами (R = 0.95; $r_{Собщ}$ = –0.92; r_{Ec} = –0.76; $r_{СГОВ}$ = –0.40; n = 46). В лесных почвах, обогащенных бурыми ГК, напротив, влияние железа статистически достоверно, но при этом недостоверным оказывается влияние оптической плотности ГК (R = 0.90; $r_{Собщ}$ = –0.86; $r_{СГОВ}$ = –0.48; r_{Fe} = 0.34; n = 46).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Горно-лесные почвы, относящиеся к типу буроземов, распространены во всем диапазоне высот Долгоруковской яйлы – от 600 до 1000 м над ур. м. В пределах этих высот сохраняется близкое морфологическое строение почв, характер профильного распределения ила, гумуса и свободного железа. С высотой, по мере увеличения увлажненности, в почвах под лесом наблюдается достоверное увеличение кислотности и уменьшение оптической плотности ГК.

Горно-луговые выщелоченные почвы изучены в пределах от 700 до 970 м над ур. м. В центральной части плато, на большом удалении от кромки леса залегают наиболее темноокрашенные, высокогумусные горно-луговые черноземовидные почвы. По мере уменьшения высоты и увлажненности горно-луговые выщелоченные почвы сменяются остаточно-карбонатными, а затем – переходными к черноземам предгорным мицелярно-карбонатными. С высотой в луговых почвах достоверно увеличивалась кислотность и содержание Fe_{ox}.

Отсутствие карбонатов в профиле лесных почв нижней части плато свидетельствует о более интенсивном их выщелачивании под пологом деревьев, чем под луговыми сообществами при равном количестве осадков.

Основными причинами, обуславливающими более темную окраску почв под травянистой растительностью по сравнению с лесными почвами при равном содержании в них гумуса, являются различия в СГОВ и оптической плотности ГК.

БЛАГОДАРНОСТЬ

Выражаем искреннюю благодарность сотрудникам Ялтинской гидрогеологической и инженерно-геологической партии за данные по осадкам в Горном Крыму.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Вадюнина А.Ф., Корчагина З.А.* Методы исследования физических свойств почв. М.: Агропромиздат, 1986. 416 с.
2. *Важов В.И.* Агроклиматическое районирование Крыма // Тр. Никитского бот. сада. 1977. Т. 71. С. 92–120.
3. *Голубев В.Н.* Эколого-биологические особенности растений и растительных сообществ Крымской яйлы // Сб. научных трудов Государственного Никитского бот. сада. 1978. Т. 74. С. 5–70.
4. *Гришанков Г.Е.* Природа и ландшафты Восточных яйл Крыма. Автореф. дис. ... канд. геогр. н. Воронеж, 1956. 15 с.
5. *Драган Н.А.* Почвенные ресурсы Крыма. Симферополь: ДОЛЯ, 2004. 208 с.
6. *Ена В.Г.* В горах и на равнинах Крыма. Симферополь: Таврия, 1973. 112 с.
7. *Ена В.Г., Ена Ал.В., Ена Ан.В.* Открыватели земли Крымской. Симферополь: Бизнес-Информ, 2007. 520 с.
8. *Зонн С.В.* Железо в почвах (генетические и географические аспекты). М: Наука, 1982. 207 с.
9. *Канивец В.И.* Буроземообразование в лесных почвах Украинских Карпат // Почвоведение. 1991. № 4. С. 19–28.
10. Классификация и диагностика почв СССР. М.: Колос, 1977. 223 с.
11. *Ковалева Н.О., Евдокимова Т.И.* Характеристика органического вещества горных почв северного склона Киргизского хребта Тянь-Шаня // Почвоведение. 1995. № 10. С. 1239–1247.
12. *Кононова М.М., Бельчикова Н.П.* Ускоренные методы определения состава гумуса минеральных почв // Почвоведение. 1961. № 10. С. 75–87.

13. *Костенко И.В.* Атлас почв Горного Крыма. Київ: Аграрна наука, 2014. 184 с.
14. *Костенко И.В.* Изучение оптических свойств образцов дерново-степных песчаных почв юга Украины при помощи сканера // Почвоведение. 2009. № 9. С. 1090–1098.
15. *Костенко И.В.* Связь показателей гумусного состояния лесных и луговых почв с высотой местности на Главной гряде Крымских гор // Почвоведение. 2017. № 5. С. 532–543. https://doi.org/10.7868/S0032180X17050082
16. *Орлов Д.С., Бирюкова О.Н., Суханова Н.И.* Органическое вещество почв Российской Федерации. М.: Наука, 1996. 256 с.
17. *Орлов Д.С., Садовникова Л.К., Суханова Н.И.* Химия почв. М.: Высшая шк., 2005. 558 с.
18. *Плотникова Т.А., Пономарева В.В.* Упрощенный вариант метода определения оптической плотности гумусовых веществ с одним светофильтром // Почвоведение. 1967. № 7. С. 73–85.
19. *Подгородецкий П.Д.* Крым: Природа: Справочное издание. Симферополь: Таврия, 1988. 192 с.
20. *Половицкий И.Я., Гусев П.Г.* Почвы Крыма и повышение их плодородия. Симферополь: Таврия, 1987. 152 с.
21. Почвоведение / Под ред. Ковды В.А., Розанова Б.Г. Ч. 2. Типы почв, их география и использование. М.: Высш. шк., 1988. 368 с.
22. *Ревина Я.С., Ергина Е.И., Костенко И.В.* Характеристика горно-луговых черноземовидных почв яйл Крымских гор как объектов Красной книги почв Крыма // Ученые записки Крымского федерального университета имени В.И. Вернадского. Сер. География. Геология. 2015. Т. 1(67). № 2. С. 67–70.
23. *Селянинов Г.Т.* К методике сельскохозяйственной климатографии // Труды по сельскохозяйственной метеорологии. 1930. Вып. 2. С. 45–89.
24. Справочник по Климату СССР. Л.: Гидрометеорологическое издательство, 1969. Вып. 10. Украинская ССР. Ч. IV. Влажность воздуха, атмосферные осадки и снежный покров. 696 с.
25. *Щепинский А.А.* Красные пещеры: Долгоруковская яйла. Симферополь: Таврия, 1987. 112 с.
26. *Badía D., Ruiz A., Girona A., Martí C., Casanova J., Ibarra P., Zufiaurre R.* The influence of elevation on soil properties and forest litter in the Siliceous Moncayo Massif, SW Europe // J. Mountain Science. December 2016. V. 13. Iss. 12. P. 2155–2169. https://doi.org/10.1007/s11629-015-3773-6
27. *Griffiths R.P., Madritch M.D., Swanson A.K.* The effects of topography on forest soil characteristics in the Oregon Cascade Mountains (USA): Implications for the effects of climate change on soil properties // Forest Ecology and Management. 2009. V. 257 P. 1–7. https://doi.org/10.1016/j.foreco.2008.08.010
28. IUSS Working Group WRB. 2015. World Reference Base for Soil Resources 2014, update 2015. International soil classification system for naming soils and creating legends for soil maps. World Soil Resources Reports № 106. FAO, Rome. 192 p.
29. *Shishkov T., Kolev N.* The Soils of Bulgaria. World Soils Book Series. Springer Science + Business Media Dordrecht. 2014. 208 p.
30. *Viscarra Rossel R.A., Minasny B., Roudier P., McBratney A.B.* Colour space models for soil science // Geoderma. 2006. V. 133. P. 320–337. https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2005.07.017

Comparative Characteristics of Mountain-Forest and Mountain-Meadow Soils of Dolgorukovskaya Yayla (the Crimea Mountains)

I. V. Kostenko[1,*] and N. E. Opanasenko[1]

[1]*Nikitsky Botanical Garden – National Science Center of the RAS, Yalta, 298648 Russia*

**e-mail: ik_64@bk.ru*

Integrated studies of mountain-meadow and mountain-forest soils were carried out throughout Dolgorukovskaya Yayla in the altitudinal range from 560 to 975 m a. s. l. This area is a plateau located on the northern macroslope of the Main Ridge of the Crimean Mountains. Soil morphology, texture, acidity, exchangeable cations, non-silicate iron content, indicators of the humus status, and optical characteristics of soils were studied. The forest soils within the entire slope were defined as acid and dark burozems; they have similar morphological properties and similar profile patterns of clay, humus and non-silicate iron content. Under meadow vegetation in the upper part of the plateau, mountain-meadow, mountain-meadow chernozem-like and residual-carbonate soils are common; in the lower part, soils are transitional to foothill chernozems. Humus reserves in the layer of 0–50 cm of soils under meadows varied from 16.6 to 42.2, under forests – from 8.9 to 18.8 kg/m^2. With increasing altitude, soil acidity increased and base saturation decreased. Higher acidity was recorded for forest soils, while in the upper part of the plateau the difference in acidity between forest and meadow soils was minimal. In soils under meadows, oxalate-soluble iron content was also increasing, and its average content in the A horizon (226 ± 67 mg/100) was higher than that in forest soils (183 ± 41 mg/100 g). The main reasons for more intense color of the soils under grass vegetation compared to soils under forests are differences in the degree of organic matter humification and optical density of humic acids, total humus content being similar in both groups of soils.

Keywords: Luvisol, Phaeozem, Cambisol, Chernozem, humus content, acidity, humic acids optical density

ПОЧВОВЕДЕНИЕ, 2020, № 7, с. 803–815

ХИМИЯ ПОЧВ

УДК 631.41

СОЕДИНЕНИЯ АЗОТА В ПОЧВАХ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИН ЕВРОПЕЙСКОГО СЕКТОРА РОССИЙСКОЙ АРКТИКИ

© 2020 г. Е. В. Шамрикова[a], *, С. В. Денева[a], О. С. Кубик[a], А. Н. Панюков[a]

[a] Институт биологии Коми научного центра Уральского отделения РАН, Коммунистическая, 28, Сыктывкар, 167982 Россия

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

Поступила в редакцию 20.07.2019 г.
После доработки 19.11.2019 г.
Принята к публикации 26.12.2019 г.

Проанализированы особенности распределения органических и минеральных форм азота в маршевых и тундровых почвах европейского сектора Российской Арктики (побережья Баренцева и Белого морей). Методом газовой хроматографии на CHNS-O-элементном анализаторе измерено содержание общего азота, фотометрическим методом – содержание азота неорганических соединений. Методом жидкостной хроматографии на ионообменных смолах определен состав гидролизуемых аминокислот. Минеральные соединения составляют незначительную долю общего азота почв, основная часть азотного фонда (до 97% от общего содержания) представлена органической формой ($N_{орг}$). Масса $N_{орг}$ варьирует в широких пределах как в маршевых (0.3–15.8 г/кг), так и тундровых почвах (5–20 г/кг в торфяных горизонтах и 0.3–2 г/кг в минеральных). Содержание $N{-}NH_4^+$ в первых колеблется в диапазоне 5–20, а вторых – 30–200 мг/кг. Нитратный азот обнаружен в поверхностных горизонтах почв маршей в количестве 0.2–4.6 мг/кг. Для маршевых почв характерно накопление $N_{орг}$ на поверхности, либо в срединной части профиля при наличии гумусово-аккумулятивных горизонтов, погребенных современными морскими отложениями. В торфяно-глееземе имеет место аккумуляция $N_{орг}$ и $N{-}NH_4^+$ над мерзлотой, в торфяной олиготрофной почве – в многолетнемерзлой толще. Содержание азота гидролизуемых аминокислот в почвах разного генезиса соответствует 0.6–8 г/кг, что составляет 30–60% почвенного органического азота и 2–12% органического углерода. Распределение N аминокислот и органического азота в профилях идентично. Отмечено однообразие качественного состава аминосоединений и близость соотношения большинства из них. Доля аргинина, гистидина, фенилаланина, тирозина, изолейцина составляет <4% каждой, лизина, валина, пролина, серина и треонина – по 5–7%, аланина и лейцина – по 10–12%. Вглубь профиля маршевых почв выражено повышение доли глицина при его колебании от 12 до 20% и снижение роли аспарагиновой, глутаминовой аминокислот с 11 до 6%. В маршевых почвах выявлена корреляционная связь содержания илистой фракции, несиликатных форм железа с $N_{орг}$, $N{-}NH_4^+$ и с азотом большинства идентифицированных аминокислот (r = 0.6–0.9). Максимальные значения r характерны для пар дитионитрастворимых форм Fe с азотом треонина и гистидина.

Ключевые слова: маршевые почвы, тундровые почвы, минеральный азот, органический азот, аминокислотный состав, прибрежные территории

DOI: 10.31857/S0032180X20070138

ВВЕДЕНИЕ

Побережья арктических морей России – уникальная малоисследованная территория. Здесь на ограниченной площади встречаются почвы тундровых и болотных экосистем, засоленных маршей [21–23]. Актуальность изучения почвенного покрова прибрежно-морских ландшафтов возрастает в связи с глобальными изменениями природной среды. Наблюдаемые повышения температуры воздуха вызывают интенсификацию геохимических процессов, в том числе определяющих параметры цикла азота [2, 9, 43].

Обобщение сведений о почвах тундровой зоны, развивающихся вне влияния моря, свидетельствует о достаточно высоком содержании в них азота, основная часть которого сосредоточена в составе слабогумифицированного органического вещества [9, 51]. Преобладающим процессом био-

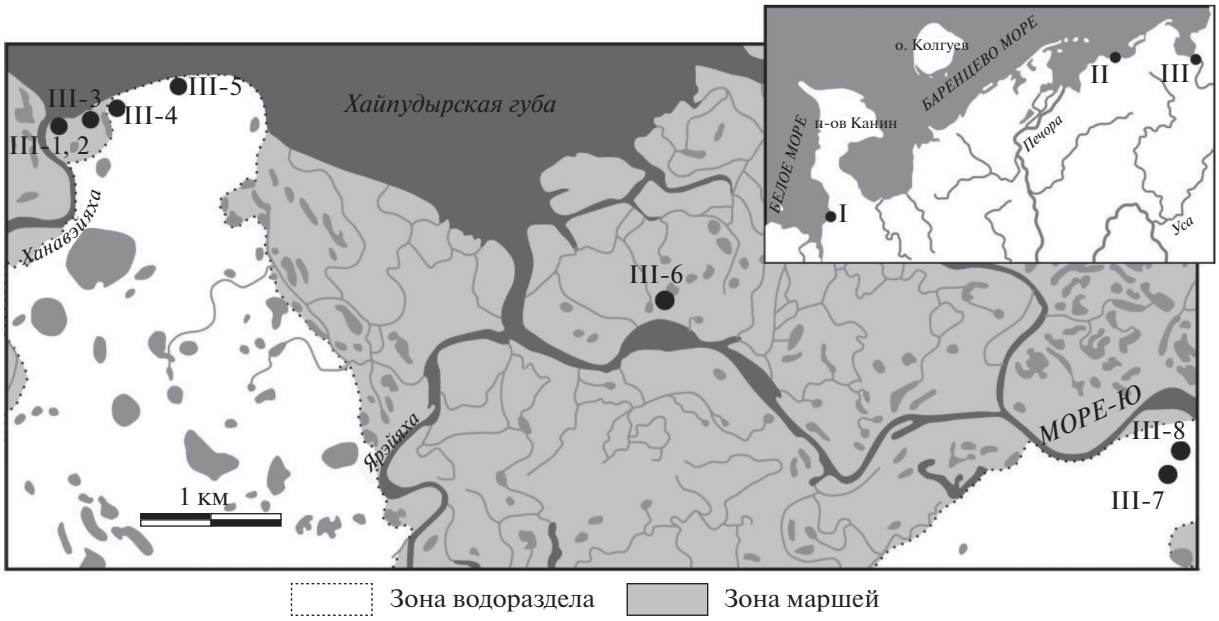

Рис. 1. Схема расположения участков исследования (из работы [22]).

логического цикла азота в экосистемах тундры является аммонификация. Процессы нитрификации и денитрификации не рассматриваются в качестве важного звена круговорота элемента [2, 9, 11, 42, 44]. Согласно [9, 49], в тундровых почвах минерализуется около 1% азота, что меньше, чем в почвах бореального пояса (3–7%) [9, 11]. Медленные темпы гумификации и минерализации органических остатков определяются низкой среднегодовой температурой, краткостью вегетационного периода, бедностью бактериальной флоры, сильнокислой реакцией почвенной среды и анаэробными условиями [19, 43]. Важная роль в круговороте азота в почвах принадлежит аминокислотам (**АМК**), обогащение которыми происходит в результате разложения растительных и животных остатков. На азот гидролизуемых аминокислот в почвах тайги и лесотундры приходится от 30 до 50% общего азота [4, 11].

В отличие от зональной тундровой растительности, ткани солеустойчивых видов, растущих в прибрежной зоне, обогащены азотом [21]. Кроме того, заметное влияние на азотный цикл прибрежных почв оказывает орнитогенный прессинг. Экскреторная деятельность птиц может обогащать почву азотом, повышая его содержание от двух до десяти раз и достигая в местах гнездования 9% [6].

Фиксация азотсодержащих органических соединений минеральной матрицей почв – один из механизмов стабилизации органического вещества. Вопреки традиционному мнению о лабильности пептидных связей [34, 55] и меньшей устойчивости белков к химическому и биологическому воздействию по сравнению с ароматическими кольцевыми структурами, продолжительность пребывания азотсодержащих органических соединений в почвах, как правило, значительна и может исчисляться сотнями и тысячами лет [29, 41]. Среди механизмов закрепления азотистых соединений – адсорбция глинистыми минералами и гидроксидами железа за счет электростатических сил между функциональными группами АМК и минеральными поверхностями [16, 17, 26, 27, 35, 36, 41, 48], а также включение органических веществ в межслоевое пространство глинистых минералов [18, 37]. Природа адсорбента определяет количество удерживаемых азотистых соединений. Почвенные фракции, обогащенные аллофаном, отличаются самым высоким содержанием азотсодержащих органических соединений. Фракциям с высокой долей смектита свойственен широкий диапазон, а наименьшее содержание обнаруживается в почвах с преобладанием каолинита [46].

Цель исследования – выявить особенности распределения форм азота в прибрежных маршевых и водораздельных тундровых почвах континентальных окраин европейского сектора Российской Арктики. Работа продолжает тему изучения почв арктических побережий России [21–23].

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНАЯ ЧАСТЬ

В качестве объектов исследования выбраны участки распространения маршевых и водораздельных тундровых почв в прибрежной зоне Баренцева моря и маршевых почв побережья Белого моря (рис. 1). Названия тундровых почв водораздельных территорий (табл. 1) даны в соответствии

Таблица 1. Объекты исследований (из работы [22])

Номер участка		Краткая характеристика участков исследования
		Побережье Белого моря
I		66°38′47.5″ N, 44°28′59.1″ E (дата отбора – 09.07.14): п-ов Канин, восточный берег Мезенского залива, устье р. Несь; марши среднего уровня, почва – маршевая слоистая дерново-глеевая тяжелосуглинистая (Gleyic Tidalic Fluvisol (Clayic, Ochric)); фитоценоз – приморский осоково-злаковый луг (доминанты: *Elymus fibrosus*, *Bromopsis inermis*, *Festuca rubra, Carex* sp.)
		Побережье Баренцева моря
II		68°36′24.9″ N, 056°33′17.8″ E (дата отбора – 10.07.13): Печорская губа, устье р. Черная; марши среднего уровня, почва – маршевая дерново-глеевая легкосуглинистая (Gleyic Tidalic Fluvisol (Loamic, Ochric)); фитоценоз – приморский разнотравно-осоковый луг (доминанты: *Carex subspathacea, Triglochin maritimum*)
III	III-1	68°19′49.0″ N, 59°31′05″ E (дата отбора – 12.07.13): Хайпудырская губа, устье р. Ханавэйяха, марши низкого уровня; почва – маршевая примитивная гиттиевая иловато-легкосуглинистая (Tidalic Fluvisol (Loamic)); фитоценоз – приморский осоковый луг (доминанты: *Carex subspathacea*)
	III-2	68°19′49.4″ N, 59°31′07.8″ E (дата отбора – 12.07.13): Хайпудырская губа, устье р. Ханавэйяха, марши среднего уровня; почва – маршевая дерново-глеевая супесчаная (Gleyic Tidalic Fluvisol (Arenic, Ochric)); фитоценоз – приморский осоково-злаковый луг (доминанты: *Carex glareosa*, *Calamagrostis deschampsioides, Arctanthemum hultenii*, *Plantago schrenkii*, *Potentilla egedii*)
	III-3	68°19′53.3″ N, 59°31′57.2″ E (дата отбора – 06.07.13): низкий, с отмелями берег Хайпудырской губы, марши среднего уровня рядом с галечной косой; почва – маршевая слоистая примитивная слабодерновая глеевая песчаная (Gleyic Tidalic Fluvisol (Arenic, Ochric)); фитоценоз – кустарничково-злаковый луг с ивой (доминанты: *Festuca richardsonii, Leymus arenarius, Salix phylicifolia*)
	III-4	68°19′57.9″ N, 059°32′23.3″ E (дата отбора – 05.07.13): Хайпудырская губа, верхняя часть пологого (2°–3°) склона приморской террасы водораздела рек Ханавэйяха и Ярэйяха; почва – торфяно-глеезем мерзлотный (Histic Reductaquic Cryosol); фитоценоз – пушицево-моховая тундра (доминанты: *Eriophorum Scheuchzeri, Sphagnum girgensohnii, S. russowii, S. fimbriatum, Polytrichum commune*)
	III-5	68°20′05.7″ N, 59°33′21.9″ E (дата отбора – 03.07.13): Хайпудырская губа, верхняя часть приморской террасы водораздела рек Ханавэйяха и Ярэйяха; почва – торфяная олиготрофная мерзлотная (Cryic Folic Histosol); фитоценоз – полигональный болотный комплекс (доминанты: *Ledum decumbens, Rubus chamaemorus, Sphagnum squarrosum, S. girgensohnii, Polytrichum commune*)
	III-6	68°18′26.5″ N, 59°44′12.8″ E (дата отбора – 22.07.13): Хайпудырская губа, устье р. Море-Ю, марши среднего уровня; почва – маршевая примитивная дерново-глеевая тяжелосуглинистая (Gleyic Tidalic Fluvisol (Loamic, Ochric, Epiprotosalic)); фитоценоз – приморский разнотравно-злаковый луг (доминанты: *Agrostis straminea, Triglochin maritimum, Potentilla egedii, Carex glareosa*)
	III-7	68°16′58.9″ N, 59°54′49.5″ E (дата отбора – 26.07.13): 68°16′58.9″ N, 59°54′49.5″ E (дата отбора – 26.07.13): слабо выположенная вершина водораздела, расположенного по левому берегу р. Море-Ю; почва – торфяно-глеезем криогенно-ожелезненный мерзлотный (Histic Reductaquic Cryosol); фитоценоз – пушицево-кустарничковая моховая тундра (доминанты: *Eriophorum vaginatum, E. Scheuchzeri, Rubus chamaemorus, Empetrum hermaphroditum, Sphagnum girgensohnii, S. russowii, Polytrichum commune*)
	III-8	68°17′06.2″ N, 59°55′05.9″ E (дата отбора – 26.07.13): средняя часть пологого водораздельного (2°–3°) склона по левому берегу р. Море-Ю; почва – торфяная олиготрофная мерзлотная (Cryic Folic Histosol); фитоценоз – полигональный болотный комплекс (доминанты: *Betula nana, Eriophorum vaginatum, Cladonia arbuscula, C. rangiferina, Sphagnum girgensohnii, Polytrichum commune*)

с классификацией и диагностикой почв России [7, 14]. Использованы принципы опубликованных схем разделения маршевых почв по разным таксономическим единицам [20–22, 24, 53]. Их наименование также дано в соответствии с системой мировой базы почвенных ресурсов [10]. Подробное описание почв и ландшафтов приведено ранее [21–23]. Здесь отметим особенности формирования почв, влияющие на процессы азотного цикла.

В полосе маршей побережья Хайпудырской губы (участки III-1, III-2, III-3) наблюдаются многочисленные признаки жизнедеятельности птиц – помет, перья, поеди. На поверхности поч-

Таблица 2. Химический состав исследуемых почв

Горизонт	Глубина, см	pH_{H_2O}	Содержание							C/N
			$C_{общ}$ ($C_{неорг}$)	$N_{общ}$	$N-NH_4^+$	$N-NO_3^-$	ИФ/П	Fe-T	Fe-МД	
			г/кг		мг/кг		%			
Участок I. Маршевая слоистая дерново-глеевая тяжелосуглинистая почва										
AYao	0–2	6.31	272.0	15.80	208.8	0.5	–	–	–	20
AYh	2–13	7.20	37.0(0.1)	3.70	15.8	0.2	27/3	–	–	12
ACao,h,g	13–43	7.38	25.0(0.1)	2.70	8.2	0	30/3	–	–	11
CG	43–61	7.01	23.0(0)	2.20	6.8	0	29/2	–	–	12
CG~~	61–98	7.84	12.4(0.2)	0.87	3.3	0	17/3	–	–	17
Участок II. Маршевая дерново-глеевая легкосуглинистая почва										
AYao	0–6	6.16	47.0(0)	3.30	38.5	0	–	–	–	17
AYh	6–20	5.82	24.0(0)	1.80	–	0	16/2	–	–	16
ACao,h,g	20–53	6.99	7.1(0)	0.58	–	0	16/2	–	–	14
Участок III-1. Маршевая примитивная гиттиевая иловато-легкосуглинистая почва										
W	0–3	7.17	9.1(1.8)	0.89	11.2	4.59	11/4	0.71	0.60	10
ACao,h	3–24	5.98	41.0(0)	3.30	4.3	0.75	13/2	0.17	0.14	15
ACao,g	24–67	6.82	10.7(0.4)	0.79	4.3	0	14/2	0.18	0.13	15
CG	67–89	7.19	14.4(0.8)	0.98	5.3	0	17/2	0.53	0.36	16
Участок III-2. Маршевая дерново-глеевая легкосуглинистая почва										
AYao	0–10	4.77	75.0	5.00	18.0	0.42	–	0.27	0.25	18
AYh	10–19	5.52	13.4	0.95	4.5	0	11/1	0.05	0.03	17
ACao,g	19–30	3.58	4.8	0.43	8.3	0	8/1	0.17	0.17	13
CG	30–63	4.10	7.1	0.57	–	0	11/1	0.13	0.14	15
CG	63–78	5.45	11.4	0.88	–	0	14/2	0.12	0.11	15
Участок III-3. Маршевая слоистая примитивная слабодерновая глеевая песчаная почва										
W	0–1.5	6.28	87.0	5.20	21.1	0	33/28	0.10	0.08	20
ACao,h	1.5–6	6.20	66.0	5.50	21.1	0	6/2	0.09	0.08	14
Ch,f~~	6–49	7.58	9.6(0.4)	0.36	1.3	0	–	0.08	0.12	31
CG~~	49–75(79)	6.04	9.4(0)	0.93	5.1	0	7/1	0.05	0.04	12
CG,h~~	75(79)–97	7.89	15.2(0.3)	0.65	1.4	0	–	0.09	0.14	27
$CG_{\perp}$	97–105	8.09	9.4(0.2)	0.68	1.6	0	4/2	0.06	0.09	16
Участок III-4. Торфяно-глеезем мерзлотный										
O_{mr}	0–3	4.85	105.0	3.50	36.0	0	–	0.20	0.18	35
T1	3–20	4.87	346.0	10.30	37.5	0	–	0.36	0.36	39
T2	20–27	4.57	262.0	14.30	72.4	0	–	0.23	0.19	21
G	27–37	5.20	35.0	2.00	14.8	0	17/0	0.06	0.05	21
Участок III-5. Торфяная олиготрофная мерзлотная почва										
O	0–1	3.87	434.0	7.90	48.0	0	–	0.10	0.12	64
T1	1–16	3.96	447.0	14.00	77.0	0	–	0.12	0.12	37
T2	16–23	3.98	444.0	18.00	79.0	0	–	2.30	1.76	29
$T_{\perp}$	23–30	4.04	468.0	20.00	186.0	0	–	0.74	0.62	28
Участок III-6. Маршевая примитивная дерново-глеевая тяжелосуглинистая почва										
AYao	0–4	6.21	6.1	0.49	16.6	0	18/4	0.75	0.75	15
AYh	4–11	6.46	38.0(0)	3.00	12.1	0	19/1	0.64	0.17	15
ACao,h,g	11–30	6.69	26.0(0)	1.80	7.5	0	23/1	0.36	0.25	17
CG	30–57	7.20	5.3(0.6)	0.32	3.1	0	7/1	0.27	0.19	17

Таблица 2. Окончание

Горизонт	Глубина, см	pH_{H_2O}	Содержание							C/N
			$C_{общ}$ ($C_{неорг}$)	$N_{общ}$	$N-NH_4^+$	$N-NO_3^-$	ИФ/П	Fe-T	Fe-МД	
			г/кг		мг/кг		%			
Участок III-7. Торфяно-глеезем криогенно-ожелезненный мерзлотный										
O	0–3	4.16	403.0	5.00	51.0	0	–	0.08	0.10	95
T1	3–11	3.93	409.0	6.50	48.0	0	–	0.14	0.13	74
T2	11–13	4.43	310.0	12.50	64.0	0	–	0.39	0.45	29
$G_{cftикс}$	13–27	5.51	3.7	0.34	5.3	0	15/0	1.69	1.99	13
G1	27–38	5.48	3.9	0.35	2.8	0	16/0	0.61	0.66	13
G2	38–55(69)	5.53	7.5	0.50	4.5	0	18/1	0.59	0.73	18
$G_{\perp}$	55(69)–76	5.92	4.6	0.33	4.0	0	15/1	0.37	0.60	16
Участок III-8. Торфяная олиготрофная мерзлотная почва										
O	0–2	3.82	328.0	8.60	53.4	0	–	–	–	45
T1	2–22	3.89	327.0	14.00	34.4	0	–	–	–	27
T2	22–33	4.05	472.0	13.20	70.3	0	–	–	–	42

Примечание. Здесь и далее: ИФ – илистая фракция, П – потеря от обработки раствором HCl, Fe-T – оксалат- и Fe-МД – дитионитрастворимое железо, “–” – не определено.

вы маршей низкого уровня, возле устья р. Ханавэйяха (участок III-1) отмечено обилие биоматериала, приносимого морем. Незначительное воздействие орнитофауны испытывают и почвы тундровых участков III-4 и III-5, расположенных рядом с маршами.

Структура азотного пула торфяно-глеезема с признаками стратификации (участок III-4) во многом определяется спецификой пространственного расположения. Почва формируется в 150 м от моря, в верхней части склона к морской террасе, представляющего собой переходную зону от тундровой полосы к маршам. Торфяно-глеезем, в меньшей степени, чем маршевые почвы, подвержен влиянию процесса импульверизации. Вместе с тем, более низкая ландшафтная позиция, в сравнении с торфяной олиготрофной почвой (уч. III-5), формирующейся на высоком берегу, делает участок III-4 более открытым для морской воды во время высоких приливов и нагонов.

Химический состав исследуемых почв приведен в табл. 2. Данные получены в экоаналитической лаборатории, а также в отделе почвоведения Института биологии Коми НЦ УрО РАН. Массовая доля общего углерода ($C_{общ}$) и общего азота ($N_{общ}$) в почвах измерена на CHNS-O-элементном анализаторе EA 1110 (Carlo Erba, Италия). Значения pH определены на ионометре универсальном Анион-4100 (Россия). В образцах почв с pH_{H_2O} > 6.5 объемно-метрическим методом с помощью кальциметра 08.53 Eijkelkamp (SA07, США-Нидерланды) выполнено определение неорганического углерода ($C_{неорг}$). Содержание минеральных форм азота ($N\text{-}NH_4^+$, $N\text{-}NO_3^-$) измерено методом на фотометре фотоэлектрическом КФК-3 (Россия). Углерод и азот органических соединений ($C_{орг}$, $N_{орг}$) найдены по разности содержаний общих и неорганических форм элементов. В почвах с содержанием общего азота более 1.8 г/кг методом жидкостной хроматографии на ионообменных смолах (анализатор аминокислот AAA 339) согласно аттестованной методике КХА МВИ № 88-17641-97-2010[1] установлен состав гидролизуемых аминокислот. Экстракция кислот выполнена хлороводородной кислотой $c(HCl) = 6$ моль/дм^3 в запаянных стеклянных ампулах при температуре $t = (110.0 + 1.0)$°C в течение 24 ч. Определение гранулометрического состава почв проведено методом Качинского, оксалатораствоpимых форм железа – по методу Тамма, дитионитрастворимых форм Fe – по методу Мера и Джексона [1]. Содержание Fe в пробах измерено методом атомно-эмиссионной спектрометрии с индуктивно связанной плазмой Spectro Ciros SPECTROARCOS.

[1] Методика выполнения измерений содержания аминокислот, входящих в состав белков растений, методом жидкостной хроматографии на ионообменных смолах. № 88-17641-97-2010 (РФ.1.31.2014.17660). Сыктывкар, 2010. 19 с.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Азот органических и неорганических соединений почв. Основная часть азотного фонда маршевых и водораздельных почв представлена его органической формой (до 97% от общего его содержания). В маршевых почвах содержание азота не превышает 16 г/кг (табл. 2). В отдельных разрезах (уч. III-1, III-3, III-6) максимальное содержание отмечено в средней части профиля в гумусово-аккумулятивных горизонтах, погребенных современными морскими отложениями. Захоронение горизонтов в пределах 2–13 см могло быть вызвано перемещением значительного количества минеральной массы во время серии крупных штормов лета 2010 г. [8]. В остальных случаях наблюдается преимущественное накопление азота в поверхностных горизонтах почв. Отношение органических форм углерода и азота C/N в большинстве случаев составляет менее 20, достигая в отдельных вариантах 30. Для образцов, в которых отсутствуют сведения о минеральном азоте, для расчета C/N использовали данные по общему содержанию N. Большая обогащенность гумуса азотом поверхностного горизонта W(0-3) почвы, расположенной на маршах низкого уровня (участок III-1), связана, по-видимому, с поступлением значительного количества птичьего помета (C/N < 8 [6, 52, 54]) и морского биоматериала (C/N < 10 [28, 32, 33]).

В почвах водораздельных территорий содержание органического азота колеблется в широком диапазоне значений. В пределах органогенных горизонтов составляет 5–20 г/кг, и с глубиной отмечено увеличение этого показателя. В торфяной олиготрофной почве максимальное содержание $N_{орг}$ приходится на многолетнемерзлую толщу, что согласуется с ранее полученными результатами [4] и, вероятно, объясняется особенностями ее формирования. В минеральной части торфяно-глеезема содержание азота в 20 раз меньше по сравнению с торфяными слоями, кроме того, выражено его накопление в надмерзлотных горизонтах. Отношение C/N в поверхностных горизонтах тундровых почв участков III-5, III-7, III-8 составляет 50–100. Вниз по профилю данный показатель снижается, что, вероятно, вызвано постепенным обогащением слаборазложившихся растительных остатков азотом в связи с неэквивалентным выделением углерод- и азотсодержащих газов, а также вымыванием растворимых органических соединений [15]. В профиле торфяно-глеезема, формирующегося в переходной полосе между маршами и тундрой (участок III-4), C/N несколько меньше. Максимальное значение в подповерхностном горизонте T1 (3–20 см) объясняется, по-видимому, привносом минерального наилка на поверхность почвы во время продолжительных и обильных весенних половодий. Это также подтверждается меньшим содержанием углерода и азота в его поверхностном горизонте O (0–3 см) при сравнении с другими тундровыми почвами. Полному погребению почвы, как это происходит на соседних маршах (участки III-1 и III-6), вероятно, препятствует более высокое положение участка в рельефе. К факторам, определяющим низкие значения C/N у этой почвы, может относиться и жизнедеятельность птиц. Аналогичная ситуация для почв водораздельных территорий, формирующихся на высоких морских берегах, отмечена ранее [50].

Содержание $N–NH_4^+$ в засоленных почвах колеблется от единиц до двух сотен мг/кг; в большинстве случаев диапазон значений составляет 5–20 мг/кг, уменьшаясь с глубиной. В органогенных горизонтах водораздельных почв этот показатель равен 40–200, в минеральных – менее 20 мг/кг. Накопление $N–NH_4^+$ связано с процессами аммонификации и действием орнитогенного фактора. Для соотнесения роли этих двух источников на участках III-1–III-6 необходимы дополнительные исследования. На остальных участках доминирующий процесс образования иона аммония – распад азотсодержащих органических соединений. Двукратное превышение содержания $N–NH_4^+$ в мерзлом грунте торфяной олиготрофной почвы участка III-5, по сравнению с сезонноталой толщей, очевидно связано с особенностями N-минерализации в условиях многолетней мерзлоты [4]. В торфяно-глееземе (участок III-7) выражена надмерзлотная аккумуляции азота как в органической, так и в аммиачной форме. Нитратный азот обнаружен лишь в поверхностных горизонтах маршевых почв в количествах 0.2–4.6 мг/кг. Таким образом, минерализация органического вещества в почвах арктических побережий в основном ограничивается стадией аммонификации, нитрификация выражена слабо. К причинам, сдерживающим процессы нитрификации, относятся низкие температуры, избыточное увлажнение, а в торфяных почвах дополнительно – высокая кислотность почвенного раствора.

Азот гидролизуемых аминокислот почв. В исследуемых почвах обнаружено 19 аминокислот: нейтральные – глицин Gly, аланин Ala, валин Val, изолейцин Ile, лейцин Leu, пролин Pro; отрицательные – аспарагиновая Asp, глутаминовая Glu; гидроксимоно – аспарагиновая Asp, глутаминовая Glu; гидроксимоно-аминокарбоновые – серин Ser, треонин Thr; положительные – лизин Lys, гистидин His, аргинин Arg; ароматические – тирозин Tyr, фенилаланин Phe и серосодержащие – цистеин Cys, метионин Met (табл. 3). Аналогичный перечень характерен для гидролизатов почв разного генезиса, гумусовых кислот, а также растений и почвенных микроорганизмов [3, 11, 25]. Это указывает на довольно однообразный каче-

Таблица 3. Аминокислотный состав почв

№ участка	Глубина, см	Содержание аминокислот в сухом веществе																		$\omega(C_{AMK})$	$\omega(N_{AMK})$
		Asp	Thr	Ser	Glu	Pro	Gly	Ala	Cys	Val	Met	Ile	Leu	Tyr	Phe	His	Lys	Arg	Σ_{AMK}		
		%																			
I	(0–2)	0.72	0.38	0.34	0.83	0.44	0.46	0.48	0.02	0.33	0.00	0.23	0.62	0.18	0.23	0.07	0.41	0.26	6.0	9.9	51.4
	(2–13)	0.09	0.06	0.06	0.09	0.08	0.11	0.07	0.02	0.05	0.00	0.04	0.10	0.05	0.02	0.01	0.06	0.04	1.0	11.9	34.6
	(13–43)	0.06	0.05	0.03	0.05	0.04	0.06	0.05	0.01	0.04	0.00	0.02	0.07	0.01	0.02	0.01	0.04	0.02	0.6	10.7	29.3
	(43–61)	0.05	0.05	0.02	0.05	0.04	0.07	0.05	0.00	0.04	0.00	0.02	0.06	0.01	0.02	0.01	0.04	0.02	0.6	10.6	34.3
II	(0–6)	0.11	0.07	0.06	0.11	0.06	0.09	0.08	0.01	0.06	0.00	0.04	0.12	0.04	0.04	0.01	0.07	0.04	1.0	10.6	41.1
III-1	(3–24)	0.11	0.05	0.08	0.12	0.07	0.09	0.08	0.01	0.06	0.00	0.04	0.13	0.03	0.04	0.01	0.07	0.05	1.0	11.3	42.1
III-2	(0–10)	0.22	0.12	0.11	0.20	0.12	0.14	0.13	0.01	0.10	0.00	0.07	0.22	0.06	0.07	0.02	0.11	0.07	1.8	10.6	47.6
III-3	(0–1.5)	0.22	0.13	0.12	0.23	0.13	0.15	0.15	0.01	0.11	0.00	0.08	0.22	0.05	0.07	0.03	0.11	0.07	1.9	9.9	48.8
	(1.5–6)	0.22	0.13	0.12	0.20	0.12	0.16	0.14	0.01	0.11	0.00	0.07	0.22	0.05	0.07	0.02	0.10	0.06	1.8	12.5	44.3
III-4	(0–3)	0.12	0.07	0.07	0.12	0.06	0.08	0.08	0.01	0.06	0.00	0.04	0.10	0.03	0.04	0.02	0.07	0.05	1.0	4.5	39.9
	(3–20)	0.31	0.16	0.14	0.29	0.09	0.19	0.20	0.01	0.14	0.00	0.10	0.24	0.07	0.08	0.04	0.15	0.09	2.3	3.0	30.6
	(20–27)	0.66	0.34	0.33	0.65	0.32	0.42	0.42	0.03	0.30	0.00	0.23	0.53	0.19	0.21	0.10	0.35	0.21	5.3	67.0	50.3
	(27–37)	0.06	0.03	0.04	0.06	0.03	0.05	0.05	0.00	0.03	0.00	0.03	0.06	0.02	0.02	0.01	0.04	0.02	0.6	7.0	37.4
III-5	(0–1)	0.32	0.17	0.16	0.34	0.15	0.19	0.22	0.01	0.16	0.00	0.12	0.29	0.08	0.09	0.05	0.16	0.11	2.6	2.7	45.0
	(1–16)	0.54	0.30	0.28	0.54	0.32	0.36	0.36	0.02	0.27	0.01	0.20	0.53	0.17	0.20	0.11	0.27	0.16	4.6	4.7	44.9
	(16–23)	0.63	0.31	0.31	0.62	0.24	0.42	0.41	0.03	0.33	0.01	0.23	0.56	0.18	0.21	0.12	0.33	0.17	5.1	5.2	38.6
	(23–30)	0.79	0.41	0.38	0.77	0.32	0.48	0.50	0.04	0.39	0.00	0.29	0.68	0.25	0.27	0.16	0.44	0.23	6.4	6.2	43.5
III-6	(4–11)	0.09	0.05	0.06	0.09	0.05	0.08	0.07	0.01	0.05	0.00	0.04	0.11	0.02	0.03	0.01	0.06	0.04	0.9	10.1	38.7
	(11–30)	0.03	0.04	0.02	0.04	0.03	0.04	0.04	0.01	0.03	0.00	0.02	0.06	0.01	0.02	0.01	0.03	0.02	0.5	7.8	33.2
III-7	(0–3)	0.21	0.10	0.09	0.20	0.09	0.11	0.13	0.01	0.10	0.00	0.07	0.16	0.07	0.07	0.03	0.10	0.07	1.6	1.8	43.8
	(3–11)	0.26	0.14	0.13	0.25	0.11	0.15	0.16	0.01	0.13	0.00	0.10	0.22	0.08	0.09	0.04	0.12	0.09	2.1	2.3	43.4
	(11–13)	0.59	0.31	0.27	0.55	0.23	0.34	0.35	0.02	0.24	0.00	0.17	0.47	0.12	0.16	0.09	0.30	0.18	4.4	6.3	48.2
III-8	(0–2)	0.34	0.20	0.19	0.37	0.16	0.23	0.22	0.01	0.15	0.00	0.11	0.29	0.06	0.08	0.05	0.16	0.10	2.7	3.7	43.4
	(2–22)	0.62	0.39	0.33	0.72	0.35	0.42	0.47	0.04	0.34	0.00	0.26	0.69	0.26	0.29	0.13	0.40	0.24	6.0	8.5	56.3
	(22–23)	0.32	0.20	0.19	0.40	0.23	0.22	0.26	0.02	0.21	0.00	0.16	0.39	0.11	0.15	0.08	0.22	0.13	3.3	3.6	33.1

Примечание. Σ_{AMK} – суммарное содержание аминокислот; $\omega(C_{AMK})$, $\omega(N_{AMK})$ массовая доля углерода (азота) аминокислот от общего органического углерода (азота) почв соответственно.

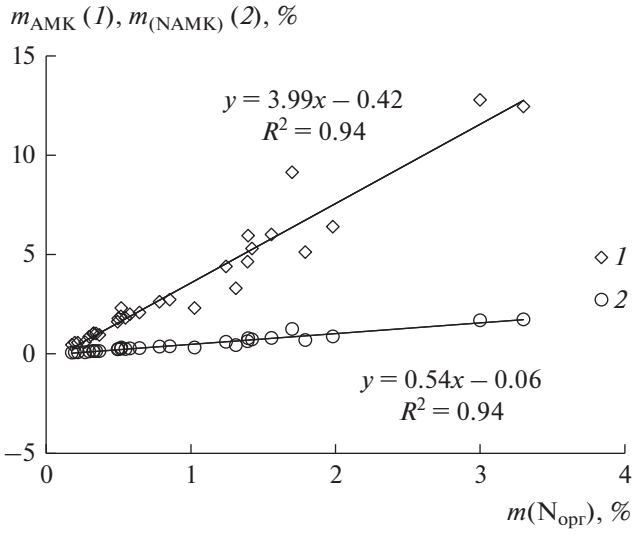

Рис. 2. Взаимосвязь содержания органического азота $N_{орг}$ (%) в маршевых и тундровых почвах и общей массы аминокислот (*1*) (%), азотом аминокислот (*2*) (%).

ственный состав АМК подобных объектов. Из-за потерь S-содержащих аминокислот в ходе кислотной экстракции, ограничимся обсуждением результатов исследований для 17-ти соединений, аналогично работе [4].

Содержание аминокислот в маршевых почвах составляет 40–500 мкмоль/кг. В органогенных горизонтах тундровых почв количество аминокислот сопоставимо с маршевыми почвами. Несмотря на то, что массовая доля азота индивидуальных аминокислот различается существенно (от 6–8% для Cys, Tyr, Phe до 27% для His) для всех изучаемых почв изменение содержания и аминокислот, и азота аминокислот идентично распределению почвенного органического азота (рис. 2). Доля азота аминокислот в верхних горизонтах составляет половину от органического азота, с глубиной этот показатель уменьшается до 30%. В торфяных горизонтах тундровых почв вклад аминокислот в азотный статус составляет 40–60%, что близко к ранее полученным данным [11]. Все это свидетельствует о существенном вкладе азота аминокислот в азотный фонд почв окраинных арктических территорий.

В составе гидролизатов всех объектов доминируют нейтральные аминокислоты (60–75%), такие как Ala, Gly, Thr, являющиеся наиболее устойчивыми [4]. Доля ароматических АМК составляет 4–7, гидроксиаминокислот – 10–15%. Вклад положительных АМК в общее содержание составляет десятую часть их общей массы, отрицательных – соответствует диапазону 13–34%. Абсолютное содержание Asp и Glu от поверхностного горизонта к нижележащей толще уменьшается до 9 раз (участок I), что может быть связано с их большей растворимостью и вымыванием из почв [12, 40, 47], а также участием, как прекурсоров, в биосинтезе других аминокислот, избирательной адсорбцией, минерализацией, поглощением растениями и микроорганизмами и др. [11, 40, 43]. Помимо отрицательных аминокислот, существенно снижается количество Phe и Pro (в 12 и 6 раз, соответственно).

Ранее [43] было показано, что информативным показателем почвообразовательных процессов может быть отношение масс положительных и отрицательных аминокислот (k). На примере исследуемых тундровых почв выявлено уменьшение значений k с глубиной в пределах торфяной толщи. В то же время, использование расчетного показателя k для маршевых почв, возможно, не целесообразно в связи с регулярным обновлением почвенного профиля, а также наличием погребенных горизонтов. Несколько меньшая относительная доля отрицательных АМК в гидролизатах маршевых почв (18.4%) по сравнению с тундровыми (21.3%) согласуется с меньшей кислотностью первых.

Выявлено, что изучаемые почвы характеризуются не только схожим качественным составом аминокислот, но и близким относительным содержанием большинства из них. Для всех почвенных горизонтов, вне зависимости от их генезиса, доля Arg, His, Phe, Tyr, Ile не превышает 4% для каждой, вклад Lys, Val, Pro, Ser и Thr составляет по 5–7, Ala и Leu – по 10–12%. Основные различия относительного содержания аминокислот в объектах сводятся к изменениям трех соединений – нейтральной аминокислоты Gly и отрицательных Asp и Glu. Диапазон колебаний массовой доли первой 12–20%, отмечается тенденция к накоплению глицина с глубиной. В свою очередь содержание Glu напротив уменьшается, варьируя от 6 до 11%. Эта тенденция прослеживается в большинстве почв, но в наибольшей степени выражена в почвах маршей.

Аминокислотный спектр торфяной олиготрофной почвы уч. III-5, формирующейся на водоразделе в приморской полосе, типичен для торфяных мерзлотных почв (табл. 3). Состав АМК в подстилочно-торфяном О (0–1 см) горизонте и характерном представителе напочвенного покрова исследуемого участка *Polytrichum commune* [4], различаются в пределах погрешности измерений. С глубиной, включая мерзлотную толщу, отмечено последовательное увеличение содержания всех АМК. Наиболее существенное обогащение торфа аминокислотами наблюдается на первых этапах разложения органических остатков; при переходе от горизонта О к Т1 их содержание увеличивается в 1.5–2.2 раза. В большей степени выражена аккумуляция гетероциклической His и ароматических Tyr и Phe, относящихся к “тяжелым” АМК (M = 155–181 г/моль). Их количество от поверхности почвы к мерзлотной толще повышается в 3–3.2 раза, тогда как остальных АМК в

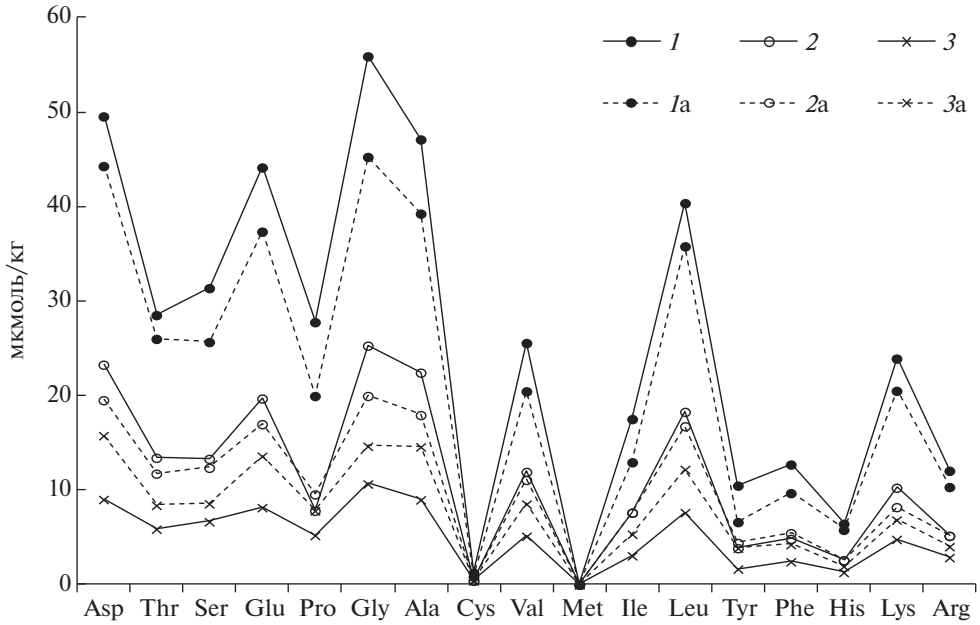

Рис. 3. Содержание гидролизуемых аминокислот в горизонтах торфяно-глееземов: участок III-4 O (0–3 см) (*1*), T1 (3–20 см), (*2*), T2 (20–27 см) (*3*) и участок III-7 O (0–3 см) (*1*а), T1 (3–11 см) (*2*а), T2 (11–13 см) (*3*а).

2.1–2.5. Накопление названных аминокислот в пределах торфяной толщи отмечено и в почвах уч. III-7 и III-8, формирующихся в 10 км от побережья Хайпудырской губы.

В профиле торфяной олиготрофной почвы участка III-8 максимальное содержание аминокислот, как и органического азота, соответствует горизонту T1 (2–22 см). Уменьшение азотного пула глубже 22 см при одновременном существенном увеличении содержания органического углерода может быть связано с хронологической инверсией торфонакопления. Подобные процессы в торфяных почвах на южной границе Восточно-Европейской криолитозоны были отмечены ранее [13]. На определенной стадии могло произойти размывание торфа и обрушение в термокарстовое озерцо или мочажину бортов подтаявшего торфяного бугра. Похожие случаи обнажения древнего торфа на поверхности наблюдаются в настоящее время и при активации процессов термоэрозии в результате постепенной деградации многолетнемерзлой породы [45].

Сумма аминокислот в органогенных горизонтах торфяно-глеезема участка III-7 в 1.5–2 раза меньше по сравнению с сезонноталой толщей олиготрофных почв. Возможно, это объясняется меньшей дренированностью данного участка, что определяет различия в составе растительных сообществ. Напочвенный покров участков III-5 и III-8 представлен сообществом, характерным для торфяных бугров, участка III-4 – аналогичен растительности мочажин (табл. 1). Специфика распределения аминокислот в профиле торфяно-глеезема с признаками стратификации (участок III-4) связана, как показано выше, с поступлением на поверхность почвы минерального наилка. Если содержание всех АМК в одноименных горизонтах T1 и T2 торфяно-глеезема, представленного на побережье (участок III-4), в среднем в 1.2 раза выше по сравнению с торфяно-глееземом, развитым в 10 км от береговой зоны Хайпудырской губы (участок III-8), то отношение содержания аминокислот в поверхностных горизонтах O этих почв имеет обратный характер и равно 0.6 (рис. 3). При кислотном гидролизе из минерального G горизонта торфяно-глеезема извлекается в 10 раз меньшее количество аминокислот по сравнению с вышележащим органогенным T2 слоем.

Связь соединений азота с минеральными компонентами почв. В ходе исследований для маршевых почв выявлена связь ($r \sim 0.7$) содержания илистой фракции с содержанием органического азота и азота аминокислот (табл. 5). При оценке корреляции использованы данные для бескарбонатных минеральных горизонтов почв, что исключает погрешность измерения массовой доли илистой фракции почв в присутствии карбонатов.

Селективность адсорбции идентифицированных аминокислот несиликатными соединениями железа подтверждается наличием тесной связи между содержанием Fe и азотом аминокислот ($r \sim 0.6$–0.8) и отсутствие таковой для органического азота (табл. 4). Более высокой степенью корреляции в каждом отдельном случае характеризуется связь с дитионитрастворимым Fe, среди индивидуальных соединений наиболее тесные корреляции получены с азотом гидроксиаминокислоты Thr и гетероциклической аминокислоты His (в

Таблица 4. Уравнения взаимных связей (коэффициенты парной корреляции) параметров минеральных горизонтов почв

Почва участка	Формы азота		ИФ	Fe-T	Fe-МД
			%		
I, II, III-1–III-4, III-6	$N_{орг}$	г/кг	$y = 0.12x - 0.40$ (0.69)	–	–
II, III-1–III-4, III-6	$N_{АМК}$	г/кг	$y = 0.06x + 0.05$ (0.59)	$y = 2.19x + 0.25$ (0.63)	$y = 2.85x + 0.34$ (0.78)
II, III-1–III-4, III-6	$N{-}NH_4^+$	мг/кг	$y = 0.36x + 3.90$ (0.45)	$y = 26.24x - 0.60$ (0.71)	$y = 27.35x + 3.05$ (0.82)
III-7			–	$y = 1.20x + 3.17$ (0.68)	$y = 1.18x + 3.00$ (0.75)

Примечание. В уравнениях $N_{орг}$, $N_{АМК}$, $N{-}NH_4^+$ соответствуют переменной y, ИФ, Fe-T, Fe-МД – переменной x; "–" – связь отсутствует.

обоих вариантах $r = 0.84$). Обе кислоты образуют с ионами железа устойчивые хелатные комплексные соединения. В отношении последней установлено, что адсорбция заметно падает с уменьшением радиуса пор адсорбентов [12]. Данное явление связано с проявлением фактора ассоциации молекул в водных и особенно в водно-солевых растворах. Отдельными исследованиями показано, что в водных растворах His образует ассоциаты, включающие до пяти молекул [12].

Можно назвать несколько факторов, уменьшающих тесноту связи минеральных компонентов почв и азотсодержащих органических соединений, включая аминокислоты. Во-первых, ставится под сомнение полнота гидролиза пептидных связей хлороводородной кислотой [39]. В частности, могут быть не полностью гидролизованы N-органические соединения, окклюдированные минеральными частицами фракции пыли и глины [38]. Во-вторых, регулярное отложение свежих слоев аллювия разного минералогического состава может определять формирование горизонтов с разной удельной адсорбцией в отношении соединений азота. Так, сорбционная емкость в отношение аминокислот составляет 1–2.4 г аминокислот/г минерала (верхняя граница относится к монтмориллониту) [30, 31]. Согласно трехслойной модели [36] и модели "луковичных слоев" [48] некоторая часть соединений азота (аминокислоты, амиды, нитрилы, ароматические амины и др.) может удерживаться за счет электростатических сил и водородных связей не самими минералами, а функциональными группами органических соединений, уже сорбированных минеральными поверхностями, то есть располагаться за пределами контактной зоны. Подобные соединения способны экстрагироваться хлороводородной кислотой, но не имеют прямой связи с минеральной матрицей. Сведения о соотношении N-содержащих органических соединений, находящихся в контактной и кинетической (внешней) зоне трехслойных супрамолекулярных ансамблей органических веществ на поверхности минералов, отсутствуют. Дополнительно, как было указано выше, при кислотном гидролизе в той иной степени разрушаются отдельные аминокислоты [12].

Мольное отношение обеих несиликатных форм железа к азоту суммы гидролизуемых аминокислот ($n(1/3Fe^{3+})/n(N_{АМК})$), где $n(1/3Fe^{3+})$ – количество вещества эквивалента железа, у маршевой почвы первого участка равно 0.1, почв участков III-3 и III-6 – 0.5–0.7. Следует отметить, что в отдельных случаях критерий Швертмана (отношение оксалаторастворимого железа к дитиониторастворимому при параллельной схеме экстракции, $K_Ш$) превышает единицу $K_Ш = 1–1.4$ и свидетельствует об неаддитивности вытяжек Тамма и Мера–Джексона [5].

Помимо азот-органических соединений минеральными поверхностями адсорбируется и аммонийный азот [18, 27, 36], что косвенно подтверждают наши данные (табл. 5). На фоне накопления органического азота отмечена надмерзлотная аккумуляция $N{-}NH_4^+$ в торфяно-глееземе (участок III-7), вероятно, связанная с накоплением над мерзлотой потенциальных адсорбентов – илистых частиц и дитионитрастворимых форм железа (табл. 2).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Полярное усиление глобального потепления на протяжении XXI в. вызывает всплеск интереса к циклам азота и углерода в Арктике. Изучение распределения форм N в почвах континентальных окраин европейской части России остается актуальной задачей современности.

В ходе исследований установлено, что в составе суммарного пула почвенного азота маршевых и тундровых почв побережья Баренцева и Белого морей при существенном колебании содержания $N_{орг}$ доминируют органические соединения – до 97%. В маршевых почвах выявлена аккумуляция $N_{орг}$ в поверхностных горизонтах. В тундровых почвах отмечено обогащение торфа органическим азотом с глубиной, включая мерзлотную толщу. Выявлены случаи отклонения названных закономерностей распределения $N_{орг}$ в профилях

вследствие протекания современных седиментационных процессов, как в почвах маршей, так и в тундровых почвах, расположенных в переходной полосе от маршей к тундрам, на более высоких по сравнению с маршами ландшафтных позициях. В торфяных водораздельных почвах изменение общей тенденции распределения азота в профиле дополнительно может быть вызвано хронологической инверсией торфонакопления.

Органический азот почв на 30–60% представлен азотом аминокислот, изменение содержания которых идентично распределению почвенного органического азота. Почвы характеризуются однообразным качественным составом аминокислот, а также сходным относительным содержанием большинства их них. Доля Arg, His, Phe, Tyr, Ile не превышает 4% каждой, вклад Lys, Val, Pro, Ser и Thr составляет по 5–7%, Ala и Leu – по 10–12%. В маршевых почвах выражено накопление глицина с глубиной при колебании от 12 до 20% на фоне снижения доли Asp, Glu с 11 до 6%.

Неорганический азот в исследованных почвах в основном представлен аммонийной формой. Содержание $N{-}NH_4^+$ в маршевых почвах, при варьировании в диапазоне 5–20 мг/кг, уменьшается с глубиной. В пределах органогенной толщи водораздельных торфяных почв содержание аммонийного азота составляет 30–90, достигая 200 мг/кг в мерзлотном грунте. В поверхностных горизонтах маршевых почв присутствует нитратный азот, но в минимальных количествах – менее 5 мг/кг.

Для исследуемых почв выявлена количественная взаимозависимость минеральных компонентов (несиликатные формы железа, илистая фракция) маршевых почв с органическим азотом, азотом аминокислот и аммонийным азотом. Бóльшей теснотой отличаются связи дитионитрастворимых форм Fe с азотом аминокислот, среди них гидроксиаминокислоты Thr и гетероциклические аминокислоты His, образующих с ионами железа(III) хелатные комплексы.

Следствием криогенных процессов, типичных для исследуемых почв, является надмерзлотная аккумуляция органического и аммонийного азота в торфяно-глееземах, а также накопление этих форм азота в многолетнемерзлом грунте торфяных олиготрофных почв.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Исследования выполнены в рамках бюджетной темы НИР “Выявление общих закономерностей формирования и функционирования торфяных почв на территории Арктического и Субарктического секторов Европейского Северо-Востока России” (номер госрегистрации: АААА-А17-117122290011-5) и гранта РФФИ № 20-04-00445а “Факторы и механизмы стабилизации органического вещества в почвах экстремальных условий (на примере арктических экосистем)”.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Агрохимические методы исследования почв. М.: Наука, 1975. 656 с.
2. *Бузин И.С., Макаров М.И., Малышева Т.И., Кадулин М.С., Королева Н.Е., Маслов М.Н.* Трансформация соединений азота в почвах горно-тундровых экосистем Хибин // Почвоведение. 2019. № 5. С. 570–577. https://doi.org/10.1134/S0032180X1903002X
3. *Василевич Р.С., Безносиков В.А.* Аминокислотный состав гумусовых веществ тундровых почв // Почвоведение. 2015. № 6. С. 685–692. https://doi.org/10.7868/S0032180X1506012X
4. *Василевич Р.С., Габов Д.Н., Безносиков В.А., Груздев И.В., Лодыгин Е.Д.* Высоко и низкомолекулярные органические соединения в тундровых торфяниках // Теоретическая и прикладная экология. 2015. № 1. С. 53–61.
5. *Водяницкий Ю.Н.* Соединения железа и их роль в охране почв. М.: Почв. ин-т им. В.В. Докучаева Россельхозакадемии, 2010. 282 с.
6. *Иванов А.Н., Авессаломова И.А.* Орнитогенные экосистемы – геохимические феномены биосферы // Биосфера. 2012. Т. 4. № 4. С. 385–396.
7. Классификация и диагностика почв России. Смоленск: Ойкумена, 2004. 342 с.
8. *Лавриненко И.А., Лавриненко О.В., Добрынин Д.В.* Многолетняя динамика и гибель растительности маршей Колоколковой губы Баренцева моря // Растительность России. СПб. 2012. № 21. С. 66–77.
9. *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
10. Мировая реферативная база почвенных ресурсов 2014. Международная система почвенной классификации для диагностики почв и создания легенд почвенных карт. Исправленная и дополненная версия 2015 / Научные редакторы перевода: М.И. Герасимова, П.В. Красильников. ФАО и МГУ им. М.В. Ломоносова, 2017.
11. *Мошкина Е.В.* Азотные соединения в почвах Северо-Запада России и динамика их под влиянием антропогенного воздействия (на примере Карелии). Автореф. ... канд. с./х. н. СПб., 2009. 19 с.
12. *Никольский Б.П., Рабинович В.А.* Справочник химика. Т. 2. Основные свойства неорганических и органических соединений. М.–Л.: Химия, 1964. 1162 с.
13. *Пастухов А.В., Марченко-Вагапова, Каверин Д.А., Кулижский С.П., Кузнецов О.Л., Панов В.С.* Динамика развития бугристых торфяников на южной границе Восточно-Европейской // Почвоведение. 2017. № 5. С. 544–557. https://doi.org/10.7868/S0032180X17030091
14. Полевой определитель почв России. М.: Почв. ин-т им. В.В. Докучаева. 2008. 182 с.
15. *Родин Л.Е., Базилевич Н.И.* Динамика органического вещества и биологический круговорот зольных элементов и азота в основных типах растительности Земного шара. М.: Наука, 1965. 264 с.

16. *Семенов В.М., Когут Б.М.* Почвенное органическое вещество. М.: ГЕОС, 2015. 233 с.
17. *Соколов В.Н.* Глинистые породы и их свойства // Соросовский образовательный журн. 2000. Т. 6. № 9. С. 59–66.
18. *Трофимов С.Я., Соколова Т.А., Дронова Т.Я., Толпешта И.И.* Минеральные компоненты почв: учебное пособие по некоторым главам курса химии почв. Тула: Гриф и К, 2007. 104 с.
19. *Федорец Н.Г., Бахмет О.Н.* Экологические особенности трансформации соединений углерода и азота в лесных почвах. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2003. 240 с.
20. *Черноусенко Г.И., Орешникова Н.В., Украинцева Н.Г.* Засоление почв побережья северных и восточных морей России // Почвоведение. 2001. № 10. С. 1192–1206.
21. *Шамрикова Е.В., Денева С.В., Кубик О.С.* Распределение углерода и азота в почвенном покрове прибрежной территории Баренцева моря (Хайпудырская губа) // Почвоведение. 2019. № 5. С. 558–569. https://doi.org/10.1134/S0032180X19030092
22. *Шамрикова Е.В., Денева С.В., Панюков А.Н., Кубик О.С.* Свойства почв и характер растительности побережья Хайпудырской губы Баренцова моря // Почвоведение. 2018. № 4. С. 402–412. https://doi.org/10.7868/S0032180X18040020
23. *Шамрикова Е.В., Кубик О.С., Денева С.В., Пунегов В.В.* Состав водорастворимой фракции почв побережья Баренцева моря: органический углерод и азот, низкомолекулярные компоненты // Почвоведение. 2019. № 11. С. 1322–1338. https://doi.org/10.1134/S0032180X19110108
24. *Шляхов С.А.* Классификация почв морских побережий. Владивосток, 1996. 35 с.
25. *Amelung W., Zhang X., Flach K.W.* Amino acids in grassland soils: Climatic effects on concentrations and chirality // Geoderma. 2006. V. 130. P. 207–217. https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2005.01.017
26. *Audfenkampe A., Hedges J., Richey J., Krusche A., Llerena C.* Sorptive fractionation of dissolved organic nitrogen and amino acids onto fine sediments within the Amazon // pLimnology and Oceanograhy. 2001. V. 46. P. 1921–1935.
27. *Bai J., Ouyang H., Deng W., Zhu Y., Zhang X., Wang Q.* Spatial distribution characteristics of organic matter and total nitrogen of marsh soils in river marginal wetlands // Geoderma. 2005. V. 124. P. 181–192. https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2004.04.012
28. *Cesário M. Teresa, Fonseca M. Manuela R., Marques Mafalda M., de Almeida M., Catarina M.D.* Marine algal carbohydrates as carbon sources for the production of biochemicals and biomaterials // Biotechnology Advances. 2018. V. 36. Is. 3. P. 798–817. https://doi.org/10.1016/j.biotechadv.2018.02.006
29. *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 inputs form stable soil organic matter? // Glob. Change Biol. 2013. V. 19. P. 988–995. https://doi.org/10.1111/gcb.12113
30. *Craig O.E., Collins M.J.* The removal of protein from mineral surfaces: Implications for residue analysis of archaeological materials // J. of Arch. Sci. 2002. V. 29. P. 1077–1082. https://doi.org/10.1006/jasc.2001.0757
31. *De Cristofaro A., Violante A.* Effect of hydroxyl-aluminium species on the sorption and interlayering of albumin onto montmorillonite // Appl. Clay Sci. 2001. V. 19. P. 59–67. https://doi.org/10.1S0169-1317(01)00047-3
32. *Frigstad H., Andersen T., Bellerby R.G.J., Silyakova A., Hessen D.* Variation in the seston C : N ratio of the Arctic Ocean and pan-Arctic shelves // J. Marine System. 2014. V. 129. P. 214–223. https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2013.06.004
33. *Harris C.M., McTigue N.D., McClelland J.W., Dunton K.H.* Do high Arctic coastal food webs rely on a terrestrial carbon subsidy? // Food Webs. 2018. V. 15. P. 1–14. https://doi.org/10.1016/j.fooweb.2018.e00081
34. *Huguet C., de Lange G.J., Gustafsson O., Middelburg J.J., Sinninghe Damste J.S., Schouten S.* Selective preservation of soil organic matter in oxidized marine sediments (Madeira Abyssal Plain) // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2008. V. 72. P. 6061–6068. https://doi.org/10.5194/bg-7-483-2010
35. *Kaiser K., Guggenberger G.* The role of DOM sorption to mineral surfaces in the preservation of organic matter in soils // Org. Geochem. 2000. V. 31. P. 711–725.
36. *Kleber P., Sollins R., Sutton M.* A conceptual model of organo-mineral interactions in soils: self-assembly of organic molecular fragments into zonal structures on mineral surfaces // Biogeochemistry. 2007. V. 85. P. 9–24. https://doi.org/10.1007/s10533-007-9103-5
37. *Krull E., Baldock J.A., Skjemstad J.O.* Importance and mechanism and processes of the stabilisation of soil organic matter for modelling carbon turnover // Functional Plant Biology. 2003. V. 30. P. 207–222. https://doi.org/10.1071/FP02085
38. *Leinweber P., Schulten H.-R.* Nonhydrolyzable forms of soil organic nitrogen: extractability and composition // J. Plant Nutr. Soil Sci. 2000. V. 163. P. 433–439. https://doi.org/10.1002/1522-2624(200008)163:4<433::AID-JPLN433>3.0.CO;2-F
39. *Martens D.A., Loeffelmann K.L.* Soil amino acid composition quantified by acid hydrolysis and anionchromatography-pulsed amperometry // J. Agric. Food Chem. 2003. V. 51. P. 6521–6529. https://doi.org/10.1021/jf034422e
40. *McBride M.B.* Environmental Chemistry of Soils. Oxford University Press. New York, 1994. 406 p. https://doi.org/10.1016/j.gca.2010.01.006
41. *Mikutta R., Kaiser K., Döorr N., Vollmer A., Chadwick O.A., Chorover J., Kramer M.G., Guggenberger G.* Mineralogical impact on organic nitrogen across a long-term soil chronosequence (0.3–4100 kyr) // Geochimica Cosmochimica Acta. 2010. V. 74. P. 2142–2164. https://doi.org/10.1016/j.gca.2010.01.006
42. *Miltner A., Kindler R., Knicker H., Richnow H.-H., Köastner M.* Fate of microbial biomass-derived amino acids in soil and their contribution to soil organic matter // Org. Geochem. 2009. V. 40. P. 978–985. https://doi.org/10.1016/j.orggeochem.2009.06.008
43. *Moon J., Ma Li, Xia K., Plant W.M.A.* Microbial and mineral contributions to amino acid and protein organic matter accumulation during 4000 years of pedogenesis // Soil Biology and Biochemistry. 2016. V. 100. P. 42–50. https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2016.05.011
44. *Nannipieri P., Eldor P.* The chemical and functional characterization of soil N and its biotic components //

Soil Biol. Biochem. 2009. V. 41. P. 2357–2369. https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2009.07.013
45. *Ronkainen T., Väliranta M., McClymont E., Biasi C., Salonen S., Fontana S., Tuittila E.-S.* A combined biogeochemical and palaeobotanical approach to study permafrost environments and past dynamics // J. of Quaternary Sci. 2015. V. 30. P. 189–200. https://doi.org/10.1002/jqs.2763
46. *Schulten H.R., Leinweber P.* New insights into organic-mineral particles: composition, properties and models structure // Biology Fertility Soils. 2000. V. 30. P. 399–432. https://doi.org/10.1007/s003740050020
47. *Shamrikova E.V., Kubick O.S., Kaverin D.A., Pastuhov A.V., Zavarzina A.G., Punegov V.V.* Soluble organic compounds as a regulator of biochemical processes in the North (Electronic resource) // Dissolved Organic Matter (DOM): Properties, Applications and Behavior. N.Y.: Nova science publishers, 2017. P. 55–80.
48. *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
49. *Stark S.* Nutrient cycling in the tundra / Nutrient cycling in terrestrial ecosystems. Soil Biology. V. 10. Springer-Verlag Berlin, Heidelberg. 2007. P. 309–331. https://doi.org/10.1007/978-3-540-68027-7_11
50. *Stempniewicz L., Błachowiak-Samołyk K., Węsławski J.M.* Impact of climate change on zooplankton communities, seabird populations and arctic terrestrial ecosystem – a scenario // Deep-Sea Res. Pt. II. 2007. V. 54. P. 2934–2945. https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2007.08.012
51. *Stottlemyer R., Rhoades C., Steltzer H.* Soil temperature, moisture, and carbon and nitrogen mineralization at a taiga-tundra ecotone, Noatak National Preserve, Northwestern Alaska / Ed: Galloway J.P.. USGS Prof. Pap. 2001. P. 127–137.
52. *Szymanski W., Wojtun B., Stolarczyk M., Siwek J., Wascinska J.* Organic carbon and nutrients (N, P) in surface soil horizons in a non–glaciated catchment, SW Spitsbergen // Polish Polar Research. 2016. V. 37. N 1. P. 49–66. https://doi.org/10.1515/popore–2016–0006
53. *Tseits M.A., Dobrynin D.V.* Classification of Marsh Soils in Russia // Eurasian Soil Science. 2005. V. 38. Suppl. 1. P. 544–548.
54. *Zmudczyńska-Skarbek K., Balazy P.* Following the flow of ornithogenic nutrients through the Arctic marine coastal food webs // J. Marine Systems. 2017. V. 168. P. 31–37. https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2016.12.006
55. *Zonneveld K.A.F., Versteegh G.J.M., Kasten S., Eglinton T.I., Emeis K.C., Huguet C., Koch B.P., de Lange G.J., de Leeuw J.W., Middelburg J.J., Mollenhauer G., Prahl F.G., Rethemeyer J., Wakeham S.G.* Selective preservation of organic matter in marine environments; processes and impact on the sedimentary record // Biogeosciences. 2010. V. 7. P. 483–511. https://doi.org/10.5194/bg-7-483-2010

Nitrogen Compounds in Soil of Continental Peripheries of the European Arctic

E. V. Shamrikova[1, *], S. V. Deneva[1], O. S. Kubik[1], and A. N. Panjukov[1]

[1]*Institute of Biology, Komi Scientific Center, Ural Branch, Russian Academy of Sciences, Syktyvkar, 167982 Russia*

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

Organic and mineral nitrogen compounds in marsh and tundra soils of the European sector of Russian Arctic (coastal areas of Barents and Beloye Seas) were studied. Total nitrogen was determined by gas chromatography, non-organic nitrogen compounds – by photometry. Method of liquid chromatography on ion-exchange resins was applied to analyze the composition of hydrolysable amino acids. Mineral compounds compose an insignificant part of the total soil nitrogen; its major part (up to 97%) is represented by organic substances (N_{org}). The N_{org} varies in broad ranges both in marsh soils (0.3–15.8 g/kg), and in tundra soils (5–20 g/kg in peat horizons and 0.3–2 g/kg in the mineral ones). The content of $N-NH_4^+$ in former soils ranges in the interval 5–20, and 30–200 mg/kg in the latter soils. In marsh soils, the nitrates content was 0.2–4.6 mg/kg in their upper horizons, and accumulation of N_{org} on the surface is common in them, although in the subsoils it may also happen, if there are former humus-accumulative horizons buried by recent marine sediments. Accumulation of N_{org} and $N-NH_4^+$ above the permafrost was recorded in the peat gleyzem, and within permafrost it occurred in the peat oligotrophic soil. The content of hydrolysable amino acids in soils is 0.6–8 g/kg, which corresponds to 30–60% of soil organic nitrogen and 2–12% of organic carbon. Profile patterns of amino acids N and organic N are similar. The amino acids composition was assessed as homogeneous, and the ratios of most of them as close. The shares of arginine, histidine, phenylalanine, tyrosine, isoleucine are below 4%, while they vary in the range 5–7% for lysine, valine, proline, serine and treonine, for alanine and leucine – 10–12%. Down the profile of marsh soils, the share of glycine increases against variations 12 to 20% along with decreasing contributions of asparagines and glutamine amino acids from 11 to 6%. Correlation of N_{org}, $N-NH_4^+$ and nitrogen of most amino acids with clay content and non-silicate iron compounds was revealed (r = 0.6–0.9). The highest r values were noted for the pairs: dithionite-soluble Fe and nitrogen of treonine and histidine.

Keywords: marsh soils, tundra soils, mineral nitrogen, organic nitrogen, amino acids composition, coastal lands

ПОЧВОВЕДЕНИЕ, 2020, № 7, с. 816–827

ХИМИЯ ПОЧВ

УДК 631.4

ВЛИЯНИЕ ВОДОРАСТВОРИМЫХ КОМПОНЕНТОВ ПОЧВ НА РАЗМЕР И ЭЛЕКТРОКИНЕТИЧЕСКИЙ ПОТЕНЦИАЛ НАНОАЛМАЗОВ

© 2020 г. Н. А. Куликова[a, b, *]

[a] *МГУ им. М.В. Ломоносова, Ленинские горы, 1, Москва, 119991 Россия*

[b] *Институт биохимии РАН им. А.Н. Баха, Федеральный исследовательский центр "Фундаментальные основы биотехнологии" Российской академии наук, Ленинский пр., 33, Москва, 119071 Россия*

**e-mail: knat@darvodgeo.ru*

Поступила в редакцию 13.11.2019 г.
После доработки 13.11.2019 г.
Принята к публикации 30.01.2020 г.

Возрастающие темпы применения наночастиц привели к необходимости рассматривать их как токсиканты нового класса. Наноалмазы занимают особое положение, так как используются в товарах широкого потребления, например, в горюче-смазочных материалах, что увеличивает риск загрязнения почв этими наночастицами. Цель работы: оценка влияния водорастворимых компонентов почв на электрокинетический потенциал (ζ-потенциал) и размер наноалмазов детонационного синтеза. Объектами исследования служили водные экстракты из 15-ти образцов почв зонального ряда. При внесении наноалмазов в водные экстракты почв наблюдали рост средневзвешенного гидродинамического диаметра наноалмазов с 24 до 69–683 нм и падение ζ-потенциала по абсолютной величине с –22 до –(11.2–19.5) мВ; в одном случае был отмечен рост этого показателя по абсолютной величине до –34.5 мВ. Наибольшее увеличение размеров наноалмазов наблюдали в водных экстрактах с высокими pH и отношением Ca/(Fe + Al). На основании установленных обратных корреляционных связей ζ-потенциала наноалмазов с коэффициентом экстинкции $E_{465}^{OC,0.01\%}$ почвенного растворенного органического вещества и содержанием железа в водных экстрактах было высказано предположение о возможности повышения стабильности наноалмазов в почвенных растворах в присутствии низкомолекулярных компонентов растворенного органического вещества и при высоких концентрациях железа. Полученные результаты позволяют предполагать коагуляцию и уменьшение подвижности наноалмазов в почвах вследствие их взаимодействия с водорастворимыми компонентами почв; исключение могут составлять солонцы (Solonetz), где возможно увеличение подвижности наноалмазов.

Ключевые слова: наноалмазы детонационного синтеза, растворенное органическое вещество почв, Retisol, Phaeozem, Chernozem

DOI: 10.31857/S0032180X20070084

ВВЕДЕНИЕ

Использование нанотехнологий в последние десятилетия привело к интенсивному развитию многих сфер человеческой деятельности, прежде всего медицины и аналитической химии, так как позволило разработать принципиально новые способы доставки лекарств и методы диагностики [27]. Возрастающие темпы производства и применения используемых в этих технологиях наночастиц привели к необходимости рассматривать их как токсиканты нового класса, которые могут прямо или косвенно наносить ущерб здоровью человека и окружающей среде [2, 4, 12]. Среди получающих все большее распространение наноматериалов алмазные наночастицы, или наноалмазы (**НА**), занимают особое положение [20]. Наряду с традиционными для наноматериалов областями применения, связанными с получением достаточно дорогостоящих продуктов, занимающих узкие ниши на рынке (лекарства, катализаторы, сенсоры и т.п.), НА могут быть использованы также в производстве товаров широкого потребления, таких как горюче-смазочные материалы (**ГСМ**). НА стали основой для создания нового класса присадок, разработанных для защиты и восстановления узлов трения в различных механизмах и машинах за счет улучшения антифрикционных свойств и трибологических характеристик смазочных материалов [14]. Возможности российских производителей по выпуску НА сейчас оцениваются как 5 т/год, а среди потребляемых в России углеродных наноматериалов доля НА максимальна и составляет 91% [3]. Аналогичные тенденции наблюдаются и в остальном мире: НА рассматриваются

как один из наиболее привлекательных углеродных материалов для нанотехнологий [8]. Основной причиной этого, скорее всего, является возможность получения НА с использованием относительно дешевой технологии, основанной на детонации взрывчатых веществ и разработанной российскими учеными еще в 60-х гг. прошлого века [1]. Таким образом, НА относятся к наночастицам с высоким риском попадания в окружающую среду.

Исследования, направленные на оценку взаимодействия НА с объектами окружающей среды, показывают, что НА вызывают окислительный стресс у бактерий [15], не токсичны для нематод *Caenorhabditis elegans* [18], но могут быть токсичны для растений [6], рыб [19] и млекопитающих [31]. Однако нами не было найдено работ, связанных с изучением другого важного аспекта этого взаимодействия – оценкой поведения НА в различных объектах окружающей среде, в том числе в почве.

Известно, что поведение наночастиц в окружающей среде определяется, прежде всего, их коллоидной стабильностью [30]: подвижность наночастиц в почвенном растворе контролируется скоростью их осаждения и агрегации, которая зависит от pH, общей минерализованности, катионного состава и характеристик растворенного органического вещества (**РОВ**) [24, 26, 30]. Поэтому целью работы явилась оценка влияния водорастворимых компонентов почв на электрокинетический потенциал и размер НА.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Выделение водорастворимых веществ из почв и их характеристика. Для исследования использовали образцы из слоя 0–5 см почв различных почвенно-географических зон. Всего было использовано 15 образцов (табл. 1): 3 образца дерново-подзолистых почв (ДП, Albic Retisol), 2 – серых лесных (СЛ, Haplic Phaeozem), 1 – чернозема типичного (ЧТ, Chernozems Chernic), 3 – черноземов обыкновенных (ЧО, Endocalcic Chernozem), 2 – черноземов выщелоченных (ЧВ, Luvic Chernic Phaeozem), 1 – лугово-черноземной солонцеватой почвы (ЛЧ, Gleyic Chernozem (Protosodic), 2 – каштановых почв (К, Haplic Kastanozem) и 1 солонца (СОЛ, Solonetz (Humic)). Места пробоотбора, краткое описание почв, их агрохимическая характеристика и гранулометрический состав приведены в литературе [5]. Выделение водорастворимых веществ проводили согласно методике получения почвенных растворов, используемой для изучения их компонентов с наночастицами [10]. Для этого навески воздушно-сухой почвы, пропущенной через сито с диаметром ячеек 2 мм, массой 2 г помещали в стерильные полипропиленовые пробирки и приливали 10 мл дистиллированной воды. Пробирки интенсивно встряхивали и оставляли для экстракции на 24 ч, после чего проводили центрифугирование (15 мин, 1000 g) и фильтрование через мембранные фильтры с диаметром пор 0.45 мкм (Millex-HP, Millipore, Ирландия) для отделения коллоидных частиц. Несмотря на то, что анализ водной вытяжки 1 : 5 (в/о), использованный в данной работе, не дает адекватного представления об истинном составе почвенной жидкой фазы, именно анализ экстрактов, получаемых с фиксированным отношением почвы и воды 1 : 5, наиболее часто используется при исследовании почвенного РОВ [11], а также минерализованности, насыщенности натрием и щелочности почвы, поскольку он требует меньше времени и лучше воспроизводим, чем анализ насыщенных экстрактов [29].

Для обозначения водных экстрактов к сокращенному названию почвы, из которой они были получены, добавляли порядковый номер, например, водные экстракты ДП1, ДП2, ДП3. Часть водных вытяжек была получена из почв, вовлеченных в сельскохозяйственное использование (ДП1, СЛ2, ЧО2, ЧВ1 и К1).

Определение содержания органического и неорганического углерода (**ОС** и **НС**) в полученных экстрактах проводили с использованием анализатора TOC-LCPN (Shimadzu, Япония); в качестве стандарта использовали гидрофталат калия. Спектры поглощения в ультрафиолетовой и видимой области спектра регистрировали на спектрофотометре 512 UV/Vis Spectrophotometer PortLab (Portlab, Великобритания) в кварцевой кювете с длиной оптического пути 1 см. Для характеристики растворенного органического вещества на основании полученных спектров рассчитывали коэффициент экстинкции $E_{465}^{OC,0.01\%}$ – поглощение при концентрации органического углерода 0.01% при длине волны 465 нм, отражающий молекулярную массу РОВ, и характеризующий гидрофобность параметр $SUVA_{254}$ – отношение поглощения при 254 нм к концентрации ОС [11]. Водородный показатель pH определяли на pH-метре Hanna pH211 (HannaInstruments, США). Минеральный состав (Al, As, B, Ca, Cd, Co, Cr, Cu, Fe, Hg, I, K, Li, Mg, Mn, Na, Ni, Pb, Se, Si, Sn, Sr, V, Zn) экстрактов определяли методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (**МС-ИСП**) на квадрупольном масс-спектрометре Nexion 300D (Perkin Elmer, США). Удельную электропроводность экстрактов σ измеряли на двуугловом анализаторе размеров частиц и молекул методом динамического рассеяния света с оптикой неинвазивного обратного рассеяния Zetasizer Nano ZS (Malvern, Великобритания).

Проведение экспериментов по взаимодействию НА с водорастворимыми веществами из почв. Для проведения экспериментов использовали НА марки RUDDM (Synthetic diamond powder RUDDM 0–

Таблица 1. Свойства водных экстрактов почв, использованных в работе (среднее ± стандартное отклонение, $n = 3$)

Индекс	pH	OC, мг/л	$E_{465}^{OC,0.01\%}$	$SUVA_{254}$, л/(мг OC × м)	σ, мкСм/см	HC, мг/л	Al	Ca	Fe	K	Mg	Na	Si
							мМ						
ДП1*	5.3 ± 0.1	53 ± 1	0.018	0.71	55 ± 4	1.1 ± 0.1	0.10 ± 0.02	0.27 ± 0.04	0.05 ± 0.01	0.07 ± 0.01	0.08 ± 0.08	9.5 ± 1.4	0.05 ± 0.01
ДП2	4.8 ± 0.1	154 ± 2	0.010	0.29	167 ± 7	0.2 ± 0.1	0.14 ± 0.03	0.42 ± 0.05	0.03 ± 0.01	0.10 ± 0.02	0.14 ± 0.03	9.7 ± 1.5	0.06 ± 0.01
ДП3	5.2 ± 0.1	117 ± 2	0.017	0.62	111 ± 2	0.5 ± 0.1	0.25 ± 0.05	0.36 ± 0.06	0.10 ± 0.02	0.19 ± 0.04	0.14 ± 0.03	10.3 ± 1.6	0.08 ± 0.02
СЛ1	5.8 ± 0.1	139 ± 2	0.004	0.49	321 ± 4	0.9 ± 0.1	0.13 ± 0.03	1.08 ± 0.16	0.05 ± 0.01	0.28 ± 0.04	0.36 ± 0.07	9.8 ± 1.5	0.07 ± 0.01
СЛ2*	6.5 ± 0.1	45 ± 1	0.012	1.04	110 ± 1	5.8 ± 0.1	0.58 ± 0.09	0.55 ± 0.08	0.19 ± 0.03	0.27 ± 0.04	0.14 ± 0.03	9.6 ± 1.4	0.04 ± 0.01
ЧТ	6.2 ± 0.1	57 ± 1	0.010	0.77	102 ± 1	1.1 ± 0.1	0.32 ± 0.06	0.53 ± 0.08	0.15 ± 0.03	0.10 ± 0.02	0.15 ± 0.03	9.5 ± 1.4	0.08 ± 0.02
ЧО1	6.7 ± 0.1	148 ± 2	0.018	0.60	262 ± 2	3.1 ± 0.1	0.13 ± 0.03	1.03 ± 0.15	0.05 ± 0.01	0.48 ± 0.07	0.38 ± 0.08	8.6 ± 1.3	0.05 ± 0.01
ЧО2*	7.5 ± 0.1	44 ± 1	0.002	0.92	177 ± 1	10.7 ± 0.2	0.07 ± 0.01	0.82 ± 0.12	0.03 ± 0.01	0.12 ± 0.02	0.16 ± 0.03	9.6 ± 1.4	0.06 ± 0.01
ЧО3	6.7 ± 0.1	100 ± 1	0.015	0.48	203 ± 3	1.5 ± 0.2	0.09 ± 0.02	0.88 ± 0.13	0.04 ± 0.01	0.09 ± 0.02	0.27 ± 0.05	9.3 ± 1.4	0.06 ± 0.01
ЛЧ	6.7 ± 0.1	75 ± 1	0.010	0.58	185 ± 3	10.8 ± 0.2	0.10 ± 0.02	0.78 ± 0.12	0.04 ± 0.01	0.06 ± 0.01	0.23 ± 0.04	10.4 ± 1.6	0.07 ± 0.02
ЧВ1*	7.5 ± 0.1	44 ± 1	0.016	1.00	231 ± 4	17.9 ± 0.3	0.05 ± 0.01	0.96 ± 0.14	0.02 ± 0.01	0.09 ± 0.02	0.37 ± 0.07	9.7 ± 1.5	0.06 ± 0.01
ЧВ2	6.2 ± 0.1	59 ± 9	0.044	0.52	637 ± 11	10.2 ± 0.2	0.24 ± 0.05	2.11 ± 0.31	0.10 ± 0.02	0.30 ± 0.06	0.51 ± 0.10	11.5 ± 1.7	0.06 ± 0.01
К1*	8.2 ± 0.2	34 ± 1	0.013	0.86	349 ± 7	32.5 ± 0.5	0.01 ± 0.01	1.54 ± 0.23	0.01 ± 0.01	0.27 ± 0.04	0.34 ± 0.07	9.7 ± 1.5	0.06 ± 0.01
К2	7.6 ± 0.1	23 ± 1	0.010	1.17	137 ± 6	12.7 ± 0.2	0.04 ± 0.01	0.64 ± 0.09	0.02 ± 0.01	0.06 ± 0.01	0.17 ± 0.03	9.5 ± 1.4	0.06 ± 0.01
СОЛ	7.4 ± 0.1	73 ± 1	0.039	3.76	107 ± 2	2.0 ± 0.1	3.67 ± 0.55	0.38 ± 0.06	1.59 ± 0.24	0.63 ± 0.09	0.82 ± 0.12	11.7 ± 1.8	0.11 ± 0.02

* Почвы сельскохозяйственного использования.

150, Реал-Дзержинск, РФ), получаемые при взрыве литого заряда из смеси тринитротолуола и гексогена, характеризующиеся высокой дисперсионной устойчивостью и используемые в качестве добавки к смазкам и маслам, таким как “Карат-М” и “ССМР”. Суспензию НА с концентрацией 2.1 г/л готовили путем смешивания навески НА с дистиллированной водой с последующим озвучиванием (мощность 30 Вт, частота 37 кГц, продолжительность 1 ч) в ультразвуковой ванне S10H Elmasonic (Elmi, Латвия). 0.1 мл суспензии НА вносили к 1.5 мл водного экстракта из почв, получая таким образом суспензию с концентрацией 0.13 г/л. В качестве контроля использовали суспензию НА в дистиллированной воде. Повторность трехкратная. Суспензии НА в воде и водных экстрактах из почв оставляли при 25°С на 24 ч в режиме орбитального встряхивания со скоростью 5 об./мин на встряхивателе Intelli Mixer (Elmi, Латвия). Далее в суспензиях регистрировали спектры поглощения в ультрафиолетовой и видимой области спектра на спектрофотометре 512 UV/Vis Spectrophotometer Port Lab (Portlab, Великобритания) в кварцевой кювете с длиной оптического пути 1 см и измеряли параметры, отвечающие за коллоидную стабильность НА: размер и электрокинетический потенциал (ζ-потенциал) наночастиц (Zetasizer Nano ZS, Malvern, Великобритания). В качестве размера наночастиц использовали их среднечисловой гидродинамический диаметр (**СЧГД**), соответствующий диаметру частиц с максимальным содержанием, и средневзвешенный гидродинамический диаметр (**СВГД**), рассчитываемый на основании распределения частиц по размеру.

Обработка результатов включала в себя расчет средних значений и стандартных отклонений. Значимость влияния компонентов водной вытяжки на размер и ζ-потенциал НА оценивали с помощью однофакторного дисперсионного анализа с последующим расчетом наименьшей существенной разницы (**НСР**). Для оценки взаимосвязей между изучаемыми параметрами использовали корреляционный анализ. Коэффициент корреляции считали отличным от 0, если он превышал 0.53 или 0.55, что соответствует уровню значимости $\alpha = 0.05$ при объеме корреляционного ряда 15 или 14 соответственно.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Характеристика водорастворимых веществ почв. Водные экстракты исследованных почв характеризовались широким разбросом значений по всем выбранным для их описания показателям (табл. 1), которые в целом, однако, соответствовали обычно приводимым в литературе данным [10, 11, 29]. Водородный показатель изменялся от кислого (4.8) до щелочного (8.2) и закономерно возрастал в зональном ряду почв от дерново-подзолистых через серые лесные и черноземы обыкновенные к каштановым. Концентрация ОС в водных экстрактах исследованных почв сельскохозяйственного использования лежала в диапазоне 34–53 мг/л и была ниже, чем в целинных и залежных почвах, для которых аналогичное варьирование составило 57–154 мг/л. В случае каштановых почв, напротив, содержание РОВ было выше в освоенном варианте. При пересчете концентрации ОС в водном экстракте на содержание РОВ в почве полученный интервал значений для всего ряда исследованных почв был 115–770 мг ОС/кг, что хорошо согласуется с приводимыми в литературе величинами, составляющими десятки–сотни мг ОС/кг [9]. Удельная электропроводность σ изменялась от 55 (ДП1) до 637 мкСм/см (ЧВ2), что также соответствует опубликованному диапазону от 32 [23] до 3280 мкСм/см [29].

Значения $SUVA_{254}$ для РОВ исследованных почв лежали в диапазоне 0.10–3.76 л/(мг ОС × м), типичном для органического вещества почв и природных вод, для которых эти величины обычно составляют от 1 до 6 л/(мг ОС × м) [13]. В целом можно сказать, что более высокие показатели $SUVA_{254}$ были характерны для РОВ почв, вовлеченных в сельскохозяйственное использование. Например, для РОВ СЛ1, полученного из серой лесной целинной почвы, $SUVA_{254}$ составил 0.49 л/(мг ОС × м), а для СЛ2, выделенной из серой лесной освоенной – 1.04 л/(мг ОС × м). Для аналогичной пары РОВ черноземов выщелоченных – 0.52 и 1.00 л/(мг ОС × м) соответственно, для черноземов обыкновенных – 0.60 и 0.92 л/(мг ОС × м). Исключение составила каштановая почва, где для РОВ при переходе от целинной к освоенной почве наблюдали уменьшение $SUVA_{254}$ с 1.17 до 0.96 л/(мг ОС × м). Так как увеличение $SUVA_{254}$ обычно объясняют возрастанием содержания ароматических структур, то полученные результаты могут указывать на уменьшение в РОВ почв сельскохозяйственного использования относительного содержания алифатических фрагментов, связанное, по-видимому, с их большей доступностью к биодеградации [13].

Из исследованных минеральных элементов концентрация большинства не превышала 1 мкМ (As, B, Cd, Co, Cr, Cu, Hg, I, Li, Mn, Ni, Pb, Se, Sn, Sr, V, Zn), а их доля от общего содержания определяемых минеральных элементов – 1%. Поэтому далее рассматривали только основные элементы: Al, Ca, Fe, K, Mg, Na, и Si. Основным катионом в водных вытяжках был Na (8.59–11.72 мМ), далее следовал Ca (0.27–2.11 мМ). Ранее преобладание этих ионов в почвенном растворе было продемонстрировано на примере пойменных карбонатных (Calcic Fluvisols) и бурых (Endosalic Calcisols) почв [28]. Авторы объясняли этот факт высокими кларками Na и Ca в земной коре при

одновременной высокой подвижности в почвенных условиях.

Было установлено, что водная вытяжка солонца отличается от всех остальных почв по минеральному составу, так характеризовалась содержанием Al, Fe и Si на 1–2 порядка больше, чем остальные почвы. Скорее всего, наблюдаемое отличие вызвано пептизацией почвенных коллоидов в присутствии натрия, концентрация которого была максимальной в водном экстракте из этой почвы. Полученные результаты хорошо согласуются с высокими значениями $SUVA_{254}$, обнаруженными для РОВ солонца и указывают на то, что в случае солонца в водной вытяжке присутствуют коллоидные частицы с размером частиц меньше 0.45 мкм. Известно, что рост $SUVA_{254}$ может быть обусловлен поглощением присутствующих в образце коллоидов при 254 нм [13].

Интересно отметить, что концентрации Ca, K, Mg и Si в водной вытяжке 1 : 5 были сопоставимы с таковыми, опубликованным для почвенных растворов, полученных методом прямого отжима из буроземов (Dystric Cambisols). Согласно представленным в работе [25] данным, средняя концентрация Ca, K, Mg и Si по 24 образцам составляла 0.525, 0.180, 0.125 и 0.036 мМ. Для исследованной выборки из 14 почв (исключая солонец) аналогичные величины были 1.188, 0.272, 0.297 и 0.043 мМ. Для Al и Na, однако, концентрации, определяемые в вытяжке, получаемой прямым отжимом, были на один порядок ниже, чем в водной вытяжке 1 : 5. Сравнение полученных результатов с анализом лизиметрических вод, проведенным для 42 различных европейских почв [16], показало, что концентрация Al, Ca, K, Mg и Na в водной вытяжке 1 : 5 была на один–два порядка больше.

Сопоставление характеристик водных вытяжек исследованных почв показало наличие прямой взаимосвязи $SUVA_{254}$ и pH ($r = 0.67$). Обнаруженная корреляция хорошо согласуется с концептуальной моделью поведения РОВ, в которой при низких значениях pH органические соединения РОВ конденсируются, что приводит к ограничению доступности хромофоров свету; при высоком pH, напротив, РОВ находится преимущественно в развернутом состоянии и действию света подвержено большее количество хромофоров, что приводит к увеличению поглощения света [21].

Интересно отметить, что нами не было обнаружено корреляционной связи между удельной электропроводностью σ и концентрацией Na ($r = 0.32$), но была показана связь этого показателя с концентрацией Ca ($r = 0.97$). Ранее аналогичные наблюдения были сделаны для водных вытяжек 1 : 5 в работе [29], причем авторы отмечали, что в насыщенных пастах между концентрацией Na и удельной электропроводностью корреляция существует. По-видимому, концентрация натрия в разбавленных водных экстрактах 1 : 5 обусловлена, главным образом, его содержанием в земной коре, тогда как для кальция важную роль играют также процессы растворения его карбоната и сульфата [28]. Поэтому на фоне приблизительно равной концентрации Na в растворах в определении удельной электропроводности ведущую роль начинает играть Ca – второй по концентрации элемент. Действительно, для исследованного ряда почв отношение максимальной установленной концентрации Na в водной вытяжке к минимальной составило 1.3, тогда как для Ca этот показатель достигал 7.9.

Влияние водорастворимых веществ почв на размер и ζ-потенциал наноалмазов. НА в дистиллированной воде (контроль) характеризовались узким мономодальным распределением гидродинамического диаметра *d* с максимумом при 21 нм и рассчитанным СВГД 24 нм (рис. 1). Сходство значений СЧГД и СВГД наночастиц (отношение СВГД/СЧГД составило 1.1) в этом случае указывает на низкую полидисперсность системы и близость распределения НА по размерам к нормальному типу. В течение времени эксперимента суспензия была устойчива и изменений в распределении *d* не наблюдали. ζ-потенциал НА в дистиллированной воде был –22 мВ (табл. 2), что позволяет характеризовать их как наночастицы с низким ζ-потенциалом, склонные к коагуляции или флокуляции. Тем не менее, за время эксперимента ζ-потенциал, как и размер НА, в дистиллированной воде не менялся. Принимая во внимание, что ζ-потенциал отражает величину общего заряда в межфазной области на поверхности частицы [22], можно предположить возможность частичной миграции исследуемых НА в почвенных условиях, которые характеризуются присутствием отрицательно заряженных коллоидов и частиц.

При внесении НА в водные экстракты почв во всех случаях происходило смещение пика распределения в сторону более высоких значений гидродинамического диаметра; наиболее ярко этот сдвиг был выражен для каштановой почвы К1. Соответственно, в этих условиях НА приобретали бóльшие размеры частиц (табл. 2). В ряде случаев было отмечено также возрастание отношения СВГД/СЧГД до величин, приближающихся к двум (ЧО2 и ЧВ2), что указывает на рост полидисперсности суспензии НА и отражает возможность образования агломератов наночастиц в присутствии водорастворимых компонентов почв. Этот процесс хорошо иллюстрируется появлением “плеча” на распределениях *d*: для водного экстракта ЧО2 такое плечо обнаруживалось в диапазоне 300–800 нм, для ЧВ2 – в диапазоне 200–700 нм.

Наблюдаемое увеличение гидродинамического радиуса НА в водных экстрактах почв объясняется

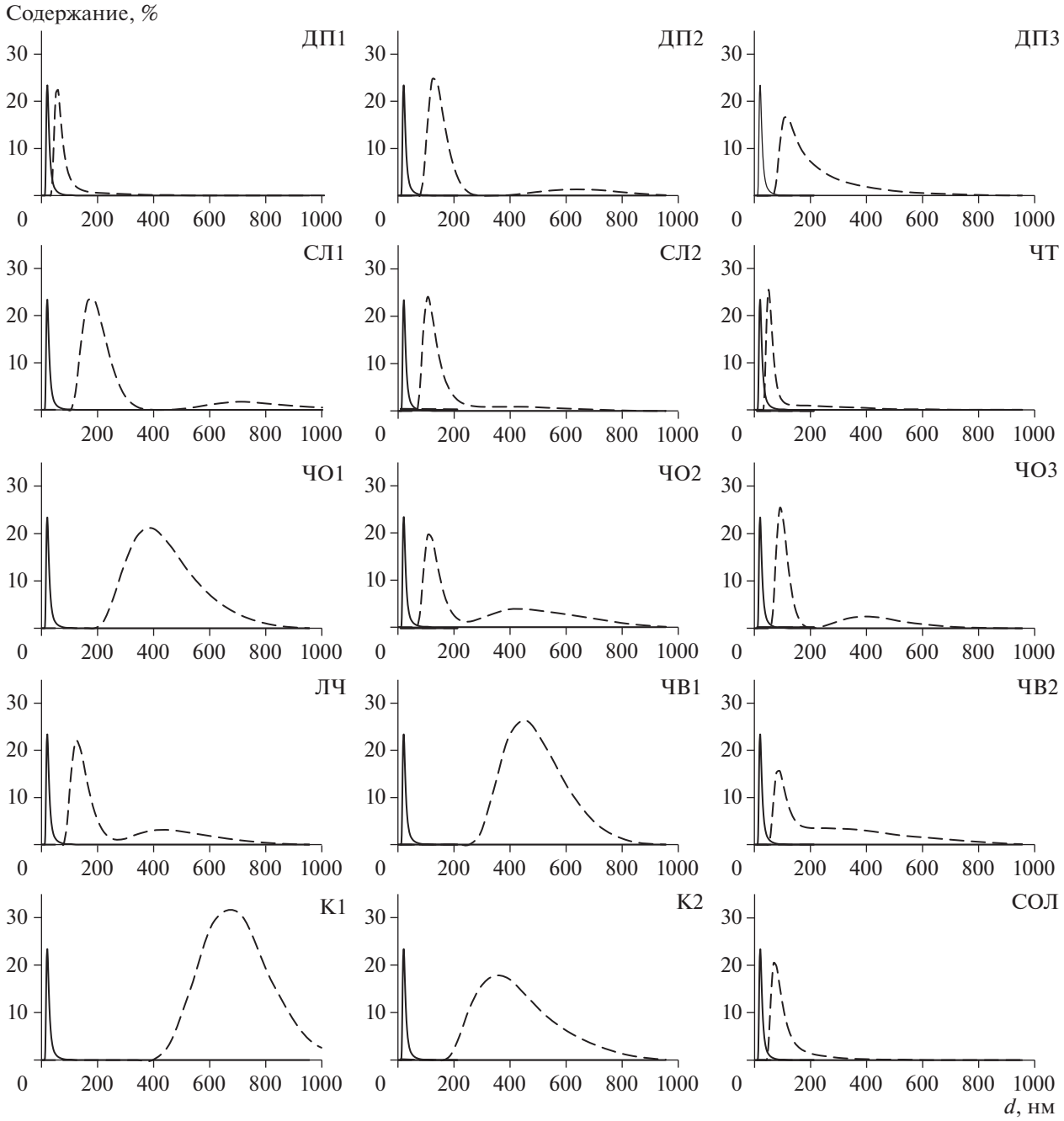

Рис. 1. Распределение НА в дистиллированной воде (сплошная линия) и в водных экстрактах почв (пунктирная линия) по данным динамического светорассеяния.

высокой сорбционной способностью наночастиц. Хорошо известно, что углеродные наночастицы активно сорбируют РОВ [7, 17] и присутствующие в растворе катионы металлов [32]. На процесс сорбции РОВ наночастицами указывает также тот факт, что практически во всех случаях поглощение суспензий НА в водных экстрактах почв при длине волны λ меньше 450 нм было меньше, чем можно было бы ожидать из суперпозиции электронных спектров поглощения НА и водных экстрактов, снятых индивидуально (рис. 2). Исключение составили образцы ЧВ2 и СОЛ. Для ЧВ2 ранее было показано образование агломератов наночастиц, вызывающее появление “плеча” на распределении НА по размерам (рис. 1) и приводящее к росту отношения СВГД/СЧГД, отражающего увеличение полидисперсности системы (табл. 2). Для ЧО2, также характеризующегося высоким отношением СВГД/СЧГД, был зафиксировано превышение оптических плотностей суспензии

Таблица 2. Гидродинамический диаметр *d* и ζ-потенциал НА в дистиллированной воде (контроль) и водных экстрактах использованных в работе почв

Индекс	Гидродинамический диаметр *d*, нм		СВГД/СЧГД	ζ-потенциал, мВ
	СЧГД	СВГД		
Контроль	21 ± 0.4	24 ± 0.5	1.1	–(22.0 ± 4.2)
ДП1*	58 ± 1	69 ± 1	1.2	–(19.5 ± 1.1)
ДП2	122 ± 2	164 ± 3	1.3	–(11.9 ± 0.3)
ДП3	106 ± 2	169 ± 3	1.6	–(16.9 ± 0.6)
СЛ1	190 ± 4	223 ± 4	1.2	–(11.2 ± 0.8)
СЛ2*	106 ± 2	139 ± 3	1.3	–(18.2 ± 2.2)
ЧТ	51 ± 1	69 ± 1	1.4	–(15.4 ± 0.2)
ЧО1	396 ± 8	413 ± 8	1.0	–(13.8 ± 0.4)
ЧО2*	106 ± 2	200 ± 4	1.9	–(13.2 ± 0.4)
ЧО3	91 ± 2	137 ± 3	1.5	–(11.7 ± 0.5)
ЛЧ	122 ± 2	188 ± 4	1.5	–(12.3 ± 0.8)
ЧВ1*	459 ± 9	472 ± 9	1.0	–(11.9 ± 0.2)
ЧВ2	91 ± 2	172 ± 3	1.9	–(12.7 ± 0.3)
К1*	712 ± 14	683 ± 14	1.0	–(11.7 ± 1.2)
К2	342 ± 7	391 ± 8	1.1	–(12.4 ± 1.2)
СОЛ	68 ± 1	93 ± 2	1.4	–(34.5 ± 0.9)
НСР	9	9	–	2.3

* Почвы сельскохозяйственного использования.

НА в водном экстракте над расчетными величинами при длинах волн более 400 нм, что также указывает на образование коллоидных частиц. В случае солонца высокие значения поглощения в этом диапазоне можно объяснить, по-видимому, значительным содержанием коллоидов небольшого размера (меньше 0.45 мкм) в исходном водном экстракте. Их взаимодействие с НА привело к образованию коллоидов большего размера и, как следствие, к более выраженной способности поглощать свет.

Таким образом, данные, полученные методами динамического светорассеяния и спектрофотометрии, свидетельствуют об активном взаимодействии НА с водорастворимыми компонентами, приводящем к модификации поверхности НА. Очевидно, что в этих условиях следует ожидать изменения электрокинетического потенциала образующихся наночастиц. Действительно, измерения ζ-потенциала показали, что внесение НА в водные экстракты приводило к значимому изменению этого показателя. В большинстве случаев было зафиксировано уменьшение ζ-потенциала от –11.2 до –19.5 мВ, что указывает на уменьшение коллоидной стабильности НА и их вероятную коагуляцию в почвенных условиях. Исключением был солонец, в присутствии водорастворимых веществ которого ζ-потенциал вырос до –34.5 мВ, то есть наночастицы перешли в разряд устойчивых. Ранее для наночастиц Fe^0 со сходным электрокинетическим потенциалом (–39 мВ) была продемонстрирована их мобильность в условиях водоносных горизонтов с низкой минерализованностью (<40 мМ Na^+ и <0.5 мМ Ca^{2+}) [22]. Поэтому в солонце можно предположить возможность увеличения миграционной способности НА, модифицированных водорастворимыми компонентами этой почвы. Таким образом, в целом в почвах следует ожидать коагуляцию и уменьшение подвижности НА вследствие их взаимодействия с компонентами водных экстрактов почв, хотя в некоторых случаях мобильность НА может возрастать. Зависимость гидродинамического диаметра и ζ-потенциала НА от удельной электропроводности водных экстрактов, отражающей общее содержание водорастворимых компонентов, приведена на рис. 3. Полученные результаты демонстрируют общую тенденцию увеличения СВГД и падения ζ-потенциала НА при возрастании удельной электропроводности водных экстрактов почв с некоторыми исключениями. Например, для НА в водном экстракте солонца при удельной электропроводности 107 мкСм/см был отмечен нехарактерный для других случаев высокий ζ-потенциал наночастиц –34.5 мВ (нижняя точка на рис. 3); в водном экстракте одного из исследованных выщелоченных черноземов (ЧВ2) при максимальной удельной электропроводности 637 мкСм/см – относительно низкое значение

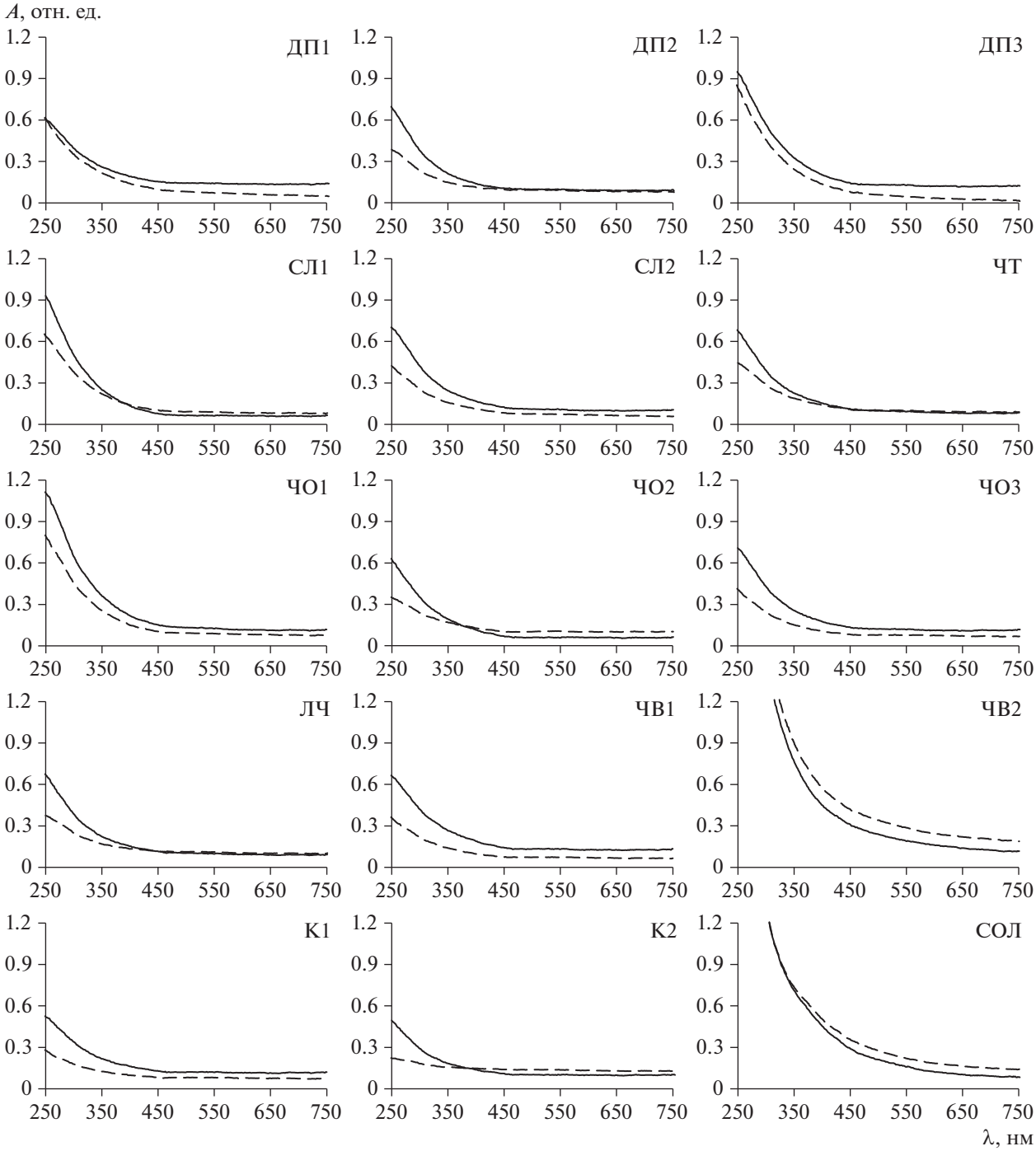

Рис. 2. Электронные спектры поглощения НА в присутствии водорастворимых веществ почв (пунктирная линия) и расчетные спектры, полученные путем суперпозиции индивидуальных спектров НА и водорастворимых веществ почв (сплошная линия).

СВГД 172 нм (правая точка на рис. 3). Это свидетельствует, что поведение НА в почвах будет зависеть не только от общей минерализованности почвенного раствора, но и от его других характеристических особенностей.

Проведенный корреляционный анализ показал наличие прямой взаимосвязи между СВГД и pH ($r = 0.63$, рис. 4). Принимая во внимание обсужденную ранее концептуальную модель поведения РОВ, подразумевающую конденсированное состояние компонентов РОВ при низких значениях pH и развернутое при высоких [21], можно предположить возрастание сорбции РОВ на НА при увеличении pH. Это предположение хорошо

Рис. 3. Зависимость СЧГД (размеры точек) и ζ-потенциала НА от удельной проводимости почвенных водных экстрактов.

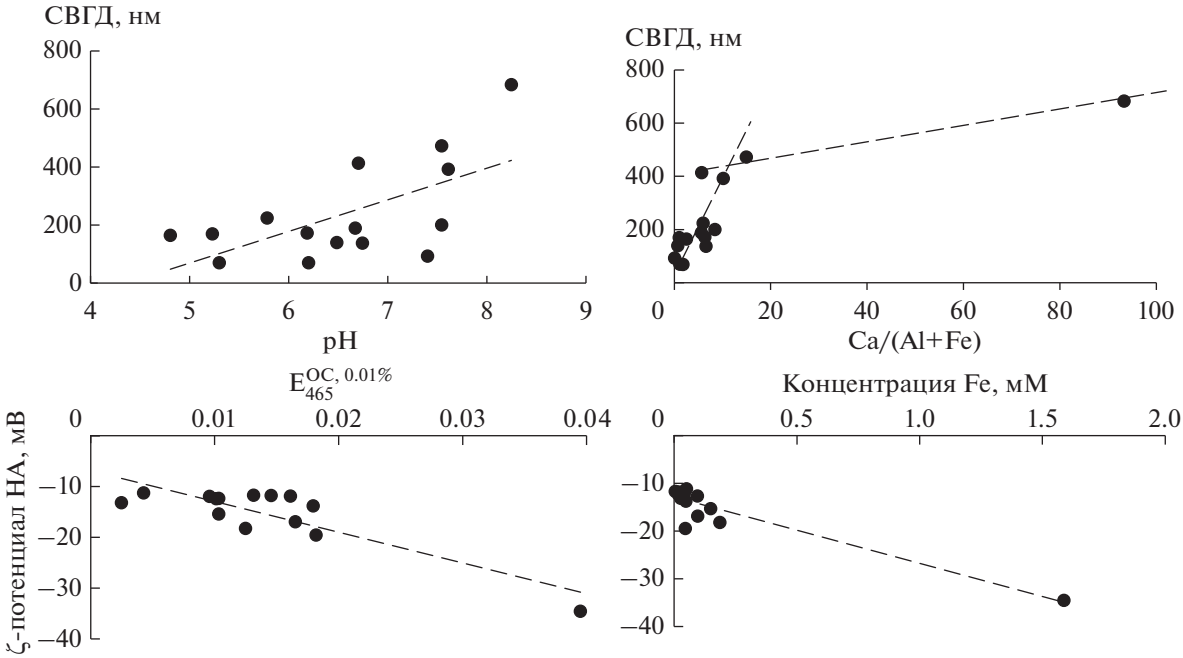

Рис. 4. Зависимость гидродинамического диаметра и ζ-потенциала НА от свойств почвенных водных экстрактов.

объясняет аномальное поведение ЧВ2: при pH его водного экстракта 6.2 (табл. 2) СВГД НА составил 172 нм и был близок к почвам с близкими значениями pH: ЧТ (pH 6.2, СВГД 69 нм) и СЛ2 (pH 6.5, СВГД 139 нм).

Среди исследованных минеральных компонентов корреляционный анализ не показал ни одной статистической значимой взаимосвязи их концентрации с размерами НА. Однако прямая корреляция была установлена между СВГД и отношением концентрации кальция к сумме концентраций железа и алюминия Ca/(Fe + Al) ($r = 0.79$). Рассмотрение корреляционного поля (рис. 4) показало, что линейный рост СВГД при увеличении Ca/(Fe + Al) в водной вытяжке становится менее выраженным при значениях этого отношения более 15. Если коэффициент линейного уравнения, описывающего зависимость СВГД от Ca/(Fe + Al) в диапазоне 0–15, равен 24, то для всего диапазона отношений Ca/(Fe + Al) он уменьшается до 5. При этом значимая корреляционная связь ($r = 0.80$) между СВГД и Ca/(Fe + Al) сохраняется и при исключении из выборки точки, соответствующей максимальному отношению Ca/(Fe + Al) (крайняя правая точка на графике, почва К1). Установленная зависимость, по-видимому, отражает процессы перехода алюминия и железа из истинно растворенного в коллоидное состояние с

последующей сорбцией на НА при росте концентрации кальция в растворе. Однако доказательство высказанного предположения требует проведения дополнительных исследований.

Для электрокинетического потенциала было показано наличие обратной линейной взаимосвязи с коэффициентом экстинкции $E_{465}^{OC,0.01\%}$ ($r = -0.86$) и содержанием железа в водных экстрактах ($r = -0.93$) (рис. 4). Так как с ростом молекулярной массы коэффициенты экстинкции РОВ уменьшаются, то полученные результаты указывают на то, что повышение стабильности НА в водных экстрактах почв возможно только в присутствии низкомолекулярных органических веществ. Взаимодействие НА с высокомолекулярными компонентами РОВ, напротив, будет приводить к снижению их ζ-потенциала до величин, характерных для нестабильных наночастиц. Рассмотрение корреляционного поля "ζ-потенциал НА – содержание Fe" показало неравномерное распределение точек на графике: солонец, в водном экстракте которого отмечали максимальное содержание железа и самое высокое значение ζ-потенциала, располагался отдельно от остальных почв. Поэтому дополнительно был рассчитан коэффициент корреляции для этих параметров для выборки, не содержащей солонец. Расчеты показали, что обратная линейная связь между этими показателями сохраняется ($r = -0.62$), что указывает на возможные рост стабильности НА при высоких концентрациях железа в почвенном растворе.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Исследованные НА детонационного синтеза активно взаимодействуют с водорастворимыми компонентами почв, что приводит к увеличению гидродинамического диаметра и изменению ζ-потенциала наночастиц. Наибольшее увеличение размеров НА и, как следствие, низкую стабильность наночастиц, можно ожидать в почвенных растворах с высокими pH и отношением Ca/(Fe + Al). Наличие обратных корреляционных связей ζ-потенциала НА с коэффициентом экстинкции $E_{465}^{OC,0.01\%}$ почвенного РОВ и содержанием железа в водных экстрактах позволило высказать предположение о возможности повышения стабильности НА в почвенных растворах в присутствии низкомолекулярных компонентов РОВ и при высоких концентрациях железа. В целом полученные результаты позволяют сделать вывод, что в почвах следует ожидать коагуляцию и уменьшение подвижности НА вследствие их взаимодействия с водорастворимыми компонентами почв; исключение могут составлять солонцы, где можно предположить возможность увеличения миграционной способности НА, модифицированных водорастворимыми компонентами этой почвы.

БЛАГОДАРНОСТЬ

Автор благодарит к. х. н. М.Г. Чернышеву за помощь при проведении анализа на Zetasizer Nano ZS и к. х. н. А.Б. Воликова за определение содержания органического и неорганического углерода.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена в рамках госзадания (номер ЦИТИС 116020110002-8). Отбор образцов почв был проведен Н.А. Сафроновой в рамках гранта РНФ (номер проекта 16-14-00167).

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Автор заявляет об отсутствии конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Долматов В.Ю.* Ультрадисперсные алмазы детонационного синтеза. Получение, свойства, применение. СПб.: Изд-во СПбГПУ, 2003. 344 с.
2. *Колесников С.И., Тимошенко А.Н., Казеев К.Ш., Акименко Ю.В., Мясникова М.А.* Оценка экотоксичности наночастиц меди, никеля и цинка по биологическим показателям чернозема // Почвоведение. 2019. № 8. С. 986–992.
3. Перед прыжком // В мире нано. 2010. № 5. С. 25–28.
4. *Терехова В.А., Гладкова М.М.* Инженерные наноматериалы в почве: проблемы оценки их воздействия на живые организмы // Почвоведение. 2014. № 1. С. 82.
5. *Филиппова О.И., Холодов В.А., Сафронова Н.А., Юдина А.В., Куликова Н.А.* Микроагрегатный, гранулометрический и агрегатный состав гумусовых горизонтов зонального ряда почв европейской России // Почвоведение. 2019. № 3. С. 335–347. https://doi.org/10.1134/S0032180X19030031
6. *Basiuk V.A., Terrazas T., Luna-Martínez N., Basiuk E.V.* Phytotoxicity of carbon nanotubes and nanodiamond in long-term assays with Cactaceae plant seedlings // Fullerenes, Nanotubes and Carbon Nanostructures. 2019. V. 27(2). P. 141–149. https://doi.org/10.1080/1536383X.2018.1531393
7. *Bo Zh., Avzar S.Y., Corliss M.K., Chung M., Cho N.-J.* Influence of natural organic matter (NOM) coatings on nanoparticle adsorption onto supported lipid bilayers // J. Hazard. Mater. 2017. V. 339. P. 264–273. https://doi.org/10.1016/j.jhazmat.2017.06.031
8. *Borodina T., Trushina D., Artemov V., Bukreeva T., Shchukin D.* Modification of the polyelectrolyte capsule shell by nanodiamonds for remote microwave opening // Mater. Lett. 2019. V. 251. P. 81–84. https://doi.org/10.1016/j.matlet.2019.05.037
9. *Cai Y., Chang S.X., Ma B., Bork E.W.* Watering increased DOC concentration but decreased N_2O emission from a mixed grassland soil under different defoliation regimes // Biol. Fert. Soils. 2016. V. 52. P. 987–996. https://doi.org/10.1007/s00374-016-1135-3
10. *Degenkolb L., Kaupenjohann M., Klitzke S.* The variable fate of Ag and TiO_2 nanoparticles in natural soil solu-

tions – sorption of organic matter and nanoparticle stability // Water, Air Soil Pollut. 2019. V. 230. P. 62. https://doi.org/10.1007/s11270-019-4123-z

11. *Gao S.-J., Zhao C., Shi Z.-H., Zhong J., Liu J.-G., Li J.-Q.* Spectroscopic characteristics of dissolved organic matter in afforestation forest soil of Miyun district, Beijing // J. Analyt. Meth. Chem. 2016. ArticleID 1480857. https://doi.org/10.1155/2016/1480857
12. *Gao Y., Yang T.T., Jin J.* Nanoparticle pollution and associated increasing potential risks on environment and human health: a case study of China // Environ. Sci. Pollut. Res. 2015. V. 22(23). P. 19297–19306. https://doi.org/10.1007/s11356-015-5497-0
13. *Hansen A.M., Kraus T.E.C., Pellerin B.A., Fleck J.A., Downing B.D., Bergamaschi B.A.* Optical properties of dissolved organic matter (DOM): Effects of biological and photolytic degradation // Limnol. Oceanogr. 2016. V. 61(3). P. 1015–1032. https://doi.org/10.1002/lno.10270
14. *Ivanov M., Shenderova O.* Nanodiamond-based nanolubricants for motor oils // Curr. Opin. Solid State Mater. Sci. 2017. V. 21. P. 17–24. https://doi.org/10.1016/j.cossms.2016.07.003
15. *Jira J., Rezek B., Kriha V., Artemenko A., Matolínová I., Skakalova V., Stenclova P., Kromka A.* Inhibition of E. coli growth by nanodiamond and graphene oxide enhanced by Luria-Bertani medium // Nanomater. 2018. V. 8(140). https://doi.org/10.3390/nano8030140
16. *Johnson J., Pannatier E.G., Carnicelli S., Cecchini G., Clarke N., Cools N., Hansen K., Meesenburg H., Nieminen T.M., Pihl-Karlsson G., Titeux H., Vanguelova E., Verstraeten A., Vesterdal1 L., Waldner P., Jonard M.* The response of soil solution chemistry in European forests to decreasing acid deposition // Global Change Biol. 2018. V. 24. P. 3603–3619. https://doi.org/10.1111/gcb.14156
17. *Lee S., Kim K., Shon H.K., Kim S.D., Cho J.* Biotoxicity of nanoparticles: effect of natural organic matter // J. Nanoparticle Res. 2011. V. 13(7). P. 3051–3061. https://doi.org/10.1007/s11051-010-0204-z
18. *Mochalin V.N., Shenderova O., Ho D., Gogotsi Y.* The properties and applications of nanodiamonds // Nature Nanotechnol. 2012. V. 7. P. 11–23. https://doi.org/10.1038/nnano.2011.209
19. *Nunn N., D'Amora M., Prabhakar N., Panich A.M., Froumin N., Torelli M.D., Vlasov I., Reineck P., Gibson B., Rosenholm J.M., Giordani S., Shenderova O.* Fluorescent single-digit detonation nanodiamond for biomedical applications // Meth. Applic. Fluoresc. 2018. V. 6(3). 035010. https://doi.org/10.1088/2050-6120/aac0c8
20. *Nunn N., Torelli M., McGuire G., Shenderova O.* Nanodiamond: a high impact nanomaterial // Curr. Opin. Solid State Mater. Sci. 2017. V. 21. P. 1–9. https://doi.org/10.1016/j.cossms.2016.06.008
21. *Pace M.L., Reche I., Cole J.J., Antonio Fernandez-Barbero A., Mazuecos I.P., Prairie Y.T.* pH change induces shifts in the size and light absorption of dissolved organic matter // Biogeochem. 2012. V. 108. P. 109–118. https://doi.org/10.1007/s10533-011-9576-0
22. *Saleh N., Kim H.-J., Phenrat T., Matyjaszewski K., Tilton R.D., Lowry G.V.* Ionic strength and composition affect the mobility of surface-modified Fe^0 nanoparticles in water-saturated sand columns // Environ. Sci. Technol. 2008. V. 42(9). P. 3349–3355. https://doi.org/10.1021/es071936b
23. *Sanderson T.M., Barton Ch., Cotton C., Karathanasis T.* Long-term evaluation of acidic atmospheric deposition on soils and soil solution chemistry in the Daniel Boone National Forest, USA // Water, Air Soil Pollut. 2017. V. 228. Article 403. https://doi.org/10.1007/s11270-017-3583-2
24. *Schaumann G.E., Philippe A., Bundschuh M., Metreveli G., Klitzke S., Rakcheev D., Grün A., Kumahor S.K., Kühn M., Baumann T., Lang F., Manz W., Schulz R., Vogel H.-J.* Understanding the fate and biological effects of Ag- and TiO_2-nanoparticles in the environment: the quest for advanced analytics and interdisciplinary concepts. Sci. Total Environ. 2015. V. 535 P. 3–19. https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2014.10.035
25. *Schön W., Mittermayr F., Leis A., Mischak I., Dietzel M.* Temporal and spatial variability of chemical and isotopic composition of soil solutions from cambisols – field study and experiments // Sci. Total Environ. 2016. V. 572. P. 1066–1079. https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2016.08.015
26. *Thio B.J.R., Zhou D., Keller A.A.* Influence of natural organic matter on the aggregation and deposition of titanium dioxide nanoparticles // J. Hazard. Mater. 2011. V. 189. P. 556–563. https://doi.org/10.1016/j.jhazmat.2011.02.072
27. *Tinwala H., Wairkar S.* Production, surface modification and biomedical applications of nanodiamonds: A sparkling tool for theranostics // Mater. Sci. Engineer.: C. 2019. V. 97. P. 913–931. https://doi.org/10.1016/j.msec.2018.12.073
28. *Visconti F., de Paz J.M., Rubio J.L.* Principal component analysis of chemical properties of soil saturation extracts from an irrigated Mediterranean area: implications for calcite equilibrium in soil solutions // Geoderma. 2009. V. 151(3–4). P. 407–416.
29. *Visconti F., de Paz J.M., Rubio J.L.* What information does the electrical conductivity of soil water extracts of 1 to 5 ratio (w/v) provide for soil salinity assessment of agricultural irrigated lands? // Geoderma. 2010. V. 154. P. 387–397. https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2009.11.012
30. *Zehlike L., Peters A., Ellerbrock R.H., Degenkolb L., Klitzke S.* Aggregation of TiO_2 and Ag nanoparticles in soil solution – effects of primary nanoparticle size and dissolved organic matter characteristics // Sci. Total Environ. 2019. V. 688. P. 288–298. https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2019.06.020
31. *Zhang Y.X., Zhang W.J., Fedutik Y., Mao Z.W., Gao C.Y.* Nanodiamonds of different surface chemistry influence the toxicity and differentiation of rat bone mesenchymal stem cells in vitro // J. Nanosci. Nanotechnol. 2019. V. 19(9). P. 5426–5434. https://doi.org/10.1166/jnn.2019.16545
32. *Zhu Y., Zhang Yu., Shi G., Yang J., Zhang J., Li W., Li A., Tai R., Fang H., Fan Ch., Huang Q.* Nanodiamonds act as Trojan horse for intracellular delivery of metal ions to trigger cytotoxicity // Particle and Fibre Toxicology. 2015. V. 12:2. https://doi.org/10.1186/s12989-014-0075-z

Effects of Water-Soluble Soil Components on the Size and Electrokinetic Potential of Nanodiamonds

N. A. Kulikova[1, 2, *]

[1]*Lomonosov Moscow State University, Leninskie gory, 1, Moscow, 119991 Russia*

[2]*Federal Research Center "Fundamentals of Biotechnology," Bakh Institute of Biochemistry, Russian Academy of Sciences, Leninskii prosp., 33, Moscow, 119071 Russia*

**e-mail: knat@darvodgeo.ru*

The increasing rate of nanoparticles use has led to the need to consider them as toxicants of a new class. Nanodiamonds are in a special place as they are used in consumer goods, such as fuels and lubricants, what increases the risk of soil contamination with these nanoparticles. This study is aimed at assessing the effect of water-soluble soil components on the electrokinetic potential(ζ-potential) and size of detonation-produced nanodiamonds. The objects were water extracts from 15 samples of the zonal soils. When placed into the soil water extracts, nanodiamonds demonstrated the increase of mean-weighted hydrodynamic diameter, namely, from 24 to 69–683 nm, and the decreased ζ-potential, which dropped from –22 to –(11.2–19.5) mV; in one case, ζ-potential increased to –34.5 mV. The strongest increase in nanodiamond's size was observed in water extracts with the highest pH and Ca/(Fe + Al) ratio. On the basis of the inverse correlation found, the relationships between the ζ-potential of nanodiamonds and the extinction coefficient $E_{465}^{OC,0.01\%}$ of the soil dissolved organic matter and the iron content in the water extracts, it was suggested that the stability of nanodiamonds in soil solutions may be increased in the presence of low-molecular dissolved organic matter components and at high iron concentration. Generally, the obtained results allow to assume that coagulation and drop of nanodiamond mobility in soils are due to their interaction with water-soluble soil components; Solonetzes may be the exceptional soils, where nanodiamond mobility may increase.

Keywords: detonation nanodiamonds, dissolved organic matter, Retisol, Phaeozem, Chernozem, Solonetz

ПОЧВОВЕДЕНИЕ, 2020, № 7, с. 828–839

ФИЗИКА ПОЧВ

УДК 631.4

ФИЗИЧЕСКИЕ ПОКАЗАТЕЛИ И МЕХАНИЗМ СЛИТИЗАЦИИ (НА ПРИМЕРЕ ПРЕДКАВКАЗСКОГО СЛИТОГО ЧЕРНОЗЕМА)

© 2020 г. А. В. Смагин[a, b, *]

[a] МГУ им. М.В. Ломоносова, Ленинские горы, 1, Москва, 119991 Россия

[b] Институт лесоведения РАН, ул. Советская, 21, Московская обл., с. Успенское, 143030 Россия

*e-mail: smagin@list.ru

Поступила в редакцию 03.09.2019 г.
После доработки 06.11.2019 г.
Принята к публикации 27.12.2019 г.

Слитизация является широко распространенным процессом, приводящим к неблагоприятным физическим и технологическим свойствам черноземных почв. До сих пор нет единой точки зрения на генезис этого явления, хотя априори ясно, что в его основе лежат физико-химические механизмы взаимодействия тонкодисперсных частиц и почвенной влаги в циклах набухания и усадки. В работе на количественном уровне рассматриваются закономерности динамики основных категорий пористости в зависимости от содержания влаги в различных генетических горизонтах слитого предкавказского чернозема выщелоченного (Luvic Chernozem (Epiloamic, Katoclayic, Aric, Novic, Bathyvertic)) в сравнении с черноземом, лишенным признаков актуальной слитости. В качестве показателей используются структурные диаграммы пористости как функции удельных объемов различных категорий пор в зависимости от удельного объема влаги в почве. В основе их построения лежит экспериментальный материал по текстурной пористости агрегатов, полученный методом насыщения индивидуальных агрегатов неполярной жидкостью (толуолом) с увлажнением горячим паром, а также фундаментальная ионно-электростатическая модель расклинивающего давления. Слитизация характеризуется значительным сокращением текстурной пористости и преобладанием удельных объемов внешнего порового пространства (трещин, межагрегатных пустот) в общей структуре пористой дисперсной системы. Наиболее вероятной причиной слитизации является резкое (двукратное) сокращение эффективной ширины двойного электрического слоя дисперсной системы с усилением взаимодействия частиц через устойчивые слои жидкой фазы (эффект компакции). В свою очередь это вызывает неблагоприятные технологические свойства слитых черноземов, глыбистую фрагментацию при иссушении с образованием крупных трещин, затрудняющую механическую обработку таких почв и земледелие в целом.

Ключевые слова: слитизация черноземов, набухание и усадка, тонкодисперсные почвы, структура и динамика порового пространства, текстурная пористость, влажность, расклинивающее давление

DOI: 10.31857/S0032180X20070151

ВВЕДЕНИЕ

Слитые и слитизированные почвы имеют широкое распространение, причем оценка их доли в составе мировых почвенных ресурсов неуклонно нарастает. Если во второй половине прошлого века по оценке ФАО слитые почвы занимали порядка 2.5 млн км^2, то по современным данным площадь слитоземов достигает 3.4 млн км^2 [20, 21, 34]. С одной стороны такие различия в оценках можно связать с развитием мирового почвенного картографирования, эволюцией представлений о слитых почвах и критериях их диагностики, однако, по-видимому, нельзя исключать и реальную экспансию этих почв в связи с глобальными климатическими изменениями и антропогенным воздействием. Так все больше генетико-географических исследований выявляют слитогенез вне тропиков и субтропиков в регионах умеренного климата, вплоть до резко-континентальных условий [12, 16, 24, 27, 28]. При этом в основу выделения слитых почв, помимо обязательного требования к тяжелому гранулометрическому составу, контрастному водному и температурному режимам, положены преимущественно описательные морфологические критерии на уровне почвенного профиля (вертиковый горизонт со сликенсайдами и клиновидной структурой) и/или ландшафта (образование микроландшафта гильгай, череды более масштабных чашеподобных и диапироподобных морфоструктур) [23, 25, 28]. Под слитогенезом в таких исследованиях по существу понимается возникновение и чередование сдвиговых деформаций фрагментированной под дей-

ствием внутренних напряжений почвенной массы, то есть некий абстрактный механизм обязательной педотурбации (гаплоидизации) [23, 26]. Хотя в университетской монографии [13] гипотеза об обязательных интенсивных педотурбациях как главном факторе слитогенеза ставится под сомнение. Но, главное, при всей позитивности для почвенного картографирования, такой описательный, морфологический подход явно недостаточен для понимания реальных физических процессов и механизмов, лежащих в основе слитогенеза и более масштабного понятия слитизации, связанного с физической деградацией почв. Несмотря на интересные физически-обоснованные гипотезы о роли термодинамики (и, добавим, устойчивости) тонких пленок влаги на уровне почвенных частиц и агрегатов [23] и синергетических процессов на уровне ландшафта [11, 28], реальные процессные модели слитогенеза и слитизации в отечественном почвоведении крайне редки [2, 3]. Это в свою очередь сдерживает развитие технологических направлений по нормированию допустимых нагрузок на слитые почвы и по их мелиорации (почвенно-ландшафтному конструированию). Хотя зарубежные примеры моделирования и освоения природных 3D почвенных конструкций наводят на нестандартные технологические решения проблемы слитизации, например, искусственное пескование трещин вертисолей в сухое время года для получения стабильных 3D структур с локальным укоренением растительности в глинистых блоках [18, 19, 22]. Резюмируя вводную часть работы, подчеркнем, что инвентаризационные генетико-географические исследования слитых почв, базирующиеся преимущественно на качественных концептуальных представлениях о слитогенезе и слитизации, существенно опередили развитие количественных физически-обоснованных моделей и механизмов этих явлений, равно как и их количественных критериев. В этой связи целью данной публикации явилось физическое исследование процесса слитизации, под которым подразумевается природная или антропогенная дезагрегация дисперсных частиц набухающих тяжелых почв с формированием устойчивого раздельно-частичного вязко-пластичного влажного состояния и фрагментацией почвенной массы на плотные глыбистые структуры и трещины в сухом состоянии в условиях периодического чередования иссушения и увлажнения. Результатом слитизации является в первую очередь неблагоприятное физическое состояние тонкодисперсных почв, для количественной оценки которого предложен ряд критериев и методических разработок на примере слитого предкавказского чернозема. Работа развивает структурно-функциональный подход [2, 3, 31] к исследованию физических свойств и процессов в почвах с переменным поровым пространством в виде процессной модели слитизации на основе физического механизма устойчивости водных пленок и ионно-электростатического расклинивающего давления по Дерягину применительно к связнодисперсным почвенным физическим системам.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Объектом экспериментальных исследований явились образцы слитого глинистого предкавказского чернозема (Luvic Chernozem (Epiloamic, Katoclayic, Aric, Novic, Bathyvertic)) из почвенного разреза на территории лесхоза “Белореченский” в окрестностях г. Белореченск Краснодарского края. Разрез был заложен на плантации грецких орехов, созданной в 90-х годах прошлого века на равнинном участке поперек насыпного вала. Почвенный профиль представлен системой генетических горизонтов: $A_{нас}$ (0–35 см) – A1 (35–58 см) – AB (58–90 см) – B1 (90–123 см) – B2 (123–193 см) – BC (193–230 см) – C > 230 см с диагностическими признаками слитогенеза (высокой плотностью, трещиноватостью, слитостью сложения, наличием призмовидно-глыбистой структуры, сликенсайдов, отсутствием пенетрации корнями), начиная с переходного горизонта AB с максимальным проявлением в горизонте B1 и нижележащей почвенной толще. Профиль характеризовался высокой дисперсностью, варьирующей от тяжелого суглинка ($A_{нас}$, A1) до глины (остальная толща). Подробная характеристика данного типа почв приведена в работе [7].

В лабораторных условиях в отобранных образцах были определены[1] гранулометрический состав пирофосфатным методом [15], плотность твердой фазы (ρ_s) пикнометрическим методом [4], изотер-

[1] В работе приняты следующие основные обозначения: m – масса [кг], подстрочные индексы: $_0$ – исходное (воздушно-сухое) состояние, $_{sat}$ – насыщенная неполярной жидкостью, $_w$ – увлажненная; ρ – плотность [кг/м^3], подстрочные индексы: $_b$ – сложения почвы, $_s$ – твердой фазы, $_a$ – агрегатов, $_{tol}$ – толуола, $_l$ – воды; W – весовая влажность [%] или эквивалентный удельный объем влаги [10^{-5} м^3/кг], подстрочные индексы: $_h$ – гигроскопическая, $_a$ – адсорбированная прочносвязанная, $_m$ – в состоянии текучести; D – текстурная пористость или эквивалентный удельный объем текстурного порового пространства [10^{-5} м^3/кг], подстрочные индексы: $_{lim}$ – предельный, $_g$ – занятый газом (воздухом), $_m$ – в состоянии текучести; V – удельные объемы порового пространства [10^{-5} м^3/кг], подстрочные индексы: $_t$ – общий, $_g$ – занятый газом (воздухом), $_c$ – трещин, межагрегатных пустот, каналов, макропор или “скважность”; S – удельная поверхность [м^2/г], подстрочные индексы: $_{БЭТ}$ – оценка по изотермам десорбции паров воды методом БЭТ; λ – эффективная толщина двойного электрического слоя [м]; P_{os} – “осмотическое” давление [Па]; E_s – поверхностная энергия взаимодействия твердой и жидкой фаз [Дж/кг] по [2]; P – расклинивающее давление [Па]; b, [кг/кг], a, [Дж/кг] – параметры фундаментальной ионно-электростатической модели расклинивающего давления по [30, 31]; A – физически-обоснованный параметр экспоненциальной модели динамики текстурной пористости от влажности (10) [10^{-5} м^3/кг].

мы десорбции паров воды гигроскопическим методом [15] с автоматизированным контролем температуры и влажности воздуха датчиками DS1923 [14], валовый состав минеральной части сплавлением с фтористоводородной кислотой, гумус (по Тюрину) и CO_2 карбонатов (ацидометрически) согласно классическому руководству [1]. По изотермам десорбции паров воды рассчитывалась эффективная удельная поверхность ($S_{БЭТ}$), согласно модели БЭТ [15], а также количество прочносвязанной влаги (W_a) по ординате точки перегиба изотермы [31].

Для определения базовой характеристики – зависимости текстурной (агрегатной) пористости от влажности был применен усовершенствованный метод насыщения агрегатов неполярной жидкостью. Модификация предложенного в [5] "керосинового" метода заключалась в использовании в качестве неполярной жидкости толуола (плотность ρ_{tol} = 868.5 кг/м^3), в увлажнении агрегатов горячим паром, а не жидкой влагой, и в ином способе определения массы. Согласно [2], агрегаты в интервале от 2 до 5 мм характеризуются инвариантностью текстурной пористости, которая практически не зависит от их размеров. Поэтому для исследования использовались полученные после просеивания агрегаты, фракции 3–5 мм. Воздушно-сухие агрегаты поштучно взвешивались на торсионных весах (m_0), помещались пинцетом в ячейки (лунки) лабораторного штатива и капиллярно пропитывались толуолом. Жидкость аккуратно вносилась пипеткой в лунку с агрегатом. Все операции с толуолом производились в вытяжном шкафу и с использованием респиратора для защиты дыхательных путей от летучих токсичных паров этой жидкости. После капиллярной пропитки (выхода толуола со дна на поверхность агрегата) в лунку добавлялось основное количество этой неполярной жидкости до полного погружения в нее агрегата, и штатив помещался на 15–30 мин в вакуумный эксикатор для удаления возможного защемленного воздуха и полного насыщения агрегатов. После вакуумирования предварительно обкатанные на фильтровальной бумаге до появления матового оттенка агрегаты повторно взвешивались (m_{sat}). Параллельно в отдельной навеске агрегатов определялась гигроскопическая влажность (W_h) в воздушно-сухом состоянии стандартным методом высушивания при 105°C [4]. Предельная текстурная пористость в виде соответствующего удельного объема (D_{lim}) определялась по формуле:

$$D_{lim} = \frac{(m_{sat} - m_0)(1 + W_h)}{\rho_{tol} m_0} + \frac{W_h}{\rho_l}. \quad (1)$$

Разность ($m_{sat} - m_0$) дает массу толуола, заполнившего все поровое пространство агрегата. При делении этой массы на плотность толуола, находим объем неполярной жидкости равный объему пор агрегата. Для получения искомой характеристики удельного объема, нормированного массой твердой фазы почвы, эта величина делится на отношение $m_0/(1 + W_h)$ (массу почвы, высушенной при 105°C). К измеренному объему необходимо добавить удельный объем пор, занятых гигроскопической влагой (W_h/ρ_l), где ρ_l – плотность воды.

Поскольку при набухании (усадке) пористость агрегатов меняется, для изучения зависимости этой характеристики от влажности агрегаты с известной массой в воздушно-сухом состоянии (m_0) увлажнялись горячим паром для формирования того или иного содержания влаги. Капиллярное насыщение жидкой водой (полярной жидкостью) лиофильных агрегатов, использующееся в исходной методике [5], на наш взгляд, не исключает защемления воздуха и возможных изменений объема под действием внутреннего пневматического давления, вплоть до разрывов агрегата, тогда как постепенная конденсация пересыщенного (горячего) пара позволяет избежать этих неблагоприятных эффектов. Технически подобное насыщение осуществляется очень легко и быстро, в отличие от подпитки на керамических пластинах. Для этого агрегаты надо лишь на время поместить в струю горячего пара и подержать некоторое время, в зависимости от которого можно получить различные величины влажности. Сразу же после операции увлажнения, агрегаты поштучно взвешиваются на торсионных весах (m_w), после чего их помещают в лунки штатива для насыщения толуолом (m_{tol}) и определения оставшегося не занятым водой порового пространства по вышеизложенной методике.

Для расчета удельного объема влаги (влажности) агрегата (W) необходимо количество имеющейся в нем воды разделить на массу почвы, высушенной при 105°C ($m_0/(1 + W_h)$) и на плотность воды (ρ_l). Но количество воды это разность массы влажного агрегата и почвы, высушенной при 105°C. Поэтому выражение для расчета приобретает вид:

$$W = \frac{\left[m_w - m_0/(1 + W_h)\right](1 + W_h)}{m_0 \rho_l}. \quad (2)$$

Упрощая (2), после несложных алгебраических преобразований получаем окончательную формулу:

$$W = \frac{m_w}{m_0 \rho_l}(1 + W_h) - \frac{1}{\rho_l}. \quad (3)$$

Расчет удельного порового пространства агрегата, занятого воздухом (D_g), очевидно, по аналогии с (1) производится по формуле:

$$D_g = \frac{(m_{tol} - m_w)(1 + W_h)}{\rho_{tol} m_0}. \quad (4)$$

Таблица 1. Гранулометрический состав слитого чернозема предкавказского, % от массы почвы, высушенной при 105°С

Горизонт	Фракция, мм					
	0.25–1	0.05–0.25	0.01–0.05	0.005–0.01	0.001–0.005	<0.001
$A_{нас}$	0.78	15.63	25.03	4.80	17.68	36.08
A1	0.61	5.23	26.88	5.76	20.04	41.48
AB	0.40	6.04	24.40	5.16	16.88	47.12
B1	0.46	5.02	22.24	3.36	14.56	54.36
B2	1.13	2.99	21.88	4.36	12.44	57.20
BC	1.86	4.26	25.08	4.32	16.36	48.12
C	1.88	4.52	22.84	7.80	14.08	48.88

Таблица 2. Элементный состав слитого чернозема предкавказского, % от массы почвы, высушенной при 105°С

Горизонт	ПП	Si	Fe	Al	Ca	Mg	P	S	K	Na
$A_{нас}$	13.84	31.76	3.28	11.91	0.22	0.80	0.07	0.14	1.68	0.52
A1	13.84	30.20	3.06	13.80	0.34	0.86	0.07	0.06	1.73	0.64
AB	12.98	32.45	3.38	11.15	0.22	0.88	0.06	0.10	1.72	0.45
B1	12.55	28.16	3.43	15.54	0.22	0.73	0.04	0.12	1.64	0.71
B2	12.32	31.97	2.23	11.79	0.34	0.90	0.03	0.05	1.59	0.50
BC	11.37	28.95	3.40	13.84	1.39	1.28	0.05	0.06	1.74	0.62
C	11.65	30.08	3.40	12.13	1.78	1.28	0.04	0.05	1.74	0.62

ПП – потери при прокаливании.

Здесь разница ($m_{tol} - m_w$) дает массу толуола, заполнившего оставшееся поровое пространство агрегата, не занятого водой. Гигроскопическую воду в эту характеристику, естественно, не включаем.

Искомая величина удельного объема всего текстурного порового пространства, как сумма объемов пор, занятых водой и воздухом рассчитывается как:

$$D = \frac{m_{tol}}{\rho_{tol} m_0} - \frac{m_w}{m_0}\left(\frac{1}{\rho_{tol}} - \frac{1}{\rho_l}\right)(1 + W_h) - \frac{1}{\rho_l}. \quad (5)$$

При подстановке измеряемых параметров масс в формулу (5) в граммах, а плотностей толуола и воды в кг/м^3, получаем размерность удельных объемов в системе СИ: $[D] = 10^{-5}$ м^3/кг.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Общая характеристика слитого выщелоченного чернозема. Обратимся к анализу полученных результатов. В табл. 1 и 2 приводятся данные гранулометрии и элементный (валовой) состав исследуемого слитого чернозема. Тяжелый гранулометрический состав по всему профилю, выявленный при морфологическом описании разреза, полностью подтвердился аналитически. Содержание физической глины (частиц менее 0.01 мм) варьировало от 59% в верхнем насыпном горизонте, до 67–74% в основной двухметровой толще разреза, что по классификации Качинского [4] соответствовало тяжелому суглинку для слоя $A_{нас}$ и легкой глине для всех остальных горизонтов. Также обращает внимание доминирование по всему профилю илистой фракции среди других компонентов механического состава. Наименьшее количество ила наблюдалось в насыпном слое (36%), а далее его содержание было стабильно высоким и составляло порядка 50% от всех элементарных частиц почвы. Тяжелый гранулометрический состав, как уже отмечалось во Введении, является обязательным условием слитогенеза. В целом исследуемая почвенная толща, за исключением верхнего насыпного горизонта, весьма однородна по дисперсности (физическая глина от 67 до 74%), что свидетельствует о ее генетической целостности (одночленности материнской породы).

Изученные макроэлементы по данным валового анализа можно распределить по четырем группам по массовой доле: 1 – кремний и алюминий, в количестве более 10%, 2 – железо, калий и магний в количестве 1–3%, 3 – натрий кальций и сера – 0.1–1% и 4 – фосфор в количестве менее 0.1%. Расчет коэффициентов дифференциации почвенного профиля (отношение содержания элемента в почвенном горизонте к содержанию в почвообразующей породе) показал, что почвенный профиль практически отмыт от кальция и магния. Вместе с тем во всей почвенной толще вплоть до переходного к породе горизонта BC отмечается стабильное превышение магния над кальцием, что также характерно для слитых почв.

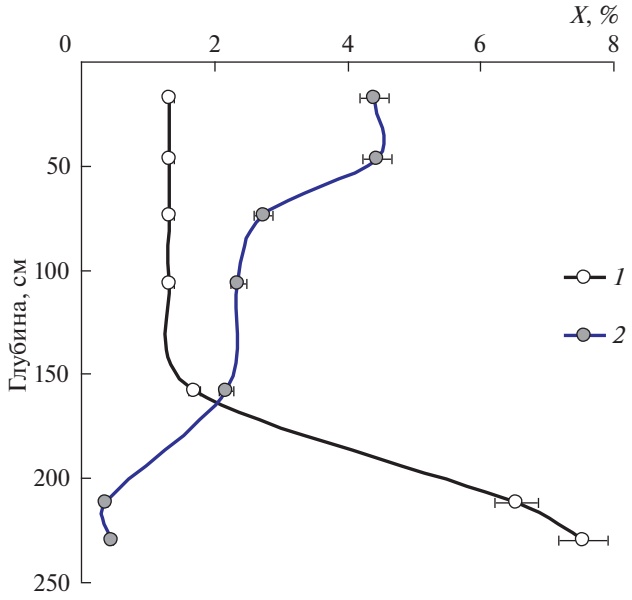

Рис. 1. Профильное распределение карбонатов кальция (*1*) и гумуса (*2*) в черноземе слитом предкавказком. *X*, % – процентное содержание карбонатов кальция и гумуса от массы почвы, высушенной при 105°С.

Биогенные элементы (*S*, *P*) накапливаются в поверхностных горизонтах в пределах первого метра, где их содержание в 1.5–2 (3) раза больше, чем в породе. Содержание остальных элементов относительно стабильное и мало меняется с глубиной.

Слитой предкавказский чернозем характеризуется невысоким содержанием органического вещества (гумуса). Его распределение по профилю носит явно выраженный ступенчатый характер с максимальным содержанием в верхнем слое 0–50 см (4.5%), средней концентрацией (2.2–2.7%) в мощной толще от 50 до 200 см и резким спадом до 0.3–0.4% в материнской породе (рис. 1). Карбонатный профиль, напротив, характеризуется стабильно низким содержанием $CaCO_3$ 1.3–1.7% в основной почвенной толще и резким повышением до 6.5–7.5% в переходном горизонте BC и материнской породе.

Физический механизм и количественная оценка слитизации. Физический механизм формирования слитости в почвах с переменным поровым пространством связан, по-видимому, со спецификой их коллоидно-дисперсного комплекса, сохраняющего устойчивость в широком диапазоне влажности в раздельно-частичном (не агрегированном) состоянии. Этим объясняется повышенная способность слитых почв к набуханию (усадке) в процессах их увлажнения или иссушения. В предшествующих работах [2, 3] был предложен термодинамический подход к количественному описанию динамики порового пространства набухающих почв, однако, на наш взгляд, он не может быть использован без существенных корректировок самой концепции набухания в почвах и базовых уравнений для расчета структурных диаграмм пористости (**СДП**). Вслед за Злочевской с соавт. [8, 9], Березин [2, 3] использовал “осмотическую” теорию набухания, связывающую это явление с гидратацией противоионов двойного электрического слоя (**ДЭС**). Не критикуя саму эту теорию, что должно быть предметом отдельной статьи, обратим внимание лишь на уравнения для расчета соответствующего “осмотического” давления (потенциала) у обоих упомянутых авторов:

$$P_{\text{os}} = \frac{E_s}{W}, [8,9]; \; P_{\text{os}} = \frac{E_s}{(W - W_a)}, [2,3], \qquad (6)$$

где P_{os} – “осмотическое” давление, E_s – “потенциальная энергия взаимодействия твердой фазы с жидкой мицеллярной водой” по [2]. Последняя величина рассчитывается по значению активной концентрации (C_s) ионов ДЭС, оцениваемой по экспериментальным данным о поверхностной проводимости почвенной пасты при известной температуре (T), согласно закону Вант-Гоффа: $E_s = C_sRT$, R – универсальная газовая постоянная.

Однако уравнения (6) описывают не расклинивающее давление, которое действительно является одной из главных причин набухания, а скорее осмотический потенциал почвенного раствора, согласно простому закону разбавления (уменьшение влажности увеличивает концентрацию при фиксированном количестве ионов). Сам закон разбавления применительно к почвам во всем диапазоне влажности некорректен, поскольку реальный ход зависимости концентрации растворимых веществ-электролитов от влажности не монотонное увеличение по мере снижения содержания влаги, согласно (6), а кривая с экстремумом [32]. Но главное – другое. “Осмотическое” набухание реализуется в растворах при наличии полупроницаемой мембраны, удерживающей ионы и пропускающей воду. В почве таких мембран нет, поэтому при соединении с чистым растворителем (водой) ионы будут гидратироваться, частично переходить в раствор, но никакого набухания при этом происходить не будет, хотя осмотическая компонента полного термодинамического потенциала влаги может достигать больших значений при практически насыщенной почве (100 Дж/кг и выше или pF ≥ 3). Ошибка видна из анализа диссертационной работы [3], где автор приводит данные по “осмотическому” давлению почвенной влаги, определенному криоскопическим методом, якобы подтверждающие уравнение (6). Но криоскопия дает полный потенциал с действительно высокими значениями pF при почти насыщенной почве, тем выше, чем больше засоление почвенного раствора. А это не причина набухания, ведь засоленные почвы, как известно,

Таблица 3. Аппроксимационные, статистические параметры и некоторые расчетные показатели ионно-электростатической модели (10) для образцов набухающих почв

Образцы*	A, 10^{-5} м^3/кг	b, кг/кг	R^2	s	D_{lim}, 10^{-5} м^3/кг	W_m, 10^{-5} м^3/кг	$S_{БЭТ}$, м^2/г	λ, нм
1	14.7 ± 0.2	2.45 ± 0.05	0.993	0.39	17.3	33.4	153	2.7
2	13.1 ± 0.1	2.79 ± 0.04	0.996	0.34	15.4	32.9	133	2.7
3	12.3 ± 0.1	2.98 ± 0.05	0.996	0.39	14.5	29.8	130	2.6
5	27.9 ± 0.1	1.22 ± 0.01	0.995	0.53	30.4	53.9	160	5.1

* См. нумерацию в подрисуночной подписи к рис. 2.

наоборот, теряют способность к набуханию из-за подавления ДЭС [17].

Одна из наиболее вероятных причин набухания – ионно-электростатическая составляющая расклинивающего давления. Удерживаемые в ДЭС ионы, наряду с гидратацией самой заряженной поверхности, ориентацией полярных молекул воды в электростатическом поле поверхности и ионов ДЭС, силы отталкивания при перекрытии оболочек ДЭС, все вместе будет способствовать вхождению воды в тонкодисперсную систему и расширению ее объема. И связь зарядов с поверхностью твердой фазы, включая ионы ДЭС, как раз служит той самой полупроницаемой "мембраной", которая отсутствует для свободных ионов порового раствора. Но такое давление нельзя оценивать криоскопией, особенно в области насыщенности почвы влагой, где доминирует осмотическое давление от гидратации свободных ионов. А главное, уравнения для ионно-электростатической компоненты расклинивающего давления совершенно иные, отличные от (6). Это экспоненциальная зависимость от влажности, а точнее от расстояния до поверхности тонкодисперсной частицы, впервые обоснованная теоретически акад. Дерягиным, и получившая развитие в физике почв в работах [29–31, 33]. Согласно [30, 31], фундаментальная ионно-электростатическая модель расклинивающего давления (P) применительно к почвам выглядит как:

$$P = a\rho_l \exp\left(-\frac{W}{S\rho_l\lambda}\right) = a\rho_l \exp(-bW), \qquad (7)$$

$$b = \frac{1}{S\rho_l\lambda}, \qquad (8)$$

где b, [кг/кг] – физически-обоснованный параметр, определяемый дисперсностью и свойствами ДЭС, a, [Дж/кг] – физически-обоснованный параметр, характеризующий форму и потенциал (заряд) поверхности, S, [м^2/кг] – эффективная удельная поверхность границы раздела фаз, λ, [м] – эффективная толщина ДЭС.

Запишем условие механической связи давления и объема (PD = const) для идеальной физической системы с переменным объемом (D) в дифференциальном виде, разделив обе части получаемого уравнения на dW:

$$\frac{PdD}{dW} = -\frac{DdP}{dW}, \qquad (9)$$

здесь d – знак дифференцирования. Подставляя в (9) выражение для расклинивающего давления (7), разделяя переменные и интегрируя в пределах W_a–W, D_{lim}–D, получаем следующее физически обоснованное выражение для динамики текстурной пористости в зависимости от влажности:

$$D(W) = A\exp(bW), \qquad (10)$$

где $A = D_{lim}\exp(-bW_a)$ – комплексный параметр, включающий константы интегрирования.

Как показывает рис. 2, функция (10) адекватно аппроксимирует экспериментальные данные $D(W)$ с высокими коэффициентами детерминации (R^2 = 0.994–0.996) на фоне небольших стандартных ошибок (s = 0.3–0.5%) со статистически достоверными параметрами A, b при уровне значимости $p < 0.0001$. Параметры аппроксимации и статистики помещены в табл. 3. Впервые факт соответствия экспериментальных данных по динамике текстурной пористости экспоненциальной эмпирической модели вида (10) был установлен Березиным [2] (экспоненциальная усадка агрегатов), однако нам удалось придать этой зависимости фундаментальный характер, исходя из ионно-электростатической модели расклинивающего давления, как главной физической причины, вызывающей набухание и изменение объема агрегатов.

В целях сравнительной характеристики данных на рис. 2 была нанесена линия текстурной усадки агрегатов неслитой почвы такой же дисперсности (одесского чернозема обыкновенного окультуренного, гор. $A_{пах}$) с параметрами $A = 27.9 \times 10^{-5}$ м^3/кг и $b = 0.012$, по данным из работы [3]. Пунктирная прямая $D = W$ из начала координат, направленная под углом 45°, является асимптотой для кривых текстурной усадки, поскольку набухшая дезагрегированная (раздельно-частичная) тонкодисперсная почва при усадке до определенного предела уменьшает свой объем ровно настолько, насколько теряет влагу (так называемая "линей-

ная” усадка глин и глинистых минералов). Упомянутый предел Березин [2] вслед за рядом грунтоведов ассоциирует с пределом текучести W_m. На наш взгляд, возможно альтернативное объяснение прекращения линейной пропорциональной усадки – вход воздуха (состояние барботирования) в крупные поры почвенной массы, которая из двухфазной системы (тонкодисперсные частицы–вода) превращается в трехфазную (частицы–вода–воздух) с появлением капиллярных сил.

Оставляя за этим состоянием прежнее обозначение (W_m), отметим, что его вовсе не обязательно определять экспериментально, поскольку и сама методика определения предела текучести [4] носит весьма субъективный характер, да и физическая трактовка данного предела, как только что упоминалось, может быть разной. Вместе с тем, очевидно, что имея кривую текстурной усадки, легко аналитически определить данный предел по пересечению с пунктирной линией $D = W$ (рис. 2). Условие пересечения для модели (10) дает трансцендентное уравнение $A\exp(bW_m) = W_m$, решение которого можно получить либо с использованием специальной функции Ламберта, либо численным методом, с применением алгоритма подбора параметра из стандартного сервиса MS Excel. Значения $D_m = W_m$ помещены в табл. 3. Как видно, они были близки к 30×10^{-5} м^3/кг, что в 1.6–1.8 раз ниже по сравнению с таким же показателем для неслитого обыкновенного чернозема.

Из (8) и (10) находим формулы для расчета по полученным параметрам аппроксимации A, b эффективной ширины ДЭС:

$$\lambda = \frac{1}{S\rho_l b}, \tag{11}$$

и предельной величины удельного объема текстурной пористости:

$$D_{lim} = A\exp(bW_a). \tag{12}$$

Анализируя эти показатели (табл. 3), убеждаемся, что при сходной дисперсности (эффективная удельная поверхность $S_{БЭТ}$ = 130–160 м^2/г) ширина ДЭС для слитой почвы оказывается фактически вдвое, а предельная текстурная пористость D_{lim} – в 1.7–2.1 раза ниже по сравнению с аналогичными величинами в обыкновенном черноземе. То есть слитизация характеризуется сокращением нелинейного (экспоненциального) диапазона набухания/усадки почвы (D_m–D_{lim}) и существенным сжатием эффективной ширины ДЭС. В такой системе усиливаются вязкопластичные взаимодействия дисперсных частиц, разделенных слоями пленочной влаги, и фактически исчезает критическое состояние ВРК (разрыва капиллярной связи), поскольку мениски образуют с сольватными слоями устойчивую систему (капиллярные явления 2 рода). Значит, при механической обработке

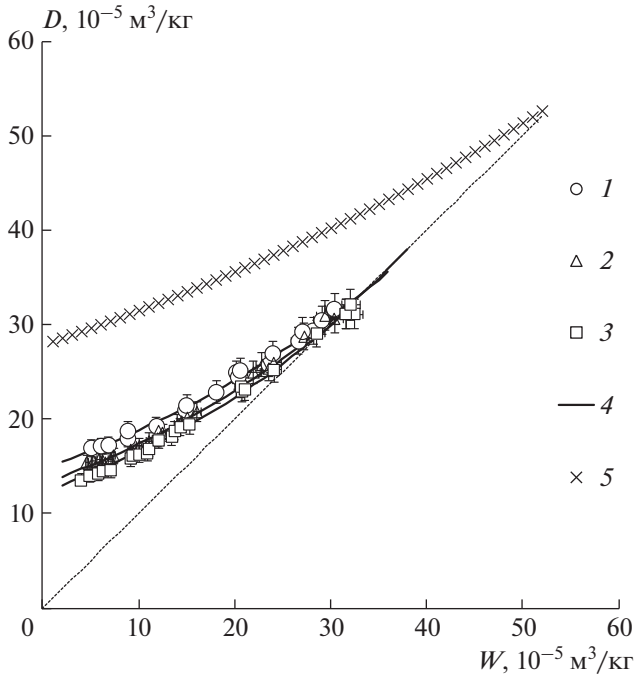

Рис. 2. Зависимость текстурной пористости от влажности. Горизонты слитого предкавказского чернозема: *1* – $А_{нас}$, АВ, *2* – А1, В1, *3* – В2, ВС, С; *4* – расчет по уравнению (10); *5* – аналогичный расчет для неслитого чернозема обыкновенного окультуренного ($А_{пах}$) по данным [3].

вместо крошимости пласта с образованием зернистых агрегатов, вязкопластичная масса будет налипать на орудия обработки, отрываться большими кусками, которые при высыхании до предела D_{lim} будут давать жесткие консолидированные, низкопористые конгломераты (глыбы). В естественных циклах набухания/усадки фрагментация консолидированной межчастичными вязкими взаимодействиями массы будет давать сильные деформации всего скелета с образованием трещин и отдельных глыбистых структур большого объема. В геофизике подобный феномен структурной организации дисперсных систем с переменной влажностью и сильными межчастичными взаимодействиями через тонкие прослои воды получил название компакции (вязкой консолидации) [10].

Для подтверждения этих положений обратимся к структурным диаграммам пористости (**СДП**), которые используются в качестве наглядных индикаторов динамики порового пространства набухающих почв [2, 3]. Поскольку приводимая ранее критика уравнений (6) дает основание отвергнуть вариант термодинамического подхода для расчета СДП в pF-координатах, предложенный в работах [2, 3], мы воспользуемся альтернативным способом. Построение СДП в термодинамических pF-координатах возможно на основе использования не теоретических, а реальных pF-кривых,

определенных экспериментально, например методом равновесного центрифугирования [31]. Но в данном исследовании предлагается еще более простой способ – использовать не pF-координату (давление почвенной влаги), а просто удельный объем влаги (переменную влажность) в качестве абсциссы СДП. Это удобно и с практической точки зрения, когда пользователь может, имея характерные значения влажности для данной почвы, например, наименьшую или полевую влагоемкость (в англоязычной литературе field capacity, *FC*) и нанеся ее на структурную диаграмму, сразу оценить соответствующие категории пористости и степень их заполнения водой или воздухом. В случае же pF-координат пользователю надо проводить дополнительные экспериментальные измерения давления (потенциала) почвенной влаги, что требует специального приборного обеспечения и навыков.

Рассмотрим процесс иссушения однородной тонкодисперсной массы, насыщенной до влажности предельного набухания. Согласно [2], до формирования трещин все поровое пространство является текстурным. К этому можно добавить, что система, по-видимому, здесь двухфазная (почва-вода), и поэтому уменьшение ее объема при усадке равно изменению объема вытекшей (испарившейся) воды ($D_{(W)} = W$ или $dD/dW = 1$). Известный факт, что в ряде случаев на кривых усадки выделяется первоначальная область $dD/dW < 1$ (структурная усадка по [17]), а потом линии нормальной (линейной) усадки не совпадают с прямой $D = W$ и смещаются относительно нее вверх на некоторую величину $\Delta D > 0$, сохраняя параллельность ($dD/dW = 1$), по-видимому, может иметь альтернативное объяснение. В [17] этот факт считается следствием дренирования крупных межагрегатных пор, то есть по сути, входа воздуха в первоначально двухфазную систему почва-вода, но это противоречит приведенному выше мнению [2] о текстурном (внутриагрегатном) характере пористости в области линейной усадки. На наш взгляд, наличие смещения $\Delta D > 0$ можно объяснить как защемленным воздухом, так и присутствием неизменного объема прочносвязанной влаги (W_a), который для текстурной пористости, по сути, является аналогом “твердой фазы”.

Поскольку удельный объем текстурного порового пространства, согласно [3], находится по разности между удельными объемами агрегатов и твердой фазы почв ($D = 1/\rho_a - 1/\rho_s$, где ρ_a, ρ_s – плотности агрегатов и твердой фазы), при наличии “мертвого” удельного объема прочносвязанной влаги не равного нулю, будет происходить положительный сдвиг кривой текстурной пористости (усадки агрегатов) $\Delta D = W_a > 0$ относительно линии $D = W$. Чтобы его не было, следует вычитать величину W_a из D, считая ее дополнительным аналогом удельного объема твердой фазы ($D = 1/\rho_a - 1/\rho_s - W_a$). Косвенно, выдвинутая нами гипотеза подтверждается зависимостью величины смещения ΔD на кривых усадки агрегатов от величин предельного объема текстурного порового пространства и максимальной гигроскопической влажности, с которыми коррелирует W_a, что следует из анализа экспериментальных данных [2, 3]. Поэтому мы все же считаем более правильным мнение [2] о текстурном характере порового пространства до момента образования трещин, или, как нам представляется, до реального входа воздуха в исходно двухфазную систему почва–вода.

Мы не будем дифференцировать нетекстурное (внешнее) поровое пространство на межагрегатную пористость и трещины, как это было сделано в более поздней работе Березина [3], и оставим первоначальный расчет, согласно [2]. При отсутствии специальных экспериментов с усадкой больших фрагментов почвы, очевидно, нет возможности дифференцировать трещины от межагрегатной пористости расчетным путем. Маловероятной с физической точки зрения представляется гипотеза [3] о постоянстве величины межагрегатной пористости на протяжении всего цикла “усадки-набухания” и, соответственно возможность ее расчета по разности общей и текстурной пористости в набухшем состоянии. Поэтому, повторяем, на данном этапе исследований не представляется возможным дифференцировать “внешнее” поровое пространство на межагрегатную пористость и трещины, и в дальнейших расчетах, вслед за исходной работой [2] мы будем оперировать показателем общего объема трещин, межагрегатных пустот, каналов, макропор, условно обозначая его термином Дояренко [6] “скважность” (V_c). Согласно [2]:

$$V_c = V_t - D, \tag{13}$$

где (V_t) – удельный объем общего порового пространства почвы. Примем, что формирование скважности при усадке (уплотнении) исходно однородного текстурного порового пространства происходит фрагментарно и сопровождается входом воздуха в двухфазную систему почва-вода. Тогда, вслед за [2], можно предположить, что из-за просадки фрагментов в поле силы тяжести, трещины и иные элементы V_c реализуются лишь в боковых направлениях, а по вертикали они элиминируются. Это обстоятельство позволяет выразить уменьшение общего порового пространства в зависимости от хода текстурной усадки следующим простым уравнением [2]:

$$V_t = (D + 2D_{lim})/3, \tag{14}$$

где D_{lim} – удельный объем текстурного порового пространства в предельном состоянии, когда усадка прекращается.

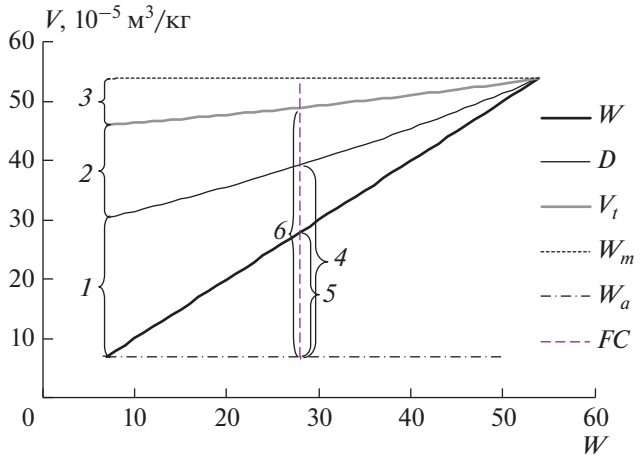

Рис. 3. Структурная диаграмма пористости горизонта $A_{пах}$ чернозема обыкновенного окультуренного. *1* – внутриагрегатные поры, *2* – скважность, *3* – просадка, *4* – общий объем пор агрегатов при *FC*, *5* – объем пор агрегатов, заполненных влагой при *FC*, *6* – общий объем пор в почве при *FC*.

Имея экспериментальную зависимость текстурного порового пространства от влажности (10) и используя соответствующие формулы (13), (14), легко построить структурные диаграммы пористости как функции от влажности. На рис. 3 приведен пример СДП для пахотного горизонта неслитого чернозема обыкновенного, построенной по экспериментальным данным [3]. Базовые параметры структурного состояния отражены в табл. 4. По диаграмме видно, что текстурная (внутриагрегатная) пористость (*1*) для неслитой окультуренной почвы превышает внешнее поровое пространство (скважность *3*) в воздушно сухом состоянии почвы. Здесь и далее на графиках анализируется функциональное поровое пространство за вычетом "мертвого" объема прочносвязанной влаги W_a, показанного на диаграммах нижней пунктирной линией. При увлажнении почвы до величины наименьшей влагоемкости, обозначенной на рисунке вертикальной пунктирной линией (*FC*), это доминирование также сохраняется. Причем около 2/3 удельного объема агрегатных пор (*4*) будет занято водой (*5*). То есть пахотная окультуренная почва будет запасать значительную часть влаги в агрегатах, и вместе с тем будет хорошо аэрирована (30–35% воздуха). Расчет удельного объема внутриагрегатных пор аэрации (V_g) легко осуществить по формуле:

$$V_g = D - W. \quad (15)$$

Общий объем пор при *FC* (*6*), включая связанную влагу, составляет порядка 49×10^{-5} м^3/кг, что соответствует плотности почвы, равной $\rho_b = 1/(V_t + 1/\rho_s) = 1137$ кг/м^3, то есть нормальному не уплотненному состоянию. Общая пористость ОП $= 100V_t\rho_b$ при *FC* будет равной 55.7%, в воздушно-сухом состоянии – 54.0%, а при насыщении влагой (максимальном набухании) – 58.1%, то есть находиться в пределах удовлетворительной для пахотного слоя категории по Качинскому (50–55%) [4]. Это означает, что в такой почве механическая обработка может быть минимизирована, поскольку в процессе естественного цикла набухания–усадки почва приобретает приемлемые агрофизические свойства по уровню аэрации, проницаемости для корней и сохранения влаги.

Иная ситуация в исследуемом слитом предкавказском черноземе (рис. 4, табл. 4). Здесь во всех горизонтах скважность (*2*) в 1.3–1.6 раз превышала максимально возможное текстурное поровое пространство (*3*), в связи с сильной фрагментацией и растрескиванием почвы при высыхании. Значит, вместо агрономически ценной рыхлой агрегатной структуры в слитой черноземной почве будут формироваться прочные, не поддающиеся обработке глыбы с низкой внутренней (текстурной) пористостью и высокой, доминирующей скважностью в виде вертикальных трещин. Такая структура, очевидно, будет в сухом состоянии быстро проводить (сбрасывать) воду по трещинам и внешним каналам (макропорам), а при длительных осадках – сильно разбухать и лишать

Таблица 4. Некоторые характеристики структурного состояния образцов набухающих почв

Горизонт	ρ_s, кг/м^3	W_a	D*	V_g*	V_t*	ρ_b*, кг/м^3	ОП, %*
		10^{-5} м^3/кг					
Чернозем обыкновенный (Одесская область)							
$A_{пах}$	2570	7.02	39.3	11.3	49.0	1137	55.7
Чернозем предкавказский слитой (Белореченск)							
$A_{нас}$	2570	6.65	26.9	2.4	31.2	1426	44.5
A1	2740	5.74	22.6	3.1	29.5	1516	44.7
B1	2850	5.56	21.9	2.4	27.2	1606	43.7
C	2800	6.21	21.9	2.3	27.2	1590	43.2

* При наименьшей (полевой) влагоемкости почв.

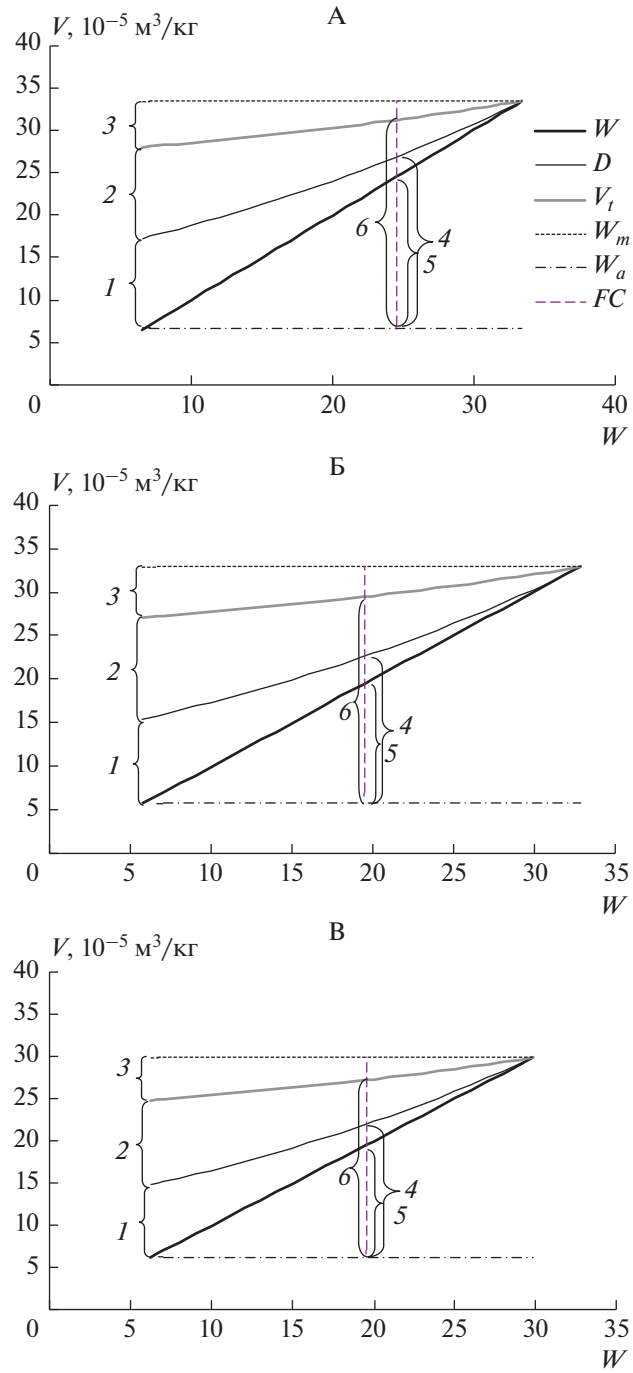

Рис. 4. Структурная диаграмма пористости горизонтов слитого предкавказского чернозема. А – гор. $A_{нас}$, Б – гор. А1, В – гор. С; остальные обозначения – см. рис. 3.

корней аэрации. Так при влажности равной *FC* текстурное (внутриагрегатное) поровое пространство (*4*) будет на 86–91% насыщенно влагой (*5*), а воздуха в нем будет всего 9–14%, что фактически означает условия анаэробиозиса и угнетения роста корневых систем.

Общий объем порового пространства при влажности *FC* для всех генетических горизонтов, не превысил 27–31 × 10^{-5} м^3/кг, что соответствовало величинам плотности почвы ρ_b = 1426–1590 кг/м^3. В полярно противоположных состояниях – воздушно-сухом и максимально набухшем плотность была равной 1498–1653 и 1383–1526 кг/м^3, соответственно. Согласно градациям [17], для глинистых и суглинистых почв диапазон оптимальных значений плотности составляет 1000–1300 кг/м^3, то есть исследуемая почва во всем диапазоне варьирования влажности является переуплотненной. Общая пористость 41–46% соответствовала неудовлетворительной для пахотного слоя категории по шкале Качинского [4]. Неблагоприятное физическое состояние характерно для всего диапазона варьирования влажности слитой почвы, то есть естественные процессы изменения ее пористости в циклах набухания/усадки не оптимизируют такое состояние, поэтому без механической обработки и специальных мероприятий по оструктуриванию пахотного слоя такую почву нельзя вовлекать в сельскохозяйственное использование.

ВЫВОДЫ

1. Набухание/усадка тонкодисперсных слитых почв и динамика их порового пространства контролируется ионно-электростатическим механизмом расклинивающего давления.

2. Феномен слитизации связан с резким (двукратным) сокращением эффективной ширины двойного электрического слоя почвенной физической системы и со стабилизацией дисперсных частиц, разделенных прослоями воды, на относительно небольших (8–9 диаметров молекул воды) расстояниях друг от друга.

3. Причинами слитизации в набухающих агропочвах тяжелого гранулометрического состава очевидно могут быть как механические внешние воздействия (давление тяжелой техникой, частая механическая обработка, перетирающая почвенную массу), так и факторы физико-химической природы, снижающие эффективную ширину межчастичного ионно-электростатического барьера (вторичное засоление при орошении, избыток электролитов в форме минеральных удобрений, выщелачивание и замена поливалентных катионов на одновалентные, например, в процессах осолонцевания и оглеения).

4. Слитизация сопровождается усилением межчастичных взаимодействий и возникновением явления компакции (вязкой консолидации) дисперсной системы в широком диапазоне влажности. В результате собственная фрагментация почвенной массы в циклах усадки/набухания приводит к образованию глыбистой структуры и

трещин, а механическая обработка не дает распада пласта на зернистые агрегаты из-за отсутствия состояния физической спелости (влажности разрыва капиллярной связи).

5. Неблагоприятное структурное состояние слитых почв (компакция) характеризуется низкой текстурной пористостью ($15–30 \times 10^{-5}$ м^3/кг), низкой (9–14%) аэрированностью пор в состоянии наименьшей (полевой) влагоемкости, повышенной плотностью (1400–1600 кг/м^3) в циклах набухания/усадки и доминированием удельных объемов внешнего порового пространства (трещин, межагрегатных пустот) над текстурной (агрегатной) пористостью.

Проведенные исследования подтверждают выдвинутое в работах [23, 31] положение о ведущей роли термодинамики и устойчивости тонких пленок в формировании физического состояния тонкодисперсных почв с переменным поровым пространством. Перспектива подхода заключается в возможности научно-обоснованного управления физическим состоянием слитых и слитизированных почв, а также в объяснении и моделировании явлений ландшафтного уровня, например, формирования микрорельефа гильгай с относительно плавными формами в отличие от гексагональных полигонов в тундрах и пустынях [25]. Так, система прочных блоков, разделенных клинообразными трещинами, может не впитывать воду, а оплывать при ливневых осадках с накоплением эродированного материала в трещинах и формировать регулярную череду депрессий и возвышений. Интересные возможности открываются при искусственном формировании специальных 3D почвенных конструкций по аналогии с природными объектами Омана [18, 19], как потенциальной технологии мелиорации слитоземов. Перспективно управление физическим состоянием слитых почв малыми добавками, включая ПАВ, регулирующими ширину межчастичного барьера. Практическая реализация этих задач невозможна без интеграции всех отраслей почвоведения с обобщением имеющейся информации в виде фундаментальной концепции физического состояния дисперсных почвенных систем и его динамики.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант № 19-29-05006\19).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Аринушкна Е.В.* Руководство по химическому анализу почв. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1970. 487 с.
2. *Березин П.Н.* Структурно-функциональные и гидрофизические свойства набухающих почв // Современные физические и химические методы исследования почв. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1987. С. 20–46.
3. *Березин П.Н.* Структура и гидрофизика набухающих почв как систем с переменным поровым пространством. Автореф. дис. ... д-ра биол. наук. М., 1995. 51 с.
4. *Вадюнина А.Ф., Корчагина З.Ф.* Методы исследования физических свойств почвы. М.: Агропромиздат, 1986. 416 с.
5. *Воронин А.Д., Березин П.Н., Шеин Е.В., Гудима И.И.* Методы и приборы для оценки структурных и гидрофизических свойств почв // Современные физические и химические методы исследования почв. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1987. С. 3–20.
6. *Дояренко А.Г.* Избранные сочинения. М.: Изд-во с.-х. лит-ры, 1963. 495 с.
7. *Елисеева Н.В.* Физические свойства и режим влажности слитых черноземов западного Предкавказья // Почвоведение. 1983. № 4. С. 56–63.
8. *Злочевская Р.И., Алексеенко Г.Л.* Физико-химические процессы при уплотнении водонасыщенных глин // Связанная вода в дисперсных системах. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1977. С. 16–34.
9. *Злочевская Р.И., Дивисилова В.И.* Зависимость набухаемости глин от температуры // Связанная вода в дисперсных системах. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1977. С. 59–68.
10. *Каракин А.В.* Компакция с многофазным флюидом // Физика Земли. 2005. № 9. С. 12–20.
11. *Кремер А.М.* Неоднородность почвенного покрова как самоорганизующаяся система // Закономерности пространственного варьирования свойств почв и информационно-статистические методы их изучения. М.: Наука, 1979. С. 68–80.
12. *Ковда И.В.* О возможности проявления слитогенеза в почвах Сибири // Почвенные ресурсы Сибири: вызовы XXI в. 2017. С. 82–85.
13. *Самойлова Е.М.* Слитоземы и слитые почвы. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1990. 143 с.
14. *Смагин А.В., Садовникова Н.Б., Глаголев М.В., Кириченко А.В.* Новые инструментальные методы и портативные электронные средства контроля экологического состояния почв и сопредельных сред // Экологический вестник Сев. Кавказа. 2006. Т. 2. № 1. С. 5–16.
15. Теории и методы физики почв. М.: Гриф и К, 2007. 616 с.
16. *Хитров Н.Б., Зазовская Э.П., Роговнева Л.В.* Морфология, радиоуглеродный возраст и генезис вертисолей Ейского полуострова (Кубано-Приазовская низменность) // Почвоведение. 2018. № 7. С. 773–786. https://doi.org/10.1134/S0032180X18070055
17. *Шеин Е.В.* Курс физики почв. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2005. 432 с.
18. *Al-Ismaily S.S., Al-Maktoumi A.K., Kacimov A.R., Al-Saqri S.M., Al-Busaidi H.A., Al-Haddabi M.H.* Morphed block-crack preferential sedimentation in a reservoir bed: a smart design and evolution in nature // Hydrological Sci. J. 2013. V. 58. № 8. P. 1779–1788.
19. *Al-Maktoumi A.K., Al-Ismaily S.S., Kacimov A.R., Al-Busaidi H.A., Al-Saqri S.M., Haddabi M.H.* Soil substrate as a cascade of capillary barriers for conserving water in a desert environment: lessons learned from arid

nature // J. Arid. Land. 2014. V. 6. № 6. P. 690–703. https://doi.org/10.1007/s40333-014-0068-7

20. *Dudal R.* Dark Glay Soils of Tropical and Sub-Tropical Regions. FAO Agric. Dev. Pap. 83. 1965. 161 p.
21. 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. FAO, Rome. 2015. 192 p.
22. *Kacimov A.R., Al-Maktoumi A.K., Al-Ismaily S.S., Al-Busaidi H.A.* Moisture and temperature in a proppant-enveloped silt block of a recharge dam reservoir: Laboratory experiment and 1-D mathematical modeling // J. Agricultural and Marine Sci. 2017. V. 22. № 1. P. 8–17. https://doi.org/0.24200/jams.vol22iss1pp8-17
23. *Khitrov N.B.* The choice of diagnostic criteria to judge the development of vertic properties in soils // Eurasian Soil Science. 2003. T. 36. № 10. C. 1027–1036.
24. *Khitrov N.B.* Vertigenesis in soils of the central chernozemic region of Russia // Eur. Soil Sci. 2012. V. 45. № 9. P. 834–842.
25. *Khitrov N.B.* Vertisols with gilgai microtopography: classification and parameters of microtopography and morphological types of soils (a review) // Eur. Soil Sci. 2016. V. 49. № 2. P. 125–144.
26. *Khitrov N.B., Khaydapova D.D.* Viscoelastic Behavior of Vertic Solonetz in the Kamennaya Steppe // Eur. Soil Sci. 2019. V. 52 № 7. P. 808–821. https://doi.org/10.1134/S1064229319070056
27. *Khitrov N.B., Rukhovich D.I., Bryzzhev A.V., Kalinina N.V., Rogovneva L.V., Vlasenko V.P.* The geography of vertisols and vertic soils in the Kuban-Azov lowland // Eur. Soil Sci. 2015. V. 48. № 7. P. 671–688.
28. *Kovda I.V., Wilding L.P.* Vertisols: problems of classification, evolution, and spatial self-organization // Eur. Soil Sci. 2004. V. 37. № 12. P. 1341–1351.
29. *Smagin A.V.* About Thermodynamic Theory of Water Retention Capacity and Dispersity of Soils // Eurasian Soil Sci. 2018. V. 51. № 7. P. 782–796.
30. *Smagin A.V.* Ionic-electrostatic model of the wedge pressure and specific surface area of colloidal systems // J. Eng. Physics and Thermophysics. 2019. V. 92. № 3. P. 744–755. https://doi.org/10.1007/s10891-019-01986-8
31. *Smagin A.V.* Theory and Methods of Evaluating the Physical Status of Soils // Eur. Soil Sci. 2003. V. 36. № 3. P. 301–312.
32. *Smagin A.V., Sadovnikova N.B., Kirichenko A.V., Egorov Yu.V., Vityazev V.G., Bashina A.S.* Dependence of the Osmotic Pressure and Electrical Conductivity of Soil Solutions on the Soil Water Content // Eur. Soil Sci. 2018. V. 51. № 12. P. 1440–1451.
33. *Sudnitsyn I.I., Smagin A.V., Shvarov A.P.* The Theory of Maxwell–Boltzmann–Helmholtz–Gouy about the Double Electric Layer in Disperse Systems and Its Application to Soil Science (On the 100th Anniversary of the Paper Published by Gouy) // Eurasian Soil Science. 2012. V. 45. № 4. P. 452–457.
34. *Zech W., Hintermaier-Erhard G.* Böden der Welt. Elsevier GmbH, Spektrum Akademischer Verlag Heidelberg, 2002. 120 p.

Physical Indicators and Mechanism of Slitization (on the Example of the Pre Caucasian Merged Chernozem)

A. V. Smagin[1, 2, *]

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

[2]*Institute of Forestry, Russian Academy of Sciences, Uspenskoe, Moscow oblast, 143030 Russia*

**e-mail: smagin@list.ru*

Slitization (vertisolization) is a widespread process leading to adverse physical and technological properties of chernozem soils. There is still no single point of view on the genesis of this phenomenon, although it is *a priori* clear that it is based on physicochemical mechanisms of the interaction of fine particles and soil moisture in swell-shrink cycles. Patterns of the dynamics of the main categories of porosity depending on soil water content have been studied at the quantitative level in genetic horizons of the Pre-Caucasian leached chernozem (Luvic Chernozem (Epiloamic, Katoclayic, Aric, Novic, Bathyvertic) in comparison with a chernozem without vertic features. The physical state of vertic soils is represented by structural diagrams of porosity as a function of the specific volumes of various categories of pores depending on volumetric water content. Their calculation is based on experimental material on the texture porosity of aggregates obtained by saturating individual aggregates with non-polar liquid (toluene) and their humidification with hot water vapor, along with using a fundamental ion-electrostatic model of disjoined pressure. Slitization is characterized by a significant reduction in textural porosity and the prevalence of specific volumes of the external pore space (cracks, inter-aggregate voids) in the overall structure of the porous dispersed system. The most likely reason for slitization is a sharp (two-fold) reduction in the effective width of the double electric layer of the disperse system with increased interaction of particles through stable layers of the liquid phase (compaction effect). In turn, this causes unfavorable technological properties of vertic chernozems, lumpy fragmentation upon drying with the formation of large cracks, which complicates the mechanical processing of such soils and agricultural activities on them.

Keywords: slitization of chernozems, swelling and shrinkage, fine-textured soils, pore space structure and dynamics, textural porosity, soil water content, disjoined pressure

ПОЧВОВЕДЕНИЕ, 2020, № 7, с. 840–849

ФИЗИКА ПОЧВ

УДК 631.4

ФОРМИРОВАНИЕ ПУЗЫРЬКОВЫХ ПОР В АГРЕГАТАХ ИЗ ЭЛЮВИАЛЬНОГО ГОРИЗОНТА ДЕРНОВО-ПОДЗОЛИСТОЙ ПОЧВЫ

© 2020 г. Е. Б. Скворцова[a], *, Е. В. Шеин[a, b], К. А. Романенко[a], К. Н. Абросимов[a]

[a] *Почвенный институт им. В.В. Докучаева, Пыжевский пер., 7, стр. 2, Москва, 119017 Россия*

[b] *МГУ им. М.В. Ломоносова, Ленинские горы, 1, Москва, 119991 Россия*

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

Поступила в редакцию 06.12.2019 г.
После доработки 12.12.2019 г.
Принята к публикации 27.12.2019 г.

В лабораторных условиях с помощью микротомографического анализа исследовано участие капиллярного увлажнения и 5–20-кратного замораживания–оттаивания в зарождении и развитии внутриагрегатных пузырьковых микро- и мезопор в обособленном агрегате d = 3 мм из горизонта EL лесной дерново-подзолистой почвы. Показано, что основные томографически видимые изменения порового пространства приурочены к стадиям капиллярного увлажнения и первым четырем циклам замораживания-оттаивания. Капиллярное увлажнение воздушно-сухого агрегата обусловливает зарождение пузырьковых микропор в почвенной массе. Первичное замораживание увлажненного агрегата фиксирует новообразованные пузырьки и добавляет признаки внутриагрегатной микрошлировости. Первичное оттаивание замороженного агрегата запускает процессы обособления и постепенного укрупнения пузырьковых пор. В последующих трех циклах опыта замораживание фиксирует сложившуюся картину пузырьковой пористости, а оттаивание способствует слиянию мелких пузырьков в более крупные. На пятом и последующих циклах многие из пузырьковых пор выходят за пределы расплывшегося агрегата и при 10–20-кратном замораживании в мерзлом агрегате преобладают горизонтально ориентированные морозные микрошлиры.

Ключевые слова: физика почв, морфология почв, микроморфология почв, поровое пространство почвы, капиллярное увлажнение, замораживание–оттаивание, Albic Glossic Retisol (Lomic, Cutanic)

DOI: 10.31857/S0032180X2007014X

ВВЕДЕНИЕ

Среди генетического разнообразия почвенных пор особое место занимают пузырьковые или везикулярные полости. В отличие от пор упаковки, каналов и камер пузырьковые поры не имеют прямой связи с расположением твердых структурных отдельностей и не обусловлены распространением в почве корней и почвенной фауны. В то же время агрегированность почвенной массы и ее биологическая активность прямо или косвенно влияют на появление пузырьковых пор наравне с такими важными факторами как химический состав и гидротермический режим почвы. Отсутствие очевидных причинно-следственных связей приводит к тому, что вопросы генезиса и локализации пузырьков в почвенном профиле до настоящего времени не получили исчерпывающих ответов.

Большинство исследований, посвященных пузырьковым порам, рассматривает их в контексте поверхностных везикулярных горизонтов, распространенных в засушливых и полузасушливых территориях на разных континентах Земли [21, 26]. При этом генезис пузырьков часто не отделяют от генезиса самих поверхностных горизонтов или корок [9, 12, 13].

В пустынных регионах одним из агентов формирования пузырьков считается периодическое увлажнение-иссушение материала везикулярных горизонтов [14, 15, 22, 24] и свежего эолового материала [21]. Формирование отдельных везикулярных пор в корковом горизонте пустынных почв потенциально может быть связано с выщелачиванием округлых солевых новообразований (поры выщелачивания солей и их стяжений) [2].

Если отойти от привязки к везикулярным горизонтам, то ареалы встречаемости почвенных пузырьковых пор существенно расширяются. Было показано, что пузырьки являются важным механизмом выноса биогенного CH_4 из торфа в атмосферу [10]. Пузырьковые поры составляют основу строения природной вулканической пемзы [3]. С помощью рентгеновской компьютерной микротомографии выявлены обильные пузырьковые поры в элювиальной толще дерново-подзолистых почв (рис. 1, [5]). Измерения в двумерных томографических срезах показали, что в этой

толще численность пузырьков может достигать 17% от общего количества пор, видимых на томограммах при разрешении 8.6 мкм [7].

Проблема формирования пузырьковых пор в подзолистом горизонте имеет различные физические и генетические аспекты. Почему пузырьковые поры локализованы в элювиальном и слабо представлены в гумусово-аккумулятивном, а также практически отсутствуют в текстурном горизонтах дерново-подзолистых почв [7]. Какие факторы и процессы обусловливают появление везикулярной пористости в экранированном от поверхности гор. EL?

Элювиальные горизонты залегают на малой глубине, доступной текущим педотурбационным нарушениям, интенсивному воздействию корней и почвенной фауны. Поэтому реликтовое происхождение пузырьков представляется маловероятным. Современные процессы растворения округлых ортштейнов также маловероятны, поскольку формирование везикулярных пор считается весьма динамичным почвенным явлением [26]. Так, в полевых условиях в нарушенных пустынных почвах наблюдали восстановление везикул всего за 4 месяца [28].

Для дерново-подзолистых почв характерно весенне-осеннее (часто и зимнее) цикличное чередование мерзлых и талых периодов, а также резкие перепады влажности в летнее время. Логично предположить, что появление везикулярной пористости связано с современными процессами увлажнения, промерзания и оттаивания почвенной массы. Согласно имеющимся данным, при увлажнении высушенных и оттаивании замерзших почв происходит резкое, хотя и кратковременное, усиление биогенного и физико-химического выделения газов [4, 11, 16, 18–20, 25, 27]. И если в гумусовом горизонте эти газы легко рассеиваются в рыхлой комковатой почве, то в уплотненном пылеватом горизонте EL следы их выделения могут сохраниться в виде везикулярных пор.

Возможную связь генезиса пузырьковых пор с перечисленными процессами можно проследить в контролируемых лабораторных экспериментах, которые позволяют стандартизировать температурные изменения, а также уменьшают вероятность влияния внешних факторов на результаты исследования [17]. Ранее в лабораторном эксперименте было показано, что после пятикратного замораживания–оттаивания в увлажненных агрегатах из элювиальной толщи дерново-подзолистой почвы сформировалась внутриагрегатная пористость везикулярного типа [8]. Сходные результаты были получены другими авторами. Так, при лабораторном изучении циклического замораживания–оттаивания глинистых образцов было выявлено не только формирование структуры пластинчатого типа, но также образование большого числа пор нерегулярной и округлой формы [23].

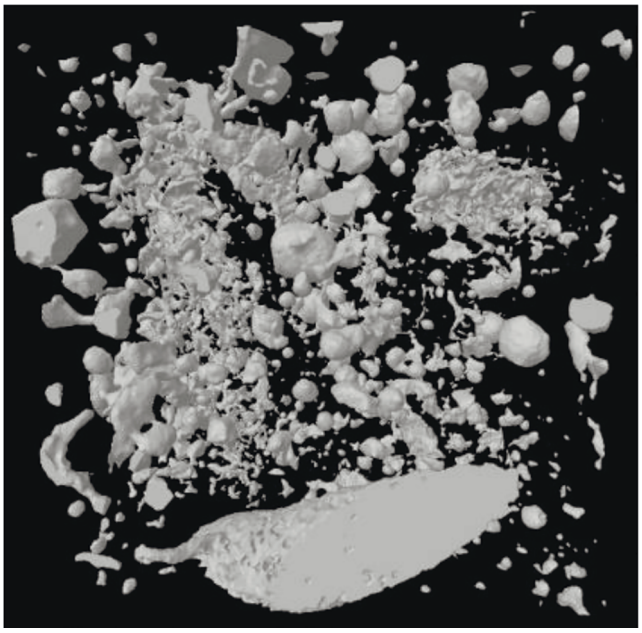

Рис. 1. Трехмерная компьютерная модель порового пространства в микромонолите из гор. EL дерново-подзолистой почвы. Сканирование на микротомографе Bruker Sky Scan 1172 с энергией пучка 100 кэВ и разрешением 15.8 мкм [5]. Поры светлые.

Остается неясным дифференцированный вклад процессов увлажнения, промерзания и оттаивания почвенной массы в итоговое формирование пузырьковых пор. Разделить эти процессы можно путем томографического сканирования одного и того же почвенного образца на каждом из этапов его экспериментального увлажнения, замораживания и оттаивания. При этом актуально исследование образцов малого размера, что позволяет провести наблюдения на микроскопическом уровне. Именно на этом уровне можно обнаружить начальные изменения в строении почвы, связанные с образованием и дальнейшей трансформацией газовых пузырьков. В предлагаемой статье исследовано участие капиллярного увлажнения и цикличного замораживания–оттаивания в зарождении и развитии внутриагрегатных пузырьковых микро- и мезопор в агрегатах из элювиального горизонта дерново-подзолистой почвы. Исследования проводили с использованием метода рентгеновской микротомографии, особенно информативного при изучении порового пространства почвы [1].

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Объектом исследования послужили агрегаты $d = 3$ мм из горизонта EL лесной дерново-подзолистой почвы на покровных суглинках (по классификации WRB 2014 г. (версия 2015 г.) Albic Glossic Retisol (Lomic, Cutanic)). Разрез был за-

Таблица 1. Гранулометрический состав дерново-подзолистой почвы по методу Качинского [8]

№ образца	Горизонт	Глубина образца, см	Гигроскопическая влажность, %	Содержание фракций, % (размер частиц, мм)						Сумма частиц	
				1.0–0.25	0.25–0.05	0.05–0.01	0.01–0.005	0.005–0.001	<0.001	>0.01	<0.01
1	AY	0–4	1.56*	0.7	15.2	57.3	10.3	9.5	7.0	73.2	26.8
2	AEL	6–12	0.94	0.6	8.6	59.7	10.7	10.7	9.6	69.0	31.0
3	EL	17–23	0.49	0.3	8.6	65.1	10.7	9.6	5.7	74.0	26.0
4	BEL	30–40	1.48	1.0	6.2	47.7	10.2	10.6	24.4	54.8	45.2
5	BT1	50–60	2.25	0.9	5.5	40.8	9.4	10.8	32.6	47.2	52.8
6	BT2	70–80	2.81	0.9	6.8	32.7	10.5	12.7	35.4	41.4	58.6
7	C	150–155	2.71	6.0	16.4	24.2	9.7	14.6	29.0	46.7	53.3

* Встречаются растительные остатки.

Таблица 2. Химические свойства дерново-подзолистой почвы [8]

№ п/п	Горизонт	Глубина образца, см	Гумус, %	pH		$Ca_{обм}$	$Mg_{обм}$	Fe_2O_3, %	
				H_2O	KCl	смоль(экв)/кг		по Тамму	по Мера–Джексону
1	AY	0–4	5.72	4.73	3.91	7.93	0.43	0.67	1.07
2	AEL	6–12	1.11	4.63	3.81	0.98	0.07	0.68	1.04
3	EL	17–23	0.42	4.52	3.85	1.00	0.03	0.30	0.62
4	BEL	30–40	0.31	5.04	3.56	8.54	1.60	0.47	1.45
5	BT1	50–60	0.16	5.2	3.41	16.3	4.16	0.39	1.99
6	BT2	70–80	0.84	5.43	3.48	21.3	6.29	0.37	1.83
7	C	150–155	1.58	5.8	3.71	17.2	6.12	0.33	1.69

ложен под 90-летним еловым лесом с примесью березы в районе д. Дарьино Московской области РФ. Координаты разреза N 56°5′54.00″; E 37°49′27.00″. Аналитические свойства исследованной почвы опубликованы ранее ([8], табл. 1 и 2).

Агрегаты выбранного размера обладают однородным строением, в минимальной степени осложненным наличием Fe–Mn-конкреций и биогенных пор, присущих элювиальному горизонту лесных почв. Однородное строение агрегата способствует выявлению роли изучаемых процессов в образовании пузырьков.

Лабораторный эксперимент проводили в ФГБНУ “Почвенный институт им. В.В. Докучаева”. Основным методом исследования являлся томографический анализ на рентгеновском микротомографе Bruker Sky Scan 1172, оснащенном терморегулирующим модульным столиком Sky Scan microcooling stage (Бельгия). Столик содержит охлаждающий элемент Пельтье и предназначен для охлаждения образца до температуры –15°C и поддержания в образце отрицательной температуры на всем протяжении томографического сканирования. Опыт заключался в последовательном томографическом сканировании одного и того же агрегата при различной влажности и температуре: а) в исходном воздушно-сухом состоянии; б) после капиллярного насыщения водой; в) после замораживания при капиллярной влажности; г) после оттаивания при комнатной температуре. Для проведения опыта была разработана специальная методика, частично описанная ранее [8]. Согласно разработанной методике, воздушно-сухой агрегат помещали в пластиковый цилиндр с металлическим дном с резьбой для установки цилиндра на терморегулирующий модульный столик SkyScan microcooling stage. Предварительно на дно цилиндра укладывали кружок фильтровальной бумаги. Конструкцию с фильтровальной бумагой и агрегатом помещали в терморегулирующий столик, который, в свою очередь, устанавливали в камере томографа Bruker Sky Scan 1172 и производили первичное томографическое сканирование сухого агрегата.

Затем агрегат, не вынимая из столика и камеры томографа, капиллярно увлажняли через лежащую на дне фильтровальную бумагу с помощью шприца до полного потемнения всей поверхности агрегата. Цилиндр с увлажненным агрегатом закрывали резиновой крышкой для предотвращения высыхания почвы. Поверх цилиндра с образцом навинчивали пластиковый колпак с поролоновой шубой для поддержания стабильной температуры образца и повышения продуктивности охлаждающего элемента. Затем увлажненный образец подвергали повторному томографическому сканиро-

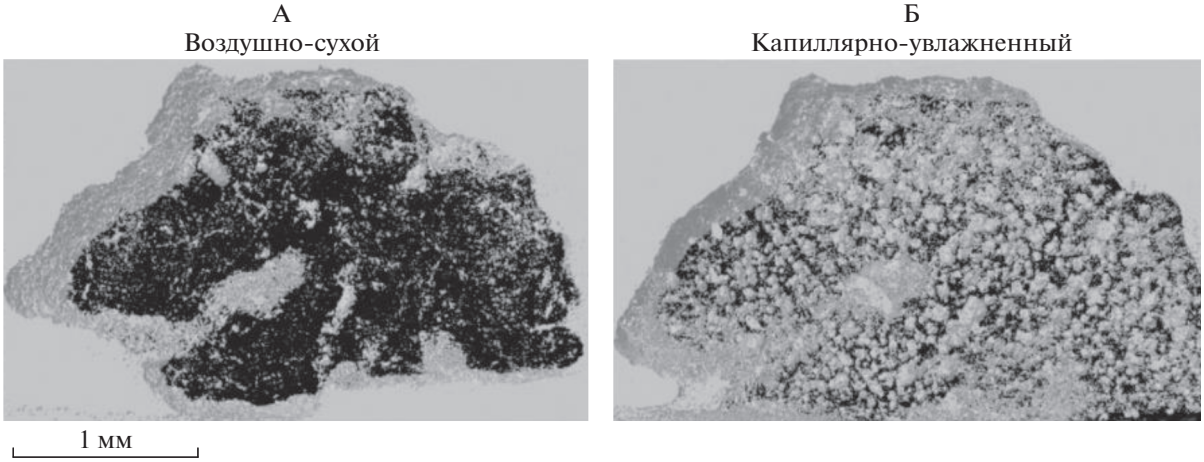

Рис. 2. Трехмерные томографические реконструкции внутреннего строения воздушно-сухого (А) и капиллярно-увлажненного (Б) агрегата. Почвенная масса черная, поры и лед светлые.

ванию. Далее проводили циклическое замораживание и оттаивание агрегата по следующей схеме: температуру в столике понижали до –10°С и замораживали увлажненный агрегат в течение 1 ч. Затем проводили микротомографическое сканирование мерзлого агрегата при отрицательной температуре. Затем выключали охлаждение, открывали камеру томографа и позволяли агрегату оттаивать по мере увеличения температуры в столике до +20°С. В течение 1 ч выдерживали агрегат при комнатной температуре, после чего сканировали агрегат в его талом состоянии. Сканирование мерзлого и талого агрегата проводили в пятикратном цикле замораживания–оттаивания. Для изучения большего количества циклов продолжали циклическое замораживание и оттаивание агрегата, но томографическое сканирование проводили только в замороженном состоянии на 10- и 20-м циклах. На всех этапах работы положение агрегата в пространстве не изменялось. Источником холода являлось дно цилиндра, промерзание агрегатов шло в вертикальном направлении снизу вверх.

Разрешение томографического сканирования составляло 2.75 мкм на пиксель, что допускает анализ почвенной массы на мезо- и микроуровнях. Компьютерную реконструкцию изображений по данным сканирования проводили с использованием программного обеспечения Sky Scan. Количественный анализ изображений проводили в трехмерных компьютерных реконструкциях и в двумерных вертикальных срезах через их центральную часть с использованием программ Sky Scan и Image-Pro.

В трехмерных реконструкциях согласно принятому разрешению измеряли поры $d > 10$ мкм. При сегментации изображений в силу близости рентгеновской плотности не проводили разделение фаз воздух–вода–лед, объединяя в одну совокупность все детали изображения, не относящиеся к твердой фазе почвы. Измерения проводили в пределах виртуальных цилиндров (анализируемых объемов), вписанных в трехмерные реконструкции агрегатов. Для всех агрегатов величина анализируемого объема составляла 10.92 мм^3. В этих пределах определяли суммарный объем томографически видимых пор (% от анализируемого объема), а также величины открытой и закрытой пористости. Согласно программам Sky Scan, закрытую пористость определяли как суммарный объем пор, полностью расположенных внутри анализируемого цилиндра, открытую – как суммарный объем пор, пересекающих его границы.

При изучении двумерных срезов особое внимание уделяли форме пор. С этой целью в квадратных полях зрения, площадь которых составляла 2.2 × 2.2 мм, для каждой поры определяли площадь (S), периметр (P), поперечный (D) и продольный (L) габариты пор. Затем по предложенной ранее формуле $F = (4\pi S/P^2 + D/L)/2$ рассчитывали фактор формы F, который позволяет выделять 5 классов формы пор в двумерных срезах: трещиновидные ($F \leq 0.2$), вытянутые изрезанные ($0.2 < F \leq 0.4$), изометричные изрезанные ($0.4 < F \leq 0.6$), изометричные слабоизрезанные ($0.6 < F \leq 0.8$) и округлые ($0.8 < F \leq 1$) [6]. Фактор формы определяли для пор $d > 30$ мкм, отличающиеся большим разнообразием формы.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Визуальный анализ трехмерных томографических реконструкций показал, что в ходе капиллярного увлажнения и при последующем цикличном замораживании–оттаивании строение агрегата $d = 3$ мм из элювиального горизонта дерново-подзолистой почвы существенно изменяется (рис. 2, 3).

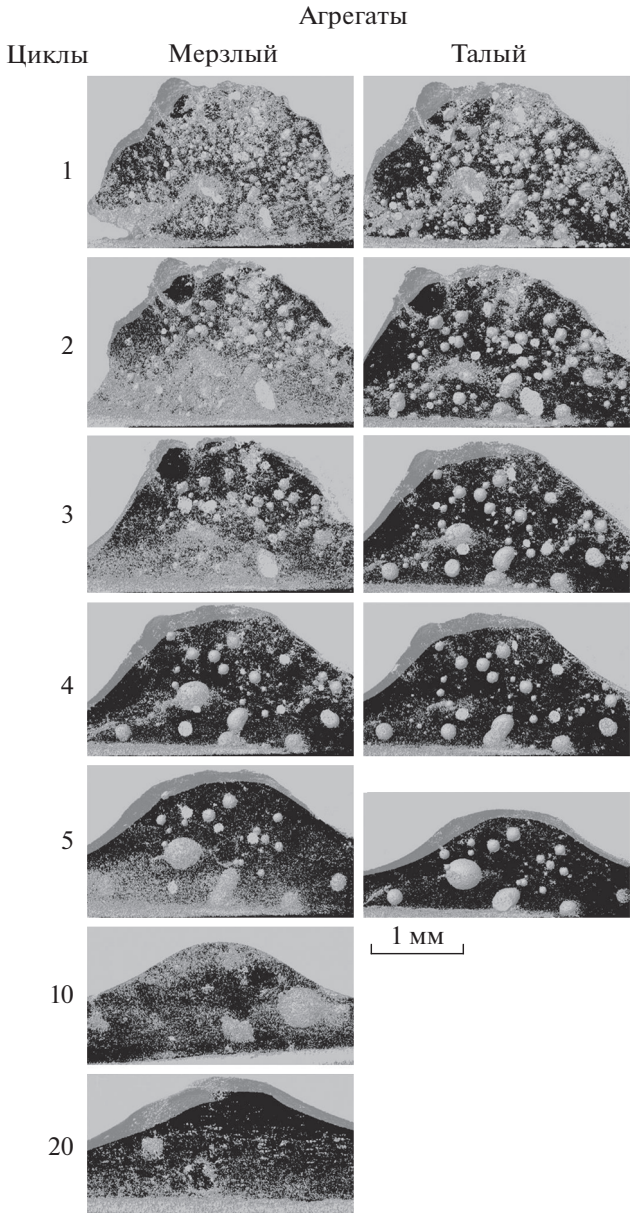

Рис. 3. Трехмерные томографические реконструкции внутреннего строения агрегата при цикличном замораживании–оттаивании. Почвенная масса черная, поры и лед светлые.

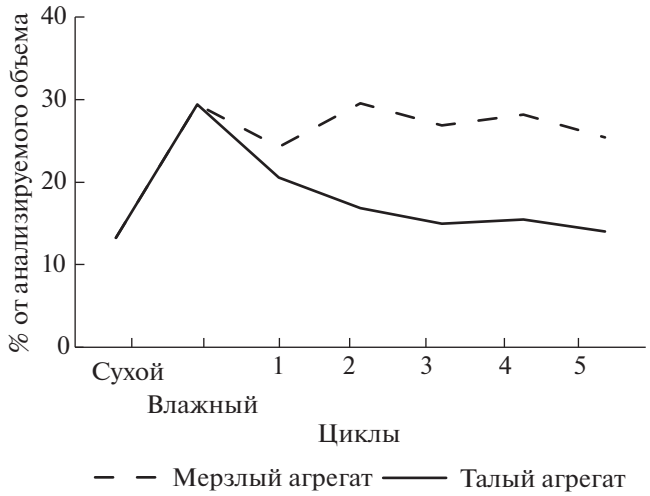

Рис. 4. Общий объем томографически видимых пор $d > 10$ мкм в мерзлом и талом агрегате на первых пяти циклах опыта.

Исходный воздушно-сухой агрегат имеет массивное сложение с малым количеством разрозненных тонких пор разной степени изрезанности. Уже на первой стадии опыта в результате капиллярного увлажнения в толще агрегата формируется множество мелких пузырьковых пор, равномерно распределенных в почвенной массе (рис. 2, Б). Общий объем томографически видимых пор $d > 10$ мкм при этом возрастает более, чем в 2 раза (рис. 4).

В дальнейшем на протяжении пяти циклов замораживания–оттаивания в мерзлом агрегате сохраняется высокая томографическая пористость, не превышающая пористость капиллярно-увлажненного агрегата. В талом агрегате общая томографическая пористость постепенно снижается, на первых трех циклах достаточно резко, затем более плавно.

Поддержание в мерзлых агрегатах высоких значений общей томографической пористости связано с появлением в почвенной массе множества тонких ледяных включений (микрошлир), которые по условиям сегментации были отнесены к поровому пространству. После пяти циклов замораживания–оттаивания высокая томографическая пористость мерзлых агрегатов сохраняется. Так, после 10 замораживаний общий объем томографически видимых пор $d > 10$ мкм составил 41%, после 20 замораживаний – 31% от анализируемого объема.

Информативным томографическим показателем является объем закрытых пор, не выходящих за пределы анализируемого объема почвы. Чем больше величина закрытой пористости, тем меньше общая связность порового пространства, тем больше содержание в поровом пространстве изолированных, в том числе пузырьковых пор. В проведенном опыте изменение величины относительной закрытой пористости (% от общей томографической пористости) отражает наличие изолированных пор в мерзлом и талом агрегате (рис. 5).

В массивном воздушно-сухом агрегате более 30% общей томографической пористости приходится на закрытые поры. В увлажненном агрегате множество новообразованных мелких пузырьков связаны в грозди и агломераты (рис. 2, Б), что существенно уменьшает как абсолютный, так и относительный объем закрытых пор (0.9 и 3.0% соответственно). В дальнейшем в мерзлом агрегате

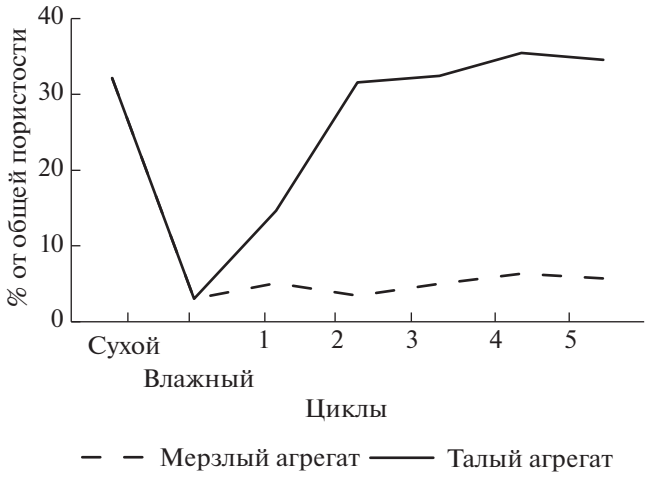

Рис. 5. Относительный объем закрытых томографически видимых пор $d > 10$ мкм в мерзлом и талом агрегате на первых пяти циклах опыта.

относительная закрытая пористость остается на низком уровне, достигая на 10- и 20-м циклах замораживания значений 1–5%. В то же время в талом агрегате относительная закрытая пористость возрастает (рис. 5). Наиболее резкое увеличение доли закрытых пор в талой почве приходится на первый и второй циклы замерзания–оттаивания. В ходе этих циклов зародившиеся при увлажнении гроздья пузырьковых пор превращаются в обособленные везикулы, что увеличивает относительный объем закрытых пор на фоне уменьшения общей томографической пористости. В ходе третьего и четвертого циклов опыта относительная закрытая пористость сохраняет высокие значения, на пятом цикле наблюдается слабая тенденция к ее уменьшению.

Морфометрический анализ формы пор в двумерных томографических срезах позволил количественно охарактеризовать долю округлых пузырьков в поровом пространстве агрегата на разных этапах опыта. Анализировали поры $d > 30$ мкм, отличающиеся большим разнообразием формы. Получено, что на первых четырех циклах замораживания–оттаивания и в мерзлом, и в талом агрегатах происходит постепенное увеличение процентного содержания округлых пор (рис. 6). При этом в талом агрегате содержание округлых пор на всех четырех циклах больше, чем в мерзлом, поскольку в талом агрегате отсутствуют характерные для мерзлой почвы сильноизрезанные поры, занятые ледяными микрошлирами. На пятом цикле содержание пузырьков уменьшается как в мерзлом, так и в талом состоянии агрегата. В мерзлом агрегате это связано с резким увеличением содержания микрошлир (до 42% от общего количества измеренных пор). В талом агрегате отмечено абсолютное уменьшение численности пузырьковых пор в результате слияния мелких пузырьков в более крупные разрозненные полости.

При дальнейшем замораживании–оттаивании образца содержание пузырьковых пор продолжает уменьшаться. Так, на 20-м цикле в мерзлом агрегате на долю пузырьков приходится менее 7% от общего количества измеренных пор. Более 70% составляют поры сильно изрезанной формы.

Важно отметить, что в ходе цикличного замораживания–оттаивания агрегата происходит существенное изменение размеров пузырьковых пор. Так, после первой заморозки в талом агрегате округлые поры с фактором формы $0.8 < F \leq 1$ встречаются во всех размерных группах (рис. 7, А). После четырех циклов замораживания–оттаивания фактор формы $F > 0.8$ наблюдается только для

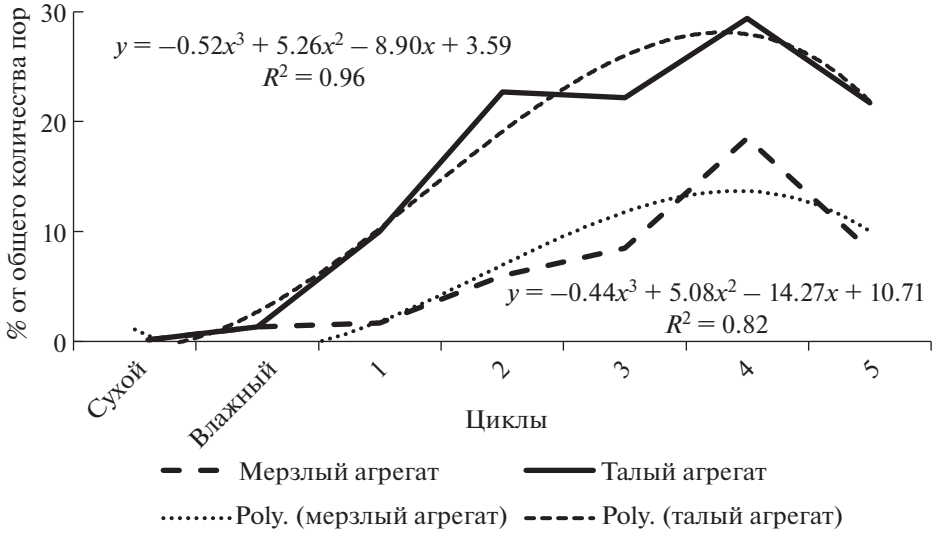

Рис. 6. Содержание пор с округлыми срезами ($8 < F \leq 1$) в мерзлом и талом агрегате на первых пяти циклах опыта.

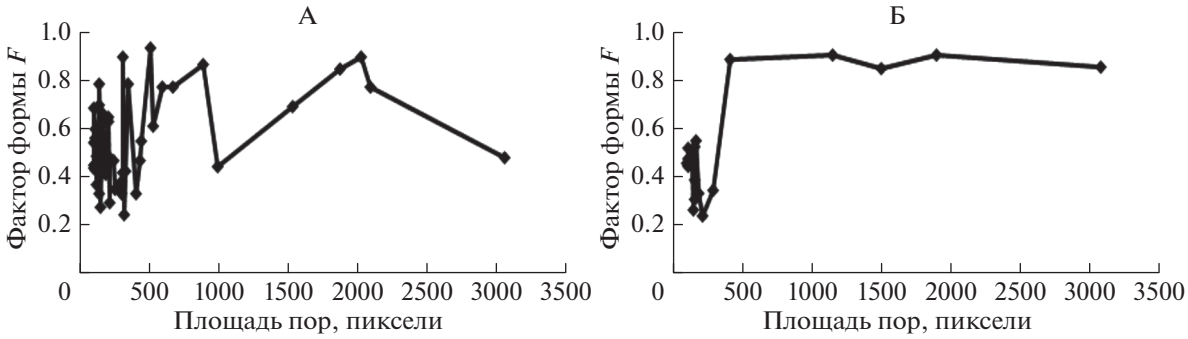

Рис. 7. Величина фактора формы *F* для пор разного размера в талом агрегате. А – после первого замораживания–оттаивания, Б – после четвертого замораживания–оттаивания.

крупномерных пор площадью более 500 пикселей. При принятом в работе разрешении площадь в 500 пикселей соответствует округлым срезам с диаметром около 75 мкм. Таким образом, после четырех циклов замораживания–оттаивания все тонкие макропоры с $d > 75$ мкм в талых агрегатах имеют округлую форму.

Проведенный лабораторный эксперимент показал морфологические изменения внутриагрегатного порового пространства исходно воздушно-сухого агрегата $d = 3$ мм при его капиллярном увлажнении и последующем многократном замораживании–оттаивании. Каждый из перечисленных факторов оказал существенное влияние на количество, размеры и форму внутриагрегатных почвенных пор. Общую картину изменений можно представить следующим образом.

Исходный воздушно-сухой агрегат имеет уплотненное сложение и обладает низкой томографической пористостью при использованном разрешении в 2.75 мкм на пиксель. Помимо томографически видимых пор в агрегате присутствует множество более тонких микро- и субмикропор, которые недоступны томографическому сканированию, но наравне с видимыми порами заполнены защемленными и адсорбированными газами.

В ходе капиллярного увлажнения поровое пространство агрегата частично заполняется капиллярной водой и частично бывшим адсорбированным, защемленным и растворенным в воде воздухом, во влажной среде представленным в виде многочисленных микропузырьков. Поскольку капиллярная подпитка агрегата водой происходила снизу вверх, часть вытесненного водой воздуха могла выйти за пределы агрегата по сквозным микротрещинам. Тем не менее, в результате капиллярного увлажнения томографическая пористость агрегата увеличилась более, чем в 2 раза. При этом совокупный объем томографически видимых пор $d > 10$ мкм достиг 30% от анализируемого объема агрегата. Большая часть этой пористости представлена новообразованными пузырьками, со всех сторон изолированными водой в окружающих капиллярах.

Несмотря на видимое обилие пузырьковых пор, величина закрытой томографической пористости в капиллярно увлажненном агрегате очень невелика. Это обусловлено тем, что методика проведенного исследования не позволила томографически разделить воздух и воду. Поэтому при томографической реконструкции новообразованные мелкие пузырьки и заполненные водой микрокапилляры оказались связаны в разветвленные агломераты. Такие “грозди” пузырьков, в отличие от обособленных везикулярных пор, не попадали в категорию закрытой пористости. В дальнейшем при анализе циклов замораживания–оттаивания диагностическая роль закрытой томографической пористости окажется более выраженной.

Таким образом, в результате капиллярного увлажнения происходит зарождение пузырьковых микропор в агрегате. Первичное замораживание добавляет к общей картине порового пространства признаки морозной микрошлировости в дезагрегированной почвенной массе. Первичное оттаивание агрегата запускает процессы обособления и постепенного укрупнения пузырьковых пор. Уже на первом цикле опыта в талом агрегате при заданном разрешении исчезает основная масса тонких капиллярных связей между пузырьками. Благодаря этому почти в пять раз увеличиваются количество обособленных пузырьков и совокупный томографический объем закрытых пор. В последующих четырех циклах опыта замораживание фиксирует сложившуюся картину пузырьковой пористости (с некоторыми искажениями, обусловленными появлением морозной шлировости), а оттаивание способствует слиянию пузырьков в более крупные редкие везикулы.

На рис. 8 показана динамика содержания пузырьковых пор в первых пяти циклах опыта. Благодаря появлению трещиновидных микрошлир во всех замороженных состояниях агрегата про-

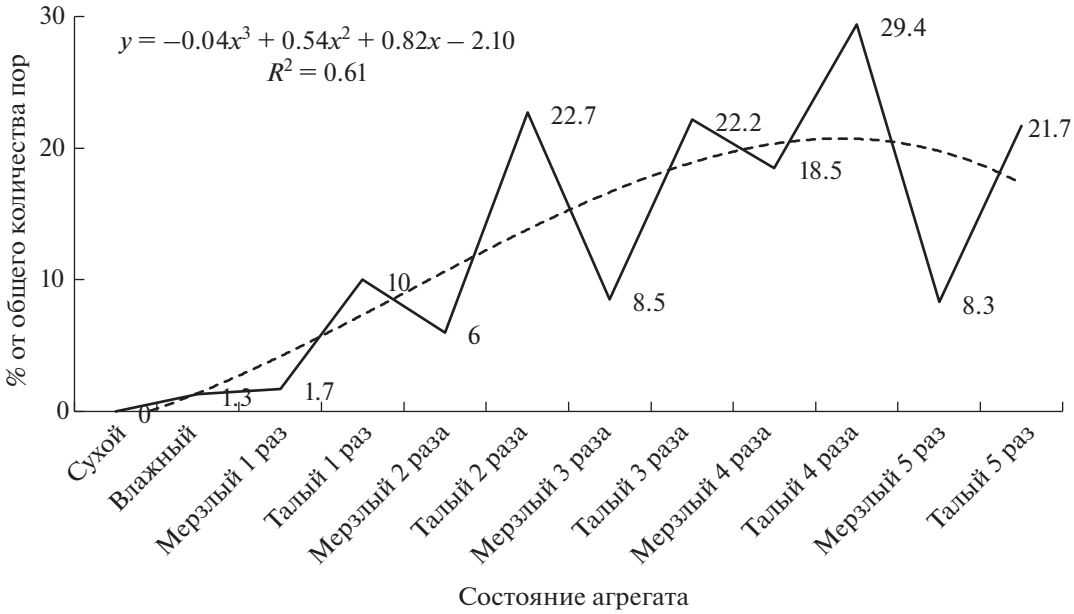

Рис. 8. Динамика содержания пор с округлыми срезами ($0.8 < F \leq 1$) при капиллярном увлажнении, замораживании и оттаивании агрегата в первых пяти циклах опыта.

центное содержание пузырьков ниже, чем в его талых состояниях. При этом содержание пузырьковых пор заметно возрастает от первого к четвертому циклу. На пятом цикле развитие пузырьковых пор затухает, талый агрегат полностью теряет свою форму, расплывается, количество пузырьковых пор в почвенной массе уменьшается в силу их укрупнения и в результате выхода пузырьков за пределы почвенной массы. Последующее 10- и 20-кратное замораживание показало, что в мерзлом агрегате можно обнаружить единичные пузырьковые поры, однако ведущим мотивом структурной организации диспергированной почвенной массы становятся горизонтально ориентированные морозные микрошлиры.

Следует подчеркнуть, что результаты, полученные при лабораторном исследовании обособленного агрегата, не могут непосредственно распространяться на агрегаты, расположенные в толще горизонта, и, тем более, на весь горизонт в целом. Однако проведенный опыт дает представление о специфической роли капиллярного увлажнения, замораживания, оттаивания почвы в формировании внутриагрегатной пористости подзолистых горизонтов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенный лабораторный эксперимент позволил визуализировать и количественно охарактеризовать строение внутриагрегатного порового пространства агрегата $d = 3$ мм из горизонта EL дерново-подзолистой почвы в его воздушно-сухом состоянии, а также при последующем капиллярном увлажнении и цикличном замораживании–оттаивании. Показано, что в условиях опыта процессы увлажнения, замораживания и оттаивания являются главными факторами развития внутриагрегатной везикулярной пористости в малогумусном пылеватом материале элювиального горизонта. При этом каждый из процессов вносит собственный вклад в итоговое формирование пузырьковых пор.

Капиллярное увлажнение воздушно-сухого агрегата обусловливает зарождение пузырьковых микропор в почвенной массе. Первичное замораживание добавляет к общей картине порового пространства признаки морозной микрошлировости. Первичное оттаивание замороженного агрегата запускает процессы обособления и постепенного укрупнения пузырьковых пор. В последующих циклах опыта замораживание фиксирует сложившуюся картину пузырьковой пористости (и вносит некоторые искажения благодаря появлению шлировости), а оттаивание способствует слиянию пузырьков в более крупные обособленные поры округлой формы.

Основные томографически видимые изменения порового пространства приурочены к стадии капиллярного увлажнения и первым четырем циклам замораживания–оттаивания. На пятом и последующих циклах многие из пузырьковых пор выходят за пределы расплывшегося агрегата и при 10–20-кратном замораживании в мерзлом агрегате ведущим мотивом структурной организа-

ции становятся горизонтально ориентированные морозные микрошлиры.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Исследования проведены при финансовой поддержке РФФИ (проект № 19-04-01056). Работа выполнена с привлечением оборудования Центра коллективного пользования научным оборудованием "Функции и свойства почв и почвенного покрова" Почвенного института им. В.В. Докучаева.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Иванов А.Л., Шеин Е.В., Скворцова Е.Б.* Томография порового пространства почв: от морфологической характеристики к структурно-функциональным оценкам // Почвоведение. 2019. № 1. С. 61–69. https://doi.org/10.1134/S0032180X19010064
2. *Лебедева М.П.* Микростроение субаридных и аридных почв суббореального пояса Евразии. Дис. ... докт. с.-х. н. М., 2012.
3. Пемза. Горная энциклопедия. М.: Советская энциклопедия / Под ред. Козловского Е.А. 1984–1991.
4. *Семенов В.М., Когут Б.М., Лукин С.М.* Влияние повторяющихся циклов высушивания–увлажнения замораживания–оттаивания на активный пул органического вещества почвы // Почвоведение. 2014. № 4. С. 443–454. https://doi.org/10.7868/S0032180X14040078
5. *Скворцова Е.Б., Герке К.М., Корост Д.В., Абросимов К.Н.* Строение порового пространства в подзолистых горизонтах суглинистых почв (Анализ 2D и 3D изображений) // Бюл. Почв. ин-та им. В.В. Докучаева. 2013. Вып. 71. С. 65–79.
6. *Скворцова Е.Б., Морозов Д.Р.* Микроморфометрическая классификация и диагностика строения порового пространства почвы // Почвоведение. 1993. № 6. С. 49–56.
7. *Скворцова Е.Б., Рожков В.А., Абросимов К.Н., Романенко К.А., Хохлов С.Ф., Хайдапова Д.Д., Клюева В.В., Юдина А.В.* Микротомографический анализ порового пространства целинной дерново-подзолистой почвы // Почвоведение. 2016. № 11. С. 1328–1336. https://doi.org/10.7868/S0032180X16110095
8. *Скворцова Е.Б., Шеин Е.В., Абросимов К.Н., Романенко К.А., Юдина А.В., Клюева В.В., Хайдапова Д.Д., Рогов В.В.* Влияние многократного замораживания–оттаивания на микроструктуру агрегатов дерново-подзолистой почвы (микротомографический анализ) // Почвоведение. 2018. № 2. С. 187–196. https://doi.org/10.7868/S0032180X18020065
9. *Anderson K., Wells S., Graham R.* Pedogenesis of vesicular horizons // Soil Sci. Soc. Am. J. 2002. V. 66. P. 878–887.
10. *Baird A.J., Beckwith C.W., Waldron S., Waddington J.M.* Ebullition of methane-containing gas bubbles from near-surface Sphagnum peat // Geophysical Research Letters. 2004. V. 31. L21505. https://doi.org/10.1029/2004GL021157
11. *Bapiri A., Baath E., Rousk J.* Drying-rewetting cycles affect fungal and bacterial growth differently in an arable soil // Microbial Ecology. 2010. V. 60. P. 419–428.
12. *Brown K.J., Dunkerley D.L.* The influence of hillslope gradient, regolith texture, stone size and stone position on the presence of a vesicular layer and related aspects of hillslope hydrologic processes: A case study from the Australian arid zone // Catena. 1996. V. 26. P. 71–84. https://doi.org/10.1016/0341-8162(95)00034-8
13. *Ellis F.* Note on soils with vesicular structure and other micromorphological features in Karoo soils. 16th Congr. of the Soil Sci. Soc. of South Africa, Pretoria. 1990. P. 326–336.
14. *Evenari M., Yaalon D.H., Gutterman Y.* Note on soils with vesicular structure in deserts // Z. Geomorphol. 1974. V. 18. P. 162–172.
15. *Figueira H., Stoops G.* Application of micromorphometric techniques to the experimental study of vesicular layer formation // Pedologie (Gent). 1983. V. 33. P. 77–89.
16. *Herrmann A., Witter E.* Sources of C and N contributing to the flush in mineralization upon freeze-thaw cycles in soils // Soil Biology and Biochemistry. 2002. V. 34. P. 1495–1505.
17. *Hugh A.L. Henry* Soil freeze–thaw cycle experiments: trends, methodological weaknesses and suggested improvements // Soil Biol. Biochem. 2007. V. 39. Is. 5. P. 977–986. https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2006.11.017
18. *Kim D.-G., Vargas R., Bond-Lamberty B., Turetsky M.R.* Effects of soil rewetting and thawing on soil gas fluxes: a review of current literature and suggestions for future research // Biogeosciences. 2012. V. 9. P. 2459–2483. https://doi.org/10.5194/bg-9-2459-2012
19. *Koponen H.T., Martikainen P.J.* Soil water content and freezing temperature affect freeze thaw related N_2O production in organic soil // Nutrient Cycling in Agroecosystems. 2004. V. 69. P. 213–219.
20. *Kurganova I., Teepe R., Loftfield N.* Influence of freeze-thaw events on carbon dioxide emission from soil at different moisture and land use // Carbon Balance and Management. 2007. V. 2.2. P. 1–9.
21. *Lebedeva M.P., Golovanov D.L., Abrosimov K.N.* Micromorphological diagnostics of pedogenetic, eolian, and colluvial processes from data on the fabrics of crusty horizons in differently aged extremely aridic soils of Mongolia // Quaternary International. 2016. V. 418. № 5. P. 75–83. https://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.12.042
22. *Miller D.E.* Formation of vesicular structure in Soil // Soil Sci. Soc. Am. Proc. 1971. V. 35. P. 635–637. https://doi.org/10.2136/sssaj1971.03615995003500040042x
23. *Pardini G., Guidi G.V., Pini R., Regues D., Gallart F.* Structure and porosity of smectitic mudrocks as affected by experimental wetting-drying cycles and freezingthawing cycles // Catena. 1996. V. 27. № 3–4. P. 149–165.
24. *Springer M.E.* Desert pavement and vesicular layer of some soils of the desert of the Lahontan Basin, Nevada // Soil Sci. Soc. Am. Proc. 1958. V. 22. P. 63–66. https://doi.org/10.2136/sssaj1958.03615995002200010017x

25. *Teepe R., Brumme R., Beese F.* Nitrous oxide emission from soil during freezing and thawing periods // Soil Biol. Biochem. 2001. V. 33. P. 1269–1275.
26. *Turk J.K., Graham R.C.* Distribution and Properties of Vesicular Horizons in the Western United States // Pedology. SSSAJ. 2011. V. 75. № 4. P. 1449–1461.
27. *Wagner-Riddle C., Thurtell G.W., Kidd G.K., Beauchamp E.G., Sweetman R.* Estimates of nitrous oxide emissions from agriculture fields over 28 months // Can. J. Soil Sci. 1997. V. 77. P. 135–144.
28. *Yonovitz M., Drohan P.J.* Pore morphology characteristics of vesicular horizons in undisturbed and disturbed arid soils; implications for arid land management // Soil Use Manage. 2009. V. 25. P. 293–302. https://doi.org/10.1111/j.1475-2743.2009.00225.x

Formation of Vesicular Pores in Aggregates of Eluvial Horizon of Albic Glossic Retisol in Freeze-Thaw Cycles

E. B. Skvortsova[1, *], E. V. Shein[1, 2], K. A. Romanenko[1], and K. N. Abrosimov[1]

[1]*Dokuchaev Soil Science Institute, Moscow, 119017 Russia*
[2]*Lomonosov Moscow State University, Moscow, 119991 Russia*
**e-mail: eskvora@mail.ru*

In this article, we discuss the contribution of capillary wetting and multiple freezing and thawing to formation and evolution of vesicular micro- and meso-porosity inside a soil aggregate $d = 3$ mm from the eluvial horizon of Albic Glossic Retisols (Loamic, Cutanic). The main visible changes occur during capillary wetting and first four cycles of freezing and thawing. Capillary wetting of air-dry aggregate initiates formation of vesicular micropores in the soil material. The first freezing fixates the newly formed vesicles and contributes to the development of inter-aggregate micro-Schlieren. The first thawing causes isolation and growth of individual vesicular pores. Freezing fixates the aggregate structure of pore space and thawing promotes the coalescence of small vesicular pores into large vesicular pores during the next 3 cycles. Many large vesicular pores leave the deformed aggregates at the 5th freezing – thawing cycle. Starting from 10th cycle Schlieren dominate the pore space of frozen aggregates.

Keywords: soil physics, soil morphology, soil micromorphology, soil pore space, capillary wetting, freezing and thawing, Albic Glossic Retisols (Loamic, Cutanic)

ПОЧВОВЕДЕНИЕ, 2020, № 7, с. 850–859

БИОЛОГИЯ ПОЧВ

УДК 631.42:581.55

ЗАВИСИМОСТЬ СВОЙСТВ ПОЧВЫ АЛЬПИЙСКОЙ ЛИШАЙНИКОВОЙ ПУСТОШИ ОТ ВЛАЖНОСТИ И ПРИСУТСТВИЯ *VACCINIUM VITIS-IDAEA* В СОСТАВЕ ФИТОЦЕНОЗА

© 2020 г. М. И. Макаров[a], *, Р. В. Сабирова[a], М. С. Кадулин[a], Т. И. Малышева[a], А. И. Журавлева[b], В. Г. Онипченко[a], А. А. Аксенова[a]

[a] *МГУ им. М.В. Ломоносова, Ленинские горы, 1, Москва, 119991 Россия*

[b] *Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения, Пущинский НЦ РАН, ул. Институтская, 2, Московская область, Пущино, 142290 Россия*

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

Поступила в редакцию 29.10.2019 г.
После доработки 21.12.2019 г.
Принята к публикации 26.12.2019 г.

Увеличение участия кустарничков и кустарников в составе фитоценозов альпийских лугов и наблюдающаяся тенденция уменьшения количества атмосферных осадков теплого периода в горных регионах определяют актуальность оценки роли эктомикоризы и эрикоидной микоризы и влажности почвы в изменении доступности элементов питания для растений и микроорганизмов. Изучены свойства горно-луговой почвы (Umbric Leptosol) альпийской лишайниковой пустоши в Тебердинском заповеднике, характеризующие лабильные формы углерода, азота и фосфора, а также биологическую и ферментативную активность при разной влажности и при наличии или отсутствии верескового кустарничка *Vaccinium vitis-idaea* в составе фитоценоза. Показано, что под *V. vitis-idaea* почва характеризуется большей кислотностью и в меньшей степени реагирует на изменение ее влажности. Различия в свойствах при наличии и отсутствии *V. vitis-idaea* преимущественно определяются выраженной реакцией почвы на изменение влажности в отсутствие кустарничка. Под травяной растительностью при уменьшении влажности почвы снижаются концентрации неорганических соединений азота, активности процессов N-минерализации и нитрификации, микробная биомасса и базальное дыхание, но увеличивается концентрация лабильных органических соединений углерода, азота и активности экзоферментов. Такие изменения свидетельствуют о сдвиге трансформации органического вещества от минерализации к деполимеризации, больше характерной для экосистем с доминированием эктомикоризы и эрикоидной микоризы.

Ключевые слова: эрикоидная микориза, влажность почвы, углерод, азот, фосфор, микробная биомасса, ферментативная активность

DOI: 10.31857/S0032180X20070096

ВВЕДЕНИЕ

В последние десятилетия отмечается увеличение участия кустарничков и кустарников в составе фитоценозов арктической/субарктической тундры и альпийских лугов [12, 15, 28]. В частности, 40-летние наблюдения за динамикой альпийских биогеоценозов в Тебердинском заповеднике выявили увеличение доли *Vaccinium vitis-idaea* L. в надземной биомассе альпийской лишайниковой пустоши (**АЛП**) [13].

Изменения в составе фитоценоза могут приводить к изменению почвенных свойств в связи с особенностями ассимиляции и диссимиляции элементов и соединений отдельными видами растений [24]. Например, растения, образующие разные типы микоризы, по-разному влияют на органическое вещество почвы и связанные с ним элементы минерального питания, воздействуя, таким образом, на ключевые параметры функционирования экосистем – круговорот углерода и азота. Это обусловлено разной ферментативной активностью грибов, образующих эктомикоризу (**ЭКМ**) и эрикоидную микоризу (**ЭРМ**), с одной стороны, и арбускулярную микоризу (**АРМ**) – с другой. Грибы, образующие ЭКМ и ЭРМ, продуцируют окислительные и гидролитические ферменты, способные деполимеризовать органическое вещество почвы и мобилизовать входящие в его состав элементы минерального питания, тогда как АРМ грибы обладают гораздо меньшей продукцией и активностью ферментов [2, 16, 26, 33].

Вместе с тем, хотя результаты лабораторных экспериментов свидетельствуют об активном разложении комплексных органических соеди-

нений (лигнин, полифенолы) и мобилизации N из хитина и полифенол-белковых комплексов грибами, образующими ЭКМ и ЭРМ [8, 27, 29], вопрос об эффективности этих процессов в естественных экосистемах далек от количественного решения. В естественных условиях продукция экзоферментов микоризными грибами регулируется разными факторами, влияющими на активность обмена углерода растений на азот грибов – это и физиологическое состояние обоих симбионтов, и почвенные условия [19, 22, 35]. Кроме того, микоризные грибы представляют несколько функциональных групп, некоторые из которых имеют ограниченную способность воздействовать на органическое вещество почв, тогда как другие могут активно мобилизовать из него элементы минерального питания [9, 32].

Ранее мы предположили, что повышение участия *V. vitis-idaea*, образующей ЭРМ, в составе фитоценоза АЛП может изменять почвенные свойства, связанные с мобилизацией органического вещества и элементов минерального питания под действием экзоферментов микоризных грибов. Для проверки этой гипотезы мы сравнили горно-луговую почву АЛП в присутствии и отсутствии кустарничка в составе фитоценоза. Повышение концентрации экстрагируемого углерода, азота микробной биомассы, подвижного фосфора, рост микробной активности при наличии *V. vitis-idaea* соответствовали представлениям о повышении доступности биогенных элементов для питания почвенных микроорганизмов и растений [4].

Одновременно оказалось, что почва в варианте с *V. vitis-idaea* была более влажной, что могло быть связано с особенностями водно-физических свойств почвы, определяющих поселение этого вида, и также могло повлиять на состав органического вещества и на функционирование микробного сообщества. В связи с наблюдающейся тенденцией уменьшения количества атмосферных осадков теплого периода и прогнозируемым ростом числа и интенсивности засух в горных регионах [14, 18] оценка значения фактора влажности почвы в изменении доступности элементов питания также становится актуальной.

С целью уточнения влияния факторов присутствия *V. vitis-idaea* и влажности почвы на процессы трансформации органического вещества и содержание лабильных форм углерода, азота и фосфора мы изучили свойства почвы АЛП в градиенте изменения влажности на разных участках склонов, но при одинаковой влажности в присутствии и отсутствии кустарничка.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Объектом исследования послужила легкосуглинистая горно-луговая почва (Umbric Leptosol) АЛП на высокогорном стационаре Малая Хатипара в Тебердинском государственном биосферном заповеднике (2800 м над ур. м.). В июле 2018 г. для исследования было выбрано два участка АЛП. Один располагался на крутом (15°) склоне юго-восточной экспозиции; второй – в верхней выположенной части склона восточной экспозиции. На участках были выбраны пятна растительности с участием *V. vitis-idaea* и без кустарничка, на которых отбирали образцы почвы.

Отбор проводили при контроле объемной влажности почвы до глубины 10 см датчиком TRIME-EZ (IMKO Micromodultechnic GMBH, Германия) так, чтобы она в двух вариантах (с кустарничком и без кустарничка) была примерно одинаковой. При этом на первом участке влажность почвы была значительно меньше (около 15%), а на втором образцы были отобраны при двух разных влажностях (около 21 и 27%). Таким образом, мы получили три пары вариантов контроль–брусника при разной влажности: объект 1 – влажность около 15%, объект 2 – около 21%, объект 3 – около 27%.

С каждого варианта было отобрано по 10 образцов почвы с глубины 0–5 см. Образцы были заморожены и в таком виде доставлены в лабораторию для дальнейшего анализа.

После размораживания образцов в них определяли кислотность (pH водной суспензии), содержание подвижного неорганического фосфора ($P_{мин}$) по методу Кирсанова (экстракция 0.2 M HCl), лабильные соединения C и N (экстракция 0.05 M K_2SO_4). В экстракте определяли концентрации C органических соединений ($C_{орг}$), аммонийного N ($N{-}NH_4^+$), нитратного N ($N{-}NO_3^-$) и общее содержание N ($N_{экстр}$). Концентрацию N органических соединений ($N_{орг}$) рассчитывали по разности между концентрациями $N_{экстр}$ и неорганических форм N ($N{-}NH_4^+ + N{-}NO_3^-$).

Из показателей, характеризующих биологические свойства почвы, определяли C и N микробной биомассы ($C_{микр}$ и $N_{микр}$) методом фумигации-экстракции [10, 34]. Из фумигированных парами хлороформа образцов экстрагировали C и N с использованием 0.05 M K_2SO_4. Концентрации $C_{микр}$ и $N_{микр}$ вычисляли по разности концентраций $C_{орг}$ и $N_{экстр}$ в фумигированных и исходных образцах без использования коэффициентов, учитывающих неполную экстрагируемость компонентов микробной биомассы.

Активности минерализации органических соединений азота (N-минерализация) и нитрификации определяли после инкубации образцов почвы в течение 20 суток при 22°C и полевой влажности (термостат SANYO MIR-153). Минерализацию рассчитывали, как разницу концентраций N неорга-

Таблица 1. Результат двухфакторного дисперсионного анализа по влиянию наличия брусники, влажности почвы и их взаимодействия на свойства горно-луговой альпийской почвы

Свойство	Фактор	*F*	*P*
pH	Брусника	28.76	**0.000**
	Влажность	1.62	0.207
	Брусника × влажность	0.901	0.412
$P_{мин}$	Брусника	3.966	0.051
	Влажность	0.869	0.425
	Брусника × влажность	0.526	0.594
$N-NH_4^+$	Брусника	3.639	**0.050**
	Влажность	4.077	**0.022**
	Брусника × влажность	1.853	0.167
$N-NO_3^-$	Брусника	19.52	**0.000**
	Влажность	8.770	**0.000**
	Брусника × влажность	5.491	**0.006**
$N_{орг}$	Брусника	15.47	**0.000**
	Влажность	18.20	**0.000**
	Брусника × влажность	5.041	**0.009**
$C_{орг}$	Брусника	5.247	**0.026**
	Влажность	1.960	0.151
	Брусника × влажность	2.870	0.065
$C_{орг}/N_{орг}$	Брусника	2.025	0.160
	Влажность	1.651	0.211
	Брусника × влажность	1.201	0.309
$C_{микр}$	Брусника	0.081	0.777
	Влажность	0.957	0.391
	Брусника × влажность	2.447	0.096
$N_{микр}$	Брусника	0.627	0.432
	Влажность	0.785	0.461
	Брусника × влажность	3.603	**0.034**
$C_{микр}/N_{микр}$	Брусника	6.355	**0.015**
	Влажность	4.425	**0.017**
	Брусника × влажность	1.137	0.328
N-минерализация	Брусника	7.635	**0.008**
	Влажность	1.181	0.314
	Брусника × влажность	1.703	0.191
Нитрификация	Брусника	15.56	**0.000**
	Влажность	2.713	0.075
	Брусника × влажность	3.559	**0.035**
БД	Брусника	4.615	**0.036**
	Влажность	1.026	0.365
	Брусника × влажность	2.658	0.079
qCO_2	Брусника	4.217	**0.045**
	Влажность	0.170	0.844
	Брусника × влажность	1.295	0.282
Лейцинамино-пептидаза	Брусника	4.726	**0.034**
	Влажность	8.169	**0.000**
	Брусника × влажность	1.848	0.168

Таблица 1. Окончание

Свойство	Фактор	*F*	*P*
Глюкозидаза	Брусника	4.099	**0.048**
	Влажность	5.745	**0.006**
	Брусника × влажность	15.74	**0.000**
Хитиназа	Брусника	4.023	**0.049**
	Влажность	4.048	**0.023**
	Брусника × влажность	4.266	**0.019**
Фосфатаза	Брусника	17.46	**0.000**
	Влажность	9.480	**0.000**
	Брусника × влажность	4.116	**0.022**

нических соединений ($N{-}NH_4^+ + N{-}NO_3^-$) в почве после и до инкубации, а нитрификацию – как разницу соответствующих концентраций $N{-}NO_3^-$.

Базальное дыхание (**БД**) почвы определяли после инкубации образцов в течение 24 ч при 22°С. Скорость дыхания выражали в мг $C{-}CO_2$/кг в час. На основании определения БД и $C_{микр}$ рассчитывали микробный метаболический коэффициент (qCO_2) как отношение БД к $C_{микр}$ [1].

Активность гидролитических ферментов определяли методом флюорогенно-меченых субстратов [21]. Принцип метода состоит в том, что фермент-селективные субстраты с присоединенным к ним флуоресцентным соединением метилумбеллифероном (**MUF**) или 7-амино-4-метилкумарином (**AMC**), при взаимодействии с почвенным экстрактом подвергаются гидролизу. При этом происходит высвобождение флуоресцентного соединения и его количество определяется флюорометрически. Субстраты, меченные MUF, использовали для определения активностей β-D-глюкозидазы (MUF-β-D-glucopyranoside), хитиназы (MUF-N-acetil-β-D-glucosaminide) и фосфатазы (MUF-phosphate). Субстрат, меченный AMC, применяли для оценки активности лейцинаминопептидазы (L-leucine-7-amino-4-methylcoumarin). Количества флюоресцирующих MUF и AMC, образующихся в результате распада субстратов, измеряли на мультимодальном микропланшетном ридере FilterMax F5 при длине волны возбуждения эмиссии 355 нм и испускания 460 нм. Измерения проводили через 60, 120 и 180 мин после внесения субстрата, активность ферментов выражали в мкМ MUF(AMC)/г в час.

Концентрации $C_{орг}$ и $N_{экстр}$ определяли на анализаторе TOC-V_{CPN}. Неорганические формы азота и фосфора анализировали колориметрически на спектрофотометре GENESYS™ 10UV. При определении $N{-}NH_4^+$ использовали салицилат-нитропрусидный метод, $N{-}NO_3^-$ определяли после восстановления NO_3^- до NO_2^- на кадмиевой колонке с последующей реакцией с сульфаниламином и N-(1-нафтил)-этилендиамин-дигидрохлоридом, $P_{мин}$ – восстановлением молибдена фосфорномолибденовой кислоты аскорбиновой кислотой по Мэрфи и Райли в модификации Ватанабе-Олсена. Концентрацию CO_2 определяли на газовом хроматографе Кристалл-2000.

Статистический анализ данных был проведен в программе STATISTICA 8.0. Данные были проверены на нормальность распределения (критерий Шапиро-Уилка) и равенство дисперсий (тройной тест Кохрана, Хартли и Бартлетта). Свойства, отклоняющиеся от нормального распределения и не имеющие равных дисперсий, были log-трансформированы. Далее был проведен двухфакторный дисперсионный анализ для оценки влияния на изученные свойства влажности почвы (3 варианта), наличия/отсутствия *V. vitis-idaea* (2 варианта) и взаимодействия этих факторов. Влияние факторов и их сочетания считалось значимым при $P < 0.05$. Если влияние фактора или сочетания факторов было значимым, использовали тест Фишера для оценки значимости воздействия присутствия или отсутствия *V. vitis-idaea* на почвенные свойства для каждого объекта. Аналогично оценивали влияние изменения влажности почвы в вариантах контроль и брусника.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Горно-луговая почва АЛП характеризуется кислой реакцией среды, высоким содержанием $C_{микр}$, $N_{микр}$ и $C_{орг}$, преобладанием органических соединений в составе $N_{экстр}$ и преобладанием $N{-}NH_4^+$ в составе неорганических соединений азота, низким содержанием $P_{мин}$. Эти свойства почвы исследованных участков являются типичными для АЛП [4, 7].

Большинство изученных свойств почвы испытывают значимое влияние присутствия *V. vitis-idaea*, изменяющейся влажности и сочетания этих факторов (табл. 1).

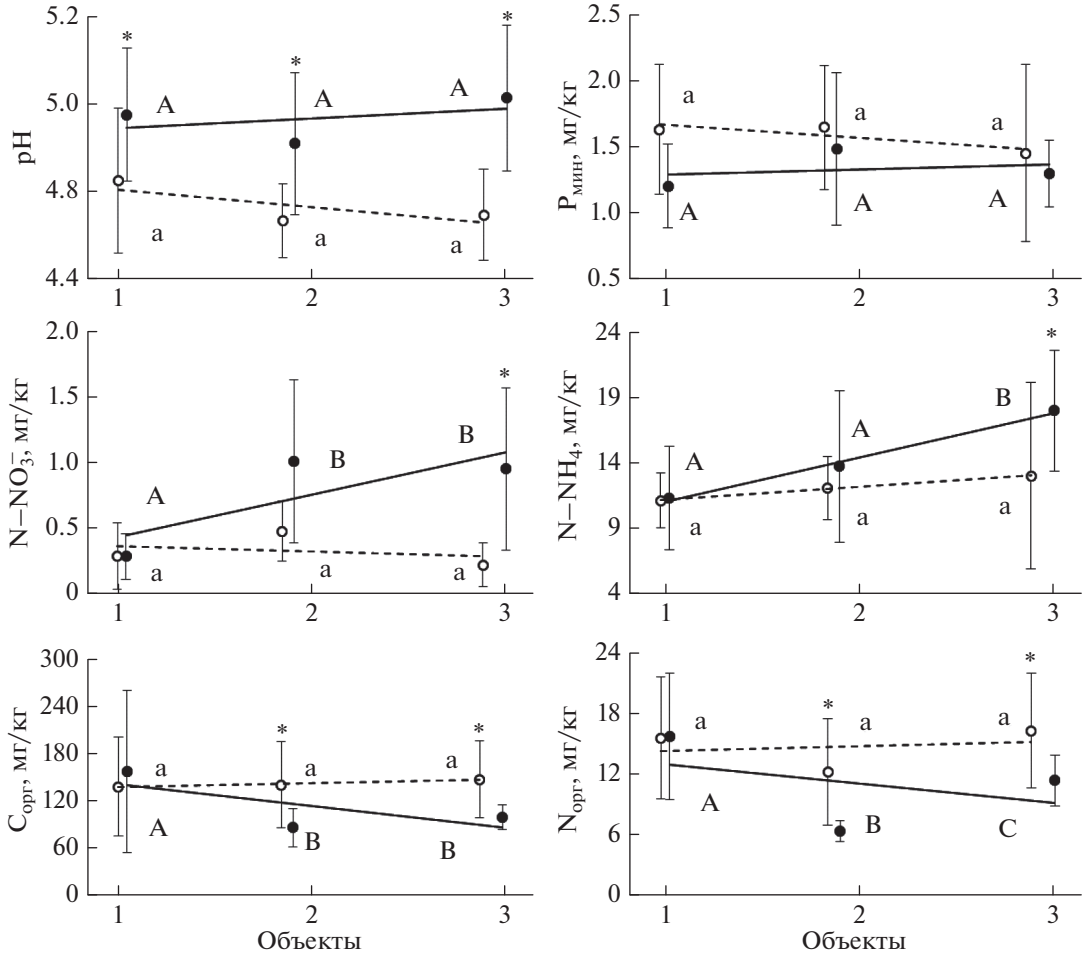

Рис. 1. Свойства горно-луговой почвы альпийской лишайниковой пустоши (среднее и стандартное отклонение). Здесь и на рис. 2: черный кружок, сплошная линия тренда – при отсутствии *Vaccinium vitis-idaea* в составе фитоценоза; белый кружок, пунктирная линия тренда – при наличии *V. vitis-idaea* (1, 2 и 3 – объекты с влажностью почвы 15, 21 и 27% соответственно). Символ * показывает значимое различие между вариантами контроль и брусника при фиксированной влажности. Одинаковые буквенные индексы показывают отсутствие значимых различий при разной влажности почвы в варианте контроль (прописные) и брусника (строчные).

Кислотность почвы. Это единственное из изученных свойств, которое значимо изменяется при наличии *V. vitis-idaea* в составе фитоценоза вне зависимости от влажности (рис. 1). Повышение кислотности в почве под брусникой соответствует результату нашего предыдущего исследования [4] и представлению о том, что наземный и подземный опад вересковых кустарничков способствует формированию кислых продуктов при его трансформации [17]. Кроме того, ЭРМ грибы выделяют в почву органические соединения кислотной природы [25]. При этом изменение влажности почвы в вариантах “контроль” и “брусника” не оказывает влияние кислотность.

Содержание неорганических форм азота и фосфора и активности N-минерализации и нитрификации. Концентрации $N–NH_4^+$ и $N–NO_3^-$, несмотря на то, что различаются в почве АЛП на порядок [5], демонстрируют схожие закономерности изменения под влиянием *V. vitis-idaea* и влажности. При низкой влажности они не отличаются в почве вариантов “контроль” и “брусника”, но при ее повышении оказываются значимо меньшими в присутствии брусники. Определяется такая динамика отсутствием влияния влажности на содержание $N–NH_4^+$ и $N–NO_3^-$ в почве при наличии *V. vitis-idaea* и повышением их концентраций в почве контрольного варианта с ростом влажности (рис. 1).

Такая же закономерность характерна для активностей N-минерализации и нитрификации. В целом, при очень низких показателях (вплоть до отрицательных значений N-минерализации) наблюдается их повышение в почве контрольного варианта и значимое превышение над вариантом брусника при высокой влажности (рис. 2). Извест-

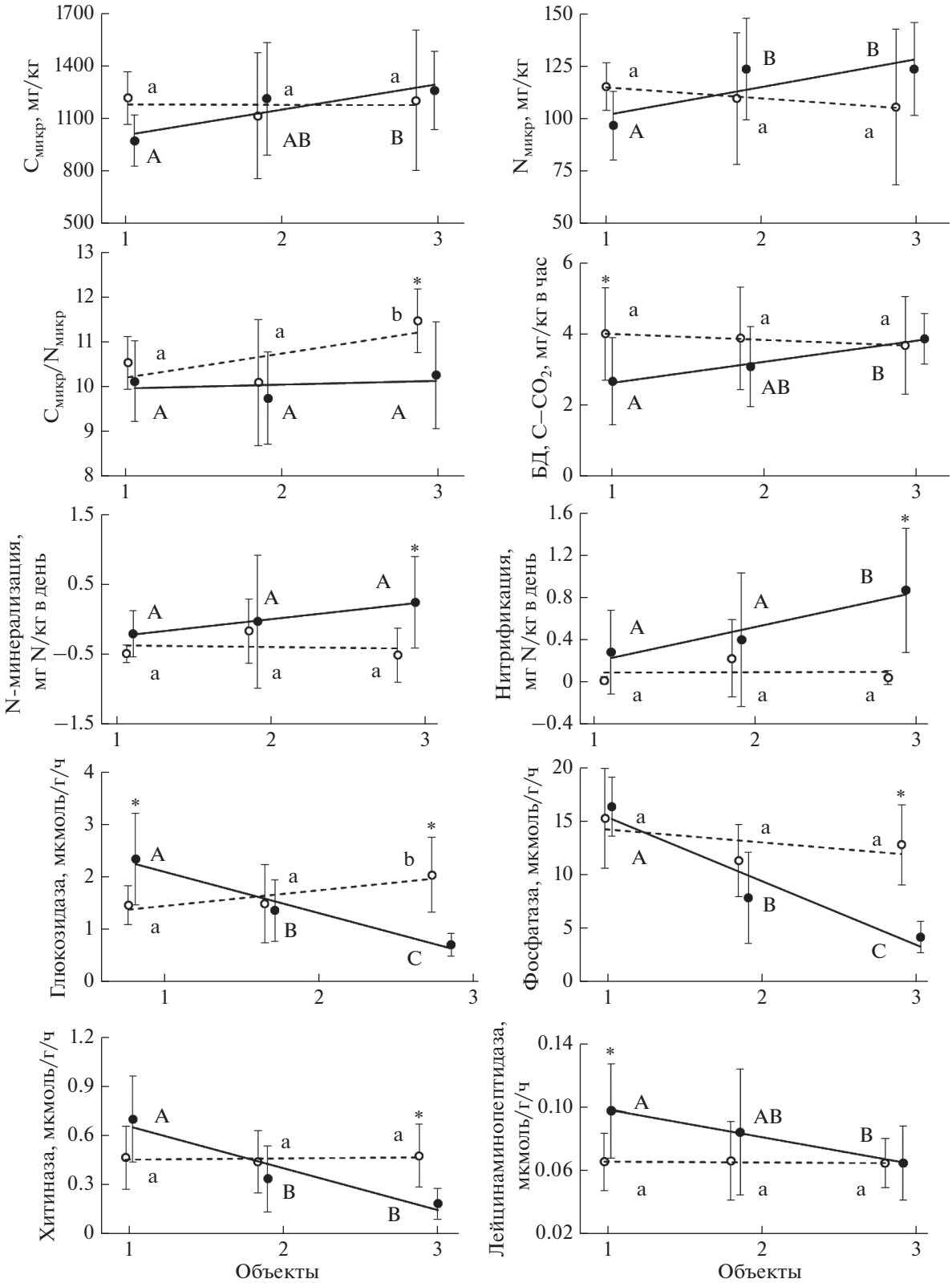

Рис. 2. Биологические свойства и биологическая активность горно-луговой почвы альпийской лишайниковой пустоши.

но, что растения, образующие АРМ, произрастают на почвах, более обеспеченных неорганическими соединениями азота [3, 20]. Такая закономерность интерпретируется как преимущественная специализация АРМ грибов на поглощении $N{-}NH_4^+$ и $N{-}NO_3^-$ [30] или же свидетельствует о незначительном вкладе АРМ симбиоза в азотное питание растений [8, 31]. Одновременно показано, что АРМ грибы могут косвенно влиять на процессы трансформации органического вещества и азотсодержащих соединений, воздействуя на комплекс свободноживущих микроорганизмов [23]. Однако оказывается, что трансформация соединений азота (особенно нитрификация) изменяется при разной увлажненности почвы АЛП под АРМ растениями, тогда как при наличии *V. vitis-idaea* эти показатели демонстрируют устойчивость. Такой результат соответствует данным о том, что биологическая активность почв (дыхание) под АРМ растениями в большей степени реагирует на изменение влажности, тогда как под ЭКМ растениями (больше соответствуют ЭРМ по активности экзоферментов) температура оказывается более важным фактором [35].

Концентрация $P_{мин}$ в почве низкая, что характерно для почвы АЛП, и не показала значимой реакции на присутствие *V. vitis-idaea* в составе фитоценоза или на изменение влажности. Тенденция к появлению разницы между вариантами “контроль” и “брусника” (больше $P_{мин}$ в почве под *V. vitis-idaea*) отмечена только при снижении влажности почвы (рис. 1). Ранее была показана более выраженная мобилизация $P_{мин}$ в почве под растениями с ЭРМ и ЭКМ, что соответствовало большей кислотности почвы и активности фосфатазы [4, 6].

Углерод и азот экстрагируемого органического вещества. Концентрации $C_{орг}$ и $N_{орг}$ в присутствие *V. vitis-idaea* не изменяются при изменении влажности, тогда как в почве контрольного варианта они уменьшаются с повышением влажности. В результате при низкой влажности они также, как и в случае неорганических форм азота, не отличаются в почве вариантов контроль и брусника, но с увеличением влажности концентрации $C_{орг}$ и $N_{орг}$ под *V. vitis-idaea* становятся значимо бóльшими. В противоположность этому, в тепличном эксперименте было показано, что повышенное выделение в почву экссудатов при снижении влажности почвы было характерно для растений с ЭКМ микоризой, но не для АРМ [19].

Концентрация элементов экстрагируемого органического вещества в почве регулируется многими факторами, включая влияние микоризных грибов. В теории такое влияние может проявляться как в повышении концентрации $C_{орг}$ и $N_{орг}$ в почве с ЭКМ и ЭРМ растениями за счет деполимеризации органического вещества под действием гидролитических ферментов [16, 36] или выделения большего количества органического вещества через микоризу [25], так и, напротив, в закреплении C и N в составе стабильного органического вещества за счет продуцирования большого количества полифенолов и формирования полифенол-белковых комплексов [11, 17, 20]. В экспериментальных исследованиях также было показано, как наличие эффекта мобилизации органического вещества под влиянием растений с ЭКМ и ЭРМ [4, 6], так и его отсутствие или даже уменьшение концентрации $C_{орг}$ [6, 20].

Микробная биомасса и биологическая активность. Концентрации $C_{микр}$ и $N_{микр}$ в почве являются достаточно устойчивыми показателями, которые согласно результату двухфакторного дисперсионного анализа в наименьшей степени реагируют на появление ЭРМ-симбиоза на АЛП или на изменение влажности почвы. Ранее мы показали на примере почвы АЛП [4] и почвы тундрового луга в Хибинах [6], что концентрация $C_{микр}$ под травами и вересковыми кустарничками не отличалась, но $N_{микр}$ и соотношение C/N в микробной биомассе двух изученных почв демонстрировали разнонаправленные изменения. Соотношение $C_{микр}/N_{микр}$ – это один из немногих показателей, который изменяется в почве под *V. vitis-idaea* в большей степени, чем в отсутствие кустарничка. Его увеличение при повышении влажности приводит к значимому превышению над соответствующим соотношением в почве контрольного варианта (рис. 2), но причина такого различия пока не очевидна. Большее соотношение C/N в микробной биомассе в присутствии растений с ЭРМ и ЭКМ было получено нами и для почвы тундрового луга в Хибинах, где мы предположительно связали это с изменением структуры микробного сообщества [6].

Базальное дыхание, подобно микробной биомассе, демонстрирует стабильность при изменении влажности в почве под *V. vitis-idaea* и повышается с ростом влажности почвы контрольного варианта. Результатом такой динамики является значимое превышение БД и qCO_2 в почве с *V. vitis-idaea* при низкой влажности.

Таким образом, для $C_{микр}$ и $N_{микр}$, как и для других свойств почвы, характеризующих биологическую активность, связанную с функционированием живых клеток (N-минерализация, нитрификация, базальное дыхание), и результат такой активности (концентрации $N{-}NH_4^+$ и $N{-}NO_3^-$), характерно постоянство при изменении влажности в варианте с *V. vitis-idaea* и увеличение при повышении влажности почвы в контрольном варианте. Этот результат свидетельствует о большей чувствительности микробного сообщества почвы под АРМ растениями к доступности воды и соот-

ветствует ранее полученным данным по реакции биологической активности почв биогеоценозов с доминированием растений, образующих АРМ, на количество атмосферных осадков [35].

Ферментативная активность. Активности всех изученных ферментов демонстрируют схожие закономерности. Они достаточно стабильны при изменении влажности почвы в варианте брусника (лишь активность глюкозидазы возрастает с увеличением влажности) и уменьшаются с ростом влажности при отсутствии *V. vitis-idaea* в составе фитоценоза (рис. 2). В результате активности глюкозидазы, хитиназы и фосфатазы значимо выше в почве с *V. vitis-idaea* при высокой влажности. Это соответствует значимому росту концентраций $C_{орг}$ и $N_{орг}$, вероятно, в результате воздействия ферментов (глюкозидазы и хитиназы) на высокомолекулярные компоненты органического вещества с продуцированием небольших, более биогеохимически подвижных (легкоэкстрагируемых) молекул [4]. В то же время, хотя наблюдается общая тенденция изменения в почве контрольного варианта при разной влажности активностей глюкозидазы, хитиназы и лейцинаминопептидазы, с одной стороны, и концентраций $C_{орг}$ и $N_{орг}$, с другой, повышение активностей этих ферментов при низкой влажности не сопровождается ростом концентраций $C_{орг}$ и $N_{орг}$. Также и динамика активности фосфатазы не соответствует динамике $P_{мин}$ в почве. Ранее нами было обнаружено повышение концентрации $P_{мин}$ в почвах под кустарничками, образующими ЭРМ [4, 6], но это не сопровождалось увеличением соотношения C/P в экстрагируемом органическом веществе при росте фосфатазной активности [6]. Возможно, подобные несоответствия связаны с некорректностью прямого сопоставления динамики изученных минеральных и органических фракций фосфора в силу их разной биогеохимической лабильности.

Таким образом, результаты исследования лишь частично подтверждают мнение о большей активности экзоферментов ЭРМ, которая проявляется только при повышенном увлажнении почвы АЛП, но происходит это скорее в результате уменьшения активности соответствующих ферментов в почве в отсутствие *V. vitis-idaea*. При снижении влажности почвы активность ферментов под травяной растительностью, напротив, возрастает. Реакция ферментной системы микоризы на изменение влажности почвы может быть следствием адаптации для обеспечения микробной активности и питания растений в неблагоприятных засушливых условиях. Однако в противоположность нашему результату, данные, полученные в условиях тепличного эксперимента, демонстрировали, что снижение влажности почвы сопровождалось меньшим откликом продукции экссудатов растениями, образующими АРМ [19]. Примечательным фактом явилось то, что биологические (микробная биомасса, трансформация соединений азота, дыхание) и биохимические (активность экзоферментов) свойства почвы меняются разнонаправлено при изменении влажности.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Кислотность почвы АЛП повышается в присутствии *V. vitis-idaea* в составе фитоценоза. Динамика других изученных свойств более сложна и определяется как наличием *V. vitis-idaea*, так и влажностью почвы. Более стабильные показатели содержания лабильных форм C и N, биологической и ферментативной активности в почве под *V. vitis-idaea* при изменении влажности свидетельствуют о меньшей чувствительности ЭРМ грибов и ассоциированного с ЭРМ сапротрофного микробного сообщества к доступности почвенной влаги. Меньшие концентрации $N{-}NH_4^+$, $N{-}NO_3^-$ и меньшие активности N-минерализации и нитрификации в почве под *V. vitis-idaea* при высокой влажности демонстрирует меньшую зависимость растения от минеральных соединений в азотном питании. Под травяной растительностью при уменьшении влажности почвы снижаются концентрации неорганических соединений азота и активности процессов N-минерализации и нитрификации, а также микробная биомасса и базальное дыхание почвы. Одновременно концентрации лабильных органических соединений углерода, азота и активности экзоферментов повышаются, свидетельствуя о сдвиге трансформации органического вещества от минерализации к деполимеризации, больше характерной для экосистем с доминированием ЭКМ и ЭРМ. Это обстоятельство следует принимать во внимание при прогнозе изменения функционирования альпийских экосистем в связи с наблюдающейся тенденцией повышения участия кустарничков и кустарников в составе фитоценозов альпийских лугов и уменьшения количества атмосферных осадков теплого периода при прогнозируемом росте числа и интенсивности засух в горных регионах.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена при поддержке РНФ (проект 16-14-10208).

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Ананьева Н.Д., Сусьян Е.А., Рыжова И.М., Бочарникова Е.О., Стольникова Е.В.* Углерод микробной биомассы и микробное продуцирование двуокиси

углерода дерново-подзолистыми почвами постагрогенных биогеоценозов и коренных ельников южной тайги (Костромская область) // Почвоведение. 2009. № 9. С. 1108–1116.

2. *Макаров М.И.* Роль микоризы в трансформации соединений азота в почве и в азотном питании растений (обзор) // Почвоведение. 2019. № 2. С. 220–233.
3. *Макаров М.И., Бузин И.С., Тиунов А.В., Малышева Т.И., Кадулин М.С., Королева Н.Е.* Изотопный состав азота в почвах и растениях горно-тундровых экосистем Хибин // Почвоведение. 2019. № 10. С. 1185–1197.
4. *Макаров М.И., Кадулин М.С., Турчин С.Р., Малышева Т.И., Аксенова А.А., Онипченко В.Г., Меняйло О.В.* Влияние *Vaccinium vitis-idaea* на свойства горно-луговой почвы альпийской лишайниковой пустоши // Экология. 2019. № 4. С. 270–275.
5. *Макаров М.И., Леошкина Н.А., Ермак А.А., Малышева Т.И.* Сезонная динамика минеральных форм азота в горно-луговых альпийских почвах // Почвоведение. 2010. № 8. С. 969–978.
6. *Макаров М.И., Малышева Т.И., Кадулин М.С., Верховцева Н.В., Сабирова Р.В., Лифанова В.О., Журавлева А.И., Карпухин М.М.* Влияние растений с эрикоидной микоризой и эктомикоризой на свойства почвы злакового луга в горной тундре Хибин // Почвоведение. 2020. № 5.
7. *Макаров М.И., Малышева Т.И., Мулюкова О.С., Меняйло О.В.* Влияние замораживания горно-луговых альпийских почв на процессы трансформации соединений азота и углерода // Экология. 2015. № 4. С. 257–264.
8. *Смит С.Э., Рид Д.Дж.* Микоризный симбиоз. Пер. с 3-го англ. издания Е.Ю. Ворониной. М.: Товарищество научных изданий КМК, 2012.
9. *Bödeker I.T.M., Clemmensen K.E., Boer W., Martin F., Olson E., Lindahl B.D.* Ectomycorrhizal Cortinarius species participate in enzymatic oxidation of humus in northern forest ecosystems // New Phytol. 2014. V. 203. P. 245–256.
10. *Brooks P.C., Landman A., Pruden G., Jenkinson D.S.* Chloroform fumigation and release of soil nitrogen: a rapid direct extraction method to measure microbial biomass nitrogen // Soil Biol. Biochem. 1985. V. 17. P. 837–842.
11. *Clemmensen K.E., Finlay R.D., Dahlberg A., Stenlid J., Wardle D., Lindahl B.D.* Carbon sequestration is related to mycorrhizal fungal community shifts during long-term succession in boreal forests // New Phytol. 2015. V. 205. P. 1525–1536.
12. *Collier F.A., Bidartondo M.I.* Waiting for fungi: the ectomycorrhizal invasion of lowland heathlands // J. Ecol. 2009. V. 97. P. 950–963.
13. *Elumeeva T.G., Aksenova A.A., Onipchenko V.G., Werger M.J.A.* Effects of herbaceous plants functional groups on the dynamics and structure of an alpine lichen heath: the results of a removal experiment // Plant Ecology. 2018. V. 219. P. 1435–1447.
14. *Gebetsroither E., Züger J., Loibl W.* Drought in Alpine areas under changing climate conditions // Management strategies to adapt Alpine space forests to climate change risks. InTech. 2013. P. 165–189.
15. *Hallinger M., Manthey M., Wilmking M.* Establishing a missing link: Warm summers and winter snow cover promote shrub expansion into alpine tundra in Scandinavia // New Phytol. 2010. V. 186. P. 890–899.
16. *van der Heijden M.G.A., Martin F.M., Selosse M.A., Sanders I.R.* Mycorrhizal ecology and evolution: the past, the present, and the future // New Phytol. 2015. V. 205. P. 1406–1423.
17. *Kraus T.E.C., Dahlgren R.A., Zasoski R.J.* Tannins in nutrient dynamics of forest ecosystems – a review // Plant Soil. 2003. V. 256. P. 41–66.
18. *Leitinger G., Ruggenthaler R., Hammerle A., Lavorel S., Schirpke U., Clement J.-C., Lamarque P., Obojes N., Tappeiner U.* Impact of droughts on water provision in managed alpine grasslands in two climatically different regions of the Alps // Ecohydrology. 2015. V. 8. P. 1600–1613.
19. *Liese R., Lübbe T., Albers N.W., Meier I.C.* The mycorrhizal type governs root exudation and N uptake of temperate tree species // Tree Physiol. 2018. V. 38. P. 83–95.
20. *Lin G., McCormack M.L., Ma C., Guo D.* Similar below-ground carbon cycling dynamics but contrsting modes of nitrogen cycling between arbuscular mycorrhizal and ectomycorrhizal forests // New Phytol. 2017. V. 213. P. 1440–1451.
21. *Marx M.C., Wood M., Jarvis S.C.* A microplate fluorometric assay for the study of enzyme diversity in soils // Soil Biol. Biochem. 2001. V. 33. P. 1633–1640.
22. Molecular mycorrhizal symbiosis / Ed. Martin F. Wiley-Blackwell, 2016.
23. *Nuccio E.E., Hodge A., Pett-Ridge J., Herman D.J., Weber P.K., Firestone M.K.* An arbuscular mycorrhizal fungus significantly modifies the soil bacterial community and nitrogen cycling during litter decomposition // Environ. Microbiol. 2013. V. 15. P. 1870–1881.
24. *Onipchenko V.G., Makarov M.I., van der Maarel E.* Influence of alpine plants on soil nutrient concentrations in a monoculture experiment // Folia Geobot. 2001. V. 36. P. 225–241.
25. *Orwin K.H., Kirschbaum M.U.F., St John M.G., Dickie I.A.* Organic nutrient uptake by mycorrhizal fungi enhances ecosystem carbon storage: a model-based assessment // Ecol. Lett. 2011. V. 14. P. 493–502.
26. *Phillips R.P., Brzostek E., Midgley M.G.* The mycorrhizal-associated nutrient economy: a new framework for predicting carbon–nutrient couplings in temperate forests // New Phytol. 2013. V. 199. P. 41–51.
27. *Phillips L.A., Ward V., Jones M.D.* Ectomycorrhizal fungi contribute to soil organic matter cycling in sub-boreal forests // ISME J. 2014. V. 8. P. 699–713.
28. *Post E., Forchhammer M.C., Bret-Harte M.S., Callaghan T.V., Christensen T.R., Elberling B., Fox A.D., Gilg O., Hik D.S., Høye T.T., Ims R.A., Jeppesen E., Klein D.R., Madsen J., McGuire A.D., Rysgaard S., Schindler D.E., Stirling I., Tamstorf M.P., Tyler N.J.C., van der Wal R., Welke J., Wookey P.A., Schmidt N.M., Aastrup P.* Ecological dynamics across the Arctic associated with recent climate change // Science. 2009. V. 325. P. 1355–1358.
29. *Read D.J., Leake J.R., Perez-Moreno J.* Mycorrhizal fungi as drivers of ecosystem processes in heathland and

boreal forest biomes // Can. J. Bot. 2004. V. 82. P. 1243–1263.

30. *Read D.J., Perez-Moreno J.* Mycorrhizas and nutrient cycling in ecosystems: a journey towards relevance? // New Phytol. 2003. V. 157. P. 475–492.

31. *Reynolds H.L., Hartley A.E., Vogelsang K.M., James D. Bever J.D., Schultz P.A.* Arbuscular mycorrhizal fungi do not enhance nitrogen acquisition and growth of old-field perennials under low nitrogen supply in glasshouse culture // New Phytol. 2005. V. 167. P. 869–880.

32. *Rineau F., Roth D., Shah F., Smits M., Johansson T., Canbäck B., Olsen P.B., Persson P., Grell M.N., Lindquist E., Grigoriev I.V., Lange L., Tunlid A.* The ectomycorrhizal fungus Paxillus involutus converts organic matter in plant litter using a trimmed brown-rot mechanism involving Fenton chemistry // Environ. Microbiol. 2012. V. 14. P. 1477–1487.

33. *Sulman B.N., Shevliakova E., Brzostek E.R., Kivlin S.N., Malyshev S., Menge D.N.L., Zhang X.* Diverse mycorrhizal associations enhance terrestrial C storage in a global model // Global Biogeochem. Cycles. 2019. V. 33. P. 501–523.

34. *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.

35. *Vargas R., Baldocchi D.D., Querejeta J.I., Curtis P.S., Hasselquist N.J., Janssens I.A., Allen M.F., Montagnani L.* Ecosystem CO_2 fluxes of arbuscular and ectomycorrhizal dominated vegetation types are differentially influenced by precipitation and temperature // New Phytologist. 2010. V. 185. P. 226–236.

36. *Wurzburger N., Hendrick R.L.* Rhododendron thickets alter N cycling and soil extracellular enzyme activities in southern Appalachian hardwood forests // Pedobiologia. 2007. V. 50. P. 563–576.

Dependence of Properties of Soil under Alpine Lichen Community on Soil Moisture and Presence of *Vaccinium vitis-idaea*

M. I. Makarov[1, *], R. V. Sabirova[1], M. S. Kadulin[1], T. I. Malysheva[1], A. I. Zhuravleva[2], V. G. Onipchenko[1], and A. A. Aksenova[1]

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

[2]*Institute of Physicochemical and Biological Problems of Soil Science of the Russian Academy of Science, Pushino, 142290 Russia*

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

Iincreasing participation dwarf shrubs and shrubs in plant communities of alpine meadows and tendency to decreasing summer atmospheric precipitation in mountain regions determine the relevance of assessing the role of ectomycorrhiza and ericoid mycorrhiza, as well as the soil moisture in nutrients availability for plants and microorganisms. Properties of the mountain-meadow soil of the alpine lichen community in Teberda Reserve, labile forms of carbon, nitrogen and phosphorus, as well as biological activity at different soil moisture levels and in the presence or absence of *Vaccinium vitis-idaea* in the plant community have been studied. It has been shown that under *V. vitis-idaea*, the soil is characterized by higher acidity and is less responsive to changes in soil moisture. Differences in soil properties in the presence and absence of *V. vitis-idaea* are mostly determined by the response of the soil to changes in moisture in the absence of dwarf shrub. Under herbal vegetation, when soil moisture decreases, concentrations of inorganic nitrogen, activity of N-mineralization and nitrification, microbial biomass and soil respiration decrease, but concentrations of labile organic carbon and nitrogen, and enzymatic activity increase. Such changes indicate a shift in organic matter transformation from mineralization to depolymerization, more characteristic of ectomycorrhizal and ericoid mycorrhizal dominated ecosystems.

Keywords: ericoid mycorrhiza, soil moisture, carbon, nitrogen, phosphorus, microbial biomass, enzymatic activity

ПОЧВОВЕДЕНИЕ, 2020, № 7, с. 860–870

МИНЕРАЛОГИЯ И МИКРОМОРФОЛОГИЯ ПОЧВ

УДК 631.4

ПРИЗНАКИ ПРИРОДНОЙ И АНТРОПОГЕННОЙ ЭВОЛЮЦИИ В МИКРОСТРОЕНИИ ПОЧВ БЫКОВСКОГО РАСШИРЕНИЯ МОСКВОРЕЦКОЙ ПОЙМЫ[1]

© 2020 г. М. И. Герасимова[a, b], *, Н. В. Савицкая[b], **

[a] *МГУ им. М.В. Ломоносова, Ленинские горы, 1, Москва, 119991 Россия*

[b] *Почвенный институт им. В.В. Докучаева, Пыжевский пер., 7, Москва, 117047 Россия*

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

***e-mail: savitskaya_nv@esoil.ru*

Поступила в редакцию 07.11.2019 г.
После доработки 12.12.2019 г.
Принята к публикации 26.12.2019 г.

Почвы озеровидного Быковского расширения имеют давнюю историю с чередованием разных видов использования: луг, пригородное хозяйство, пашня с планировкой поверхности и местами с осушением, залежь. Результаты этих видов антропогенных воздействий на почвы оценивались микроморфологическим методом. Были подтверждены известные представления о микростроении аллювиальных почв, а также выявлены особые природные черты аллювиальных почв, отражающие их положение в озеровидном расширении поймы, почв останцов террас и различные антропогенные события в их истории. Так, характерные природные черты аллювиальных почв выражены относительно слабо в условиях озерно-аллювиального режима, свойства агрогоризонтов близки таковым природных почв, признаков агрогенной деградации не обнаружено. Режим залежи проявляется в усложнении микроструктур, активизации мезофауны. Микростроение осушенной и глеевой аллювиальных почв различается формами железистых новообразований в профиле: сегрегационных в основном в виде нодулей в первом случае и миграционно-пропиточных – железистых кутан по порам и мощной пропитки (гидр)оксидами железа, сочетающейся с сильным локальным обезжелезнением, во втором. На останце террасы – достаточно распространенном элементе рельефа озеровидных расширений – обнаружена текстурно-дифференцированная почва, верхние горизонты которой были перемещены при планировке поверхности. Микроморфологическим “маркером” перемещенного материала являются блоковые агрегаты текстурного горизонта BT, трансформированные и/или включенные в разной степени в почвенную массу верхних горизонтов. В почве останца сохранился горизонт BT, однозначно диагностируемый по микроструктурам, оптическим свойствам микромассы и иллювиальным кутанам.

Ключевые слова: аллювиальные почвы, микроморфологическая диагностика, смена видов использования, останцы террас, погребенные дерново-подзолистые почвы

DOI: 10.31857/S0032180X20070035

ВВЕДЕНИЕ

Микроморфологическим исследованиям суглинистых пойменных почв равнинных рек, преимущественно европейской России, посвящены работы Балабко [4–6], Макеевой с соавт. [16, 17], Самойловой с соавт. [23], Чижиковой и Яриловой [27], Федорова [26], Добровольского с соавт. [9, 10], Якушевой [30]. В них рассмотрены общие черты микростроения пойменных (аллювиальных) почв, характерные для почв разных элементов пойм и пойменных почв разных природных зон. Работы выполнялись в традиционных представлениях о типичных для пойм почвообразовательных процессах, наиболее ярко выраженных в почвах центральной поймы. К обычным для пойменных почв процессам относятся гумусонакопление, оглеение, преобразование слоистого породного материала – аллювия, в структурную почвенную массу, ассимиляция гумусовыми горизонтами наилков [2, 5, 6, 9, 30]. Микроморфологические материалы убедительно подтверждают эту концепцию природного пойменного почвообразования – синлитогенного, формирующего почвенный профиль типа AC, часто с оглеенным нижним горизонтом и погребенными гумусовыми горизонтами [12].

[1] Дополнительная информация для этой статьи доступна по doi 10.31857/S0032180X20070035 для авторизованных пользователей.

Значительная часть пойм использовалась как луга и сенокосы, что мало повлияло на свойства природных почв, поскольку антропогенное воздействие заключалось лишь в изъятии небольшой части надземной фитомассы или ее поедании скотом без нарушений минеральных горизонтов. Изменения в структуре и гумусовом состоянии пойменных почв при ведении интенсивного земледелия были описаны рядом авторов: Авдеевой с соавт. [1], Ахтырцевым с соавт. [3], Добровольским [9], Кораблевой с соавт. [13], Кузьменко [14]; еще более существенными они были при орошении или осушении [11, 24, 25].

Возвращение пахотных пойменных почв в исходные квазиприродные условия под залежью микроморфологами практически не изучалось, несмотря на широкое распространение этого явления в разных регионах России в последние десятилетия [15]. Оценка агрогенных изменений пойменных почв затруднена тем, что их природные свойства сходны с антропогенными – результатами окультуривания, и строение простых, на первый взгляд, профилей аллювиальных почв усложняется.

По характеру рельефа и отложений, следовательно, почв, особое место занимают озеровидные расширения речных пойм, как правило, интенсивно используемые для выращивания кормовых и овощных культур. Выявлению природно-антропогенных особенностей аллювиальных почв одного из Подмосковных расширений микроморфологическим (**ММ**) методом посвящено данное исследование.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Объект микроморфологического исследования – почвы Быковского озеровидного расширения поймы, которое является первым в ряду расширений Нижнемоскворецкого бассейна (рис. 1). Ниже по течению располагается равнинное Раменское расширение, на значительной части заторфованное и заболоченное [9]. Следующее расширение – Фаустовская пойма – имеет волнистый плоскогривистый рельеф, сложено суглинистым аллювием и отличается наличием большого количества озер, иногда останцов надпойменной террасы. Рассматриваемое явление – останцы террас на поймах – впервые было описано Шанцером [28] и хорошо известно геоморфологам [21].

Москва-река местами врезается в известняки и мергели карбона; вдоль ее русла на дневную поверхность выходят юрские глины, а в долине встречаются выходы известняков, мергелей и фосфоритоносных песков. Почвообразующие породы озеровидных расширений – верхние слои озерно-аллювиальных отложений – имеют тяжелый гранулометрический состав, нейтральную или слабощелочную реакцию, содержат мелкие обломки

Рис. 1. Пойменные расширения нижнего течения реки Москвы: *1* – Быковское, *2* – Раменское, *3* – Фаустовское, *4* – Коломенское.

карбонатных пород; с глубиной начинает проявляться слоистость – чередование глинистых слоев с песчаными прослойками или линзами.

Первоначально пойменные расширения р. Москвы использовались в качестве сенокосов, в послевоенные годы началось их освоение под овощные и кормовые культуры, проводились гидротехнические мелиорации.

Полого-волнисто-гривистый рельеф Быковского расширения осложняется ложбинами временных водотоков, небольшими озерцами и болотами в притеррасном понижении, а также мелкими карстовыми западинами (рис. 2А). Абсолютные высоты составляют 107–110 м. По данным Института овощного хозяйства в последние 40 лет центральная часть Быковской поймы практически не заливается полыми водами; уровень грунтовых вод на относительно повышенных участках колеблется от 2 до 5 м, на ровных поверхностях и в понижениях он находится на глубине 1–2 м [20]. Останцы террас в Быковском расширении не отмечались.

Основная поверхность Быковской поймы с аллювиальными дерновыми, глееватыми и глеевыми почвами была полностью занята пашней, местами – огородами (рис. 2Б); отдельные участки осушались, проводились планировки поверхности. Периоды разных видов землепользования известны по документам, старым картам и дистанционным материалам. В 1960-е годы была организована система гончарного дренажа [1]. В 1974 г. при закладке стационарного полевого опыта в части Быковского расширения – на территории наших исследований – была поведена капитальная планировка поверхности бульдозером, в результате чего исходные неровности рельефа были снивелированы, некоторые понижения засыпаны, к срезанным участкам подсыпали новый материал. В Проекте капитальной планировки подчеркивалось стремление минимально нару-

А Б

Рис. 2. Быковское расширение в разные годы: А – топографическая карта 1940 г., Б – космический снимок 1964 г.

шить исходные уклоны поверхности и почвенный покров: “При планировке поверхности минимально перемещали растительный плодородный слой почвы и затем возвращали его обратно, стояла задача не нарушать генетическое строение почвы” [20, стр. 1].

Для анализа сложной истории использования почв Быковского расширения, отразившейся в строении почвенного профиля, для микроморфологических исследований были выбраны две группы объектов: относительно малоизмененные почвы под 10-летней залежью и почвы с существенными механическими нарушениями профиля (рис. 3, табл. 1).

Все почвы постагрогенные и находятся в настоящий момент под 10-летней залежью с густым и высоким разнотравно-злаковым покровом со значительным участием рудеральных видов. В его составе преобладают вейник наземный (*Calamagrostis epigeios* (L.) *Roth*), кипрей четырехгранный (*Epilobium tetragonum* L.), чернобыльник (полынь обыкновенная) (*Artemisia vulgaris* L.), осот полевой (*Sonchus arvensis* L.), изредка встречается хвощ полевой (*Equisetum arvense* L.). Различия в составе растительности между объектами исследования несущественны, кроме разреза в притеррасном понижении с осоками и гигрофильным разнотравьем. Условно целинные почвы в подмосковных пойменных расширениях отсутствуют. На почвенной карте РСФСР 1988 г. [19] показаны “Пойменные слабокислые и нейтральные почвы”, на листе “Москва” Государственной Почвенной карты почвы названы пойменными дерновыми, но на территорию расширений заходят дерново-подзолистые [8].

Первая группа объектов изучения включала следующие (табл. 1 и 2, рис. 3): аллювиальные почвы центральной поймы, измененные только в верхней части профиля: “типичные” (разрез 20), оглеенные и осушенные (разрез 21), глеевые почвы старичного понижения (разрез 1). Вторая группа – почвы с нарушенным профилем при планировке поверхности поймы: с засыпанными в понижение беспорядочно перемешанными фрагментами почвенных горизонтов (разрез 22), со срезанным верхним горизонтом и вновь подсыпанным материалом (разрез 23). К нарушенным мы отнесли также почву грунтовой дороги (разрез 24).

Микроморфологические исследования проводились по принятой в России методике с частичным использованием международных терминов и определений [7, 31] в Лаборатории минералогии и микроморфологии почв Почвенного ин-та им. В.В. Докучаева; шлифы изготовлены М.А. Лебедевым.

В качестве методологического подхода был принят комплекс представлений о микростроении пойменных почв, сложившийся на основании работ Т.В. Афанасьевой, П.Н. Балабко, Е.М. Самойловой, К.Н. Федорова, Е.А. Яриловой и других исследователей. Так, типичным пойменным почвам свойственна однородность микростроения верхних аккумулятивно-гумусовых горизонтов, средняя или высокая агрегированность, частично копрогенная, оптическая изотропность или слабая анизотропность микромассы, муллевый гумус, с

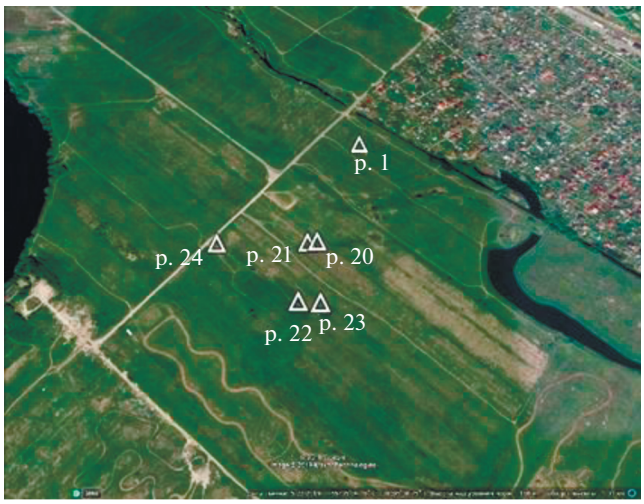

Рис. 3. Расположение объектов на участке Быковского расширения.

Таблица 1. Характеристика объектов исследования

№ разреза	Элемент поймы	Использование	Почва	Формула профиля	Гранулометрический состав
Постагрогенные почвы без существенных нарушений профиля					
1	Старичное понижение	Пашня, огород, залежь	Аллювиальная гумусовая глеевая оруденелая постагрогенная	AYpa–Gfn–G	Тяжелосуглинистый-глинистый
20	Центральная пойма, ровный участок	Пашня, с 2010 г. залежь	Аллювиальная гумусовая постагрогенная реградированная	AYpa,rz–AYpa–[AYg]–AC~–C~	Среднесуглинистый
21	Центральная пойма, локальное микропонижение, в 10 м от дрены	Пашня, дренаж в 1960-х, с 2010 г. залежь	Аллювиальная гумусовая постагрогенная реградированная окисленно-глеевая (осушенная)	AYpa,rz–ACox–AC(fn)–C(g)~	Тяжелосуглинистый
Постагрогенные почвы с механическими нарушениями профиля					
22	Центральная пойма, ровный участок	Пашня, с 2010 г. залежь	Агростратозем гумусовый постагрогенный глееватый на насыпном субстрате	RYpa–RYg–[AY]–Cg	Тяжелосуглинистый
23	Центральная пойма, пологий склон микробугра (останца террасы)	Пашня, залежь с 2010 г., в 1975 г. планировка поля	Агростратозем гумусовый постагрогенный реградированный на абраземе текстурно-дифференцированном глееватом	RYpa,rz–RY–[BT–BTCg]	Тяжелосуглинистый
24	Полевая дорога на центральной пойме	Пашня до прокладки дороги	Аллювиальная абрадированная переуплотненная супесчаная	RYpa–C1~–C2~	Супесчаный

небольшим количеством растительных остатков, немного мелких гумусово-железистых сегрегаций. В нижней части профиля иногда отмечают слоистость сложения и разнообразные признаки оглеения; чаще других в статьях упоминаются расплывчатые марганцево-железистые пятна, мелкие нодули и роренштейны. Характерна устойчивость твердой фазы – отсутствие или очень малая доля иллювиальных кутан в средней части профиля.

Были выполнены следующие аналитические определения: гумус по Тюрину (бихроматный метод), pH потенциометрически, обменные основания (Ca^{2+}, Mg^{2+}) по Шолленбергеру (вытеснение оснований ацетатом аммония), подвижный фосфор и калий в уксуснокислой вытяжке, несиликатные формы железа в оксалатной и дитионит-цитратной вытяжках; гранулометрический состав по Качинскому с обработкой пирофосфатом натрия.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Рассмотрим морфологические и микроморфологические свойства профилей почв, различающихся степенью и характером механических нарушений.

Постагрогенные почвы без существенных нарушений профиля представлены типичным *разрезом 20* (табл. 1), заложенным на ровном участке микроповышения на поверхности центральной поймы.

Профиль однороден по окраске (от буровато-серой до тусклобурой), суглинистому гранулометрическому составу и хорошо оформленной структуре (ореховато-комковатой, разноразмерной, прочной) до глубины 70 см. Очень слабо заметны нечеткие фрагменты погребенных гумусовых горизонтов на глубинах 20–30 и 50–60 см по большей доле серых оттенков (по шкале Манселла при той же светлоте насыщенность цвета меньше на единицу). Они не выделяются по содержанию гумуса (табл. 2). В верхней части бывшего пахотного горизонта хорошо развита дернина (мощностью 4–7 см), а сам горизонт мало отличается от нижележащей толщи (за исключением повышенных величин pH), переход к ней на глубине 36 см постепенный, неясный. Глубже 70 см появляются линзы тонкого песка в массе слабоопесчаненного пылеватого суглинка, в сложении заметны признаки слоистости. Оглеение отсутствует.

Микростроение большей части профиля характеризуется средней-высокой степенью агрегиро-

Таблица 2. Физико-химические свойства почв Быковского расширения

Почва, разрез	Горизонт, глубина, см	Гумус, %	pH		Hг	Обменные основания		Подвижные		Fe_2O_3	
			водный	солевой		Ca^{2+}	Mg^{2+}	P_2O_5	K_2O	вытяжка Тамма	вытяжка Мера и Джексона
					смоль(экв)/кг			мг/100 г почвы		% от навески	
Аллювиальная гумусовая глеевая постагрогенная тяжелосуглинистая, 1	AYpa 0–18	5.66	6.42	5.24	4.81	48.13	5.21	17.9	14.9	2.30	2.64
	AYpa 18–30	4.74	6.60	5.42	4.38	49.35	4.90	19.6	15.0	2.46	2.72
	Gfn 30–50	2.51	6.54	5.08	4.38	42.71	4.51	9.4	14.3	2.45	2.39
	Gox1 50–70	2.40	6.10	4.45	7.44	36.93	4.60	17.8	15.0	2.39	2.56
	Gox2 70–80	3.82	5.55	3.94	9.62	35.30	5.03	10.3	18.5	2.52	2.74
	Gox3 80–100	2.57	5.06	4.05	7.87	39.45	4.99	46.0	14.3	1.68	4.84
Аллювиальная гумусовая постагрогенная суглинистая, 20	AYpa 4–24	3.57	7.43	6.28	0.87	52.42	2.88	21.0	14.5	1.36	1.84
	[AYpa] 24–36	2.73	7.62	6.25	0.87	63.76	2.90	7.4	9.6	1.62	2.17
	AC~ 36–68	2.48	6.56	4.98	3.60	37.18	2.65	0.7	9.5	1.53	1.93
	C~ 68–120	2.33	5.50	3.90	3.71	12.73	0.84	2.3	3.9	0.45	1.16
Аллювиальная гумусовая постагрогенная окисленно-глеевая (осушенная) тяжелосуглинистая, 21	AYpa,rz 8–35	2.98	7.48	6.52	0.44	71.34	4.41	31.6	11.1	2.98	1.11
	ACox 35–50	2.58	7.66	6.58	0.44	63.29	4.77	24.5	10.4	2.58	1.14
	AC (fn) 50–60	1.84	7.50	6.20	0.98	67.58	2.16	6.5	9.5	1.84	1.65
	C(g) 60–75	1.89	7.36	6.05	1.20	61.50	2.47	2.4	9.9	1.89	2.10
Агростратозем гумусовый реградированный на насыпном субстрате, 22	RYpa 0–25	2.54	7.32	6.11	1.37	17.06	3.04	29.6	15.9	Не опр.	2.38
	RYg 22–66	1.77	7.61	5.86	1.78	33.76	5.18	7.6	13.84	«	2.84
	RYg 66–88	1.76	7.21	5.50	2.52	35.56	4.90	6.9	13.1	«	2.72
	Cg 80–90	1.30	6.87	5.06	3.56	22.04	6.34	3.5	16.3	«	2.86
Агростратозем гумусовый постагрогенный реградированный на абраземе текстурно-дифференцированном, 23	RYpa 0–23	2.80	7.54	6.36	1.13	25.53	4.3	23.7	15.9	«	2.36
	RY 23–65	1.94	7.58	6.12	1.37	38.60	4.98	4.0	13.1	«	2.66
	BT 60–89	1.82	7.49	5.81	1.98	37.92	7.02	2.5	16.6	«	3.23
	BT 89–100	2.49	7.43	6.05	1.53	31.35	3.95	20.8	12.4	«	2.15
	BTCg 100–120	2.07	5.82	4.14	7.41	34.40	6.35	2.5	21.2	«	2.98
	C 120–140	1.71	6.95	5.63	3.40	30.83	6.19	8.9	15.2	«	2.91
Аллювиальная абрадированная переуплотненная супесчаная, 24	RYpa, 0–11	2.13	7.65	6.82	0.64	36.99	7.18	49.1	11.5	«	1.53
	C1 11–23	1.76	7.85	6.90	0.51	39.10	7.79	46.0	10.8	«	1.54
	C2 23–35	0.67	8.04	6.98	0.41	33.13	6.48	39.2	8.5	«	1.38

Примечание. Hг – гидролитическая кислотность.

ванности (частично за счет копролитов), малым количеством органических остатков и стабильностью тонкодисперсного вещества в пылевато-плазменной микромассе. Высокая агрегированность отмечается в верхней части постагрогенного горизонта (рис. S1 a, b); глубже округлые агрегаты становятся размытыми и включены в субгоризонтальные микроструктуры (рис. S1 c), предположительно, соответствующие плужной подошве, которая совмещена с первой погребенной почвой (рис. S1 d).

Погребенным гумусовым горизонтам свойственны некоторые особенности. В верхнем горизонте появляются мелкие округлые агрегаты, образующие микрозоны с губчатым сложением, мелкие темные нодули и углистые растительные остатки (рис. S1d); в нижнем погребенном горизонте есть редкие кутаны иллювиирования (глинистые, слоистые, местами с гумусовыми слоями) и другие признаки подвижности тонкодисперсного вещества, что совпадает с понижением значений pH по профилю на 2 единицы (табл. 2). Во всем профиле проявлений перераспределения соединений железа, кроме мелких нодулей, не найдено. Глубже полуметра в основной массе появляются участки, обогащенные скелетными зернами, микроструктура становится массивной (рис. S1 e), что соответствует породным признакам. Аллювиальная слоистость яснее выражена в микростроении глубже 70 см в виде слоев песчано-пылеватых слабо окатанных зерен, среди которых окатанные зерна глауконита образуют несколько тонких субгоризонтальных полосок (рис. S1 f).

Таким образом, в микростроении горизонтов подтверждается типичность образа аллювиальной почвы нормального увлажнения, соответствующего литературным данным [4, 5], а также постагрогенной, с признаками пахотного прошлого в микроструктуре и современной реградации, которая проявляется в повышенной агрегированности верхней части бывшего пахотного горизонта.

Профиль глеевой почвы старичного понижения (*разрез 1*) под разнотравно-осоковым сырым лугом имеет простое строение: аккумулятивно-гумусовый горизонт и глеевый с обычными для обоих горизонтов морфологическими свойствами. Судя по фотографиям прошлых лет (рис. 2) и по материалам ОПХ “Быково” [20], почва на этом участке распахивалась уже в послевоенные годы, несмотря на избыточное увлажнение и тяжелый гранулометрический состав. Близость к городу является причиной использования участка под огороды, что объясняет высокое содержание гумуса в верхнем горизонте (5.7%). Глеевый тяжелосуглинистый горизонт имеет все характерные признаки застойного грунтового оглеения, в том числе более 50% сизой окраски на вертикальной стенке [12]; на глубине около 1 м появляется вода. Между глеевым и гумусовым горизонтами располагается сизо-темно-ржавый слой интенсивной пропитки почвенной массы оксидами железа и марганца (признак fn “оруденелый” [12]); слой можно назвать окислительным геохимическим барьером [18].

Наиболее интересной особенностью микростроения почвы является погоризонтная смена форм железистых новообразований. Уже в гумусовом горизонте относительно равномерно ожелезнены центральные части агрегатов (рис. S2 a) есть мелкие плотные стяжения и крупный составной нодуль, включающий темный плотный нодуль и нодуль с оптически ориентированной глиной по периферии; осветленных (обезжелезненных) микроучастков обнаружено не было. Тонкие (“волосяные”) поры содержат железистые иллювиальные кутаны на фоне интенсивной пропитки гидроксидами железа. Структором в округлых агрегатах (разного размера и с неровными границами) служат соединения железа (рис. S2 b). Ниже, в горизонте Gfn, основная масса дифференцирована на осветленные (иногда субгоризонтальные) и темно-ржавые микроучастки с интенсивной пропиткой; нодули бурые с ориентированной глиной; больше железистых иллювиальных кутан (рис. S2 c). Самая интенсивная пропитка и цветовой контраст приходятся на нижнюю часть глеевого горизонта с его глинистой микромассой (рис. S2 d). Осветление здесь максимально, цвет осветленных микроучастков почти белый, особенно резко контрастирующий с черно-ржавыми пятнами пропитки, с железистыми иллювиальными кутанами по тонким порам и внутри крупных железисто-глинистых кутан. В глеевом горизонте массивная микроструктура сочетается с тонкими “волосяными” трещинами, часто с железистыми кутанами.

Таким образом, микропризнаки профиля по распределению железа подтверждают определение почвы как глеевой оруденелой, что соответствует полевой диагностике и аналитическим данным: самое высокое содержание дитиониторастворимого железа при минимальном содержании оксалаторастворимого свидетельствует о процессах формированию железистых сегрегаций в средней части профиля, макроморфологически соответствующих фраджипэну (табл. 2). Высокая подвижность железа подтверждается наличием в шлифах чисто железистых кутан во всех горизонтах. Особенно ярко выражен контраст между верхней темной, однородной агрегированной частью профиля (но без копрогенных агрегатов), с одной стороны, и яркой бело-темно-ржавой нижней глинистой неагрегированной частью. Не исключено, что миграции железа благоприятствует высокий уровень относительно кислых грунтовых вод, повышенное содержание гумуса в результате окультуривания почвы в прошлом и контрастный окислительно-восстановительный режим, объясняемый различиями в микроструктуре и сложении.

Профиль почвы в локальном микропонижении на ровной центральной пойме – *разрез 21* – находится в 10 м от разреза 20 в пределах осушаемого участка (гончарный дренаж построен в средине 1960-х годов) и представляет осушенную аллювиальную окисленно-глеевую почву.

Профиль менее однороден по окраске, чем профиль типичной аллювиальной почвы (разреза 20). На глубине 50–60 см по пепельно-серому оттенку прослеживается нечеткий погребенный гумусовый горизонт, над которым расположена полоса ржаво-темнобурого цвета с железистыми потеками и пропиткой. Еще одно отличие разреза 21 – тяжелосуглинистый состав, компактное сложение и толстоплитчатая остроребернaя структура в нижней части профиля, признаков опесчаненности нет, что может быть следствием пространственной неоднородности аллювиальных отложений; однако погребенные гумусовые горизонты залегают почти на одинаковой глубине в обоих профилях.

Для микростроения разреза 21 характерны значительные различия между верхним горизонтом и остальной частью профиля по агрегированности и железистым новообразованиям.

Верхние горизонты содержат агрегаты разного размера и формы, больше округлых с резкими границами; среди них – крупные копролиты дождевых червей и мелкие, возможно, коллембол (рис. S3 a). Растительных остатков немного, они волокнистые, мелкие, углефицированных мало; в более глинистых участках микромассы различимы неясные папулы, чешуйчатые, волокнистые и вокругскелетные формы микростроения глины. Окатанный обломок карбонатной породы больше напоминает природный компонент аллювия, чем удобрение. На глубине 25–30 см идентифицируется старая плужная подошва по относительно компактному сложению, массивной микроструктуре, узким, трещинам и мелким темным нодулям (рис. S3 b). На глубине около 70 см в основной массе обнаружена крупная слоистая глинистая кутана. Немного педотубул разного времени с разной степенью сохранности в них копролитов, а также пылеватые засыпки говорят о вертикальных перемещениях вещества как дождевыми червями, так и гравитационным путем по открытым порам и трещинам. Признаки перераспределения железа – нодули (в том числе крупные, составные), роренштейны, микрозоны обеднения начинает появляться глубже постагрогенного горизонта (рис. S3 c, d) и максимально выражены на глубине около полуметра в виде многочисленных темных и бурых нодулей, в том числе с оптически ориентированной глиной (рис. S3 e). Глубже нодули единичны, а ярко выраженные признаки миграции железа отсутствуют (рис. S3 f).

Комплекс микропризнаков позволяет предположить, что особенности перераспределения железа связаны с осушением почвы закрытым дренажем: характер и профильное распределение новообразований свидетельствуют об элементах окислительного режима, признаки застойного глея не очевидны. Черты “залежного” почвообразования – реградации постагрогенной почвы выражены слабее, чем в разрезе типичной аллювиальной почвы (разрезе 20), что, возможно, объясняется тяжелым гранулометрическим составом.

Постагрогенные почвы с механическими нарушениями профиля были описаны на основной слаборолнистой поверхности поймы, на участке, где агрогенные воздействия изменили исходный флювиальный рельеф. Срезаемый при выравнивании материал перемещался в понижения, какая-то часть его распределялась на ровной поверхности [20].

Разрез 23 заложен для характеристики почв центральной поймы, но, как оказалось, он находится на останце террасы, которые нередки в озеровидных расширениях [9, 30]. Профиль имеет сложное строение, представляя собой текстурно-дифференцированную почву со срезанным и вновь подсыпанным верхним слоем. Основным морфологическим аргументом в пользу диагностики почвы как непойменной было наличие в профиле текстурного горизонта BT, а также отсутствие погребенных гумусовых горизонтов [22]. В профиле выделяется 3 группы горизонтов: 1 – постагрогенный, структурный, с копролитами и большим количеством мелких корешков; 2 – перемешанный суглинистый материал горизонта BT бурых тонов окраски, с преобладанием округлоблоковых отдельностей, возможно частично с материалом горизонта BEL, артефактами (керамикой) и ясной нижней границей на глубине 100 см; 3 – инситный горизонт [BT] с концами белесых языков, тяжелосуглинистый до глинистого, глееватый в самой нижней части [BTCg].

Для микростроения постагрогенного горизонта характерна значительная биогенная переработка: участки с копрогенными агрегатами сочетаются с относительно компактными участками, с трещинками и биогенными порами, местами с неконтрастными зонами обогащения скелетом (рис. S4 a). В компактные участки бывают включены бурые округлые блоковые агрегаты, размером 0.2–0.5 мм (BT-блоки); в одном из них (>2 мм) – нечеткая слоистая иллювиальная кутана. Некомпактные участки сложены разными агрегатами, в основном округлыми, в том числе копролитами разной сохранности, реже – округлыми BT-блоками (рис. S4 b). Педотубулы состоят частично из старых копролитов, свежие копролиты редки. В старой педотубуле (рис. S4 b) различимы блоки – 3 агрегата, которые были блоковыми глинистыми и со временем, видимо, приобрели округлые очертания. Пылевато-плазменный с пылева-

тыми микрозонами, пыль мелкая-средняя, редкие песчаные окатанные зерна; микромасса с низким двупреломлением, чешуйчатым и вокругскелетным строением. В горизонте обнаружены обломки первичного кальцита (аллювий и удобрение): окатанный обломок биогенного кальцита диаметром 0.2 мм, хорошо сохранившийся, возможно, благодаря глинистой оболочке (рис. S4 g). Второй обломок – серый однородный микрит, в центре – перекристаллизующийся в спарит, на периферии – признаки растворения, перекристаллизации и отщепления фрагментов обломка (рис. S4 h).

Нижележащий перемешанный горизонт нечетко дифференцирован на обогащенные скелетом осветленные и бурые микроучастки, возможно, фрагменты горизонта BEL. В них различимы "тени" BT-блоков с чешуйчатыми и мелкосетчатыми формами строения микромассы, слившимися старыми копролитами, редкими мелкими глинистыми кутанами.

Третья группа горизонтов – нижняя часть горизонта BT – представляет собой оглеенную часть текстурного горизонта с угловато-блоковой микроструктурой, компактным сложением и узкими трещинами, с чешуйчато-волокнистыми формами строения микромассы (рис. S4 c, d, e). Она почти не содержит зерен скелета и резко отличается от рассмотренных ранее нижних оглеенных горизонтов аллювиальных почв. Характерно сильное отбеливание по крупным трещинам и порам, обилие глинистых кутан по мелким порам, иногда крупных кутан, в том числе разрушающихся; хорошо выражены стресс-кутаны в основной массе и по трещинам (рис. S4 f). Сегрегационные железистые новообразования не обнаружены.

Таким образом, микростроение горизонтов разреза 23 подтверждает неординарность почвообразования: текстурная дифференциации, затем срезка верхней части профиля, перемещение и перемешивание почвенного материала. Перемешанный материал включает фрагменты текстурного горизонта, идентифицируемого по BT-блокам, и преобразуется разными путями: недавним агрогенным и современным биогенным в режиме залежи. Этот вывод о генезисе и эволюции почвы – результат анализа микростроения.

Разрез 22 характеризует почву, формирующуюся на перемещенном субстрате. В отличие от предыдущего разреза, перемещен разнородный неструктурный материал; он относительно слабо преобразован современными процессами, хотя почва находится под залежью приблизительно такое же время. В профиле на глубине 66 см обнаружены артефакты (ржавые гвозди), что доказывает перемещение – насыпку материала [22].

Микроструктура во всех горизонтах выражена неясно: она массивная, угловатая, даже в верхнем горизонте с редкими биогенными порами (рис. S5 a); встречаются растительные остатки, в том числе углефицированные. Перемешанность наиболее ясно проявляется в контрасте пылеватых и пылевато-плазменных микроучастков (рис. S5 b), что, вероятно, обеспечивает периодическую аэрацию насыпного тяжелосуглинистого материала. На фоне общего ожелезнения различимы неконтрастные микрозоны: осветленные и обогащенные железом, а также темно-ржавые, почти черные, преимущественно компактные нодули (диаметром до 0.5 мм). Глинистый компонент микромассы имеет чешуйчато-волокнистое и вокругскелетное строение, встречаются фрагменты кутан (рис. S5 c).

Глубже в микростроении отчетливо видны признаки погребенного (засыпанного перемещенным материалом) гумусового горизонта (рис. S5 d): однородное микростроение, округлые агрегаты, местами сложные, биогенные поры, частично с растительными остатками. От современного гумусового горизонта отличается более высокой агрегированностью при компактном сложении в результате давления насыпанного материала.

Таким образом, микростроение горизонтов разреза 22 характеризует разнородный, перемещенный в понижения материал субстрата (для засыпки понижения) при планировке поверхности. Реципиентом была аллювиальная оглеенная почва с серогумусовым горизонтом [AY], а перемещенный субстрат состоял из фрагментов горизонтов преимущественно аллювиальных почв. Однако наличие нескольких глинистых кутан, папул и оптически ориентированной глины микромассы не исключает возможности подсыпки также материала горизонтов BT текстурно-дифференцированной почвы. Формы железистых новообразований отличались от таковых в ненарушенных почвах понижений (разрез 1) меньшей контрастностью зон обеднения-обогащения железом.

Почва грунтовой дороги как пример специфического антропогенного воздействия занимает несколько особое место в ряду антропогенно-измененных почв. Дорога используется сравнительно редко, особенно после прекращения сельскохозяйственных работ, она двухколейная с покровом из рудеральных видов между колеями, поверхность колей ровная и плотная, местами с корочкой и редкими экземплярами горца птичьего и подорожника.

Разрез 24 заложен на участке колеи без высших растений.

В профиле ясно выделяется темный буровато-серый плотный горизонт с ровной и отчетливой нижней границей на глубине около 20 см (прежний пахотный) со слоистым сложением в нижней части, сменяющийся бурым легким суглинком с тонкими короткими линзами светлого тонкозернистого песка, не только горизонтальными, но и вертикальными.

Микростроение верхнего горизонта поражает однообразием и компактностью – микроструктура массивная, видимые поры практически отсутствуют, как и новообразования и растительные остатки (рис. S6 a). Вероятно, прежний агро-горизонт аллювиальной почвы был изменен движением транспорта. Нижний горизонт представлен тонкопесчаной линзой с нечеткой слоистостью и гранулярным сложением. В слоях прослеживаются различия по минералогическому составу песчаных зерен: тонкие (1 мм) слои со слабо окатанными зернами глауконита и углистыми частичками чередуются с кварц-полевошпатовыми крупно- и среднепылеватыми слоями толщиной 2–4 мм (рис. S6 b). Аналогичная слоистость была отмечена в нижнем горизонте разреза 20, что является доказательством (озерно-)аллювиального генезиса почв. Почти двойное уменьшение мощности суглинистой толщи по сравнению с соседними разрезами (приблизительно 70 и 30 см) можно объяснить разрушением и уплотнением исходного профиля почвы при функционировании грунтовой дороги.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ микростроения горизонтов почв Быковского озеровидного расширения подтвердил предположение об антропогенной и природной истории их формирования, характерной для подобных участков пойм. Рассмотрены следующие микропризнаки: обычные агрогенные, процессов реградации, осушения оглеенных почв, трансформации насыпных субстратов; подтверждены известные микропризнаки аллювиальных гумусовых почв центральной поймы и глеевых почв старичного понижения; приведены доказательства неаллювиальной природы почвы останца террасы.

1. Все почвы длительное время были пахотными и обладают благоприятными свойствами, что связано как с пригородным типом хозяйства, так и с природными особенностями почв. Им свойственна высокая структурность, повышенное содержание гумуса, заметная активность почвенной биоты, устойчивость минеральной фазы, нейтральная реакция, высокое содержание фосфора; в почвы вносили органические удобрения и проводилось известкование. Благоприятные природные свойства почв связаны с их положением в озеровидном расширении поймы, где происходит аккумуляция тонкодисперсных наилков, обогащенных гумусом и элементами питания. Микроморфологические признаки агрогенной деградации отсутствуют, что согласуется с аналитическими данными и с имеющимися в литературе характеристиками микростроения агро-горизонтов аллювиальных почв. “Наилучшими” в ряду изученных почв оказываются собственно аллювиальные гумусовые почвы центральной поймы с профилем, нарушенным только распашкой.

2. Переход пашни в залежь мало повлиял на свойства агро-горизонтов, поскольку условия почвообразования, будучи близкими, стали более благоприятными для гумусообразования: поступление больших объемов фитомассы как надземной, так и корневой, отсутствие механических нарушений. В постагрогенных горизонтах залежных почв имеет место быстрая трансформация растительных остатков, усложнение микроструктур, в том числе, благодаря почвенной фауне.

3. Антропогенные воздействия на почвенный покров проявляются еще в двух направлениях: перемещении масс почвы при планировке поверхности и осушении. По микростроению идентифицируется характер перемещенного материала и прослеживаются процессы его вовлечения в текущее почвообразование. В одном случае был насыпан разнородный субстрат из смеси гумусовых и нижележащих горизонтов, во втором – материал текстурных (BT) и частично субэлювиальных (BEL) горизонтов текстурно-дифференцированной почвы. Влияние осушения, проводившегося около 50 лет назад, проявляется в особенностях оглеения нижней части профиля аллювиальной почвы, оно имеет окислительно-сегрегационный характер.

4. Природное почвообразование различно в рассмотренном ряду почв.

4а. Собственно аллювиальное синлитогенное почвообразование в целом соответствует имеющимся микроморфологическим сведениям о нем. В Быковской пойме оно отличается от “центрального образа” меньшей выраженностью микропризнаков погребенных гумусовых горизонтов и существенным преобразованием слоев аллювия в однородный гумусированный структурный материал. По-видимому, оба явления связаны с особенностями аккумуляции и нерегулярного поступления преимущественно глинистых наносов в озеровидное расширение;

4б. Оглеение, как обычный процесс в аллювиальных почвах, тем более в почвах тяжелого гранулометрического состава, проявляется по-разному. В ненарушенной почве понижения оно не приводит к формированию конкреций, но особенно контрастно за счет перераспределения соединений железа – наблюдается обесцвечивание, мощная пропитка и миграция соединений железа по порам, в дренированной почве – его сегрегирование на фоне общей умеренной пропитки;

4в. Генетическая интерпретация микростроения разреза на останце террасы подтвердила предположение о неаллювиальной природе почвы, несмотря на ее нахождение в пойме. Микроморфологическим “маркером” генезиса почвы являются блоковые агрегаты текстурного горизонта – “BT-блоки”. Они легко идентифицируют-

ся в шлифах по бурой окраске, сглаженно-угловатой форме, повышенному содержанию тонкодисперсной массы и ее анизотропности, компактному сложению и слоистым глинистым кутанам иллювиирования с возможными примесями пылеватых частиц и темных гумусированных слоев во внутриагрегатных порах, по разной степени сохранности кутан. В основной инситной части горизонта BT блоковые агрегаты имеют полигональную форму, резкие границы, встречаются фрагменты кутан на краях блоков. Агрегаты такого типа, но округлой формы, иногда с размытыми границами, отмечаются уже в верхнем постагрогенном горизонте на фоне сложных округлых агрегатов и копролитов, куда они были, вероятно, припаханы. Ниже блоковые агрегаты обычно оказываются включенными в основную массу со слегка осветленными и обогащенными скелетом микрозонами, в которых BT-блоки сильнее изменены. Эта часть почвенной толщи рассматривается как перемещенный материал текстурного горизонта BT, а микрозоны – как морфоны горизонта BEL. Степень преобразования блоков уменьшается с глубиной. Наконец, микростроение инситного горизонта BT, особенно его нижней части (BTCg), абсолютно типично по сложению, микроструктуре и кутанам для нижней части профиля дерново-подзолистых почв. Для горизонта BTCg характерно глеевое отбеливание крупных кутан в порах-трещинах. Все вышеизложенное убедительно свидетельствует о том, что почва разреза 23 представляет собой дерново-подзолистую почву на останце террасы, измененную при планировках. Останцы террас встречаются в пойменных расширениях реки Москвы [29, 30].

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают искреннюю признательность М.П. Лебедевой за консультации при описании шлифов, М.А. Лебедеву за изготовление шлифов, С.Ф. Хохлову за помощь в полевых работах, фотографировании почвенных профилей и в диагностике почв.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Исследование проводилось по планам работ отдела генезиса, классификации, географии почв и цифровой почвенной картографии Почвенного института им. В.В. Докучаева.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

ДОПОЛНИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Рис. S1. Фото 1. РАЗРЕЗ 20. Аллювиальная гумусовая постагрогенная суглинистая почва.

Рис. S2. Фото 2. РАЗРЕЗ 1. Аллювиальная гумусовая глеевая постагрогенная тяжелосуглинистая почва.

Рис. S3. Фото 3. РАЗРЕЗ 21. Аллювиальная гумусовая окисленно-глеевая (осушенная) постагрогенная тяжелосуглинистая почва.

Рис. S4. Фото 4. РАЗРЕЗ 23. Агростратозем гумусовый (постагрогенный) реградированный на абраземе текстурно-дифференцированном.

Рис. S5. Фото 5. РАЗРЕЗ 22. Агростратозем гумусовый реградированный на насыпном субстрате.

Рис. S6. Фото 6. РАЗРЕЗ 24. Аллювиальная абрадированная переуплотненная супесчаная почва.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Авдеева Т.Н., Щербакова (Савицкая) Н.В.* Деградационная эволюция плодородия аллювиальных почв в агроландшафтах // Тез. докл. Всероссийской конф. Антропогенная деградация почвенного покрова и методы ее предупреждения. Минск, 1998. С. 75–76.
2. *Афанасьева Т.В.* Морфологическая характеристика долгопоемных почв гумидных ландшафтов // Почвоведение. 1986. № 5. С. 18–26.
3. *Ахтырцев Б.П., Яблонских Л.А.* Пойменные почвы Окско-Донской равнины и их изменение при сельскохозяйственном использовании. Воронеж, 1993. 214 с.
4. *Балабко П.И.* Микроморфологическая диагностика пойменных почв. Дис. канд. .... биол. н. М., 1975. 156 с.
5. *Балабко П.Н.* Микроморфология, диагностика и рациональное использование пойменных почв Восточно-Европейской и Западно-Сибирской равнин. Автореф. дис. ... докт. биол. н. М., 1991. 47 с.
6. *Балабко П.Н., Белоцветова О.Ю.* Особенности генезиса пойменных луговых почв Деснинского Полесья // Научн. докл. Высш. школы. Биол. науки. 1990. № 11. С. 152.
7. *Герасимова М.И., Ковда И.В., Лебедева М.П., Турсина Т.В.* Микроморфологические термины как отражение современного состояния исследований микростроения почв // Почвоведение. 2011. № 7. С. 804–817.
8. Государственная почвенная карта СССР. Лист N-37. Москва, 1955.
9. *Добровольский Г.В.* Почвы речных пойм центра Русской равнины. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1968. 296 с.
10. *Добровольский Г.В., Балабко П.Н., Кузьменко И.Т.* Микроморфологическая диагностика почвообразовательных процессов в почвах пойм равнинных рек лесной зоны // Бюл. Почв. ин-та им. В.В. Докучаева. 1981. Вып. 28. С. 38–39.
11. *Зайдельман Ф.Р., Беличенко М.В., Никифорова А.С.* Изменение химических свойств пойменных почв под влиянием дренажа, дождевания и сельскохозяйственного использования // Вест. МГУ. Сер. 17. Почвоведение. 1999. С. 10–16.
12. Классификация и диагностика почв России. Смоленск: Ойкумена, 2004. С. 232–244.
13. *Кораблева Л.И., Авдеева Т.Н., Бойко Т.А.* Изменение плодородия аллювиальных луговых почв центральных районов России в условиях антропогенного воздействия // Почвоведение. № 9. 1994. С. 80–89.

14. *Кузьменко И.Т.* Изменение свойств дерново-луговых почв поймы р. Москвы при использовании их в земледелии. Автореф. дис. ... канд. биол. н. М., 1968. 25 с.
15. *Люри Д.И., Горячкин С.В., Караваева Н.А., Денисенко Е.А., Нефедова Т.Г.* Динамика сельскохозяйственных земель России в XX веке и постагрогенное восстановление растительности и почв. М.: ГЕОС, 2010. 215 с.
16. *Макеева В.И., Самойлова Е.М., Ярилова Е.А.* Некоторые свойства пойменных луговых почв Русской равнины // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 17. Почвоведение. 1978. № 1. С. 3–9.
17. *Макеева В.И., Самойлова Е.М.* Особенности микростроения пойменных почв некоторых почвенно-климатических зон // Бюл. Почв. ин-та им. В.В. Докучаева. 1981. Вып. 28. С. 26–27.
18. *Перельман А.И., Касимов Н.С.* Геохимия ландшафта. М.: Астрея, 1999. 730 с.
19. Почвенная карта РСФСР. Масштаб 1 : 2.5 млн / Под ред. Фридланда В.М. М.: ГУГК, 1988.
20. Проект капитальной планировки опытного участка в ОПХ "Быково". МСХ РСФСР, НИИОХ, 1975 г. 16 с. с Приложениями и проектом планировки опытного участка ОПХ Быково. Масштаб 1 : 500. Рукопись. 1974.
21. *Рычагов Г.И.* Общая геоморфология. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2006. С. 192.
22. *Савицкая Н.В.* Диагностика эволюционных трендов в почвенном покрове Быковского расширения Нижнемоскворецкой поймы // Археология поймы: рельеф, палеосреда, история заселения. М.: КДУ, Университетская книга, 2019. С. 104–108.
23. *Самойлова Е.М., Макеева В.И., Балабко П.Н.* Микроморфология пойменных почв умеренного пояса // Микроморфологическая диагностика почв и почвообразовательных процессов. М.: Наука, 1983. С. 201–209.
24. *Стыцына Е.А.* Влияние осушительно-оросительной мелиорации на состав и свойства аллювиальных почв Москворецкой поймы. Автореф. дис. ... канд. биол. н. М., 1988. 24 с.
25. *Уткаева В.Ф.* Изменение агрофизических свойств пойменных почв при сельскохозяйственном использовании // Почвоведение. 1994. № 11. С. 99–106.
26. *Федоров К.Н.* Генезис, эволюция и диагностическая микроморфология почв водно-аккумулятивных равнин аридной зоны. Автореф. дис. ... докт. биол. н. М., 1993. 40 с.
27. *Чижикова Н.П., Ярилова Е.А.* Микроморфология, химико-минералогические состав и свойства пойменных почв реки Сейм // Почвоведение. 1974. № 8. С. 60–73.
28. *Шанцер Е.В.* Аллювий равнинных рек умеренного пояса и его значение для познания закономерностей строения и формирования аллювиальных свит // Тр. Ин-та геологических наук. Вып. 135. Геологическая серия (№ 55). 1951. С. 1–212.
29. *Шишкина Н.Г., Востокова Л.Б., Балабко П.Н., Лукьянова Н.Н.* Почвы речных долин и пойм лесной зоны Нечерноземья // Лесной вестник. 2001. № 1. С. 108–113.
30. *Якушева Т.Е.* Почвы с текстурно-дифференцированным профилем пойм рек центра Русской равнины. Дис. ... канд. геогр. н. М., 2002. 216 с.
31. *Stoops G.* Guidelines for analysis and description of soil and regolith in thin sections. SSSA Madison, 2003.184 p.

Micromorphological Interpretation of Natural and Anthropogenic Evolution of Soils in Bykovo Lacustrine-Alluvial Section of the Moscow River Floodplain

M. I. Gerasimova[1, 2, *] and N. V. Savitskaya[2, **]

[1]*Lomonosov Moscow State University, Moscow, 119991 Russia*
[2]*Dokuchaev Soil Science Institute, Moscow, 119017 Russia*
**e-mail: maria.i.gerasimova@gmail.com*
***e-mail: savitskaya_nv@esoil.ru*

Soils of Bykovo lacustrine-like floodplain section (Fluvisols) have a complicated landuse history: alternation of meadows, suburban farming, cropland with partial land leveling and local drainage, now – 10 years-old layland. The effects of these events along with manifestations of fluvial pedogenesis were studied in thin sections. Well-known micromorphological features of alluvial soils have been confirmed, specific properties related to the position of soils in lacustrine-alluvial landscape have been revealed. Fluvial fabric elements are rather mitigated; topsoils are similar in natural and post-arable soils and have no traces of agrogenic degradation. The layland regime contributes to soil progradation: higher pedality and pedofauna activity were recorded. Artificial drainage is recognized in thin sections by changes in iron (hydr)oxide pedofeatures vs. the natural gley soils, namely, iron segregations and nodules in the former soils, and iron coatings, zones of complete bleaching alternating with strong impregnations in the latter. Soil on the terrace outlier was identified as a truncated texturally differentiated soil, which upper part was removed during leveling, then a new layer was placed on BT (argic) horizon (Terric Glossic Retisol (Loamic, Transportic)). Filled layers may contain blocky subangular peds of BT horizon, partially assimilated in the soil mass. These peds serve as micromorphological "markers" for reconstructing soil history owing to their easily recognizable particular properties: blocky subangular microstructure, speckled b-fabric, clay (hypo)coatings.

Keywords: Fluvisols, micromorphological interpretations, landuse changes, terrace outliers, buried Glossic Retisols

ПОЧВОВЕДЕНИЕ, 2020, № 7, с. 871–879

АГРОХИМИЯ И ПЛОДОРОДИЕ ПОЧВ

УДК 631.4

МЕТОДОЛОГИЯ КОМПЛЕКСНОЙ ОЦЕНКИ СЕЛЬСКОХОЗЯЙСТВЕННЫХ ЗЕМЕЛЬ

© 2020 г. В. И. Кирюшин*

Почвенный институт им. В.В. Докучаева РАН, Пыжевский пер., 7, стр. 2, Москва, 119017 Россия

**e-mail: vkiryushin@rambler.ru*

Поступила в редакцию 10.06.2019 г.
После доработки 24.11.2019 г.
Принята к публикации 26.12.2019 г.

Дан анализ различных направлений оценки сельскохозяйственных земель. Показаны недостатки и ограничения применения почвенно-экологического индекса. Обосновывается необходимость дифференциации и расширения оценочных показателей по мере интенсификации сельского хозяйства. Обсуждается опыт агроэкологической оценки, типологии и классификации агроландшафтов и почв для проектирования адаптивно-ландшафтных систем земледелия. Предлагается использовать этот опыт и имеющиеся в стране базы данных исследований почв для создания системы комплексной оценки сельскохозяйственных земель. В качестве исходной позиции ее создания предлагается формализация оценочных требований в виде реестра биологических потребностей сельскохозяйственных культур и сортов и регистра агротехнологий. В соответствии с этими требованиями предложено разрабатывать реестр моделей оценки агроэкологического состояния видов земель по их агроэкологическим группам в пределах провинций природно-сельскохозяйственных зон. В качестве результирующих оценок рассматривается методика создания регистров продуктивности агроэкологических видов земель и регистров показателей экономической эффективности их использования при экстенсивных, нормальных и интенсивных агротехнологиях.

Ключевые слова: бонитировка почв, биологические требования растений, регистры агротехнологий, агроэкологические виды земель, модели оценки, реестры продуктивности, экономическая оценка

DOI: 10.31857/S0032180X20070060

ВВЕДЕНИЕ

В сельскохозяйственном природопользовании применяются различные виды оценки земель в зависимости от их назначения и характера использования: агрономическая, агроэкономическая, лесохозяйственная, селитебная, рекреационная и кадастровая, состояние которой активно дискутируется в связи с развитием новых земельных отношений. Все оценки сопряжены между собой и определяются общими требованиями парадигмы природопользования. В этой связи нами предпринята попытка разработки комплексной оценки сельскохозяйственных земель как категории, представляющей трансформированный природный ландшафт с его почвенно-ландшафтными связями, средой обитания сельскохозяйственных растений, животных и человека и средство производства сельскохозяйственной продукции.

Господствующие представления об оценке земель сложились в период природопокорительной экспансии и носили потребительский характер. Принятие Декларации устойчивого развития в 1992 г. и адаптивной парадигмы природопользования определило задачи экологизации хозяйственной деятельности, дифференциации ее применительно к различным природным условиям. Начался поиск компромиссов между интенсификацией и экологизацией производства. Соответственно расширился спектр учитываемых природных условий, возросли требования к дифференцированной оценке земель, которая существенно запаздывала по отношению к темпам интенсификации. В качестве отправной позиции в оценке земель в России с 1960-х годов утвердилась бонитировка и агропроизводственная группировка почв. Ситуация изменилась в конце 1990-х годов с началом разработки адаптивно-ландшафтных систем земледелия. Тогда была предложена агроэкологческая типология и классификация земель [10]. Анализ этих работ представлен ранее [9]. С тех пор сложился значительный опыт проектирования систем земледелия нового поколения и наукоемких агротехнологий, с позиций экологического императива переосмыслены задачи природопользования, расширились представления о плодородии почв и оценке потенциальной продук-

тивности земель. С учетом этих представлений предлагается анализ существующих подходов и методология комплексной оценки сельскохозяйственных земель.

Современные методы оценки почв и земель. Проблема оценки земель из-за своей сложности отличается большим разнообразием подходов и методов, имеет непростую историю. Наиболее активный период ее развития в мире приходится на 1960–70-е годы, когда в различных странах было предложено множество группировок, классификаций, методов бонитировки почв и земель. Например, в США применялось несколько систем оценки земель, в том числе бонитировочно-классификационная, включающая 3 оценочных категории: классы, подклассы, единицы землепригодности, а также известная балльная бонитировка [21]. Наибольшее распространение за рубежом получил рекомендованный в 1970-х годах ФАО метод рейтинговой оценки пригодности земель для сельскохозяйственного использования, согласно которому каждый оценочный показатель получает определенный балл (рейтинг) и рассчитывается индекс оценки земли как среднеарифметическое из общего числа баллов (LUI – land unit index). На основе этого индекса осуществляется оценка пригодности земли по четырем категориям [20].

В России в качестве базовой категории оценки земли получила развитие бонитировка почв в соответствии с Общесоюзной инструкцией, изданной в 1967 г. Основной ее целью было выявление пригодности почв для возделывания различных культур, рациональное размещение производства, планирование урожайности и определение закупочных цен на продукцию. Существенным недостатком проводившейся бонитировки и агропроизводственной группировки почв явилась слабая связь почвенных условий с другими агроэкологическими условиями. Сведение землеоценочных работ к бонитировке почв безотносительно к другим условиям ландшафта мотивировалось тем, что почва отражает и климат, и рельеф, и почвообразующие породы, и гидрогеологические условия. Абсолютизация почвенного критерия задержала развитие ландшафтно-экологического подхода к оценке земли, который намечался в работах Зворыкина [4], Годельмана [2] и других ученых по сельскохозяйственной типологии и группировке земель, а начало экологической типологии земель было положено Раменским [4] еще в 1930-х годах.

Параллельно с этими направлениями развивались исследования по бонитировке климата. Усилиями ученых-климатологов показано, что природный потенциал территории определяется гармоничным сочетанием света, тепла, влаги, элементов питания растений, причем оно специфично для различных растений. В 60-х годах XX в. были предприняты попытки определить показатель, интегрирующий эти факторы и характеризующий потенциальную продуктивность земли. Такое понятие под названием биоклиматического потенциала впервые было введено П.И. Колосковым. Несколько позже Шашко [17] в виде количественного выражения показателя биоклиматического потенциала предложил принять относительные величины биологической продуктивности, отражающие влияние соотношения тепла и влаги. Разработанный им способ бонитировки территории по климатическим факторам выражается в баллах фактической и потенциальной продуктивности.

При расширении работ по оценке земель до масштабов регионов и страны в целом усиливаются фациальные различия почв, что определяет необходимость корректировки бонитировки почв по условиям климата. В качестве показателя, интегрирующего почвенные и климатические условия, Кармановым [7] предложен почвенно-экологический индекс (**ПЭИ**), выражающийся в баллах продуктивности основных сельскохозяйственных культур. Первоначально его рассчитывали по формуле:

$$\text{ПЭИ} = 12.5(2 - V)n\frac{(\Sigma t > 10°\text{C})(\text{КУ} - 0.05)}{(\text{КК} + 100)},$$

где V – плотность почвы в среднем для метрового слоя почвы; n – полезный объем почвы в метровом слое; $\sum t > 10°\text{C}$ – среднегодовая сумма температур более 10°С; КУ – коэффициент увлажнения (по Н.Н. Иванову); КК – коэффициент континентальности.

Формула ПЭИ периодически подвергалась изменениям. Первое изменение связано с введением показателя дополнительно учитываемых свойств почвы (Дс) и итогового агрохимического показателя (А) [18]. В очередной модификации ПЭИ [15] исключен полезный объем почвы, введен коэффициент на гранулометрический состав почвы (M), а также коэффициент на условия рельефа (R):

$$\text{ПЭИ} = 12.5(2 - V)\,M\text{Дс} \times$$
$$\times \frac{(\Sigma t > 10°\text{C})(\text{КУ} - 0.05)}{(\text{КК} + 100)}AR.$$

Далее почвенно-экологический индекс был модифицирован в почвенно-агроклиматический индекс (**ПАКИ**), отличием которого от предыдущих вариантов явилось введение показателей крутизны и экспозиции склонов, для вычисления которых предложены специальные формулы [6]. В последнее время Левыкиным с соавт. [12] предпринята попытка развития данного направления для эколого-экономической оценки земель Оренбургского Зауралья с целью упорядочения их использования, устранения последствий земледельческой

экспансии 1950–1970-х годов. Предложенный модернизированный почвенно-экологический индекс так же, как предшествующие, включает итоговые почвенный и климатический показатели, исключен агрохимический показатель. В основу почвенного показателя вместо плотности положено содержание гумуса в пахотном слое. Отказ от использования показателя плотности на пахотных землях мотивирован тем, что плотность почвы отражает не только природные свойства, но и в значительной степени воздействие агротехнологий, влияющих на урожайность культур.

Существует немало попыток применить ПЭИ для различных целей с различной результативностью, чаще всего не высокой. Анализируя в целом состояние проблемы, разрабатываемой в течение многих лет, следует отметить несовершенство самой методологии, в значительной мере опирающейся на различные допущения и условности. Это относится, прежде всего, к почвенному показателю в почвенно-экологическом индексе. Принятие в качестве такового плотности почвы не имеет экспериментальных доказательств и предложено как аксиома: “продуктивность почвы при ее объемной массе [плотности – ред.], равной двум, принимается равной нулю, а разность между этой величиной и фактической объемной массой [плотностью – ред.] почвы – как пропорциональная уровню ее плодородия” [7]. При этом рекомендуется использовать среднестатистические величины плотности для конкретной разновидности почв области, края или более крупного региона. Приводится список данных плотности для различных типов почв разного гранулометрического состава. Примечательно, что для черноземов выщелоченных, обыкновенных и южных они равны (1.25–1.30 г/см^3), хотя продуктивность их существенно различается. В дерново-подзолистых окультуренных почвах плотность значительно болльше (1.30–1.40 г/см^3), но они отличаются более высокой потенциально возможной продуктивностью.

В последующем руководстве по “почвенно-экологической оценке” [18] приведен список величин (2 – *V*) для почв всех природно-сельскохозяйственных зон на территории бывшего СССР. Степень адекватности этих данных, полученных в результате тотального обобщения неизвестна так же, как достоверность множества табличных коэффициентов (на гидроморфизм, солонцеватость, засоленность, смытость, дефлированность, содержание элементов питания, кислотность и др.), которые устанавливаются обобщенно, без экспериментальных обоснований.

На основе этого индекса в различных его вариантах разработаны общероссийские бонитировочные шкалы почв для зерновых и других культур по природно-сельскохозяйственным зонам. Качество этих материалов и их адекватность существенно ограничены недостатками методики. Например, некорректность выведения среднего балла бонитета из баллов разновеликих почвенных показателей и урожайности; множество поправочных коэффициентов, в том числе взаимосвязанных и малообоснованных, нередко сугубо экспертных, очень приблизительных; слабая интегрированность почвенных условий с другими агроэкологическими условиями; необоснованность некоторых бонитировочных критериев. Следует особо отметить, что применение рассматриваемой методологии ограничено условиями экстенсивного земледелия, ориентированного на использование естественного плодородия почв без применения удобрений и других агрохимических средств интенсификации. Именно таким было земледелие России в период развития землеоценочных работ и осталось на значительной территории страны, для которой бонитировочные материалы в определенной мере сохраняют значение и могут быть использованы для кадастровой оценки земель в первом приближении.

В последние годы в рамках данной методологии рекомендовано уравнение для расчета нормативной урожайности зерновых культур в качестве критерия кадастровой оценки земель [3]:

$$У_н = 33.2 \times 1.4 \frac{АП}{10.0} K_1 K_2 K_3 K_4,$$

где $У_н$ – нормативная урожайность зерновых культур, ц/га; АП – величина местного агроэкологического потенциала для зерновых культур (по Карманову); 10.0 – базовое значение величины АП; 33.2 – нормативная урожайность (ц/га) зерновых культур на эталонной почве, соответствующая нормам нормальных зональных технологий при базовом значении АП (10.0); 1.4 – коэффициент пересчета на уровень урожайности при интенсивной технологии возделывания; K_1 ... K_4 – поправочные коэффициенты на: K_1 – содержание гумуса в пахотном слое; K_2 – мощность гумусового горизонта; K_3 – содержание физической глины в пахотном слое; K_4 – негативные свойства почв.

Данная методика включает все рассмотренные выше недостатки и, кроме того, – необоснованную величину эталонной урожайности зерновых культур и некорректную величину поправки на уровень урожайности при интенсивных агротехнологиях, которая может изменяться в широких пределах.

В целом методология оценки земель, основанная на интегральных показателях, утрачивает значение. С применением наукоемких агротехнологий возрастает количество учитываемых агроэкологических показателей, которые регулируются по принципу последовательного устранения или смягчения лимитирующих условий, возрастает вклад человека в продуктивность земли, из-

меняется характер его взаимодействия с факторами жизни растений. Урожайность смещается в сторону более высокой влагообеспеченности почв. В результате на бедных по бонитировочным показателям, например, дерново-подзолистых почвах, при окультуривании и освоении интенсивных агротехнологий урожайность удваивается и утраивается. Таким образом, оценка земель в значительной мере означает оценку научно-производственного потенциала и возможность его реализации. В новых условиях изменяется смысл и роль показателей оценки земли. Например, в экстенсивном земледелии ключевая роль гумуса связана с обеспечением растений элементами питания, которые высвобождаются в процессе его минерализации, что определяет высокую значимость этого показателя. В условиях интенсивного земледелия на первый план выходит экологическая роль органического вещества почвы, определяющего экологическую емкость, буферность, условия разрушения остатков пестицидов и других токсикантов, благоприятную физико-химическую среду. Роль его опосредуется через сложные экосистемные взаимодействия. В этой же связи возрастет роль ряда других показателей, характеризующих почвенно-ландшафтные связи и устойчивость ландшафтов. В современном природопользовании оценка земель приобретает все более дифференцированный характер.

Опыт агроэкологической оценки земель для проектирования адаптивно-ландшафтных систем земледелия. Давая приблизительные представления о производительной способности земель, существующие методы их бонитировки мало соотносятся с оценками направлений и средств их использования. Между тем, любым землепользователям, помимо продуктивности, важно знать, какими способами (системами земледелия, мелиорации и др.) она может быть достигнута. Такой подход реализован в процессе разработки, проектирования и освоения адаптивно-ландшафтных систем земледелия на основе агроэкологической типологии земель [10]. Суть ее заключается в выделении в пределах природно-сельскохозяйственной провинции агроэкологических групп земель, различающихся по основным агроэкологическим факторам и, соответственно, агрономическим категориям ландшафта, определяющим соответствующие им адаптивно-ландшафтные системы земледелия. Эти группы земель (агроландшафтов): плакорные, эрозионные, гидроморфные, засоленные, солонцовые, литогенные и др., различаясь по лимитирующим агроэкологическим факторам и, соответственно, применяемым агротехнологиям, одновременно ранжируются по их качеству, народно-хозяйственному значению, природоохранным мерам. В данной связи плакорные земли следует рассматривать как главное богатство страны и оберегать от урбанизации и различных способов отчуждения от сельскохозяйственного производства. Особую проблемную категорию представляют эрозионные земли с точки зрения дифференциации их использования и предотвращения эрозии, имеющей широкое распространение. Каждая последующая группа также требует специфических мероприятий: мелиоративных или адаптационных, различной производственной специализации. В соответствии с принятой агроэкологической типологией группы включают подгруппы, типы и виды земель. Подгруппы выделяются по степени проявления определяющего (лимитирующего) агроэкологического фактора (слабо-, средне-, сильноэрозионные, слабо-, средне-, сильногидроморфные и др.). Типы земель представляют ареалы, соответствующие биологическим требованиям определенных культур. Применительно к типам земель формируются севообороты или сенокосопастбищеобороты. Типы земель составляются из агроэкологических видов, представляющих первичную единицу оценки земель. Вид земель – это элементарный ареал агроландшафта, то есть участок на элементе мезорельефа, ограниченный элементарным почвенным ареалом или элементарной почвенной структурой. Идентификация последнего осуществляется с помощью ландшафтно-экологической классификации земель, включающей следующие таксоны: природно-сельскохозяйственная зона, природно-сельскохозяйственная провинция, агроэкологические группы и подгруппы, разряды по морфогенетическим типам рельефа и абсолютным высотам, классы по генезису почвообразующих пород, подклассы по гранулометрическому составу, роды по мезоформам рельефа, подроды по крутизне и экспозиции склонов, виды по элементарным почвенным структурам, подвиды по контрастности и сложности элементарных почвенных структур, типам, подтипам, родам, видам и разновидностям почв. В соответствии с этой классификацией проводится почвенно-ландшафтное картографирование территории сельскохозяйственного предприятия, на основе которого разрабатывается ГИС агроэкологической оценки земель. ГИС включает электронные карты перечисленных агроэкологических условий и свойств почв. Путем взаимного наложения карт-слоев выявляются агроэкологические группы земель. Посредством сопоставления биологических требований сельскохозяйственных культур с базами экологических данных по каждому элементарному ареалу агроландшафта составляется карта пригодности земель для возделывания культур. Выделяется 6 категорий пригодности земель [10]. Путем взаимного наложения карт выявляются севооборотные участки. На основе этих материалов с учетом почвенно-ландшафтных связей, особенностей энергомассопереноса и геохимических потоков разрабатываются проекты адаптивно-ландшафтных систем земледелия.

Таблица 1. Среднеклиматически обеспеченная урожайность полевых культур, предусмотренная в севообороте на плакорных землях (чернозем типичный) по проекту адаптивно-ландшафтного земледелия для ОАО "Роговатовская нива" Старооскольского района Белгородской области, т/га

Культура	Урожайность культуры при использовании агротехнологии			
	экстенсивной	нормальной	интенсивной	высокой
Соя	1.2	1.7	2.3	2.8
Кукуруза на зерно	3.0	5.3	7.4	8.5
Горчица	1.0	1.4	1.7	2.2
Озимая пшеница	2.7	3.4	4.9	5.8
Подсолнечник	1.4	2.0	2.7	3.3
Кукуруза на зерно	2.6	4.8	6.8	8.0

Таблица 2. Средняя урожайность полевых культур в ОАО "Роговатовская нива" (2011–2018 гг.), т/га

Культура	2011	2012	2013	2014	2015	2016	2017	2018
Озимая пшеница	2.5	3.0	5.2	5.9	5.5	5.7	5.7	4.5
Кукуруза на зерно	7.3	6.1	9.0	5.0	7.4	9.6	7.2	7.6

Важнейшей задачей проекта является определение потенциальной урожайности, качества продукции и эколого-экономической эффективности при различных уровнях интенсификации земледелия (нормальные, интенсивные и точные агротехнологии). Источники информации – научные и производственные опыты научных учреждений, материалы Госсортосети. Сложился многолетний опыт агроэкологической оценки земель при разработке и проектировании адаптивно-ландшафтных систем земледелия (**АЛСЗ**) во многих регионах. В табл. 1 на примере крупного хозяйства Белгородской области (12 тыс. га) приводится урожайность сельскохозяйственных культур на плакорных землях при различных агротехнологиях, запланированная в проекте АЛСЗ, выполненном в 2011 г., а в табл. 2 представлены средние данные урожайности по хозяйству за 7 лет после освоения проекта. Полученные результаты в большой мере согласуются с запланированными.

Обширный опыт оценки земель и проектирования АЛСЗ в крупных сельскохозяйственных предприятиях (10–20 тыс. га) ориентирует на формирование комплексной системы оценки сельскохозяйственных земель. Развитие оценки земель на ландшафтно-экологической основе приобретает особое значение в условиях актуальных задач технологической модернизации земледелия и упорядочения землепользования.

Определяя дальнейшие перспективы развития оценки сельскохозяйственных земель, следует исходить из задач экологизации хозяйственной деятельности и в целом оптимизации сельскохозяйственного природопользования. Решение их связывается с проектированием сельскохозяйственных ландшафтов – агроландшафтов, животноводческих, водохозяйственных, лесохозяйственных, селитебных и других в системе экологических каркасов территории, интегрированных с сельскохозяйственной инфраструктурой [11]. В качестве инструментария планирования и проектирования предлагается структурно-функциональный анализ ландшафта, включающий группировки экологических и социально-экономических функций ландшафта и анализ его структуры [11]. С этих позиций существенно расширяется понятие плодородия почвы, которая в отличие от различных "плодородных" субстратов характеризуется способностью к самовоспроизводству и, соответственно, к воспроизводству среды жизнеобеспечения. На почву приходится значительная часть экологических функций ландшафта (биосферы). Значение их возрастает по мере интенсификации земледелия в связи с необходимостью повышения экологической емкости агроландшафтов и преодоления пестицидной нагрузки. Соответственно возрастает значение биогенности почв, численности полезных организмов и поступления в почву лабильного органического вещества в качестве энергетического материала для их функционирования. В этой связи чрезвычайно актуальна задача разработки адекватной методики оценки биоэкологического состояния почв по различным параметрам. На ее основе должны применяться биотехнологические методы управления фитосанитарной ситуацией в агроценозах, процессами биологической мобилизации элементов питания, стимуляции ростовых процессов и др.

Требования к комплексной оценке сельскохозяйственных земель. Рассмотренный опыт оценки земель для проектирования адаптивно-ландшафт-

ных систем земледелия на больших территориях создает предпосылки для системного подхода к оценке земель. К ним же относится огромная информация по оценке условий сельскохозяйственного природопользования, в том числе многочисленные базы почвенных данных. Часто отмечается их чрезвычайная разобщенность и низкая эффективность использования, хотя их целевое объединение могло бы сыграть важную роль при создании системы комплексной оценки сельскохозяйственных земель.

В основу такой системы может быть положен опыт природно-сельскохозяйственного районирования, агроэкологической группировки земель, агрономической и экономической оценки. Исходными требованиями к системе должны быть потребности растений, условия применения агротехнологий различного уровня интенсивности и сельскохозяйственных машин, требования землеустройства, формирования социальной инфраструктуры, селитебные, рекреационные. Основные требования должны быть сформированы в виде реестров агроэкологической оценки сельскохозяйственных культур, методики оценки пригодности земель под различные культуры, региональных регистров агротехнологий. В соответствии с перечисленными требованиями и условиями должен составляться *реестр агроэкологической оценки групп и видов земель*, который сопровождается регистрами продуктивности агроэкологических видов земель и оценки экономической эффективности использования земель. Основное содержание названных регистров представляется следующим.

Реестр агроэкологической оценки сельскохозяйственных культур и сортов должен отражать требования растений к различным агроэкологическим условиям, потенциальную продуктивность и их средообразующее влияние. По этому поводу имеется обширная информация и базы данных, которые должны быть интегрированы в информационно-справочную систему. В первой ее части должны быть изложены критерии оценки культур по их агроэкологическим требованиям, формализованные для компьютерной обработки [10], а во второй части – оценка сортов с точки зрения их урожайности, устойчивости, интенсивности, технологических и технических качеств. Такая оценка содержится в Государственном реестре селекционных достижений, который ведет ФГБУ “Госсорткомиссия” и который следует дополнить базами данных о сортах с Интернет-ресурсов оригинаторов, производителей, рекомендаций научно-производственных организаций. При этом совокупность экологических паспортов сортов целесообразно формировать применительно к природно-сельскохозяйственным провинциям, что потребует определенной работы, поскольку госсортосеть организована по 12-ти природно-сельскохозяйственным районам.

Возделывание одних и тех же культур в различных агротехнологиях имеет свои особенности, которые выделяются в особые требования к оценке земель. Например, интенсивные технологии возделывания зерновых культур возможны только в условиях однородного почвенного покрова, применение технологий минимизации обработки почвы и, особенно, прямого посева ограничено условиями плотности почвы и так далее. Тем самым определяется необходимость формирования *регистра агротехнологий.* Методология составления федеральных регистров агротехнологий разработана под руководством Н.В. Краснощекова с участием автора [16]. Их ведение и пропаганда осуществлялись Министерством сельского хозяйства России. Целесообразно развитие этой работы на уровне природно-сельскохозяйственных провинций.

Регистры агротехнологий сопровождаются *регистрами сельскохозяйственных машин и орудий* [16]. Рабочие органы машин конструируют в соответствии с агротребованиями, которые разрабатывают с учетом почвенно-экологических условий, в особенности в связи с физическими, физико-механическими и технологическими свойствами почв.

Разнообразные требования к оценке земель закономерно усложняются требованиями экологической устойчивости ландшафтов, способностью их противостоять деградации. С ними связаны организация территории, регулирование энергомассопереноса и биологического круговорота веществ, поддержание биоразнообразия. Агрономические требования смыкаются с селитебными, связанными с личными подсобными хозяйствами, рекреациями, социально-структурными требованиями, поскольку все эти аспекты тесно сопряжены. Особую категорию представляют требования лесомелиоративного комплекса, лесных культур, организации экологического каркаса территории, требования противоэрозионных, гидротехнических и других мелиораций.

Задачи создания комплексной оценки сельскохозяйственных земель. Удовлетворение многообразных требований к сельскохозяйственному использованию земель в условиях огромного разнообразия природных условий страны возможно лишь на ландшафтно-экологической основе. Этим требованиям может соответствовать природно-сельскохозяйственное районирование страны, модифицированное на основе ландшафтно-агроэкологической типологии земель, сложившейся в процессе разработки и освоения адаптивно-ландшафтных систем земледелия [1]. Суть ее в выделении в пределах природно-сельскохозяйственных провинций агроэкологических групп земель как природно-территориальных комплексов, которые характеризуются общностью специфических ландшафтно-экологических условий,

определяющих направление и характер сельскохозяйственного использования и производственный потенциал. При этом основную оценочную нагрузку несет элементарный ареал агроландшафта – вид земель – как первичная единица оценки земли. В земледелии ее ключевое значение определяется тем, что применительно к виду земель разрабатываются агротехнологии в рамках агроэкологической группы земель, определяющей АЛСЗ. Очевидно, оценка вида земель, как ключевая, должна представлять модель агроэкологического состояния, характеризуемого определенными агроэкологическими показателями, по совокупности которых можно определить направление, характер использования, риски и ограничения. В таком случае информационная система оценки земель может быть представлена в виде регистра агроэкологических видов земель по соответствующим агроэкологическим группам по провинциям различных природно-сельскохозяйственных зон. В этой иерархии ранжируются оценочные показатели.

На уровне зон и подзон рассматриваются макроклиматические, геоморфологические и другие условия, определяющие потенциальные возможности размещения и развития отраслей сельского хозяйства и социума на федеральном уровне стратегического планирования.

Природно-сельскохозяйственные провинции характеризуются по условиям макроклимата, существенно изменяющегося в связи с океаническими условиями влагопереноса и вертикальной зональностью, мега- и макрорельефа, литологии и мегаструктур почвенного покрова. С учетом этих условий и новых рисков в связи с изменением климата обосновываются направления специализации производства, структура угодий, наборы сельскохозяйственных культур, сортов. С учетом агроэкологических требований целесообразно составить модели агроклиматических условий возделывания сельскохозяйственных культур по природно-сельскохозяйственным провинциям с выделением относительно однородных агроклиматических ареалов там, где это необходимо.

Выделение агроэкологических групп земель в пределах провинций осуществляется по агроэкологическим условиям, определяющим: выбор севооборотов, сенокосо-пастбищеоборотов, противоэрозионную и мелиоративную организацию территории; системы защитного лесоразведения; регулирование поверхностного стока; противоэрозионные мероприятия, гидротехнические мелиорации, формирование экологических каркасов территории, рекультивации земель и другие мероприятия, учитывающие ландшафтно-экологические связи.

Оценка видов земель определяется многочисленными требованиями различных технологических операций по возделыванию сельскохозяйственных культур и управлению продукционным процессом растений, режима минерального питания, водным и тепловым режимом, регулированием почвенно-экологических условий и адаптацией к ним, требованиями ограничений агрохимической нагрузки на почвы и агроценозы.

Модели оценки агроэкологического состояния видов земель включают:

– мезо- и микроклиматическую характеристику (влагообеспеченность, температурный, ветровой режимы);

– положение в рельефе (коэффициент горизонтального расчленения, форма, крутизна, экспозиция склонов, микрорельеф);

– почвообразующие и подстилающие породы, гранулометрический, минералогический состав, слоистость, каменистость;

– гидрогеологический режим, уровень грунтовых вод, состав;

– дренированность территории;

– микроструктуры почвенного покрова, сложность, контрастность;

– мощность гумусового горизонта;

– гранулометрический и минералогический состав почв, каменистость;

– плотность сложения, структурное состояние, водопроницаемость;

– содержание гумуса; емкость катионного обмена;

– состав обменных оснований, pH;

– обеспеченность почв элементами минерального питания;

– гидроморфизм, солонцеватость, засоленность, слитогенез.

В системе оценки видов земель особо выделяется технологическая оценка почв для разработки агротребований к конструированию и эксплуатации почвообрабатывающих машин, орудий, движителей, обоснования оптимальных технологий обработки почв и системы машин с учетом предотвращения деградации почв. Критерии оценки – показатели физических, физико-механических и технологических свойств почв, в том числе твердости, липкости, пластичности, удельного сопротивления обработке.

Результирующими критериями оценки земель являются продуктивность и экономическая эффективность их использования. Вопрос в том, к какому уровню интенсификации должна быть приурочена урожайность сельскохозяйственной культуры или выход продукции с 1 га угодья. Представляется, что для полевых культур должно быть три уровня: экстенсивный, нормальный и интенсивный. Первый соответствует среднеклиматически обеспеченной урожайности за счет естественного плодородия почвы в экстенсивных

Таблица 3. Продуктивность агроэкологических видов плакорных земель при экстенсивных (А), нормальных (Б) и интенсивных (В) агротехнологиях в зерновых севооборотах, т зерновых единиц/га севооборотной площади

Зона, подзона	Провинция	Почвы	Выход продукции, т зерн. ед./га		
			А	Б	В
Северная лесостепная	Западносибирская	Серые лесные	1.2	2.5	3.5
Центральная лесостепная	Северопредалтайская	Черноземы выщелоченные	1.6	2.8	3.6
Южная лесостепная	Казахстанская	Черноземы обыкновенные	1.2	1.6	2.2
Степная		Черноземы южные	0.9	1.4	1.6
Сухостепная		Темно-каштановые почвы	0.7	1.1	–
Лесостепная	Среднерусская	Чернозем типичный	2.5	4.5	5.5
	Предкавказская		3.0	5.5	7.0

агротехнологиях, третий – потенциально возможной среднеклиматической урожайности за счет достижений научно-технического прогресса в интенсивных агротехнологиях. Эти уровни позволяют объективно оценивать и сравнивать потенциал продуктивности земель различных видов. Промежуточный нормальный уровень, соответствующий нормальным агротехнологиям, имеет актуальное значение, но он в определенной мере субъективен. Переход к данным категориям оценки продуктивности земель, по-видимому, единственно возможный путь упорядочения этой работы, имея в виду традиционное манипулирование статистическими данными фактической урожайности и расчетными величинами со всевозможными допущениями.

Регистры продуктивности агроэкологических видов земель при различных уровнях интенсификации (экстенсивных, нормальных и интенсивных) должны разрабатываться в многофакторных полевых опытах. Такая работа была проведена в Сибирском НИИ земледелия и химизации сельского хозяйства в 1981–1990 гг. в системе многолетних полевых опытов в основных природно-сельскохозяйственных зонах Новосибирской области [11]. Некоторые оценочные показатели для этих почв, а также данные для наиболее благополучных почв страны приведены в табл. 3.

К сожалению, подобные экспериментальные данные ограничены. Необходимо развитие этих работ в зональных НИИ по сельскому хозяйству. В определенной мере для этих целей могут быть использованы данные Госсортосети и передовых хозяйств.

Регистр продуктивности агроэкологических видов земель сопряжен с *регистром показателей экономической эффективности* их использования. Последний должен включать оценки себестоимости продукции с учетом затрат на природоохранные мероприятия, чистый доход, рентабельность и другие экономические показатели.

Таким образом, совокупность перечисленных материалов составит справочную геоинформационную систему, удовлетворяющую различным целям, в том числе задачам кадастровой оценки земель. В качестве основных ее параметров представляются: принадлежность регистрируемого участка земли к природно-сельскохозяйственной зоне, провинции, агроэкологической группе, виду земель; полное название агроэкологического вида земель (например, чернозем выщелоченный среднесуглинистый слабосмытый на делювиальном суглинке на склоне 3° северной экспозиции); набор сельскохозяйственных культур, оптимальные севообороты, продуктивность (выход продукции в тоннах зерновых единиц с 1 га севооборотной площади) при экстенсивных, нормальных и интенсивных агротехнологиях; экономические показатели использования земли при тех же агротехнологиях.

Предлагаемая система оценки земель позволит реально оценивать, возможности и способы производства экологически безопасной сельскохозяйственной продукции при различных уровнях интенсификации.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, в рамках научного проекта № 19-016-00101.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Агроэкологическая оценка земель, проектирование адаптивно-ландшафтных систем земледелия и агротехнологий / Под ред. Кирюшина В.И., Иванова А.Л. М., 2005. 784 с.
2. *Годельман Я.М.* Неоднородность почвенного покрова и использование земель. М.: Наука, 1981. С. 15–28.
3. Государственная кадастровая оценка земель сельскохозяйственного назначения / Под ред. Сапожникова П.М., Носова С.И. М., 2011. 124 с.

4. *Зворыкин К.В.* Сельскохозяйственная типология земель для кадастровых целей // Вопросы географии. 1965. Сб. 67. С. 13–20.
5. *Карманов И.И.* Методика и технология почвенно-экологической оценки и бонитировки почв для сельскохозяйственных культур. М.: ВАСХНИЛ, 1990. 114 с.
6. *Карманов И.И., Булгаков Д.С.* Методика почвенно-агроклиматической оценки пахотных земель для кадастра. М.: Почв. ин-т им. В.В. Докучаева, 2012. 12 с.
7. *Карманов И.И., Фриев Т.А.* Бонитировка почв на основе почвенно-экологических показателей // Почвоведение. 1982. № 5. С. 13–21.
8. *Кирюшин В.И.* Агрономическое почвоведение. М.: КолосС, 2010. 687 с.
9. *Кирюшин В.И.* Оценка качества земель и плодородия почв для формирования систем земледелия и агротехнологий // Почвоведение. 2007. № 7. С. 873–880.
10. *Кирюшин В.И.* Экологические основы земледелия. М.: Колос, 1996. 367 с.
11. *Кирюшин В.И.* Экологические основы проектирования сельскохозяйственных ландшафтов. СПб., 2018. 568 с.
12. *Левыкин С.В., Чибилев А.А., Казачков Г.В., Петрищев В.П.* Применение почвенно-экологического мультипликативного индекса при оценке пахотнопригодности южных черноземов Предуралья с учетом экологических показателей // Почвоведение. 2017. № 2. С. 256–263.
13. Природно-сельскохозяйственное районирование и использование земельного фонда СССР. М.: Колос, 1983. 335 с.
14. *Раменский Л.Г.* Введение в комплексное почвенно-геоботаническое исследование земель. М.: Сельхозгиз, 1938.
15. *Савич В.И., Амергужин Х.А., Карманов И.И., Булгаков Д.С., Федорин Ю.В., Карманова Л.А.* Оценка почв. Астана, 2003.
16. Федеральный регистр технологий производства продукции растениеводства / Под ред. Краснощекова Н.В. М.: Информагротех, 1999. 517 с.
17. *Шашко Д.И.* Агроклиматическое районирование СССР. Л.: Гидрометеоиздат, 1985. 128 с.
18. *Шишов Л.Л., Дурманов Д.Н., Карманов И.И. Ефремов В.В.* Теоретические основы и пути регулирования плодородия почв. М., 1991. 302 с.
19. *Шоба С.А., Столбовой В.С., Алябина С.О., Молчанов Э.Н.* Почвенно-географическая база данных России // Почвоведение. 2008. № 9. С. 1029–1036.
20. FAO Soils bulletin 32 // Soil resources development and conservation service land and water development division. FAO UN. Rome, 1976.
21. Soil Survey Staff, 1998. Soil Taxonomy: A Basic System of Soil Classification for Making and Interpreting Soil Surveys, 2-nd ed. (Washington, D.C. USDA Natural Resources Conservation Service).

The Methodology for the Integrated Assessment of Agricultural Land

V. I. Kiryushin*

Dokuchaev Soil Science Institute, Moscow, 119017 Russia

**e-mail: vkiryushin@rambler.ru*

The analysis of various ways of agricultural land assessment is given. Disadvantages and limitations of applying the soil-ecological index are shown. The necessity of differentiation and expansion of assessment indicators as agriculture intensifies is justified. The experience of agroecological assessment, typology and classification of agricultural landscapes and soils for projecting adaptive landscape farming systems is discussed. It is proposed to use this experience and existing databases of soil research in the country to create a system of integrated assessment of agricultural land. As a starting point of its creation, it is proposed to formalize the assessment requirements in the form of a register of biological needs of crops and cultivars and a register of agricultural technologies. In accordance with these requirements, it is proposed to develop a register of models for assessing the agro-ecological status of land types by their agro-ecological groups within the provinces of natural and agricultural zones. The method of creating registers of agroecological land types productivity and registers of economic efficiency indicators for their use in extensive, normal and intensive agricultural technologies is considered as the resulting assessments.

Ключевые слова: soil valuation, biological requirements of plants, registers of agricultural technologies, agroecological types of land, assessment models, productivity registries, economic assessment

ПОЧВОВЕДЕНИЕ, 2020, № 7, с. 880–890

АГРОХИМИЯ И ПЛОДОРОДИЕ ПОЧВ

УДК 631.4

ИЗМЕНЕНИЕ ФИЗИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ЧЕРНОЗЕМОВ ПРИ ПРЯМОМ ПОСЕВЕ

© 2020 г. В. П. Белобров[a, *], С. А. Юдин[a], Н. В. Ярославцева[a], А. В. Юдина[a], В. К. Дридигер[b], Р. С. Стукалов[b], Н. Н. Клюев[c], И. В. Замотаев[c], Н. Р. Ермолаев[a], А. Л. Иванов[a], В. А. Холодов[a]

[a]Почвенный институт им. В.В. Докучаева, Пыжевский пер., 7, стр. 2, Москва, 119017 Россия

[b]Северо-Кавказский ФНАЦ, ул. Никонова, 49, Ставропольский край, Шпаковский р-н, Михайловск, 356241 Россия

[c]Институт географии Российской академии наук, Старомонетный пер., 29, Москва, 119017 Россия

*e-mail: belobrovvp@mail.ru

Поступила в редакцию 07.08.2019 г.
После доработки 17.12.2019 г.
Принята к публикации 26.12.2019 г.

Приводятся результаты исследований по влиянию прямого посева в сравнении с традиционной технологией обработки почв (отвальной вспашкой с аналогичным плодосменом) в поверхностном (0–20 см) слое на естественную плотность до посева и в период вегетации, микро- и макроагрегатный составы в разных подтипах черноземов. Рассмотрены типичные, обыкновенные и южные черноземы. Для всех подтипов показано улучшение физических свойств при введении прямого посева в сравнении с контрольными вариантами. Возделывание сельскохозяйственных культур без обработки почвы в течение четырех и шести лет не привело к уплотнению типичных и обыкновенных черноземов. Микроагрегатный состав типичных черноземов под прямым посевом демонстрировал большую долю крупных фракций (>50 мкм) по сравнению с контролем. Вероятно, это указывает на возникновение при переходе на прямой посев процессов формирования микроагрегатов, сходных с естественными ценозами, для которых характерно относительно большее содержание фракции 50–250 мкм. Во всех подтипах черноземов под прямым посевом увеличилась водоустойчивость макроагрегатов. В типичном черноземе возросла доля агрономически ценных агрегатов. По-видимому, увеличение водоустойчивости связано с возрастанием поступления в почву водорастворимого органического вещества при прямом посеве, связанное с особенностями технологии (отсутствием заделки растительных остатков). При этом в южных черноземах это влияние проявлялось только во фракциях >7 мм, а для меньших агрегатов этого подтипа хорошая водоустойчивость обеспечивается высоким содержанием кальция вне зависимости от вида обработки.

Ключевые слова: равновесная плотность, микро- и макроагрегатный состав, коэффициент структурности, средневзвешенный диаметр водоустойчивых агрегатов, no-till, нулевая обработка, Chernozems

DOI: 10.31857/S0032180X20070023

ВВЕДЕНИЕ

Биологизация земледелия как тренд развития мирового сельского хозяйства, обусловленный биосферной ориентацией природопользования, предполагает его адаптацию к изменяющимся климатическим факторам, усиливающейся техногенной нагрузке и другим социально-экономическим вызовам. Биологизация земледелия направлена на увеличение в агроценозе содержания органического углерода и азота, оптимизацию применения промышленных удобрений и химических средств защиты, использование биологических средств защиты растений, и, как основное условие, минимизацию или полный отказ от обработки почвы (no-till), приводящей к деградации земель, интенсивно используемых в сельском хозяйстве [20, 37].

На данный момент деградация почв остается нерешенной проблемой как мирового, так и российского земледелия по многим причинам, среди которых естественные природные катаклизмы существенно уступают агрогенному воздействию – традиционному “пахотному” земледелию. Апробированное веками и связанное с механической обработкой почвы традиционное земледелие остается до настоящего времени основной агропроизводственной технологией в России. Обработки почвы любыми почвообрабатывающими орудиями (плоскорез, чизель, культиватор и пр.), потери биомассы растений, изымаемой с урожаем, с течением времени приводят к уменьшению содержания органического вещества (**ОВ**), одного из параметров плодородия большинства почв мира [29, 30, 40].

За время использования черноземов в сельском хозяйстве России, взяв за начало отсчета первые научные данные, полученные В.В. Докучаевым около 150 лет назад [11], потери ОВ составили более половины от исходного содержания [16]. Процессы деградации черноземов также проявляются в ухудшении многих других параметров, связанных с плодородием почвы – макроструктуре, микроагрегатном составе, плотности и пористости и др.

Плодородие пахотных почв частично поддерживается внесением органических и минеральных удобрений. Вместе с тем они не решают фундаментальной проблемы – восстановления утраченного плодородия. Как показывают многочисленные эксперименты в разных частях мира, это достигается отказом от любого физического воздействия на почвы техникой с переходом на технологию no-till и общую биологизацию земледелия [1, 13, 15].

В нашей стране биологизация сельского хозяйства началась более 100 лет назад работами И.Е. Овсинского и Н.М. Тулайкова, затем в середине XX в. Т.С. Мальцева, А.И. Бараева и др. В силу объективных причин, главной из которых было отсутствие альтернативных методов борьбы с сорняками, переход к прямому посеву носил постепенный характер, так как требовал научного обоснования, и в силу этого — времени и средств на научно-производственные эксперименты.

Прямой посев (**ПП**) возвращает почву в состояние, близкое к естественному, восстанавливая структуру, плотность, улучшая воздушно-тепловой режим, приводя к увеличению содержания ОВ за счет дополнительного поступления биомассы растений. Экосистема при ПП в отличие от традиционной технологии приближена и адаптирована к природной. Она имеет свои особенности в севооборотах и обусловлена культивируемыми растениями, видовыми различиями в почвопокровных культурах, архитектонике корневых систем и отвечает общему процессу биологизации земледелия [20, 37].

Органическое вещество является одним из основных факторов стабилизации структуры почв. Разрушение почвенных агрегатов в результате действия почвообрабатывающих орудий приводит к потере устойчивости почвы к действию неблагоприятных факторов окружающей среды. Особо остро это проявляется в климатических зонах, где почвы подвержены процессам водной и ветровой эрозии, аридизации [35, 38, 39].

Эрозия почв при сельскохозяйственном использовании земель вынуждает землепользователей искать новые нетрадиционные технологические системы и способы возделывания культур, которые позволили бы не только уменьшить негативное воздействие процессов деградации, но и восстановить исходное плодородие почвы [3].

В постсоветское время, начиная с 1991 г., российская аграрная сфера претерпела сильные трансформации: возникла частная собственность на землю, ликвидирована колхозно-совхозная система. На уровне товарного производства сформировались фермерские хозяйства и крупные агрохолдинги. На фоне этого произошли существенные изменения в самих почвах и структуре сельскохозяйственного использования земель страны. За 1990–2015 гг. посевные площади сельскохозяйственных культур сократились на треть от всех посевных площадей 1990 г. Этот в целом экологически позитивный процесс, особенно в степных и лесостепных районах страны, в силу стихийного развития снижает потенциальную экономическую и природоохранную эффективность [22].

В настоящий момент в сельском хозяйстве РФ наблюдается парадоксальное расхождение индексов производства сельскохозяйственной продукции с индексами используемых ресурсов (посевных площадей, применения органических и минеральных удобрений, техники, электроэнергии и т.п.). На единицу продукции расходуется все меньше ресурсов. Прирост производства достигается за счет использования новой техники, технологий, урожайных сортов растений, приводящих к усилению эксплуатации земельных ресурсов, что чревато деградацией почв [18, 19] и снижением почвенного плодородия [22]. Вследствие неэффективной аграрной реформы отечественный землевладелец не заинтересован в повышении почвенного плодородия, что отрицательно сказывается на эколого-почвенном потенциале страны.

В качестве позитивных результатов аграрных реформ обычно отмечается увеличение урожайности сельскохозяйственных культур. Однако рост урожайности достигается, в частности, за счет концентрации земледелия на лучших по плодородию почвах – черноземах. В условиях некомпенсируемого (внесением удобрений) земледелия это приводит к быстрой деградации земель и в дальнейшем вынужденному перемещению сельского хозяйства на менее плодородные земли.

Целью работы является оценка направлений изменений физических свойств типичных, обыкновенных и южных черноземов европейской части России под воздействием традиционной вспашки и прямого посева как перспективного подхода к управлению агроэкосистемами по восстановлению свойств деградированных земель.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Объекты исследования. Типичные черноземы Курской области, обыкновенные и южные черноземы Ставропольского края. Типичные черноземы [21] (согласно международной классификации ФАО – Haplic Chernozems (Loamic, Aric, Pachic) [25, 36]) были исследованы на полевом стационаре Курского НИИ АПП (п. Черемушки, Курского района, 51°37′46″ с. ш.; 36°15′40″ в. д.).

В 2013 г. на типичных черноземах был заложен научно-полевой опыт в четырехпольном зерновом севообороте (озимая пшеница, кукуруза, ячмень и горох). На поле площадью 2.4 га изучается влияние четырех систем обработки (вспашки, комбинированной обработки, минимальных – поверхностной обработки и без обработки – прямого посева) на делянках размером 60 × 100 м. В течение четырех лет ежегодно определялась равновесная плотность почв на глубинах 2–7 и 10–15 см [5]. После первой ротации в 2017 г. были взяты образцы для оценки макро- и микроструктурного состояния почв на вариантах "вспашка" и "прямой посев", а также в качестве контроля в лесополосе, расположенной в 200 м от участка [30]. Лесополоса была заложена в 1964 г. и характеризуется высокими показателями плодородия и структурности черноземов.

Обыкновенные черноземы (Haplic Chernozems (Loamic, Aric, Pachic)) изучались на опытном поле стационара ФГБНУ "Северо-Кавказского ФНАЦ", расположенного в Шпаковском районе (45°07′34.9″ с. ш.; 42°03′24.0″ в. д.), площадью 2 га и размером делянок 50 × 18 м. Полевой опыт направлен на оценку влияния технологии no-till в зоне неустойчивого увлажнения Ставропольского края (заложен в 2012 г.) на агрофизические свойства черноземов обыкновенных и продуктивность полевых культур в севообороте соя, озимая пшеница, подсолнечник и кукуруза [15].

Южные черноземы (Haplic Chernozems (Loamic, Aric)) исследовались в производственных условиях на территории ООО "Урожайное" (45°49′04.8″ с. ш.; 42°03′25.2″ в. д.) Ипатовского района Ставропольского края, где 12 лет успешно используется система ПП [14].

Следует отметить, что в европейской части черноземной зоны России помимо вышеописанных объектов, нет опытов подобной длительности, в которых бы соблюдали технологию ПП и был бы адекватный контроль с традиционными системами обработки.

Методы исследования. Для агрегатного анализа почв на вариантах опытов и фермерских полях, где применяется традиционная обработка и ПП, были выбраны методом конверта 5 площадок радиусом 5 м, в пределах которых с глубины 0–15 см отобраны образцы ненарушенного сложения размером 15 × 15 × 25 см и массой около 5 кг каждый. Такой подход позволил избежать искусственного перераспределения размерных фракций агрегатов [29, 30]. Перед проведением анализа образцы были высушены на воздухе. Сухое просеивание пяти полученных образцов почв проводили по методу Саввинова с диаметром ячейки сит 0.25, 0.5, 1.0, 2.0, 3.0, 4.0, 5.0, 7.0 и 10.0 мм [30]. Для оценки водоустойчивости использовали подход Хана [28], согласно которому в воде просеивают не весь образец почвы, а агрегаты целевой размерной фракции. В данной работе по методу Хана на анализ были взяты фракция размером >10 мм и крупные агрегаты 10–7, 7–5 и 5–3 мм. По результатам сухого и мокрого просеивания рассчитаны средневзвешенные диаметры сухих и водоустойчивых агрегатов почв.

Плотность почв в естественном состоянии определена в трехкратной повторности буровым методом с использованием цилиндра объемом 100 см^3. Образцы вариантов прямого посева отбирали в пространствах между бороздами этого года, оставленными сеялкой. Микроагрегатный и гранулометрический состав почв определяли методом лазерной дифракции на анализаторе MicrotracBluewave (США) [33].

Оценка значимости обнаруженных различий проведена по наименьшей существенной разнице с уровнем значимости α равном 0.05 (НСР $\alpha = 0.05$).

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Равновесная плотность. Измеренные плотности соответствовали приводимым характерным диапазонам для минеральных почв [32]. Пахотный горизонт типичного чернозема до перехода на технологию no-till (2013 г.) характеризовался оптимальными значениями плотности [5, 6]. После завершения первой ротации зернового севооборота в 2017 г. состояние пахотного горизонта в варианте "вспашка" не изменилось. Использование технологии ПП в течение четырех лет не оказало существенного влияния на плотность пахотного горизонта, хотя некоторые авторы [9, 31] считают, что применение ПП приводит к переуплотнению пахотного слоя и снижению урожайности. Средние значения по глубинам 2–7 и 10–15 см, в вариантах вспашка и ПП близки друг к другу и находятся в пределах доверительного интервала (рис. 1). В то же время следует отметить тенденцию к увеличению плотности горизонта почв (10–15 см) под ПП по сравнению с почвой при отвальной вспашке.

Результаты исследований плотности почв обыкновенного чернозема на опытном поле ФГБНУ "Северо-Кавказский ФНАЦ" представлены в табл. 1. Перед уходом в зиму и рано весной плотность почвы в слое 0–10 см в результате зяблевой отвальной обработки составила в среднем за годы исследования 0.85–0.86, а в слое 10–20 см – 0.91–0.93 г/см^3. В то же самое время при ПП плотность была существенно больше, соответственно 1.07–1.08 и 1.13 г/см^3.

Плотность почвы в варианте ПП во все годы исследования и под всеми культурами в слое 0–10 см была достоверно больше по сравнению с пахотным вариантом и составляла 1.13–1.15 г/см^3, что также находится в пределах оптимальных значений для получения всходов и первоначального роста растений. Увеличение плотности почвы до

1.25–1.28 г/см^3 перед посевом сои с использованием ПП в 2015 и 2018 гг. (табл. 1) было обусловлено не технологией возделывания, а засухой, наблюдавшейся перед посевом культуры в эти годы.

Плотность почвы на глубине 10–20 см в варианте ПП под яровыми культурами также была достоверно больше плотности в варианте “вспашка”, но в пределах оптимальных значений и составляла в среднем за годы исследования 1.16–1.21 г/см^3. При посеве озимой пшеницы по обеим технологиям плотность на глубине 10–20 см во все годы исследования была одинаковой, небольшие различия находились в пределах погрешности.

В технологии ПП слой почвы 10–20 см не подвергался обработке семь лет подряд (включая уравнительный посев в 2012 г.). Судя по его плотности, одинаковой с пахотным вариантом, можно заключить, что переуплотнения чернозема обыкновенного в течение всех лет исследования не происходило. Различия по плотности между технологиями во все годы исследования были статистически не достоверны, с тенденцией роста плотности в варианте ПП (табл. 1).

Тем не менее, даже при таком тренде плотность слоя почвы 0–10 см была оптимальной для произрастания озимой пшеницы, подсолнечника и кукурузы [15]. Исключение для обеих технологий составляла плотность почвы под соей, равная в среднем за годы исследования 1.30 г/см^3, с колебаниями по годам от 1.20 до 1.35 г/см^3. Вероятно, такое уплотнение связано с особенностями строения корневой системы сои, не способной разрыхлить почву. Следствием переуплотнения является уменьшение вегетативной массы растений и сокращение урожайности культуры. Под остальными культурами севооборота за годы исследований плотность слоя 10–20 см находилась в среднем в интервале 1.22–1.28 г/см^3, существенно не отличаясь при сравнении технологий. Вариабельность плотности была незначительной 5–6%, значимых различий при сопоставлении технологий отмечено не было.

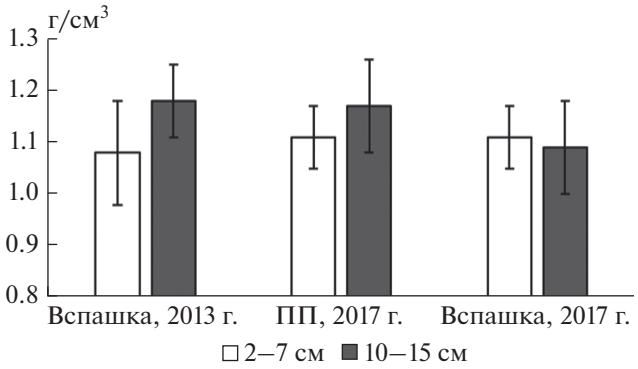

Рис. 1. Влияние технологии земледелия на плотность пахотного горизонта типичных черноземов (Курский НИИ АПП).

Таблица 1. Влияние технологии возделывания полевых культур на плотность (г/см^3) обыкновенного чернозема в слое 0–10 см перед посевом (над чертой) и во время вегетации растений (под чертой)

Технология	Культура	Год						среднее
		2013	2014	2015	2016	2017	2018	
Вспашка	Соя	0.91 / 1.29	0.95 / 1.34	1.00 / 1.31	1.03 / 1.20	1.03 / 1.35	1.06 / н.о.*	1.00 / 1.30
	Пшеница	1.04 / 1.09	0.92 / 1.14	0.99 / 1.19	1.15 / 1.11	0.99 / 1.26	1.18 / н.о.	1.05 / 1.16
	Подсолнечник	1.03 / 1.22	1.08 / 1.40	0.96 / 1.06	1.06 / 1.07	1.05 / 1.03	1.11 / н.о.	1.05 / 1.16
	Кукуруза	0.93 / 1.23	1.10 / 1.19	1.08 / 1.19	1.01 / 1.11	1.01 / 1.15	1.06 / н.о.	1.03 / 1.17
ПП	Соя	1.07 / 1.25	1.01 / 1.30	1.25 / 1.33	1.16 / 1.26	1.10 / 1.35	1.28 / н.о.	1.15 / 1.30
	Пшеница	1.11 / 1.13	1.13 / 1.20	1.13 / 1.20	1.18 / 1.20	1.05 / 1.27	1.27 / н.о.	1.14 / 1.19
	Подсолнечник	1.21 / 1.15	1.08 / 1.31	1.09 / 1.22	1.23 / 1.21	1.00 / 1.18	1.18 / н.о.	1.13 / 1.19
	Кукуруза	1.24 / 1.21	1.10 / 1.17	1.16 / 1.18	1.20 / 1.21	1.10 / 1.29	1.07 / н.о.	1.15 / 1.21
НСР для $\alpha = 0.05$		0.06 / 0.07	0.07 / 0.07	0.07 / 0.07	0.08 / 0.05	0.06 / 0.06	0.08 / н.о.	0.07 / 0.06

Здесь и далее: н.о. – не определяли.

Таблица 2. Микроагрегатный и гранулометрический состав типичных черноземов (%), глубина 0–15 см, $К_д$ – коэффициент дисперсности по Качинскому (%), Аг – степень агрегированности по Бэйверу (%)

Методы обработки	Размер частиц в микрометрах (мкм)									$К_д$, %	Аг, %
	<1	1–5	5–10	10–50	50–250	250–500	500–1000	<10	<50		
	Микроагрегатный состав										
Вспашка	2.2	15.2	12.4	56.8	11.9	1.0	0.5	29.8	86.6	32	42
ПП	2.3	14.1	11.3	53.2	17.0	1.4	0.6	27.7	80.9	32	55
	Гранулометрический состав										
Вспашка	6.8	31.1	15.0	39.3	7.2	0.5	0.1	52.9	92.2	–	–
ПП	7.1	29.4	15.0	40.0	7.8	0.5	0.2	51.5	91.5	–	–

Плотность почвы на глубине 20–30 см изменялась в связи с сезонными колебаниями во все годы исследований. Весной при наступлении физической спелости почвы она в среднем составляла 1.19–1.20 г/см^3, к посеву уплотнялась до 1.20–1.22 г/см^3, достигая максимальных значений во время вегетации растений – 1.30–1.31 г/см^3 и уменьшаясь к полной спелости до 1.25–1.26 г/см^3.

Таким образом, использование технологии ПП на обыкновенных черноземах Ставрополья в течение шести лет не приводит к уплотнению почвы в слое 0–20 см.

Микроагрегатный и гранулометрический состав. Исследованные типичные черноземы характеризуются удовлетворительной микроструктуренностью по Качинскому (табл. 2). Почва варианта ПП отличается несколько лучшей по сравнению с традиционной вспашкой микроагрегированностью по Бэйверу [32]. Более детальное рассмотрение микроагрегатного состава показывает, что при использовании технологии ПП по сравнению со вспашкой отмечается значимая разница между суммой фракций микроагрегатов <50 мкм и больше >50 мкм (*t*-тест при $\alpha = 0.05$). Для пахотных черноземов характерно преобладание микроагрегатов из малых размеров, тогда как в черноземах с ПП преобладают микроагрегаты более крупных фракций. Причем наибольшие значимые различия во фракции 50–250 мкм (17.0% при ПП и 11.9% – для традиционной технологии (*t*-тест при $\alpha = 0.05$). Идентичные данные были получены при анализе агрегатов 1–2 мм [23]. Увеличение количества фракции микроагрегатов 50–250 мкм и возрастание микроагрегированности по Бэйверу можно рассматривать как фактор восстановления микроструктурного состояния типичных черноземов с введением ПП. Это предположение подкрепляется ранее полученными данными о том, что средневзвешенный диаметр (**СВД**) микроагрегатов черноземов больше в целинных (или восстановленных) черноземах по сравнению с обрабатываемыми [26].

По данным гранулометрического анализа, сумма фракций <10 мкм, характеризующая физическую глину для вариантов вспашка и ПП равна соответственно 52.9 и 51.5%. По этому показателю черноземы не демонстрировали значимых различий (*t*-тест при $\alpha = 0.05$) и были классифицированы как тяжелосуглинистые [32]. В целом отличий в гранулометрическом составе между сравниваемыми видами использования обнаружено не было.

Макроагрегатный состав. Распределение по размерам сухих структурных отдельностей в черноземах приводится на рис. 2. В черноземах под лесополосами, которые длительное время не обрабатывались, распределение агрегатов существенно отличается от пахотных аналогов. В них меньше глыб >10 мм и больше крупных агрегатов от 3 до 10 мм в случае типичных черноземов и от 2 до 10 мм – в южных. Такая тенденция (уменьшение глыбистости и увеличение доли крупных агрегатов) характерна для восстанавливающихся почв [2, 24, 30].

В типичных черноземах (рис. 2) распределение структурных отдельностей естественного сложения указывает на тенденцию восстановления структуры в варианте ПП. В ряду пашня–ПП–лесополоса уменьшается содержание глыб и фракции 2–1 мм за счет увеличения количества крупных агрегатов размером 3–10 мм. Содержание фракций 3–2, 2–3 и <1 мм практически не меняется.

В южных черноземах при ПП по сравнению с пахотным вариантом и вариантом почвы под лесополосой увеличивается содержание глыб на фоне уменьшения фракций агрегатов в диапазоне размеров от 10 до 1 мм.

Для обыкновенных черноземов в варианте ПП по сравнению с пахотным можно отметить некоторое увеличение содержания агрегатов фракции 7–10 мм. Этот процесс можно отнести к восстановлению структуры, так как эти структурные отдельности накапливаются на фоне уменьшения доли глыбистых частиц.

Таким образом, данные по агрегатному составу указывают на процессы восстановления структуры при применении технологии ПП на типичных черноземах. В обыкновенных черноземах разница между традиционной обработкой и ПП не отмечена, а в южных наблюдается небольшое ухудшение структурного состояния. Вероятно, это объясня-

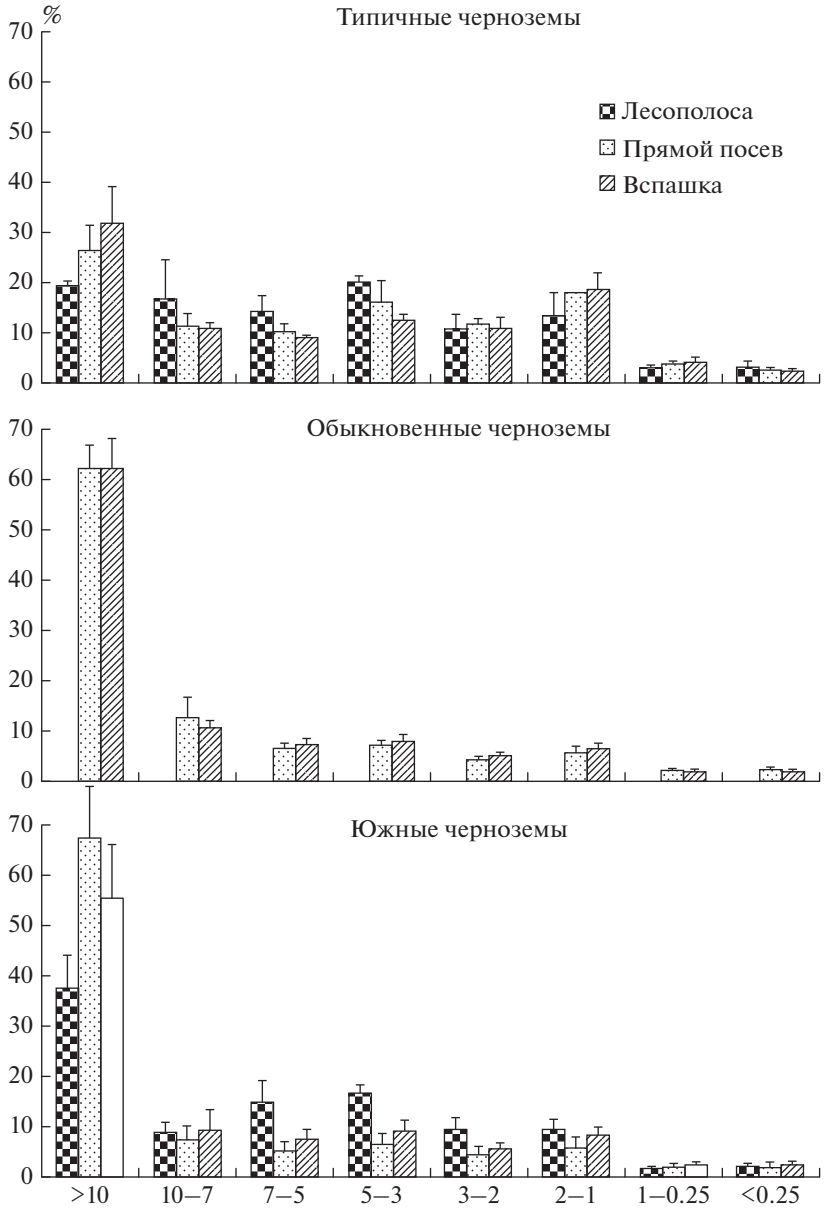

Рис. 2. Распределение структурных отдельностей естественного сложения по размерам в подтипах черноземов разного вида использования.

ется большей ролью кальция в структурообразовании южного и обыкновенного черноземов по сравнению с типичным. При переходе от интенсивной технологии к почвосберегающей, активизируются процессы восстановления структуры. Если ведущую роль в этом играет ОВ, то восстановление идет относительно быстро, что и наблюдается в типичных черноземах, а если существенную роль в этих процессах играет кальций (вероятнее всего гумус-кальциевых взаимодействий), то отклик может не наблюдаться достаточно долго, или вообще не наблюдаться, так как поток ОВ слабо влияет на режим кальция. Как результат, полученные данные указывают на необходимость тщательного дальнейшего изучения влияния применения ПП на структуру различных подтипов черноземов.

Интегральные показатели агрегатного состава приведены в табл. 3. По нормативным показателям структурности варианты почв под лесополосой и ПП в типичном черноземе относятся к оптимальным [27]; пахотный вариант в этом подтипе – к допустимым. При сельскохозяйственном использовании черноземов обыкновенного и южного практически во всех вариантах структурное состояние почвы является критическим [27]. Только полный отказ от какой-либо обработки в варианте лесополоса (ООО “Урожайное”) увели-

Таблица 3. Показатели агрегатного состава черноземов разного вида использования по результатам сухого просеивания: “++” – отличное агрегатное состояние, “+” – хорошее, “–” – неудовлетворительное

Показатель	Вид использования		
	лесополоса	ПП	вспашка
	Типичные черноземы		
Глыбистость, %	19	26	32
Сумма агрономически ценных агрегатов (10–0.25 мм), %	78 ++	71 ++	66 ++
СВД, мм	4.6	4.0	3.8
$K_{стр}$	3.5 ++	2.5 ++	1.9 ++
	Обыкновенные черноземы		
Глыбистость, %	н.о.	62	62
Сумма агрономически ценных агрегатов (10–0.25 мм), %	н.о.	36 –	37 –
СВД, мм	н.о.	5.2	4.9
$K_{стр}$	н.о.	0.6 –	0.6 –
	Южные черноземы		
Глыбистость, %	37	67	55
Сумма агрономически ценных агрегатов (10–0.25 мм), %	61 ++	31 –	42 +
СВД, мм	4.4	4.5	4.4
$K_{стр}$	1.5 ++	0.4 –	0.7 +

чивает содержание агрегатов 0.25–10 мм до 61% (допустимый уровень).

Коэффициент структурности ($K_{стр}$), как показатель сохранности в почве агрономически ценных агрегатов [32], отражает сильную выпаханность обыкновенных и южных черноземов Ставрополья. Даже в лесополосе (заложена в 50-е годы XX в.) не наблюдается оптимальный агрегатный состав ($K_{стр} < 2$) агрономически ценных агрегатов при сухом просеивании, что говорит о медленном восстановлении структуры черноземов после длительного сельскохозяйственного воздействия. Однако водоустойчивость агрегатов после интенсивных нагрузок восстанавливается гораздо быстрее, чем естественное распределение структурных отдельностей по размерам [29, 30]. Поэтому следующим шагом для оценки влияния технологии ПП на структуру черноземов была оценка их водоустойчивости.

Поведение размерных фракций естественного сложения в черноземах различно в зависимости от вида его использования [30]. В связи с этим проведенная для отдельных фракций оценка водоустойчивости более информативна, нежели оценка содержания и распределения водоустойчивых агрегатов для среднего образца по Саввинову. В табл. 4 приводятся СВД водоустойчивых агрегатов, полученных из частиц >10 мм и крупных агрегатов 10–7, 7–5 и 5–3 мм. Ранее было показано, что эти фракции по сравнению с более мелкими агрегатами наиболее отзывчивы на вид использования черноземов [30].

Ожидаемо, варианты с лесополосой в типичном черноземе характеризуются большими значениями СВД водоустойчивых агрегатов. Во всех подтипах водоустойчивость агрегатов варианта ПП в целом лучше по сравнению с пахотным вариантом. Однако в южных черноземах это отличие проявляется только во фракциях >10 и 7–10 мм. Для фракций 5–7 и 3–5 СВД водоустойчивых агрегатов не отличается от пахотных вариантов (попарное сравнение, *t*-тест при $\alpha = 0.05$).

Интересно отметить, что в южном черноземе СВД водоустойчивых агрегатов структурных отдельностей >7 мм варианта лесополоса были меньше, чем в варианте ПП. Возможно, это объясняется высокой долей дефляционного материала в составе почвы лесополосы. Морфологические признаки чернозема лесополосы носят явные признаки наличия привнесенного материала, лесополоса расположена перпендикулярно направлению господствующих ветров и, соответственно, в ней оседает много мелкозема. Видимо, навеянный материал не успевает быстро приобрести водоустойчивость, что и выражается в наблюдаемых размерах СВД крупных структурных отдельностей.

Таким образом, при отсутствии значимых различий в распределении сухих агрегатов по размерам между пахотным вариантом и ПП в обыкновенном и южном черноземах применение ПП благоприятно сказывается на водоустойчивости структуры. Вероятно, это указывает на то, что водоустойчивость восстанавливается быстрее по сравнению с распределением агрегатов по размерам [30].

В южных черноземах подобная трансформация идет медленнее, поэтому она заметна только в крупных структурных отдельностях. Возможно, водоустойчивость этих почв в большей мере, чем в других рассмотренных подтипах черноземов, определяется карбонатами кальция, поэтому их отклик на смену технологии обработки выражен не так ярко.

Многолетние травы и биологизация земледелия. В земледелии большая роль отводится многолетним травам, корневые и пожнивные остатки которых по содержанию азота, фосфора, калия и других элементов питания равноценны внесению 40–60 т/га навоза. Многолетние бобовые травы, благодаря наличию на корнях клубеньковых бактерий, фиксируют азот из воздуха и накапливают до 150–200 кг/га и более биологического азота, который способствует росту урожайности последующих культур севооборота [10].

Важную роль многолетним травам отводил В.Р. Вильямс [7], считавший, что только они создают водопрочную структуру почвы: "... главное условие плодородия пахотных земель". Кроме того, они предотвращают ветровую и водную эрозии. А.И. Бараев на эрозионно-опасных участках рекомендовал посевы яровых культур чередовать с полосами многолетних трав, которые размещались поперек склона или господствующих ветров, и их ширина зависела от опасности проявления эрозии (крутизны склона и скорости ветра) [4].

Не менее важную роль выполняют многолетние травы в качестве санитаров почвы, освобождая ее от многих вредителей и возбудителей болезней культурных растений. Например, введение в севооборот донника приводит к существенному сокращению поражений растений пшеницы корневыми гнилями и зерновой нематодой (*Heterodera avenae*) [12]. Широко известна способность многолетних трав усваивать труднодоступные для растений питательные вещества из глубоких слоев почвы, переводя их в доступные. Накапливаясь в верхних слоях почвы, они используются для формирования урожая последующими культурами севооборота. Большое количество растительных остатков повышает жизнедеятельность микрофлоры и улучшает биологическую активность почвы. Все эти положительные свойства многолетних трав используются в системе ПП. Кроме того, они выполняют роль биологического рыхлителя почвы, обеспечивая ей оптимальную плотность сложения, хорошую воздухо- и водопроницаемость, что является непременным условием роста и развития растений, получения высоких урожаев полевых культур при их возделывании по технологии без механической обработки [15].

Многолетние травы обеспечивают дополнительное поступление ОВ, способствуют увеличению видового разнообразия полезной и подавлению патогенной микрофлоры в почве, что снижает поражение болезнями культурных растений, особенно корневыми гнилями [8].

Развивая мощную надземную массу, многолетние травы подавляют сорные растения, а остающийся после них на поверхности почвы слой растительных остатков обеспечивает надежную защиту гумусового горизонта почв от ветровой и водной эрозии, лучшее накопление, сохранение и более экономное расходование почвенной влаги культурными растениями, обеспечивая необходимые условия для обитания дождевых червей и другой полезной фауны [34].

Таблица 4. Средневзвешенные диаметры водоустойчивых агрегатов черноземов при разном виде использования (мм), полученные по результатам мокрого просеивания фракций сухих структурных отдельностей размерами >10, 10–7, 7–5 и 5–3 мм черноземов разного вида использования

Фракции сухих агрегатов, мм	Вид использования		
	лесополоса	ПП	вспашка
	Типичные черноземы		
>10	10.1	5.2	2.0
10–7	7.1	1.6	1.3
7–5	5.3	0.9	0.7
5–3	3.4	0.7	0.7
	Обыкновенные черноземы		
>10	н.о.	3.8	3.2
10–7	н.о.	2.1	1.8
7–5	н.о.	1.8	1.3
5–3	н.о.	1.4	1.0
	Южные черноземы		
>10	3.8	5.0	2.8
10–7	2.7	3.3	2.5
7–5	2.3	2.1	2.1
5–3	1.5	1.3	1.3

В системе ПП многолетние травы можно выращивать в качестве основной или промежуточной (почвопокровной) культуры, когда они произрастают (покрывают почву) в промежутке от уборки одной и до посева следующей культуры севооборота. В качестве почвопокровной культуры их сеют под покров основной культуры севооборота (например, ярового ячменя), после уборки которого травы произрастают до посева следующей культуры севооборота.

Зеленский рекомендует многолетние бобовые травы (донник, эспарцет) сеять одновременно с подсолнечником, после уборки которого в вегетирующие травы сеять озимую пшеницу [17]. Многолетние травы произрастают под покровом подсолнечника и до фазы кущения озимой пшеницы, обогащают почву ОВ, а своей корневой системой рыхлят ее. В засушливых условиях Ставрополья растительные остатки предшествующих культур способствуют большему накоплению и лучшему сохранению влаги в почве, что положительно влияет на полевую всхожесть семян.

При использовании системы ПП весьма продуктивны смешанные посевы многолетних трав, аккумулирующие все определяющие плодородие почв позитивные процессы. Внедрение многолетних трав и их смешанных посевов в севообороты зависит от региональных почвенно-климатических

условий. В качестве важного компонента биологизации земледелия введение в севообороты многолетних трав представляется необходимой и своевременной мерой снижения деградации и восстановления плодородия черноземов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Полученные данные свидетельствуют, что при соблюдении технологии, введение прямого посева на типичных и обыкновенных черноземах не приводит к переуплотнению почв. За короткий период времени в 4 года на типичных черноземах и 6 лет на обыкновенных черноземах равновесная плотность при использовании технологии ПП восстанавливается до исходного уровня.

Микроагрегатный анализ типичных черноземов показал, что в пахотных почвах преобладают мелкие микроагрегаты, в необрабатываемых – более крупные фракции. Вероятно, наблюдаемые особенности микроагрегатного состава объясняется повышенным поступлением слаборазложенных растительных остатков. Схожие распределения были выявлены ранее для ненарушенных почв [26]. Видимо ПП, в отличие от традиционных обработок, меньше аэрирует почву, образуются микрозоны с анаэробными условиями, что замедляет разложение и способствует формированию крупных микроагрегатов. Подобный процесс был описан при разработке концептуальной модели формирования микроагрегатов внутри макроагрегатов [38]. Таким образом, с прекращением обработок в типичных черноземах идет процесс восстановления микроструктурного состояния.

Введение ПП на типичных черноземах приводит к улучшению макроструктурного состояния, как в плане распределения структурных отдельностей естественного сложения, так и их водоустойчивости. На обыкновенных черноземах введение ПП не оказывает существенного влияния на распределение агрегатов по размерам, но существенно повышает их водоустойчивость.

В случае южных черноземов, введение ПП только увеличивает водоустойчивость структурных отдельностей >7 мм. Вероятно, это связано с различиями в отзывчивости на улучшение внешних условий, обусловленную принадлежностью рассматриваемых черноземов к разным подтипами. Поясним нашу мысль. Рассматриваемые подтипы черноземов: типичный, обыкновенный и южный – в своем естественном состоянии характеризуются несколько разными биоклиматическими условиями. Соответственно, при улучшении внешних условий, подтипы будут стремиться к несколько разным новым квазиравновесным состояниям, в пространстве признаков стремясь к природному ненарушенному состоянию. При этом логично предположить, что эти состояния будут по многим физико-химическим характеристикам (например, содержанию углерода, структурному состоянию) образовывать ряд, соответствующий подтиповым особенностям. Например, по содержанию углерода будет ряд: типичные черноземы > обыкновенные > южные. С этих позиций можно объяснить наблюдаемые изменения при введении ПП.

Во всех подтипах в той или иной мере увеличивается водоустойчивость агрегатов. Процесс объясняется количественным увеличением поступления растительных остатков. Кроме того, изменяется их качественное состояние: при традиционных обработках растительные остатки заделываются в почву, а при ПП стерня остается. В связи с этим в ПП поверхностные растительные остатки разлагаются медленнее, так как нет непосредственного контакта с почвенной массой. Поселяющиеся на пожнивных наземных остатках микроорганизмы разлагают их, но из-за отсутствия влияния мощного пула иммобилизованных в почве ферментов этот процесс идет менее интенсивно по сравнению с заделанными в почву растительными остатками. Видимо, режим ПП способствует попаданию в почву большего количества растворенного ОВ: оно просто смывается с наземных растительных остатков в процессе разложения, в то время как в почвенной массе, растительные остатки преимущественно сорбируются твердой фазой и затем уже разлагаются [38]. Растворенное ОВ попадает в почву, пропитывает агрегаты, повышая их водоустойчивость.

Биотермодинамические условия, способствующие формированию устойчивых ОВ, наиболее благоприятны в типичных черноземах, затем следуют обыкновенные, потом южные – это отражается в запасах углерода в этих почвах. Логично предположить, что водорастворимых веществ при ПП в типичных и обыкновенных черноземах будет образовываться больше, по сравнению с южным подтипом. Соответственно в первых двух подтипах быстрее восстановится водоустойчивость. Как уже упоминалось, для южных черноземов водоустойчивость значимо возросла при ПП только в крупных агрегатах, видимо, эти размерные фракции лучше отзываются на обработку растворенным ОВ. Кроме того, в южных черноземах больше кальция (они вскипают с поверхности). С одной стороны, кальций, взаимодействуя с растворенным ОВ, может осаждать его, уменьшая концентрацию и подвижность. С другой, кальций сам способствует формированию водоустойчивой структуры, видимо, его влияние больше проявляется для фракции <7 мм. Если сопоставить данные (табл. 4) для пахотных вариантов, видно, что СВД водоустойчивых агрегатов <7 мм в южном черноземе в 2–3 раза больше, чем в обыкновенных. Таким образом, эти агрегаты вполне водоустойчивы и дополнительное влияние ОВ не заметно.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

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

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Аллен Х.П.* Прямой посев и минимальная обработка почвы. М.: Агропромиздат, 1985. 207 с.
2. *Баева Ю.И., Курганова И.Н., Лопес Де Гереню В.О., Овсепян Л.А., Телеснина В.М. Цветкова Ю.Д.* Изменение агрегатного состава различных типов почв в ходе залежной сукцессии // Бюл. Почв. ин-та им. В.В. Докучаева. 2017. Т. 88. С. 47–74. https://doi.org/10.19047/0136-1694-2017-88-47-74
3. *Банькин В.А.* Нужна другая система земледелия // Земледелие. 2019. № 1. С. 45–48.
4. *Бараев А.И.* Почвозащитное земледелие. М.: Колос, 1975. 304 с.
5. *Белобров В.П., Абросимов К.Н., Скворцова Е.Б., Айдиев А.Я., Юдин С.А., Куленкамп А.Ю.* Микроструктура и поровое пространство черноземов // Актуальные проблемы почвоведения, экологии и земледелия. Курск, 2016. С. 37–41.
6. *Белобров В.П., Айдиев А.Я., Юдин С.А., Воронин А.Я., Артемьева З.С., Куленкамп А.Ю.* База данных в многолетнем полевом опыте по минимизации обработок типичного чернозема // Актуальные проблемы почвоведения, экологии и земледелия. Курск, 2014. С. 22–27.
7. *Вильямс В.Р.* Земледелие с основами почвоведения. М.: Сельхозгиз, 1951. Соч. Т. IV. 576 с.
8. *Власенко Н.Г., Коротких Н.А., Бокина И.Г.* К вопросу о формировании фитосанитарной ситуации в посевах в системе No-till. Новосибирск: Сиб. НИИ земледелия и химизации, 2013. 124 с.
9. *Гармашов В.М., Чевердин Ю.И., Белобров В.П., Гребенников А.М., Исаев В.А., Беспалов В.А.* Влияние способа основной обработки почв на агрофизические свойства миграционно-мицелярных агрочерноземов // Вестник Российской сельскохозяйственной науки. 2017. № 3. С. 26–29.
10. *Гончаров П.Л.* Научные основы травосеяния в Сибири. М.: Агропромиздат, 1986. 288 с.
11. *Докучаев В.В.* Русский чернозем. СПб., 1883. 376 с.
12. *Дридигер В.К.* Донник. Ставрополь: АГРУС Ставропольского гос. аграрного ун-та, 2014. 256 с.
13. *Дридигер В.К.* Практические рекомендации по освоению технологии возделывания сельскохозяйственных культур без обработки почвы в засушливой зоне Ставропольского края. Ставрополь: СНИИСХ. 2016. 80 с.
14. *Дридигер В.К., Кулинцев В.В., Стукалов Р.С., Гаджиумаров Р.Г.* Динамика изменения агрофизических свойств почвы при возделывании полевых культур по технологии No-till // Изв. Оренбургского гос. аграрного ун-та. 2018. № 5(73). С. 35–38.
15. *Дридигер В.К., Невечеря А.В., Таран Г., Шаповалова Н.В.* Ипатовский опыт возделывания полевых культур без обработки почвы (no-till) // АгроСнабФорум. 2017. № 3. 2017. С. 35–40.
16. *Замотаев И.В., Белобров В.П., Курбатова А.Н., Белоброва Д.В.* Агрогенная и постагрогенная трансформация почв Льговского района Курской области // Бюл. Почв. ин-та им. В.В. Докучаева. 2016. № 85. С. 97–114.
17. *Зеленский Н.А., Авдеенко А.П., Луганцев Е.П., Мокриков Г.В.* Бинарные посевы озимой пшеницы на эродированных черноземах Ростовской области. Донской ГАУ. 2010. 205 с.
18. *Иванов А.Л., Кирюшин В.И., Молчанов Э.Н., Савин И.Ю., Столбовой В.С.* Анализ земельной реформы и агропромышленного производства за четверть века. Почвенно-экологические, технологические институциональные и инфраструктурные аспекты модернизации. Земельная служба (доклад). М.: Почв. ин-т им. В.В. Докучаева, 2016. 93 с.
19. *Иванов А.Л., Савин И.Ю., Столбовой В.С.* Качество почв России для сельскохозяйственного использования // Российская сельскохозяйственная наука. 2013. № 6. С. 41–45.
20. *Кирюшин В.И., Кирюшин С.В.* Агротехнологии. СПб.: Лань, 2015. 464 с.
21. Классификация и диагностика почв СССР. М.: Колос, 1977. 223 с.
22. *Клюев Н.Н.* Сельское хозяйство России в "экологическом зеркале" // Природа. 2017. № 6. С. 26–32.
23. *Когут Б.М., Артемьева З.С., Кириллова Н.П., Яшин М.А., Сошникова Е.И.* Компонентный состав органического вещества воздушно-сухих и водоустойчивых макроагрегатов 2–1 мм типичного чернозема в условиях контрастного землепользования // Почвоведение. 2019. № 2. С. 161–170.
24. *Медведев В.В.* Механизмы образования макроагрегатов черноземов // Почвоведение. 1994. № 11. С. 24–30.
25. Мировая реферативная база почвенных ресурсов 2014: Международная система почвенной классификации для диагностики почв и создания легенд почвенных карт. М.: МГУ им. М.В. Ломоносова. 2017. 203 с.
26. *Филиппова О.И., Холодов В.А., Сафронова Н.А., Юдина А.В., Куликова Н.А.* Микроагрегатный, гранулометрический и агрегатный состав гумусовых горизонтов зонального ряда почв европейской России // Почвоведение. 2019. № 3. С. 335–347.
27. *Фрид А.С., Кузнецова И.В., Королева И.Е., Бондарев А.Г., Когут Б.М., Уткаева В.Ф., Азовцева Н.А.* Зонально-провинциальные нормативы изменений агрохимических, физико-химических и физических показателей основных пахотных почв европейской территории России при антропогенных воздействиях. М.: Почв. ин-т им. В.В. Докучаева, 2010. 176 с.

28. *Хан Д.В.* Органо-минеральные соединения и структура почвы. М.: Наука, 1969. 140 с.
29. *Холодов В.А., Ярославцева Н.В., Фарходов Ю.Р., Белобров В.П., Юдин С.А., Айдиев А.Я., Лазарев В.И. Фрид А.С.* Изменение соотношения фракций агрегатов в гумусовых горизонтах черноземов в различных условиях землепользования // Почвоведение. 2019 № 2. С. 184–193.
30. *Холодов В.А., Ярославцева Н.В., Лазарев В.И., Фрид А.С.* Интерпретация данных агрегатного состава типичных черноземов разного вида использования методами кластерного анализа и главных компонент // Почвоведение. 2016. № 9. С. 1093–1100.
31. *Черкасов Г.Н., Пыхтин И.Г., Гостев А.В.* Теоретические основы формирования агротехнологической политики применения нулевых и поверхностных обработок почвы под зерновые культуры для модернизации земледелия. Курск: ВНИИЗиЗПЭ, 2012. 74 с.
32. *Шеин Е.В.* Курс физики почв. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2005. 432 с.
33. *Юдина А.В., Милановский Е.Ю.* Микроагрегатный анализ почв методом лазерной дифракции: особенности пробоподготовки и интерпретации результатов // Бюл. Почв. ин-та им. В.В. Докучаева. 2017. № 89. С. 3–20.
34. *Dridiger V.K., Godunova E.I., Eroshenko F.V., Stukalov R.S., Gadzhiumarov R.G.* Effect of No-till technology on erosion resistance, the population of earthworms and humus content in soil // Res. J. Pharmac., Biol. and Chem. Sci. 2012. № 9(2). P. 766–770.
35. *Garcia-Oliva F., Oliva M., Sveshtarova B.* Effect of soil macroaggregates crushing on C mineralization in a tropical deciduous forest ecosystem // Plant and Soil. 2004. V. 259(1–2). P. 297–305.
36. IUSS Working Group WRB. World Reference Base for Soil Resources 2014, International soil classification system for naming soils and creating legends for soil maps // FAO. World Soil Resources Reports. 2014. № 106. 203 p.
37. *Montgomery D.R.* Soil erosion and agricultural sustainability // Proc. Natl. Acad. Sci. USA. 2007. V. 104(33). P. 13268–13272.
38. *Six J., Bossuyt H., Degryze S., Denef K.* A history of research on the link between (micro)aggregates, soil biota, and soil organic matter dynamics // Soil and Tillage Res. 2004. V. 79. P. 7–31.
39. *Six J., Elliott E.T., Paustian K., Doran J.W.* Aggregation and soil organic matter accumulation in cultivated and native grassland soils // Soil Sci. Soc. Am. J. 1998. V. 62. P. 1367–1377.
40. *Six J., Gregorich E.G., Kogel-Knabner.* Commentary on the impact of Tisdall & Oades (1982) Landmark Papers. № 1.
41. *Tisdall J.M., Oades J.M.* Organic matter and water-stable aggregates in soils // Soil Sci. 2012. V. 63. P. 1–21.

Changes in Physical Properties of Chernozems under No-Till Technology

V. P. Belobrov[1, *], S. A. Yudin[1], N. V. Yaroslavtseva[1], A. V. Yudina[1], V. K. Dridiger[2], R. S. Stukalov[2], N. N. Kluev[3], I. V. Zamotaev[3], N. R. Ermolaev[1], A. L. Ivanov[1], and V. A. Holodov[1]

[1]*Dokuchaev Soil Science Institute, Moscow, 119017 Russia*
[2]*North-Caucasian FNAC, Stavropol territory, Shpakovsky district, Mikhailovsk, 356241 Russia*
[3]*Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, 119017 Russia*
**e-mail: belobrovvp@mail.ru*

This article presents the results of research on the effect of no-till on the natural density before sowing and during the growing season, micro-and macroaggregate composition in comparison with traditional technology of soil treatment (dump plowing and similar crop rotation) in the surface (0–20 cm) layer of chernozems. Haplic Chernozems (Loamic, Aric, Pachic) and Haplic Chernozems (Loamic, Aric) were study objects. For all chernozems subtypes, improvement of physical properties was recorded when no-till was introduced in comparison with the control. Four and six years of crop growing without tillage did not cause any compaction of Haplic Chernozems (typical and ordinary subtypes). In the microaggregate composition of typical chernozems under direct sowing there was a higher proportion of coarse fractions (>50 microns) compared to the control. Probably, this indicates the occurrence of microaggregate formation processes similar to that under natural cenoses, which are characterized by a relatively higher content of the 50–250 microns fraction during the transition to no-till. In all subtypes of chernozems under no-till, the water stability of aggregates increased. The share of agronomically valuable aggregates in typical chernozem also increased; which may be associated with an increase in the ingress of water-soluble organic matter into the soil during no-till, since this technology excludes translocation of plant residues into the soil. In southern chernozems, this effect was manifested only for fractions >7 mm, while water stability of finer aggregate is provided by high calcium content, regardless of the type of tillage.

Keywords: equilibrium density, micro-and macro-aggregate composition, coefficient of structure, the average diameter of the water-stable units, no-till, conservation tillage, chernozems

ПОЧВОВЕДЕНИЕ, 2020, № 7, с. 891–900

ДЕГРАДАЦИЯ, ВОССТАНОВЛЕНИЕ И ОХРАНА ПОЧВ

УДК 539.163:631.4

СОДЕРЖАНИЕ И РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ^{137}Cs В ПОДЗОЛАХ В РАЙОНЕ РАСПОЛОЖЕНИЯ КОЛЬСКОЙ АТОМНОЙ ЭЛЕКТРОСТАНЦИИ[1]

© 2020 г. М. Б. Попова[a, *], Д. В. Манахов[b], А. Н. Кизеев[c], С. Ф. Ушамова[d], Д. Н. Липатов[b], А. Ю. Чирков[e], П. С. Орлов[e], С. В. Мамихин[b]

[a] *Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, ул. Косыгина, 19, Москва, 119991 Россия*
[b] *МГУ им. М.В. Ломоносова, Ленинские горы, 1, Москва, 119991 Россия*
[c] *АО Радиевый институт им. В.Г. Хлопина Государственной корпорации по атомной энергии "РОСАТОМ", 2-й Муринский пр., 28, Санкт-Петербург, 194021 Россия*
[d] *Полярно-альпийский ботанический сад-институт им. Н.А. Аврорина Кольского научного центра РАН, мкр. Академгородок, 18-а, Апатиты, Мурманская область, 184209 Россия*
[e] *Филиал АО "Концерн РОСЭНЕРГОАТОМ" "Кольская атомная станция", Полярные Зори, Мурманская область, 184230 Россия*
**e-mail: marbpop@gmail.com*

Поступила в редакцию 16.10.2019 г.
После доработки 16.12.2019 г.
Принята к публикации 30.01.2020 г.

Проанализировано содержание и профильное распределение ^{137}Cs в подзолах иллювиально-железистых карликовых и мелкоподзолистых (Albic Podzol), сформированных под сосняками черничнолишайниковыми и зеленомошно-лишайниково-черничными в районе расположения Кольской атомной электростанции. Плотность загрязнения (запас) ^{137}Cs корнеобитаемой толщи (0–30 см) в исследованных почвах существенно ниже установленного уровня относительно удовлетворительной экологической обстановки в 37 кБк/м^2 и составляет 0.53–2.46 кБк/м^2. Значительная доля ^{137}Cs (от 60 до 90%) сосредоточена в минеральных горизонтах. Показано, что плотность загрязнения ^{137}Cs в зоне наблюдения атомной электростанции обусловлена преимущественно глобальными выпадениями. Наибольшее влияние на накопление ^{137}Cs оказывает запас органического вещества в исследованных почвах.

Ключевые слова: радиоцезий, плотность загрязнения, радиоэкологический мониторинг, подзол, Albic Podzol, глобальные радиоактивные выпадения, Кольский полуостров, профильное распределение

DOI: 10.31857/S0032180X20070114

ВВЕДЕНИЕ

В последние годы изучение северо-таежных экосистем [27, 28] стало одним из наиболее актуальных направлений научных исследований в нашей стране в связи со слабой устойчивостью этих сообществ к различным типам антропогенного воздействия, включая радиационное загрязнение.

Кольская атомная электростанция (**КоАЭС**) расположена за Полярным кругом на берегу озера Имандра. В настоящий момент в литературе имеются немногочисленные сведения о содержании техногенного ^{137}Cs в отдельно взятых объектах окружающей среды в районе расположения атомной станции [4, 5, 11, 12, 20]. Подробное изучение поведения ^{137}Cs в почвах зоны влияния КоАЭС, включая его профильное распределение, ранее не проводилось.

Ряд исследований, опубликованных отечественными и зарубежными специалистами, указывает на более высокую подвижность ^{137}Cs в подзолах по сравнению с почвами других типов [15, 21, 40]. Высокой подвижности данного радионуклида способствует низкая емкость катионного обмена, малое содержание глинистых минералов и растворимого органического вещества, а также кислая реакция среды [23].

Лесная подстилка имеет важнейшее значение для поведения радионуклидов в подзолах. Она выполняет функцию биогеохимического барьера на пути вертикальной миграции. В условиях хвойных биогеоценозов удерживающая способность ферментативного подгоризонта подстилки по отношению к ^{137}Cs максимальна, что может быть обусловлено слабой трансформацией опада в ее составе, ее незначительным смешиванием с минеральной массой (поскольку за счет нарушения капиллярных связей с нижележащими минеральными горизонта-

[1] Дополнительная информация для этой статьи доступна по doi 10.31857/S0032180X20070114 для авторизованных пользователей.

ми передвижение влаги и веществ в толще почвы несколько затруднено), а также интенсивным развитием мохово-лишайникового покрова [28, 38, 40].

Одним из важнейших на сегодняшний день вопросов является изучение профильного распределения радионуклидов, которое позволяет установить связь их поведения с различными почвенными процессами [2, 21, 24, 27]. Известно, что радионуклиды из почвенной подстилки с течением времени перемещаются в минеральную часть профиля. Этот процесс имеет огромное экологическое значение, поскольку в органогенной части профиля ^{137}Cs имеет высокую биодоступность, а мигрируя вниз по профилю, он ее теряет, необменно поглощаясь глинистыми минералами, что приводит к существенным изменениям в его круговороте внутри биогеоценоза [2, 35]. Миграция ^{137}Cs в условиях бореальных лесов, как правило, протекает достаточно медленно. Данные [37] показывают, что на автоморфных участках хвойных лесных массивов северной части Швеции, подвергшихся загрязнению в результате аварии на Чернобыльской АЭС, в 2000 г. в подстилке сосредоточено 6.2% ^{137}Cs, в гумусовом слое (0–9 см) – 67%, а в минеральной части профиля на глубине 9–21 см – 27%. В течение 15 лет, прошедших с момента аварии в 1986 г., в минеральную толщу проникло меньше одной трети от всего содержащегося в почве ^{137}Cs. В северо-таежной зоне Западной Сибири [26] общая плотность загрязнения почвы радиоцезием находится в пределах 0.5–2.1 кБк/м^2. При этом глубина проникновения ^{137}Cs в автоморфных подзолах не превышает 6 см [25]. Общей закономерностью профильного распределения данного радионуклида в автоморфных ландшафтах является аккумуляция его основной части в верхнем 1–2-сантиметровом подподстилочном слое. Ниже указанной толщи его концентрация резко уменьшается и достигает значений ниже предела детектирования уже на глубине 30–70 см в зависимости от плотности загрязнения биогеоценоза [39, 41]. При этом плотность загрязнения в почвах северо-восточной части Норвегии достигает 1 кБк/м^2 [41], северной части Финляндии – 1.2 кБк/м^2 [36], а в почвах северной части Швеции (провинция Умея) – 3–10 кБк/м^2 [39].

В связи с имеющимися данными, свидетельствующими о высокой подвижности ^{137}Cs в почвах Фенноскандии, и отсутствием детальных данных о его накоплении в подзолах Кольского полуострова, мы поставили в своей работе цель изучить содержание и распределение ^{137}Cs в подзолах в районе расположения Кольской атомной электростанции.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Район расположения КоАЭС находится за Полярным кругом в Мурманской области в юго-западной части Кольского полуострова. Он представляет собой полого-холмистую равнину с абсолютными высотами 120–250 м с обилием ледниковых форм рельефа: конечно-моренных гряд, камов и озов, зандровых конусов. Депрессии заняты низинными болотами и озерами. Коренные породы – гнейсы и амфиболиты (последние встречаются существенно реже) – перекрыты маломощными (0–10 м), грубозернистыми, сильно завалуненными песчано-супесчаными ледниковыми и, местами, озерными, аллювиальными, а также торфяными отложениями, которые являются почвообразующими породами [29].

Исследуемые участки расположены рядом с озерами Имандра и Верхняя Пиренга, в 33 км к северу от г. Кандалакша и 60 км к югу от г. Мончегорска, в непосредственной близости от КоАЭС.

Почвы вокруг КоАЭС исследованы по сети мониторинговых площадок в виде радиально-концентрической системы, состоящей из 12 стационарных площадок:

• одна площадка расположена в пределах санитарно-защитной зоны (**СЗЗ**) атомной станции –С-1;

• 6 пробных площадок – в зоне наблюдения (**ЗН**), на расстоянии до 10 км от станции – С-2, П-1, П-2, П-3, П-4 и П-5;

• 4 контрольные площадки – на границе ЗН на расстоянии 15 км – К-I, К-II, К-III и К-IV;

• одна фоновая площадка – на расстоянии 30 км от станции – **Ф** (рис. 1).

Для площадок выбирали автоморфные участки с однородной растительностью. На каждой из выбранных площадок исследовано по одному почвенному разрезу. Пробы органогенных горизонтов отбирали с использованием рамки площадью от 400 до 1600 см^2 (в зависимости от мощности горизонтов подстилки). Образцы минеральных горизонтов отбирали из толщи генетических горизонтов. Для расчета плотности загрязнения (запаса) ^{137}Cs в горизонтах подстилки использовали ее запас, а в минеральных горизонтах – мощность горизонта и плотность почвы, которую определяли стандартным буровым методом (объемом около 100 см^3, при диаметре кольца 5.6 и высоте 4 см), а в тех случаях, когда это было невозможно (недостаточная мощность горизонта или повышенная каменистость) использовали насыпную плотность.

Доминирующим типом лесных сообществ на площадках являются сосняки чернично-лишайниковые и сосняки зеленомошно-лишайниково-черничные (табл. 1). Древостой здесь характеризуется преобладанием сосны обыкновенной (*Pinus sylvestris* L.) с участием гибридных форм березы повислой и пушистой (*Betula pendula* Roth. × × *Betula pubescens* Ehrh.), а также ели сибирской

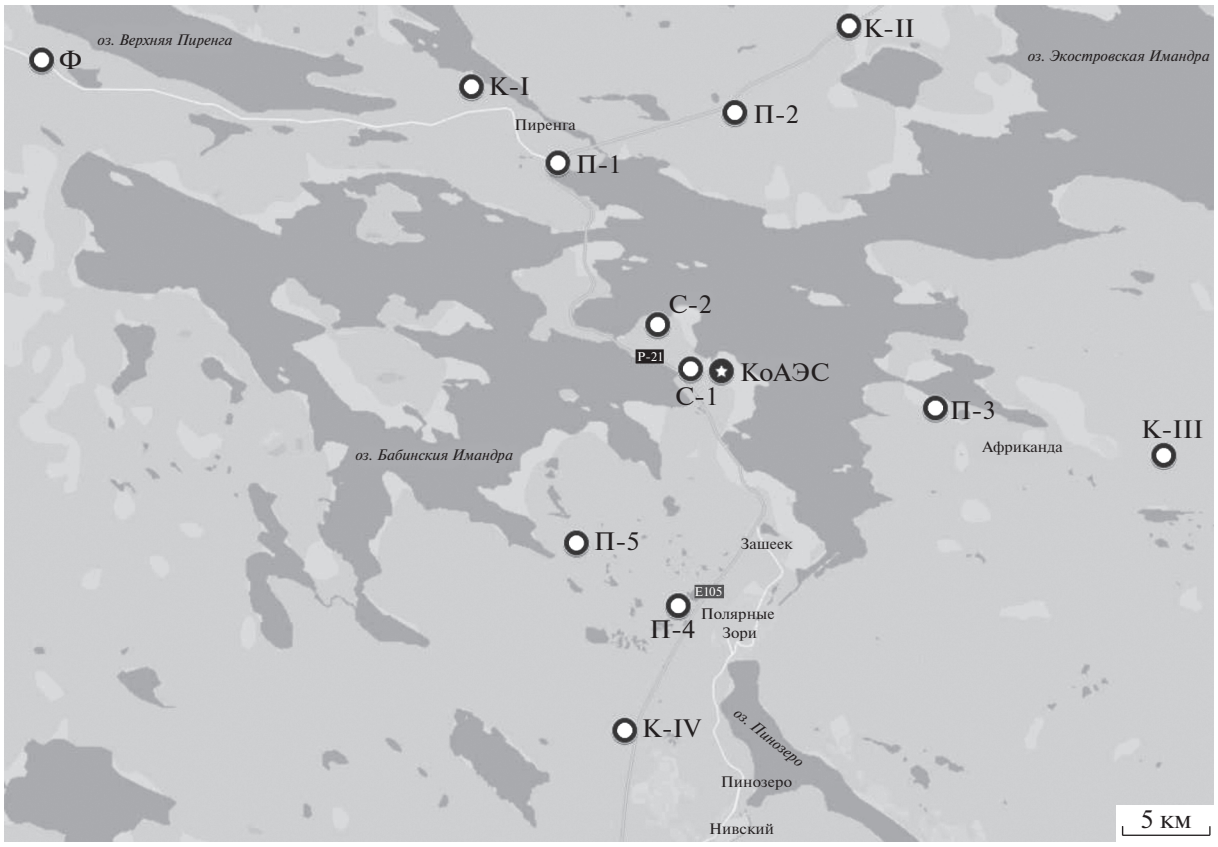

Рис. 1. Схема расположения стационарных мониторинговых площадок вокруг КоАЭС: в СЗЗ – С-1; в ЗН, на расстоянии до 10 км от станции – С-2, П-1, П-2, П-3, П-4 и П-5; на границе ЗН на расстоянии 15 км – К-I, К-II, К-III и К-IV; фоновая площадка на расстоянии 30 км от станции – Ф.

(*Picea obovata* Ledeb.). В травяно-кустарничковом покрове доминируют представители рода *Vaccinium*: преимущественно черника обыкновенная (или черника миртолистная) – *V. myrtillus* L, встречаются также брусника (*V. vitis-idaea* L.), вороника (*Empetrum hermaphroditum* Langeex Hagerup.), голубика (*V. Uliginosum* L.) и багульник (*Ledum palustre* L.). В мохово-лишайниковом покрове доминируют *Cladonia stellaris* (Opiz) Pouzar&Wezda и *C. Rangiferina* (L.) Weberex. F.N. Wigg. Встречаются лишайники *C. deformis* (L.) Hoffm. и *Cetraria islandica* (L.) Ach. На камнях обычна мозаика из накипных эпилитных лишайников родов *Bellemerea, Lecidea* и *Porpidia*. Из зеленых мхов характерны *Pleurozium schereberi* (Brid) Mitt. и *Hylocomnium splendens* Hedw.

Почвенные свойства определяли с помощью стандартных методов исследования [17, 18]. Удельные активности ^{137}Cs в почвенных образцах измеряли с помощью сцинтилляционного спектрометрического комплекса “Мультирад” с гамма-детектором NaI(Tl) 63 × 63 с программным обеспечением “Прогресс” (ООО “НТЦ Амплитуда”, Россия) в геометрии “сосуд Маринелли 1 л” в пятикратной повторности с экспозицией 10800 с.

Данные о скорости и повторяемости ветров за период 2012–2016 гг., полученные метеостанцией АМС-1 автоматизированной системы контроля радиационной обстановки (**АСКРО**) Кольской АЭС, расположенной на территории КоАЭС вблизи площадки С1, предоставлены на рис. S1.

При статистической обработке данных для проверки нормального закона распределения использован критерий Уилка–Шапиро. Средние уровни изучаемых показателей на различных площадках сравнивали с помощью одновыборочного *t*-критерия Стьюдента. Зона наблюдения в данном случае рассматривалась как единая выборка, средние величины в которой сравнивались со значениями в СЗЗ АЭС и на фоновой площадке как с постоянными величинами [6]. Выявление взаимосвязей проводилось с помощью коэффициента корреляции Спирмена.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Свойства подзолов района расположения КоАЭС представлены в табл. S1. Эти почвы (очень) сильно кислые, супесчаные или песчаные, с высоким содержанием органического вещества в

Таблица 1. Почвы и растительные сообщества на мониторинговых площадках

№ площадки	Координаты	Высота над уровнем моря, м	Почвенный профиль	Название почвы по [8]	Название почвы по WRB [33]	Растительное сообщество (по [14])
С1	67°27′59.821″ с. ш. 32°26′42.299″ в. д.	170	O(4*)–AO(5)–E(15)–B1f(38)–B2f(63)–BC(77)	Подзол иллювиально-железистый мелкоподзолистый песчаный на морене	Albic Podzol (Arenic)	Сосняк чернично-лишайниковый
С2	67°28′56.701″ с. ш. 32°24′50.400″ в. д.	175	O(10/12)–AO(11/13)–E(19/22)–B1f(32)–B2f(48)	Подзол иллювиально-железистый мелкоподзолистый песчаный на морене	Glossic Albic Podzol (Arenic)	Сосняк чернично-багульниково-зеленомошный
П-1	67°32′27.780″ с. ш. 32°19′13.260″ в. д.	133	O(5)–AO(6/7)–E(11/15)–B1f(31)–B2f(48)–BC(77)–C(115)	Подзол иллювиально-железистый псевдофибровый мелкоподзолистый песчаный на морене	Glossic Albic Podzol (Arenic)	Сосняк чернично-лишайниковый
П-2	67°33′32.461″ с. ш. 32°29′16.321″ в. д.	199	O(3,5)–AO(6)–E(15)–B1f(29)–B2f(40)	Подзол иллювиально-железистый мелкоподзолистый песчаный на морене	Albic Podzol (Arenic)	Сосняк зеленомошно-лишайниковый черничный
П-3	67°27′7.081″ с. ш. 32°40′24.539″ в. д.	153	O(1)–AO(2)–E(4/8)–B1f(12/15)–B2f(24)–BC(40)–C(55)	Подзол иллювиально-железистый карликовый мелкоподзолистый песчаный на морене	Albic Podzol (Arenic)	Сосняк зеленомошно-лишайниковый черничный
П-4	67°22′50.941″ с. ш. 32°26′0.060″ в. д.	162	O(6)–AO(7/10)–E(10/19)–B1f(20/30)–B2f(36)–BC(47)–C(60)	Подзол иллювиально-железистый карликовый мелкоподзолистый песчаный на морене	Skeletic Albic Podzol (Arenic)	Ельник чернично-зеленомошный (с примесью сосны)
П-5	67°24′13.561″ с. ш. 32°20′15.900″ в. д.	171	O(2)–AO(4)–E(8/12)–B1f(19/21)–B2f(26)–BC(40)–C(48)	Подзол иллювиально-железистый карликовый мелкоподзолистый песчаный на морене	Skeletic Albic Podzol (Arenic)	Сосняк зеленомошно-лишайниковый черничный
К-I	67°34′6.060″ с. ш. 32°14′18.780″ в. д.	192	O(2)–AO(4)–E(10/14)–B1f(30)–B2f(39)	Подзол иллювиально-железистый карликовый мелкоподзолистый песчаный на морене	GlossicAlbic Podzol (Arenic)	Сосняк чернично-лишайниковый
К-II	67°35′25.200″ с. ш. 32°35′48.120″ в. д.	160	O(7)–AO(9)–AE(10)–E(16)–B1f(25)–B2f(37)	Подзол иллювиально-железистый карликовый мелкоподзолистый песчаный на морене	Skeletic Albic Podzol (Arenic)	Сосняк чернично-лишайниковый
К-III	67°26′2.940″ с. ш. 32°53′30.840″ в. д.	205	O(3)–AO(5)–E(10/14)–B1f(30)–B2f(42)–BC(58)–C(65)	Подзол иллювиально-железистый карликовый мелкоподзолистый песчаный на морене	Skeletic Albic Podzol (Arenic)	Сосняк зеленомошно-лишайниковый черничный
К-IV	67°20′8.700″ с. ш. 32°23′0.600″ в. д.	166	O(3)–AO(4)–E(5/12)–B1f(16)–B2f(28)–BC(35)	Подзол иллювиально-железистый карликовый поверхностно-подзолистый песчаный на морене	SkeleticGlossic Albic Podzol (Arenic)	Сосняк зеленомошно-лишайниковый черничный
Ф	67°34′38.820″ с. ш. 31°49′47.219″ в. д.	180	O(3)–AO(5)–E(8/11)–B1f(17/18)–B2f(28)–BC(40)–C(54)	Подзол иллювиально-железистый карликовый мелкоподзолистый песчаный на морене	Skeletic Albic Podzol (Arenic)	Сосняк чернично-лишайниковый

* Примечание. Здесь и далее в скобках указана глубина нижней границы горизонта. Для языковатых и карманных границ глубина нижней границы указана через дробь.

подстилке и низким содержанием гумуса в минеральной толще. Почти во всех почвенных разрезах наблюдается элювиально-иллювиальная дифференциация органического вещества, ила, обменных катионов и величины гидролитической кислотности.

Плотность загрязнения (запас) ^{137}Cs в корнеобитаемой толще (0–30 см) исследованных почв составляет 0.53–2.46 кБк/м^2 (табл. S2), что существенно ниже установленного уровня относительно удовлетворительной экологической обстановки в 37 кБк/м^2 (1 Ки/км^2) и позволяет отнести исследованные участки к незагрязненным территориям [9]. Плотность загрязнения почвы глобальными выпадениями ^{137}Cs для широтного пояса 60°–70° с. ш. с учетом радиоактивного распада должна составлять в настоящее время около 1.0–1.5 кБк/м^2 [3, 13]. По данным Arctic Monitoring and Assessment Programme (**AMAP**), в 2009 г. в северной части Финляндии плотность загрязнения почв ^{137}Cs составила 1.2 кБк/м^2 [32]. В западной Швеции плотность загрязнения почвы от глобальных выпадений между 1962 и 1966 гг. составляла 1.42–2.70 кБк/м^2, а от глобальных выпадений в 1987 г. (на территориях, не подвергнувшихся сильному загрязнению в первые дни после Чернобыльской аварии) 0.82–2.61 кБк/м^2. В 2003 г. эти показатели уменьшились до 0.57–1.90 кБк/м^2 [30]. Зафиксированные в нашей работе значения плотности загрязнения ^{137}Cs вокруг КоАЭС близки к этому уровню, и, по-видимому, обусловлены преимущественно глобальными выпадениями.

Вертикальное распределение ^{137}Cs имеет регрессивно-аккумулятивный характер. Максимальные значения удельных активностей ^{137}Cs наблюдаются в подстилке и составляют 30.1–103.5 Бк/кг. В переходном горизонте АО удельная активность снижается в 2–6 раз и составляет 13.6–68.0 Бк/кг. По данным исследований Кузьменковой [10], проводившихся вблизи северо-западного побережья Кольского залива, для верхних слоев подстилок иллювиально-железистых подзолов фоновых территорий Кольского полуострова характерна удельная активность ^{137}Cs 34 Бк/кг. По данным исследований AMAP, для верхних 3 см органогенных горизонтов почв Финляндии, находящихся на широте КоАЭС, этот показатель находится в пределах 50–100 Бк/кг [31]. В верхней части органогенной толщи почв северо-западной части Норвегии удельная активность ^{137}Cs составляет 151 Бк/кг, а в более глубоких органогенных слоях уменьшается до 12.7–57.0 Бк/кг [34]. Эти значения сопоставимы с полученными нами результатами. В нижележащих горизонтах удельная активность ^{137}Cs многократно снижается. В подзолистом горизонте Е она составляет 1.2–7.9, в B1f – 1.0–7.4, вB2f– от <0.7 до 2.9 Бк/кг. В горизонтах BC и C активность ^{137}Cs составляет менее 0.7 Бк/кг. В некоторых почвенных профилях (площадки П-2, П-3, С-2, К-I, К-IV) наблюдается элювиально-иллювиальная дифференциация по ^{137}Cs: его удельная активность в горизонте B1f выше, чем в подзолистом. Это может быть связано с характерной для подзолов дифференциацией по профилю веществ, способствующих удержанию ^{137}Cs: илистых частиц и органического вещества [1].

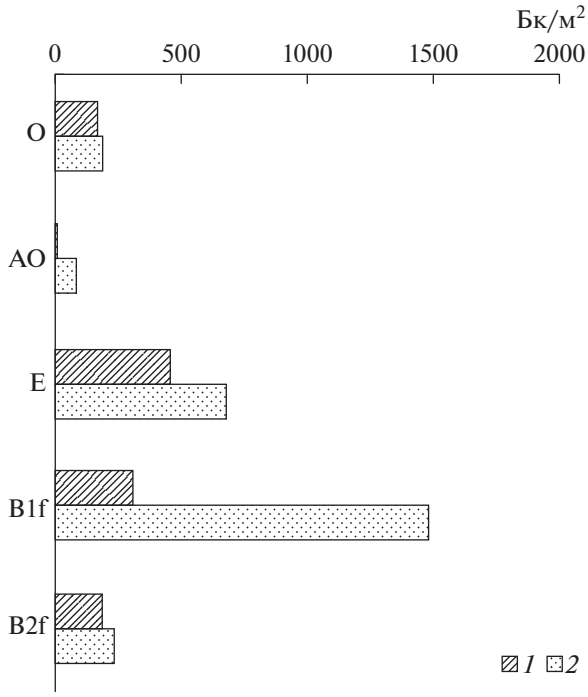

Рис. 2. Профильное распределение запаса ^{137}Cs в подзолах площадок П-4 (*1*) и П-2 (*2*), Бк/м^2.

Вертикальное распределение запасов ^{137}Cs по генетическим почвенным горизонтам имеет несколько иной характер. Наибольшие запасы ^{137}Cs отмечены в горизонтах Е (рис. 2, А), а также B1f (рис. 2, Б). Следовательно, плотность загрязнения (запас) ^{137}Cs в органогенных горизонтах оказалась существенно меньше, чем в минеральных. В горизонтах О и АО исследованных подзолов сосредоточено лишь10–40% от запаса ^{137}Cs в слое 0–30 см, тогда как в северо-таежной зоне Западной Сибири запас ^{137}Cs в подстилке достигает 0.42 кБк/м^2 и составляет до 40% его запасов во всем ландшафте [26]. В лесной подстилке подзолов 30-километровой зоны Чернобыльской АЭС по состоянию на 1995 г. было зафиксировано 66–83% суммарного запаса этого радионуклида [40]. При этом запас ^{137}Cs в слое 0–30 см, включающем горизонты О, ОА, Е и верхнюю часть B1f исследованных подзолов, составляет от 60 до 90% от суммарного по всей глубине почвенных профилей.

Таблица 2. Варьирование удельной активности ^{137}Cs в почвах зоны наблюдения КоАЭС ($n = 10$)

Показатель		Среднее	Медиана	Минимум	Максимум	Коэффициент вариации, %	Закон распределения*
Удельная активность ^{137}Cs, Бк/кг	O	68.8	69.5	43.5	104	32	Нормальный
	AO	33.5	31.3	13.6	57.3	44	Нормальный
	E	5.1	4.1	1.2	12.5	65	Нормальный
	B1f	3.2	2.9	1.0	7.5	65	Нормальный
	B2f	1.0	1.0	0	2.9	109	Нормальный
Плотность загрязнения слоя 0–30 см, кБк/м^2		1.26	1.03	0.53	2.46	46	Нормальный
Плотность загрязнения подстилки, кБк/м^2		0.21	0.19	0.12	0.33	38	Нормальный

* По критерию Уилка–Шапиро ($p < 0.05$).

Значит, до 1/3 запаса ^{137}Cs сосредоточено в более глубоких горизонтах почвы и почвообразующей породе. Такая более интенсивная миграция ^{137}Cs обусловлена значительной долей подвижных форм радионуклида, поступавшего в составе глобальных выпадений, по сравнению с чернобыльскими, характеризовавшимися присутствием труднорастворимых топливных частиц [15, 16]. Еще одним фактором, обусловливающим достаточно интенсивную вертикальную миграцию ^{137}Cs в исследованных профилях, является низкое содержание илистой фракции в верхних горизонтах подзолов [1].

Зафиксированные уровни удельных активностей и плотностей загрязнения ^{137}Cs в почвах в зоне наблюдения КоАЭС характеризуются широкими диапазонами варьирования (табл. 2). Статистические распределения исследуемых показателей (плотности загрязнения ^{137}Cs подстилки и толщи 0–30 см; удельные активности ^{137}Cs в отдельных горизонтах подзолов) в зоне наблюдения КоАЭС удовлетворяют нормальному закону ($p < 0.05$). Для ЗН КоАЭС среднее значение плотности загрязнения ^{137}Cs в корнеобитаемом слое 0–30 см было равным 1.26 кБк/м^2, тогда как отдельно в подстилке – в 6 раз меньше ($p < 0.05$). При этом коэффициент вариации (47%) больше, чем на фоновых территориях европейской части России в дочернобыльский период – 15–25% [22]. Увеличение коэффициентов вариации удельной активности ^{137}Cs в средних и глубоких горизонтах подзолов указывает на неравномерность проникновения этого радионуклида в исследованные профили.

Средняя плотность загрязнения ^{137}Cs в слое 0–30 см почв ЗН КоАЭС не имеет статистически значимых отличий ($p < 0.05$) от уровня 1.03 кБк/м^2, зафиксированного на фоновой площадке (табл. 3). Значения плотностей загрязнения слоя 0–30 см и органогенных горизонтов для СЗЗ КоАЭС, наиболее близко расположенной к атомной станции площадки, статистически значимо ($p < 0.05$) меньше, чем средняя плотность загрязнения в ЗН КоАЭС.

Для наиболее удаленной от АЭС фоновой площадки плотность загрязнения подстилки значимо ($p = 0.05$) меньше, чем среднее по ЗН КоАЭС. Однако полученный результат, по-видимому, обусловлен локальным уменьшением запаса подстилки на фоновой площадке. При этом между величинами мощности органогенной толщи в СЗЗ КоАЭС, на фоновой площадке и в ЗН статистически достоверных ($p < 0.05$) различий не обнаружено. Такие особенности варьирования мощности и запасов подстилки в различных биогеоценотических условиях необходимо учитывать при сравнении значений плотности загрязнения этого горизонта на различных площадках.

Таким образом, при анализе всей верхней почвенной толщи 0–30 см не выявлено статистически значимого ($p < 0.05$) увеличения средней плотности загрязнения ^{137}Cs в ЗН КоАЭС по сравнению с фоновым уровнем. Следовательно, плотность загрязнения ^{137}Cs в ЗН обусловлена преимущественно глобальными выпадениями, а воздействие КоАЭС на распределение этого радионуклида не подтверждается. Плотность загрязнения ^{137}Cs в СЗЗ АЭС значимо снижена по сравнению со средним уровнем этого показателя в ЗН. При опробовании в пределах поверхностных органогенных горизонтов отмечено увеличение плотности загрязнения ^{137}Cs в ЗН КоАЭС по сравнению с фоновой площадкой, которое обусловлено меньшим запасом подстилки на ней.

Для оценки возможного влияния атомной станции на накопление ^{137}Cs проведен анализ корреляционных связей между радиоэкологическими показателями и географическими, метеорологическими и почвенными характеристиками. Статистически достоверных ($p < 0.05$) связей между содержанием ^{137}Cs в почвах площадок и расстоянием от объекта воздействия, скоростью и повторяемостью ветров в этом районе, высотой над уровнем моря не обнаружено (табл. 3). По-видимому, зафиксированные значения со-

Таблица 3. Результаты сравнения средних значений показателей загрязнения ^{137}Cs в ЗН с СЗЗ АЭС и фоновой площадкой

Показатель	Среднее для ЗН (n = 10)	СЗЗ АЭС		Фон	
		значение	наблюдаемый t-критерий	значение	наблюдаемый t-критерий
Плотность загрязнения 0–30 см, кБк/м^2	1.24	0.75	**2.70***	1.03	1.14
Плотность загрязнения подстилки, кБк/м^2	0.21	0.15	**2.33**	0.11	**3.85**
Мощность подстилки, см	6.1	5.0	1.16	5.0	1.16
Запас подстилки, кг/м^2	4.12	3.48	1.42	1.68	**5.39**

* Полужирным выделены значимые различия при сравнении по t-критерию Стьюдента ($p < 0.05$; $t_{кр} = 2.26$).

Таблица 4. Коэффициенты корреляции Спирмена для плотности загрязнения ^{137}Cs (Бк/м^2) в разных горизонтах или слоях почвы с расстоянием от АЭС, метеорологическими или почвенными показателями

Показатель	Коэффициент корреляции						
	горизонт					слой 0–30 см	органогенные (О + АО) горизонты
	О	АО	Е	B1f	B2f		
Расстояние от АЭС, км	–0.20	–0.17	0.09	–0.31	–0.28	0.15	–0.41
Повторяемость ветров за 2012–2016 годы, %	–0.11	–0.15	–0.50	–0.09	–0.09	–0.50	–0.14
Средняя скорость ветра за 2012–2016 годы, м/с	0.05	0.47	–0.07	0.54	0.08	0.19	0.25
Высота над уровнем моря, м	–0.29	–0.20	0.22	–0.15	–0.13	–0.15	–0.27
Мощность подстилки, см	0.41	–0.21	–***	–	–	0.54	0.34
Запас подстилки, кг/м^2	**0.67***	0.20	–	–	–	0.48	**0.77**
Потеря при прокаливании, %	0.36	–0.23	–	–	–	–	–
$C_{орг}$, %	–	–	0.36	0.10	0.47	–	–
Запас органического вещества**, кг/м^2	**0.81**	0.52	0.51	0.53	0.50	**0.69**	**0.84**
pH H_2O	–0.41	0.29	–0.38	0.48	–0.32	–	–
pH KCl	–0.20	–0.08	–0.32	0.18	–0.42	–	–
$H_Г$, смоль(+)/кг	0.00	–0.50	0.04	0.07	0.58	–	–
Обменный Ca^{2+}, смоль(+)/кг	0.45	–0.18	0.27	0.10	–0.07	–	–
Обменный Mg^{2+}, смоль(+)/кг	–0.08	–014	0.00	–0.05	0.62	–	–
Содержание ила (<0.001 мм), %	–	–	0.42	–0.27	0.48	–	–
Содержание физической глины (<0.01 мм), %	–	–	**0.59**	–0.24	0.33	–	–

* Значимые коэффициенты корреляции при $n = 12$ и $p < 0.05$ выделены полужирным, $r_{кр} = 0.58$.
** Для расчета запаса органического вещества в горизонтах подстилки использовалась потеря при прокаливании, в минеральных горизонтах – содержание органического вещества ($C_{орг} \times 1.724$).
*** Прочерки – коэффициенты корреляции не рассчитывались.

держания ^{137}Cs в почвах на различных площадках вокруг КоАЭС связаны с региональным распределением глобальных выпадений этого радионуклида.

Особенности накопления ^{137}Cs почвами разных площадок могут быть обусловлены физическими и химическими свойствами почвенных горизонтов. При расчете коэффициентов корреляции Спирмена между плотностями загрязнения ^{137}Cs в генетических горизонтах исследованных почв и их химическими свойствами (табл. 4) выявлены статистически значимые ($p < 0.05$) пря-

мые взаимосвязи с содержанием физической глины (<0.01 мм) для горизонта Е и с запасом подстилки и запасом органического вещества для горизонта О.

Выявленные корреляционные связи показывают, что органическое вещество, с одной стороны, способствует удержанию ^{137}Cs в почве, и, следовательно, увеличению плотности загрязнения ее верхнего корнеобитаемого слоя. Подобная закономерность отмечалась для ^{137}Cs в различных типах лесных экосистем [28, 40] и агропочвах [19]. С другой стороны, вследствие низкого содержания илистой фракции в верхних минеральных горизонтах исследованных подзолов этот техногенный радионуклид проникает глубже, чем в песчаных почвах, подвергшихся загрязнению в результате аварии на Чернобыльской АЭС [40]. Действительно, содержание илистой фракции в горизонтах Е исследованных подзолов не превышает 0.95%, в то время как в подзолах Брянской и Калужской областей, подвергшихся загрязнению в результате аварии на Чернобыльской АЭС, оно составляет 2.6–3.3%. При этом миграция ^{137}Cs по профилям подзолов осуществляется, по всей видимости, в составе подвижных органоминеральных комплексов.

Таким образом, в исследованныхнами почвах наблюдаются условия, способствующие высокой подвижности ^{137}Cs.

ВЫВОДЫ

1. Плотность загрязнения ^{137}Cs корнеобитаемой толщи (0–30 см) в исследованных почвах вокруг КоАЭС варьирует в диапазоне 0.53–2.46 кБк/м^2, что соответствует фоновым уровням. Плотность загрязнения ^{137}Cs в зоне наблюдения обусловлена преимущественно глобальными выпадениями, а воздействие КоАЭС на распределение этого радионуклида не выявлено.

2. Распределение удельной активности ^{137}Cs в профилях исследованных подзолов имеет регрессивно-аккумулятивный, а запасов – элювиально-иллювиальный характер.

3. При анализе корреляционных связей с почвенными свойствами установлено, что наибольшее влияние на накопление ^{137}Cs оказывает запас органического вещества. Для подзолистого горизонта выявлена связь ^{137}Cs с содержанием физической глины.

4. В подзолах района расположения Кольской атомной электростанции ^{137}Cs гораздо более подвижен, чем в ранее изученных подзолах России. Создавшиеся физико-химические условия приводят к проникновению этого радионуклида вглубь профиля, и в лесной подстилке остается не более 30% его запаса в 30-сантиметровой толще. Это свидетельствует о том, что для полноценного анализа накопления ^{137}Cs в почвенном покрове северо-таежных экосистем недостаточно измерения удельной активности только в образцах, отобранных из верхних горизонтов почвы: требуется их отбор по генетическим горизонтам и расчет плотности загрязнения ^{137}Cs.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

ДОПОЛНИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Таблица S1. Физико-химические показатели подзолов в зоне влияния Кольской атомной электростанции.

Таблица S2. Плотность загрязнения и удельные активности ^{137}Cs в генетических горизонтах исследованных почв.

Рис. S1. Повторяемость ветров и средняя скорость ветра в районе размещения Кольской атомной электростанции за 2012–2016 гг. по данным метеостанции АМС-1 АСКРО КоАЭС.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Агапкина Г.И., Щеглов А.И., Тихомиров Ф.А. и др.* Многолетняя динамика содержания Cs-137 в почвенных растворах лесных биогеоценозов Украинского полесья // Вестник Моск. ун-та. Сер. 17, Почвоведение. 1998. № 3. С. 19–24.
2. *Алексахин Р.М.* Радиоактивное загрязнение почв как тип их деградации // Почвоведение. 2009. № 12. С. 1487–1498.
3. *Болтнева Л.И., Израэль Ю.А., Ионов В.А.* Глобальное загрязнение и дозы внешнего облучения на территории СССР // Атомная энергия. 1977. Т. 42. Вып. 5. С. 355–360.
4. *Воробьева Т.А., Евсеев А.В., Кузьменкова Н.В.* Радиогеохимические особенности природной среды Кольского полуострова // Мат-лы V межд. конф. Радиоактивность и радиоактивные элементы в среде обитания человека. Томск, 2016. С. 160–162.
5. *Горячкин С.В., Егоров Н.Ю., Егоров Ю.А. и др.* К оценке состояния регионов действующей и проектируемой Кольской АЭС // Экология регионов атомных станций (ЭРАС-4). М.: АЭП, 1995. С. 270–310.
6. *Дмитриев Е.А.* Математическая статистика в почвоведении. Учебник / Науч. ред. Благовещенский Ю.Н. М.: Кн. дом “ЛИБРОКОМ”, 2009. 328 с.
7. *Евсеев А.В., Телелекова А.Д.* Современное состояние экосистем Кольского полуострова // АРКТИКА. XXI век. Естественные науки. 2014. № 1(1). С. 33–37.
8. Классификация и диагностика почв СССР. М.: Колос, 1977. 221 с.
9. Критерии оценки экологической обстановки территорий для выявления зон чрезвычайной экологической ситуации и зон экологического бедствия.

Утв. министром природных ресурсов РФ В.И. Даниловым-Данильяном, 1992.

10. *Кузьменкова Н.В.* Оценка радиационного состояния почв и лишайников северо-западного побережья Кольского залива // Вестник Моск. ун-та. Сер. 5. География. 2009. № 2. С. 32–36.
11. *Линник В.Г., Шкинев В.М., Рощина И.А. и др.* Распределение химических элементов в почвенных микрочастицах северной тайги в зоне влияния Кольской АЭС // Вестник Тюменского гос. ун-та. 2011. № 12. С. 47–55.
12. *Линник В.Г., Шкинев В.М., Рощина И.А., Борисов А.П., Данилова Т.В.* Распределение химических элементов в почвенных микрочастицах северной тайги в зоне влияния Кольской АЭС // Вестник Тюменского гос. ун-та. 2011. Т. 12. С. 47–55.
13. *Моисеев А.А., Рамзаев П.В.* Цезий-137 в биосфере. М.: Атомиздат, 1975. 184 с.
14. *Нешатаев В.Ю., Нешатаева В.Ю.* Синтаксономическое разнообразие сосновых лесов Лапландского заповедника // Ботанический журн. 2002. Т. 87. № 1. С. 99–106.
15. *Павлоцкая Ф.И.* Миграция радиоактивных продуктов глобальных выпадений в почвах. М.: Атомиздат, 1974. 215 с.
16. *Переволоцкий А.Н.* Распределение ^{137}Cs и ^{90}Sr в лесных биогеоценозах. Гомель: РНИУП "Институт радиологии", 2006. 255 с.
17. Практикум по агрохимии / Под ред. Минеева В.Г. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2001. 689 с.
18. Преддипломный практикум по физике твердой фазы почв / Под ред. Шеина Е.В. М., 2011. 82 с.
19. *Санжарова Н.И., Сысоева А.А., Исамов Н.Н., Алексахин Р.М., Кузнецов В.К., Жигарева Т.Л.* Роль химии в реабилитации сельскохозяйственных угодий, подвергшихся радиоактивному загрязнению // Российский химический журн. 2005. Т. XLIX. № 3. С. 26–34.
20. *Семенихина М.Б., Семенихина М.Е.* Некоторые аспекты радиоэкологического мониторинга объектов окружающей природной среды в районе размещения КоАЭС // Вестник МГТУ. 2006. Т. 9. № 5. С. 843–846.
21. *Семенков И.Н., Усачева А.А., Мирошников А.Ю.* Распределение цезия-137 глобальных выпадений в таежных и тундровых катенах бассейна реки Обь // Геология рудных месторождений. 2015. Т. 57. № 2. С. 154–173. https://doi.org/10.7868/S0016777015010050
22. *Силантьев А.Н., Шкуратова И.Г., Хацкевич Р.Н.* Пространственное распределение цезия-137 в почвах европейской части СССР // Почвоведение. 1978. № 4. С. 47–48.
23. *Титаева Н.А.* Ядерная геохимия. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2000. 336 с.
24. Тяжелые естественные радионуклиды в биосфере: миграция и биологическое действие на популяции и биогеоценозы / Под ред. Алексахина Р.М. М.: Наука, 1990. 368 с.
25. *Усачева А.А., Семенков И.Н.* ^{137}Cs в растениях и почвах таежных и тундровых ландшафтов Западной и Средней Сибири // Геохимия ландшафтов. К 100-летию со дня рождения Александра Ильича Перельмана. 2017. С. 498–521.
26. *Усачева А.А., Семенков И.Н., Мирошников А.Ю.* Распределение ^{137}Cs в растениях и почвах фоновых западно-сибирских ландшафтов тундры и тайги // Успехи современного естествознания. 2016. № 9. С. 185–189.
27. *Филонова А.А., Серегин В.А.* Миграция техногенных радионуклидов в почвах и донных отложениях прибрежной полосы пункта временного хранения СевРАО и ее влияние на возможное загрязнение морской акватории // Гигиена и санитария. 2014. № 2. С. 18–22.
28. *Щеглов А.И., Цветнова О.Б., Богатырев Л.Г.* Роль лесных подстилок различного генезиса в миграции техногенных радионуклидов // Вестник Московского университета. Сер. 17. Почвоведение. 2004. № 4. С. 14–22.
29. Экологический атлас Мурманской области. М.–Апатиты: КНЦ РАН, 1999. 48 с.
30. *Almgren S.* Studiesonthe Gamma Radiation Environmentin Sweden with Special Referenceto^{137}Cs. Doctoral Thesis. 2008. Department of Radiation Physics. Göteborg University. Printed in Sweden by: Chalmers Reproservice, Göteborg. 64 p.
31. AMAP Assessment 2002: Radioactivity in the Arctic. AMAP, 2004. Arctic Monitoring and Assessment Programme (AMAP), Oslo, Norway. xi + 100 p.
32. AMAP: Arctic Pollution 2009. AMAP, 2009. Arctic Monitoring and Assessment Programme (AMAP), Oslo, Norway. xi + 83 p.
33. IUSS Working Group WRB. 2015. World reference base for soil resources 2014, update 2015. International soil classification system for naming soils and creating legends for soil maps. World Soil Resources Report 106. FAO. Rome.
34. *Klos A., Ziembik Z., Rajfur M.* The origin of heavy metals and radionuclides accumulated in the soil and biota samples collected in Svalbard, near Longyearbyen // Ecological Chemistry and Engineering. 2017. V. 24. № 2. P. 223–238. https://doi.org/10.1515/eces-2017-0015
35. *Klyashtorin A.L.* Peculiarities of ^{137}Cs vertical migration in pine ecosystem with stem flow, throughfall, litterfall and infiltration // Contaminated forests. NATO Science Series (Ser. 2: Environmental Security). 1999. V. 58. P. 77–84. https://doi.org/10.1007/978-94-011-4694-4_8
36. *Koivurova M., Leppanen A., Kallio A.* Transfer factors and effective half-lives of ^{134}Cs and ^{137}Cs in different environmental sample types obtained from Northern Finland: case Fukushima accident // J. Environ. Radioact. 2015. V. 146. P. 73–79. https://doi.org/10.1016/j.jenvrad.2015.04.005
37. *Plamboeck A.H., Nylen T., Agren G.* Comparative estimations of ^{137}Cs distribution in a boreal forest in northern Sweden using a traditional sampling approach and a portable NaI detector // J. Environ. Radioact. 2006. V. 90. Issue 2. P. 100–109. https://doi.org/10.1016/j.jenvrad.2006.06.011
38. *Rafferty B., Dawson D., Klyastorin A.* Decomposition in two pine forests: the mobilization of ^{137}Cs and K from

forest litter // Soil Biol. Biochem. 1997. V. 29. Iss. 11/12. P. 1673–1681. https://doi.org/10.1016/S0038-0717(97)00081-3

39. *Rosen K., Ogborn I., Lonsjo H.* Migration of radiocaesium in Swedish soil profiles after the Chernobyl accident, 1987–1995 // J. Environ. Radioact. 1999. V. 46. Iss. 1. P. 45–66. https://doi.org/10.1016/S0265-931X(99)00040–5

40. *Shcheglov A.I., Tsvetnova O.B., Klyashtorin A.L.* Biogeochemical Migration of Technogenic Radionuclides in Forest Ecosystems. M.: Nauka, 2001. 235 p.

41. *Thorring H., Skuterud L., Steinnes E.* Distribution and turnover of ^{137}Cs in birch forest ecosystems: influence of precipitation chemistry // J. Environ. Radioact. 2012. V. 110. P. 69–77. https://doi.org/10.1016/j.jenvrad.2012.02.002

Contents and Distribution of ^{137}Cs in Podzols in the Area of the Kola Nuclear Power Plant

M. B. Popova[1, *], D. V. Manakhov[2], A. N. Kizeev[3], S. F. Ushamova[4], D. N. Lipatov[2], A. Yu. Chirkov[5], P. S. Orlov[5], and S. V. Mamikhin[2]

[1]*Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry of Russian Academy of Science, Moscow, 119991 Russia*

[2]*Lomonosov Moscow State University, Moscow, 119991 Russia*

[3]*Khlopin Radium Institute of State Atomic Energy Corporation Rosatom, St. Petersburg, 194021 Russia*

[4]*Avrorin Polar-Alpine Botanical Garden-Institute of Kola Science Center of Russian Academy of Sciences, Akademgorodok, Apatity, Murmansk region, 184209 Russia*

[5]*Branch of Rosenergoatom Concern JSC, Kola Nuclear Power Plant, Polyarny Zori, Murmansk region, 184230 Russia*

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

The content and profile distribution of ^{137}Cs in iron-illuvial dwarf and shallow-podzolic podzols (Albic Podzol) formed under bilberry-lichen and green-lichen-bilberry pine forests in the location area of the Kola nuclear power plant were analyzed. The pollution density (reserve) of ^{137}Cs in the root-inhabited layer (0–30 cm) in the studied soils was significantly lower than the established control level of 37.000 Bq/m^2 and amounts to 530–2459 Bq/m^2. A significant part of ^{137}Cs (from 60 to 90%) is concentrated in the mineral horizons. It was shown that the pollution density of ^{137}Cs in the observation zone of a nuclear power plant was mainly due to global fallout. The greatest influence on the ^{137}Cs accumulation in the studied soils was exerted by the organic matter reserve.

Keywords: ^{137}Cs, pollution density, radioecological monitoring, Albic Podzol

ПОЧВОВЕДЕНИЕ, 2020, № 7, с. 901–910

ДЕГРАДАЦИЯ, ВОССТАНОВЛЕНИЕ И ОХРАНА ПОЧВ

УДК 631.46:574.4

ПОСТАГРОГЕННОЕ ИЗМЕНЕНИЕ ФЕРМЕНТАТИВНОЙ АКТИВНОСТИ И СОДЕРЖАНИЯ ОРГАНИЧЕСКОГО УГЛЕРОДА ЧЕРНОЗЕМА В ПЕРВЫЕ 3 ГОДА ЗАЛЕЖНОГО РЕЖИМА

© 2020 г. К. Ш. Казеев[a], *, А. В. Трушков[a], М. Ю. Одабашян[a], С. И. Колесников[a]

[a] *Южный федеральный университет, пр. Стачки, 194/1, Ростов-на-Дону, 344006 Россия*

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

Поступила в редакцию 23.07.2019 г.
После доработки 22.10.2019 г.
Принята к публикации 27.12.2019 г.

Проведены исследования биологического состояния чернозема обыкновенного (сегрегационно-миграционного, Haplic Chernozem (Loamic)) в первые годы залежного режима в сравнении с пахотным аналогом, старовозрастными залежами и эталонным целинным участком степи. Эксперимент включал в себя полевой опыт по переводу старопахотного участка чернозема обыкновенного Ботанического сада Южного федерального университета в залежный режим со сравнительным исследованием содержания органического углерода и активности ферментов двух классов: оксидоредуктаз (каталазы и дегидрогеназ) и гидролаз (β-фруктофуранозидаза). Увеличение содержания органического углерода на участке молодой залежи обнаружено уже в первый год исследований. В последующие годы залежного режима оно существенно не изменялось и варьировало в течение вегетационного сезона в зависимости от срока наблюдения. Активность исследуемых ферментов также начинает увеличиваться в первый год залежного режима и продолжает восстанавливаться в течение всего времени после прекращения агрогенного воздействия. Активность каталазы на участке молодой залежи по сравнению с пахотным участком в первый год исследований выше на 9% ($p < 0.05$), активность дегидрогеназ – на 20% ($p < 0.05$), β-фруктофуранозидазы – на 10% ($p < 0.05$). Однако ферментативная активность значительно ниже уровня старовозрастных залежей и, тем более, эталонного участка целинной степи.

Ключевые слова: агрогенное воздействие, восстановительная сукцессия, биоиндикация, органическое вещество, биологическая активность

DOI: 10.31857/S0032180X20070059

ВВЕДЕНИЕ

Постоянное изменение климата и деятельность человека с каждым годом сокращают пригодные для земледелия территории. Из имеющихся пахотных угодий в мире более 34% площадей подвергнуты деградации в разной степени [19]. Официальная перепись Росреестра, проведенная в России в 2016 г. [13], выявила 44% заброшенных земельных участков, не используемых в сельском хозяйстве.

При возделывании сельскохозяйственных культур в большинстве регионов мира в том числе России, чаще всего используют технологию отвальной вспашки, которая обеспечивает более быстрое решение доступности элементов питания растений, плотности почвы и как следствие, быстрого возвращения вложений в технологию. Вместе с тем применение традиционной технологии имеет отрицательное воздействие для водно-физических свойств почвы, содержания гумуса и биологического состояния почв [2, 10, 18, 30–32, 36]. Последствия этих процессов – водная и ветровая эрозия, дегумификация, разрушение структуры почвы и снижение плодородия. Постоянное использование почв под пашней приводит к значительным потерям органического вещества и увеличению степени глыбистости структурных отдельностей с возрастанием степени пылеватости почвенной структуры. Применение природоподобных технологий с минимизацией механического воздействия на почву в большинстве случаев приводит к нормализации физического состояния почвы, усилению биологической активности и увеличению содержания органического вещества, что приближает постагрогенные почвы к естественным аналогам [3, 8, 11, 15, 34, 44]. Поскольку землепользование обычно оказывает ограниченное краткосрочное влияние на консервативные почвенные свойства (структура, сложение, минералогический и химический состав, реакция среды и др.), необходимы другие показатели, в том чис-

ле биологические, которые имеют большой потенциал в диагностике качества и здоровья почв [37, 43].

Для оценки экологического состояния и качества почв широко используют методы биологической диагностики. Биологическая диагностика почв является важной составляющей как локального, так и глобального мониторинга. Как и другие среды обитания, почву исследуют с помощью биологических показателей. Микробное разнообразие и биохимические показатели – важные индикаторы состояния почвы, поскольку они отражают разные аспекты процессов разложения органических веществ и поддержания устойчивого функционирования почв. Содержание гумуса в почвах в значительной мере зависит от типа землепользования [2, 23, 26, 27]. Многие компоненты органического вещества являются высокоэнергетическим субстратом для почвенных организмов, что способствует проявлению микробиологической активности, и в свою очередь ферментативной активности почв [35, 45]. Активность почвенных ферментов может служить дополнительным диагностическим показателем почвенного плодородия и его изменения в результате антропогенного воздействия [6, 7, 9, 33, 38, 41, 42]. Ферментативная активность определяет скорость и направление протекания процессов разложения растительного опада и синтеза гумусовых веществ в почвах [42, 45]. Сельскохозяйственное использование черноземов подавляет активность гидролитических ферментов (инвертазы, фосфатазы, уреазы) [4, 9, 22, 29]. Активность оксидоредуктаз показывает меньшую чувствительность к агрогенезу. Восстановление растительности на залежных участках после прекращения обработки почв способствует регенерации пахотных почв. Изменения, происходящие в постагрогенных почвах, достаточно подробно описаны в литературе [1, 16, 21, 22, 24–26, 28, 39]. Под травянистой растительностью бывшие пахотные горизонты трансформируются по дерновому типу [17, 22, 24], уменьшается плотность, возрастает водопроницаемость [25, 36], увеличивается содержание гумуса и усиливается ферментативная активность [22, 25, 26, 29, 39], возрастает численность микроорганизмов. Преобразование остатков биоты в твердые дискретные частицы является одним из первых этапов формирования так называемого “нового” почвенного органического вещества залежных почв [27].

Проводимые ранее исследования упускали наиболее динамичные начальные годы залежного режима, изучение которых позволит оценить закономерности восстановления эколого-биологических параметров почв при восстановлении естественной растительности. Поэтому целью работы было исследование динамики изменения органического углерода и ферментативной активности старопахотного чернозема в течение первых трех лет после прекращения агрогенного воздействия.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Территория исследований имеет благоприятный умеренно-континентальный климат. Среднегодовое количество осадков составляет 460 мм. Средняя температура воздуха в январе – –7°С, в июле – +23°С. Для исследований изменения биологических свойств постагрогенного чернозема был выбран опытный полигон, расположенный в Ботаническом саду Южного федерального университета. Ботанический сад находится в северо-западной части города Ростова-на-Дону. В 2016 г. полигон представлял собой старопахотный участок, поддерживаемый постоянными обработками (отвальная вспашка и культивации) в состоянии черного пара. Весной 2016 г., перед первой вспашкой, участок разделили на две части, первую продолжили пахать, впоследствии используя данные с этого участка как отрицательный контроль, вторую перестали обрабатывать, переведя в залежь для восстановления биологических свойств (табл. 1). Таким образом, последняя вспашка исследуемого участка была осенью 2015 г. Для сравнения в качестве положительного контрольного варианта использовали две залежи в Ботаническом саду (30 и 75 лет). В качестве эталонного участка степи был выбран целинный участок памятника природы “Персиановская степь”, расположенный на территории учхоза “Донское” ДонГАУ (Октябрьский район, Ростовской области). Наблюдения проводили в течение трех лет с 2016 по 2018 гг. Отбор почвенных образцов производили в сезонной динамике каждый год: май, июль, сентябрь. Эти сроки позволяют оценить динамику биологических процессов в черноземах юга России [5, 14]. Почва на всех исследованных участках – чернозем обыкновенный (северо-приазовский) карбонатный среднемощный тяжелосуглинистый (чернозем миграционно-сегрегационный по Классификации почв России или Haplic Chernozem (Loamic) по WRB). Отбор индивидуальных образцов почв проводили из разрезов и трех прикопок, расположенных на расстоянии 3–5 м вокруг разреза с глубин 0–10, 20–30 и 45–50 см. Однако основное внимание уделили поверхностному слою, как наиболее быстро эволюционирующему. Все образцы изучали отдельно для более точной и достоверной информации. Исследования биологической активности постагрогенных почв проводили в 3–9-кратной повторности в течение нескольких дней после отбора образцов с использованием методов почвоведения и экологии [14]. В качестве диагностических показателей изучена активность ферментов двух классов: оксидоредуктаз (каталазы и дегидрогеназ) и гидро-

Таблица 1. Исследуемые участки и их расположение

№ участка	Местоположение	Возраст, лет	Географические координаты
1	Ботанический сад ЮФУ	Пашня	47.239217° с. ш., 39.642156° в. д.
2		Молодая залежь, 1-3	
3		Залежь, 30	47.237201° с. ш., 39.658700° в. д.
4		Залежь, 75	
5	ООПТ “Персиановская степь”	Целинный участок степи	47.303228° с. ш. 40.918889° в. д.

лаз (β-фруктофуранозидаза). Активность каталазы и дегидрогеназ определяли по Галстяну, активность инвертазы – колориметрическим методом с реактивом Феллинга. Содержание органического углерода выполняли методом бихроматного окисления по Тюрину в модификации Никитина. Микробную биомассу определяли по углероду регидратационным методом Благодатского с соавт. (по [14]). Для объединения разных показателей был использован интегральный показатель биологического состояния (**ИПБС**) почвы [14]. Для этого в выборке максимальное значение каждого из показателей принимается за 100% и по отношению к нему в процентах выражается значение этого же показателя в остальных образцах. После этого рассчитывается средний оценочный балл изученных показателей для варианта, абсолютные значения, которых не могут быть суммированы, так как имеют разные единицы измерения. Интегральный показатель биологического состояния почвы рассчитывают по формуле:

$$ИПБС = (Б_{ср}/Б_{ср\ max})100\%,$$

где $Б_{ср}$ – средний оценочный балл всех показателей, $Б_{ср\ max}$ – максимальный оценочный балл всех показателей.

Влажность почвы определяли в полевых условиях влагомером с датчиков Dataprobe в 10-кратной повторности на каждом участке в слое 0–10 см, как и температуру, которую определяли электронным термометром Hanna Chectemp.

Статистическая обработка данных выполнена с использованием корреляционного и дисперсионного анализов. При обсуждении результатов учитывали статистически достоверные различия при $p < 005$.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Гидротермический режим почвы – важный фактор, обусловливающий развитие разнообразных процессов. Температура почвы наряду с влажностью оказывает мощное воздействие на основные почвообразующие процессы, накопление биомассы и биологическую продуктивность. Среднегодовая влажность почвы верхнего горизонта постагрогенного участка уже с первого года залежного режима превышала влажность почвы на пахотном участке на 8% ($p < 0.05$). Разница во влажности между пахотным участком и участком молодой залежи с каждым годом исследований увеличивалась (рис. 1). В 2018 г. среднегодовая влажность пахотного горизонта составляла уже 17% ($p < 0.05$). С увеличением влажности пахотного горизонта температура поверхности почвы исследуемого участка понизилась на 5% ($p < 0.05$) в отличие от участка пашни. Изменение гидротермических условий связано с развитием растительности на залежи, что приводит к затенению почвы от солнечных лучей. Кроме того, прекращение регулярного турбирования почв при обработках, приводящего к иссушению поверхностного слоя, способствует восстановлению ее структуры и улучшению водно-воздушного режима [15, 22, 36]. Бурный рост пионерной растительности первого года залежного режима привел к изменениям гидротермического и физического состояния исследуемой почвы. Изменение растительного покрова залежного участка представлено на рис. 2. В первый год залежного режима постагрогенного участка в травостое было всего 9 видов, доминировали бурьянистые высокотравные растения: *Ambrosia artemisiifolia*; *Artemisia vulgari*; *Cyclachaena xanthiifolia*; *Chenopodium album*. Через 3 года разнообразие растений достигло 38 видов. Фитомасса в первый год исследований была очень значительной и далее не увеличивалась. Бурьянистая стадия восстановительной сукцессии привела к значительному увеличению содержания органического углерода в почве и на ее поверхности. Положительная динамика содержания органического углерода на участке залежи была зафиксирована через год после прекращения обработки (2016 г., сентябрь). Достоверная разница значений исследуемого показателя на участке молодой залежи и пахотным участком составила 26% ($p < 0.05$). Динамика изменения общего органического вещества в пахотном горизонте в течение трех лет исследований представлены на рис. 3А. Надземная фитомасса на исследуемом участке в первый год (сентябрь 2016 г.) исследований составила 0.76 кг/м^2, в то время как на целине ООПТ “Персиановская степь”, исследуемом в качестве эталона участке положительного контроля, фитомасса составляла 1.19 кг/м^2. Несмотря на бурный рост и большой объем растительности

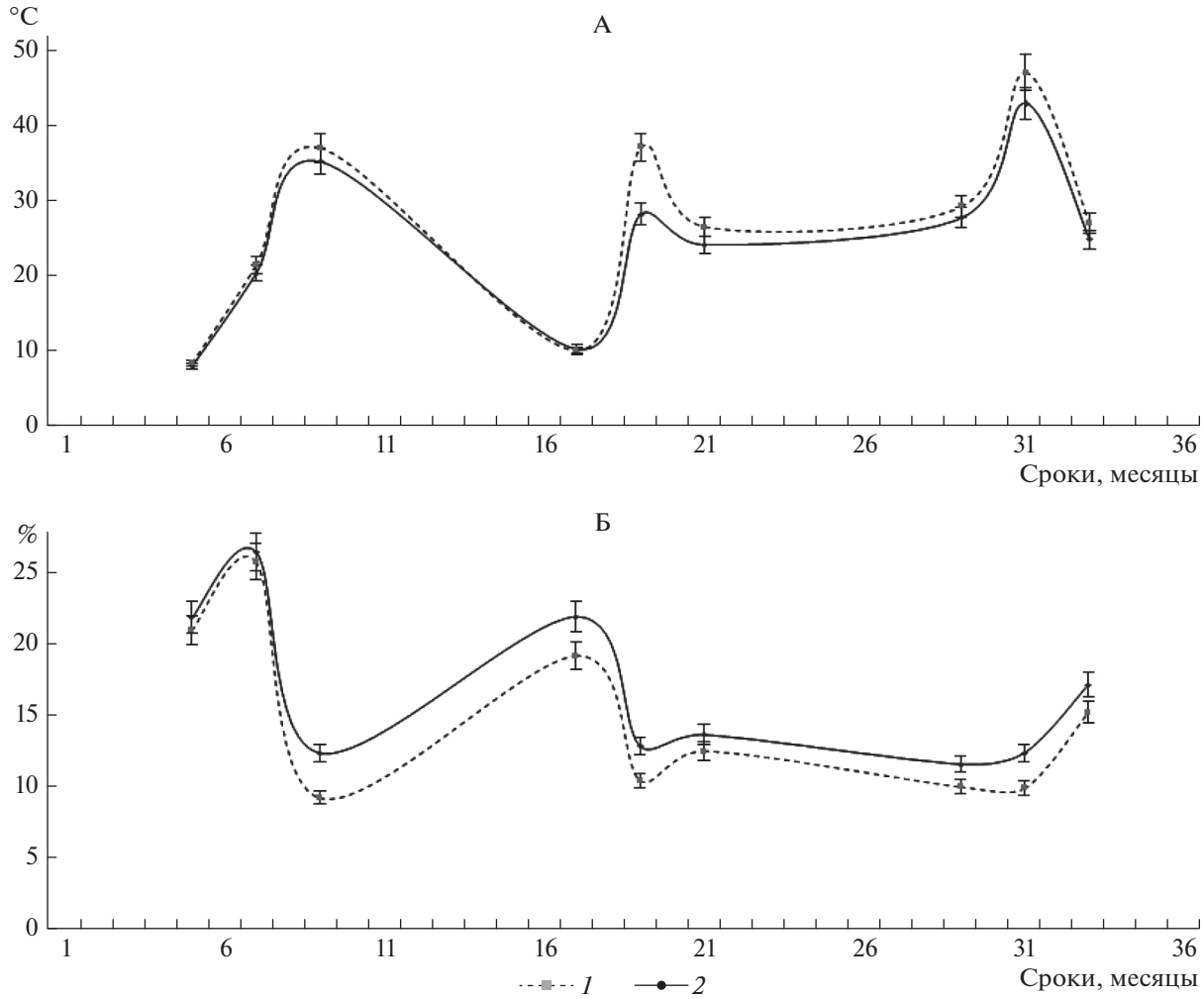

Рис. 1. Динамика температуры (А) и влажности (Б) почв (слой 0–10 см) исследуемых участков (*1* – пашня, *2* – залежь), 2016–2018 гг.

на участке молодой залежи, разница в содержании органического углерода в почвах между ним и степным участком на девятый месяц исследования составила 28% ($p < 0.05$). Отмечена положительная корреляция содержания органического углерода и фитомассы ($r = 0.89$). На второй год исследований содержание органического углерода в почве на участке молодой залежи достоверно не отличалось от почвы другой залежи ботанического сада возрастом 30 лет. Разница с участком старовозрастной залежи 75 лет составила минус 8% ($p < 0.05$). После увеличения содержания органического углерода в первый год залежного режима его количество со временем залежного режима значительно не менялось. В исследуемые годы выявлена зависимость содержания органического углерода на постагрогенных участках от сезона исследования. В засушливый период (июль), когда при высыхании почвы затихают все биологические процессы, значения исследуемого показателя уменьшаются на всех участках на 11–15% ($p < 0.05$).

Наименее отзывчивым и в то же время стабильным диагностическим показателем изменения биологических свойств постагрогенных почв на начальной стадии сукцессии оказалась активность каталазы. Если оценивать изученные опытные почвенные участки по степени обеспеченности каталазой по шкале Звягинцева [12], то участок пашни характеризуется средней обогащенностью. Исследуемый участок молодой залежи в первый год залежного режима относится к среднеобогащенным, а в весенний период двух последующих лет исследований к высокообогащенным. Участки положительного контроля можно отнести к высокообогащенным исследуемым ферментом. Активность каталазы, по результатам проведенных ранее работ [9, 10, 22], не проявила себя как информативный показатель для оценки различий между черноземами разного землепользования. В настоящем исследовании достоверное различие значений активности каталазы в почвах между участком молодой залежи и пахотным участком

Рис. 2. Растительность залежного участка в течение трех лет исследований после прекращения обработки почвы.

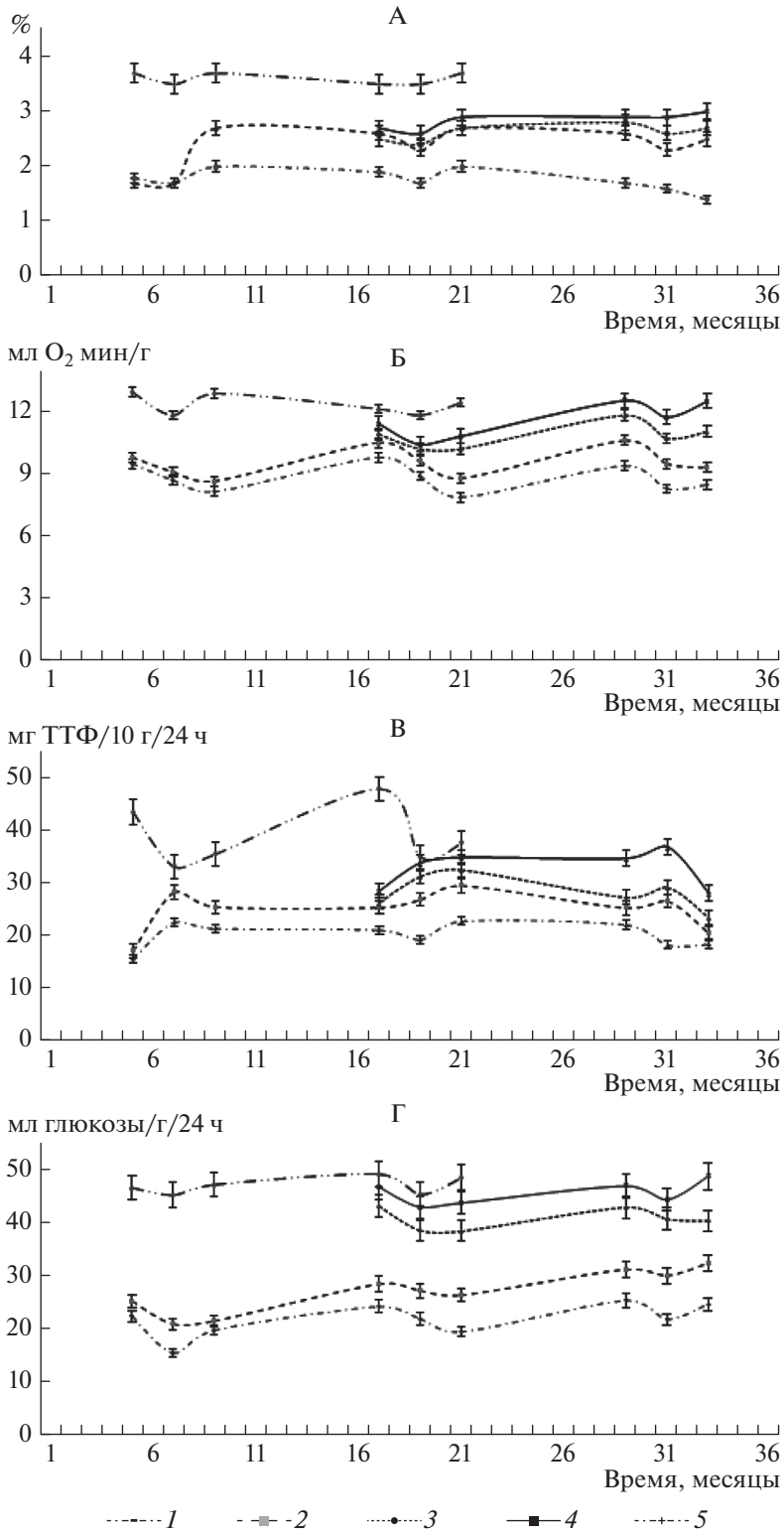

Рис. 3. Изменение содержания общего органического углерода (А), активности каталазы (Б), дегидрогеназ (В) и инвертазы (Г) постагрогенных черноземов (слой 0–10 см) в 2016–2018 гг. (*1–5* номер участка, см. в табл. 1).

было отмечено в первый год (сентябрь 2016 г.) залежного режима и составило 9% ($p < 0.05$). Увеличение активности каталазы в этот период обусловлено высокой температурой и наличием большого объема растительности на участке молодой залежи, которая оказывает влияние на активность ферментов [20]. Исследуемый фермент имеет обратную зависимость от влажности почв ($r = -0.82$) и прямую от температуры ($r = -0.93$), поэтому наибольшие различия активности каталазы между участком молодой залежи и пашни во все годы исследования наблюдали в июле, что связано с низким содержанием влаги в почве и высокой температурой. Повышение активности каталазы в почве между участком молодой залежи и пашней сохранялось в течение всего периода исследований. Через 19 месяцев залежного режима (июль 2017 г.) разница составила уже 11% ($p < 0.05$) (рис. 3Б). Достоверной разницы активности каталазы на участке молодой залежи и залежью 30 лет в этот период обнаружено не было, что связано с примерно равным объемом фитомассы на данных участках. Максимальная разница активности каталазы между участком молодой залежи и пахотным участком отмечена на 31-й месяц залежного режима (июль 2018 г.) и составила 17% ($p < 0.05$).

Активности инвертазы и дегидрогеназ оказались более отзывчивыми диагностическими показателями изменения биологических свойств постагрогенных почв на начальной стадии восстановительного процесса (рис. 5, 6). Отмечено увеличение активности данных ферментов в черноземе уже в первый год залежного режима (июль 2016 г.). Участки пашни и молодой залежи в течение всего периода исследований характеризуются высоким уровнем активности дегидрогеназ по шкале Звягинцева [12]. Участки положительного контроля (старовозрастные залежи и целина) можно отнести к категории высокообогащенных исследуемым ферментом. По сравнению с пашней активность дегидрогеназ на изучаемом участке через 7 мес. залежного режима больше на 20% ($p < 0.05$), но на 15% ($p < 0.05$) меньше, чем в почве на участке целинной степи (рис. 3В). Повышение активности дегидрогеназ связано с увеличением биомассы и активности микроорганизмов в почве, так как дегидрогеназы активны только в живых клетках [14]. Динамика этого процесса в почве постагрогенного участка сохраняется в течение всего периода исследований. Через 17 мес. (май 2017 г.) залежного режима достоверной разницы активности дегидрогеназ между исследуемым участком молодой залежи и участком залежи возрастом 30 лет не обнаружено, что говорит об интенсивном развитии микробной биомассы благодаря росту сорной растительности и созданию комфортных условий для микроорганизмов. В течение всего залежного периода активность дегидрогеназ имеет положительную достоверную корреляцию с содержанием органического вещества ($r = 0.70$) и с содержанием микробной биомассы ($r = 0.87$).

В первый год залежного режима достоверная разница активности инвертазы между участками молодой залежи и пашни составила 10% ($p < 0.05$) (рис. 3Г). Повышение активности инвертазы на участке молодой залежи сохраняется в течение всего периода исследования и максимальная разница с участком пашни отмечена через 21 мес. залежного режима (сентябрь 2017 г.), составляя 27% ($p < 0.05$). Почва целинного участка “Персиановская степь”, согласно шкале Звягинцева [12], характеризуется богатой степенью обогащения инвертазой, остальные постагрогенные черноземы – средней обогащенностью. Несмотря на повышение активности инвертазы на участке молодой залежи в течение трех лет исследования, разница между исследуемым участком и участком залежи 30 лет велика и составляет 27–34% ($p < 0.05$). Активность инвертазы в почве молодой залежи имеет положительную корреляцию со сроком постагрогенного режима ($r = 0.99$). Также отмечена положительная корреляция исследуемого фермента с содержанием органического углерода ($r = 0.83$), отрицательная – с микробной биомассой ($r = -0.70$). Микробная биомасса на третий год исследований почвах закономерно увеличивается – от среднего на пашне (155 ± 22 мг С/кг почвы) до высокого уровня (257 ± 20 мг С/кг почвы) на молодой залежи и очень высокого уровня на старовозрастных залежах (409 ± 41 мг С/кг почвы). Чтобы выявить различия в уровне биогенности и биологической активности во все годы исследования между эталонным участком степи, исследуемым участком молодой залежи и пахотным участком определили интегральный показатель биологической активности (ИПБС) исследуемой почвы (рис. 4). Интегральный показатель рассчитали по значениям активности почвенных ферментов, содержанию органического углерода, активного углерода и микробной массе. Значения ИПБС исследуемого участка с первого года залежного режима на 11% ($p < 0.05$) больше, чем на участке пашни. На третий год ИПБС исследуемого участка увеличился на 14% ($p < 0.05$). Было выявлено, что пахотный участок ботанического сада ЮФУ по значениям ИПБС значительно уступает эталонной почве ООПТ “Персиановская степь”. Разница в значениях составляет более 25%, что свидетельствует о значительной деградации почв при агрогенезе. Аналогичные результаты значений интегрального показателя в черноземах юга России разного землепользования получены ранее [10, 22]. При таком значительном уменьшении значений ИПБС нарушаются все группы экологических функций [14]. Прекращение регулярных обработок почвы приводит к значительной реконструкции эколого-биологического состояния черно-

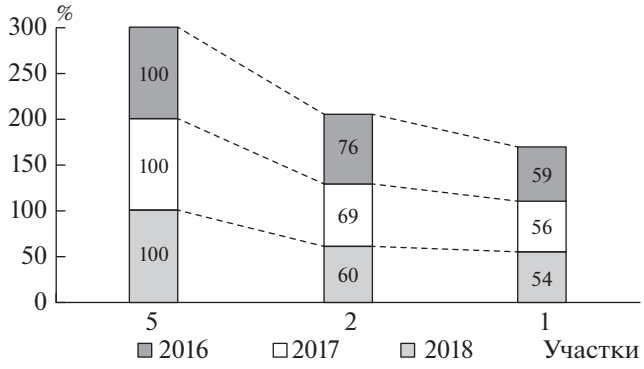

Рис. 4. ИПБС верхнего горизонта почвы залежного участка в сравнении с пашней и степью.

земов. В течение трех лет постагрогенного восстановления значение ИПБС в почве залежного участка повысилось на 31% ($p < 0.05$).

Благодаря изучению биологических процессов постагрогенных почв разного возраста выявлено, что на первые годы залежного режима приходится основной этап восстановления биологической активности постагрогенных почв.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Биологические процессы в постагрогенных черноземах изменяются уже в первые годы залежного режима. В верхнем, наиболее пострадавшем горизонте, содержание органического углерода увеличивается уже в первый год залежного режима. Благодаря бурному росту пионерных растений разница между пашней и участком молодой залежи на девятый месяц составляет 28% ($p < 0.05$) содержания органического углерода. Биологические показатели хорошо проявили себя при оценке экологического состояния и плодородия постагрогенных черноземов. Для активности каталазы достоверная разница между участком молодой залежи и пашней установлена через 9 мес. после прекращения обработки почвы. Активность дегидрогеназ и инвертазы была еще более чувствительными показателями для диагностики восстановительных процессов на постагрогенных участках. Повышение активности исследуемых ферментов было отмечено уже через 7 мес. после прекращения агрогенного воздействия и прогрессирует с течением времени. Биологическая активность антропогенных почв на 41–47% ($p < 0.05$) меньше, чем на целинном участке “Персиановская степь”. ИПБС исследуемого участка в первый год залежного режима на 11% больше ($p < 0.05$), чем на участке пашни. В течение трех лет залежного режима биологическая активность исследуемой почвы увеличилась на 14% ($p < 0.05$).

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Исследование выполнено при государственной поддержке ведущих научных школ Российской Федерации (НШ-3464.2018.11; НШ-2511.2020.11).

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Баева Ю.И., Курганова И.Н., Лопес де Гереню В.О., Почикалов А.В., Кудеяров В.Н.* Физические свойства и изменение запасов углерода серых лесных почв в ходе постагрогенной эволюции (юг Московской области) // Почвоведение. 2017. № 3. С. 345–353.
2. *Безуглова О.С., Звягинцева З.В., Горяинова Н.В.* Потери гумуса в почвах Ростовской области // Почвоведение. 1995. № 2. С. 175–183.
3. *Габбасова И.М., Сулейманов Р.Р., Хабиров И.К., Комиссаров М.А., Гарипов Т.Т., Сидорова Л.В., Асылбаев И.Г., Рафиков Б.В., Яубасаров Р.Б.* Оценка состояния агрочерноземов Зауральской степи в условиях использования системы обработки почвы No-Till // Докл. Российской академии сельскохозяйственных наук. 2014. № 6. С. 32–36.
4. *Гарбуз С.А., Ярославцева Н.В., Холодов В.А.* Ферментативная активность воздушно-сухих и водоустойчивых агрегатов почв разного вида использования // Бюл. Почв. ин-та им. В.В. Докучаева. 2016. № 82. С. 42–55. https://doi.org/10.19047/0136-1694-2016-82-42-55
5. *Гончарова Л.Ю., Безуглова О.С., Вальков В.Ф.* Сезонная динамика содержания гумуса и ферментативной активности чернозема обыкновенного карбонатного // Почвоведение. 1990. № 10. С. 86–93.
6. *Горобцова О.Н., Улигова Т.С., Темботов Р.Х., Хакунова Е.М.* Оценка уровня биологической активности агрогенных и естественных черноземов Кабардино-Балкарии // Почвоведение. 2017. № 5. С. 614–623.
7. *Горобцова О.Н., Хежева Ф.В., Улигова Т.С., Темботов Р.Х.* Эколого-географические закономерности изменения биологической активности автоморфных почв равнинных и предгорных территорий северного макросклона Центрального Кавказа (в пределах Кабардино-Балкарии) // Почвоведение. 2015. № 3. С. 347–359.
8. *Гусев Е.М., Джоган Л.Я.* Мульчирование как важный элемент стратегии использования ресурсов естественного увлажнения в агроэкосистемах степного Крыма // Почвоведение. 2019. № 3. С. 348–354.
9. *Даденко Е.В., Денисова Т.В., Казеев К.Ш., Колесников С.И.* Оценка применимости показателей ферментативной активности в биодиагностике и мониторинге почв // Поволжский экологический журн. 2013. № 4. С. 385–393.
10. *Даденко Е.В., Мясникова М.А., Казеев К.Ш., Колесников С.И., Вальков В.Ф.* Биологическая активность чернозема обыкновенного при длительном

использовании под пашню // Почвоведение. 2014. № 6. С. 724–733.
https://doi.org/10.7868/S0032180X14060021

11. *Завалин А.А., Дридигер В.К., Белобров В.П., Юдин С.А.* Азот в черноземах при традиционной технологии обработки и прямом посеве (обзор) // Почвоведение. 2018. № 12. С. 1506–1516.
12. *Звягинцев Д.Г.* Биологическая активность почв и шкалы для оценки некоторых ее показателей // Почвоведение. 1978. № 6. С. 48–54.
13. Итоги Всероссийской сельскохозяйственной переписи 2016 г. Т. 3: Земельные ресурсы и их использование. Федеральная служба гос. статистики. М.: ИИЦ "Статистика России", 2018. 307 с.
14. *Казеев К.Ш., Колесников С.И., Акименко Ю.В., Даденко Е.В.* Методы диагностики наземных экосистем. Ростов-на-Дону: Изд-во ЮФУ, 2016. 356 с.
15. *Казеев К.Ш., Минникова Т.В., Мокриков Г.В., Мясникова М.А., Колесников С.И.* Оценка воздействия прямого посева на физические свойства черноземов Ростовской области // Агрофизика. 2019. № 2. С. 15–24.
https://doi.org/10.25695/AGRPH.2019.02.03
16. *Карелин Д.В., Горячкин С.В., Кудиков А.В., Лопес де Гереню В.О., Лунин В.Н., Долгих А.В., Люри Д.И.* Изменение запасов углерода и эмиссии CO_2 в ходе постагрогенной сукцессии растительности на серых почвах в Европейской части России // Почвоведение. 2017. № 5. С. 580–594.
17. *Кечайкина И.О.* Постагрогенная трансформация органического вещества дерново-подзолистых почв // Почвоведение. 2011. № 10. С. 1178–1192.
18. *Когут Б.М., Артемьева З.С., Кириллова Н.П., Яшин М.А., Сошникова Е.И.* Компонентный состав органического вещества воздушно-сухих и водоустойчивых макроагрегатов типичного чернозема в условиях контрастного землепользования // Почвоведение. 2019. № 2. С. 161–170.
19. *Кудеяров В.Н.* Почвенно-биохимические аспекты состояния земледелия в Российской Федерации // Почвоведение. 2019. № 1. С. 109–121.
20. *Лариков А.А., Казеев К.Ш.* Изменение ферментативной активности чернозема обыкновенного Ботанического сада ЮФУ при выращивании сельскохозяйственных культур // Изв. вузов. Сев.-Кав. регион. 2009. № 6. С. 52–54.
21. *Люри Д.И., Карелин Д.В., Кудиков А.В., Горячкин С.В.* Изменение почвенного дыхания в ходе постагрогенной сукцессии на песчаных почвах в южной тайге // Почвоведение. 2013. № 9. С. 1060–1072.
22. *Мясникова М.А., Казеев К.Ш., Ермолаева О.Ю., Черникова М.П., Колесников С.И., Акименко Ю.В., Козунь Ю.С.* Биологические свойства разновозрастных постагрогенных черноземов Ростовской области // Известия Самарского научного центра Российской академии наук. Т. 18. № 2(2). 2016. С. 452–456.
23. *Орлов Д.С., Бирюкова О.Н., Розанова М.С.* Дополнительные показатели гумусного состояния почв и их генетических горизонтов // Почвоведение. 2004. № 8. С. 918–926.
24. *Русанов А.М., Булгакова М.А.* Экология естественного восстановления деградированных черноземов // Проблемы агрохимии и экологии. 2018. № 3. С. 65–69.
25. *Русанов А.М., Тесля А.В.* Изменение основных свойств степных черноземов как результат их постагрогенной трансформации // Вестник Оренбургского государственного университета. 2012. № 6(142). С. 98–102.
26. *Русанов А.М., Тесля А.В., Саягфарова А.М.* Восстановление гумусного состояния степных черноземов под многолетней залежью // Вестник Оренбургского государственного университета. 2011. № 12(131). С. 132–134.
27. *Семенов В.М., Лебедева Т.Н., Паутова Н.Б.* Дисперсное органическое вещество в необрабатываемых и пахотных почвах // Почвоведение. 2019. № 4. С. 440–450.
28. *Телеснина В.М., Курганова И.Н., Лопес де Гереню В.О., Овсепян Л.А., Личко В.И., Ермолаев А.М., Мирин Д.М.* Динамика свойств почв и состава растительности в ходе постагрогенного развития в разных биоклиматических зонах // Почвоведение. 2017. № 12. С. 1514–1534.
29. *Трушков А.В., Одабашян М.Ю., Казеев К.Ш., Колесников С.И.* Изменение содержания органического вещества в постагрогенных почвах Ростовской области // Проблемы агрохимии и экологии. 2019. № 1. С. 53–57.
https://doi.org/10.26178/AE.2019.94.88.009
30. *Хазиев Ф.Х., Гулько А.Е.* Ферментативная активность почв агроценозов и перспективы ее изучения // Почвоведение. 1991. № 8. С. 88–103.
31. *Холодов В.А., Ярославцева Н.В., Фарходов Ю.Р., Белобров В.П., Юдин С.А., Айдиев А.Я., Лазарев В.И., Фрид А.С.* Изменение соотношения фракций агрегатов в гумусовых горизонтах черноземов в различных условиях землепользования // Почвоведение. 2019. № 2. С. 184–193.
32. *Щур А.В., Виноградов Д.В., Валько В.П.* Влияние различных уровней агроэкологических нагрузок на биохимические характеристики почвы // Юг России: экология, развитие. 2016. Т. 11. № 4. С. 139–148.
33. *Acosta-Martinez V., Tabatabai M.A.* Enzyme activities in a limed agricultural soil // Biology and Fertility of Soils. 2000. V. 31(1). P. 85–91.
https://doi.org/10.1007/s003740050
34. *Bai Z., Caspari T., Gonzalez M.R., Batjes N.H., Mäderb P., Bünemann E.K., Goede R., Brussaard L., Xud M., Ferreirae S.C.S., Reintam E., Fang H., Mihelič R., Glavan M., Tóthi Z.* Effects of agricultural management practices on soil quality: A review of long-term experiments for Europe and China // Agriculture, Ecosystems and Environment. 2018. V. 265. P. 1–7.
https://doi.org/10.1016/j.agee.2018.05.028
35. *Bandick A.K., Dick R.P.* Field management effects on soil enzyme activities // Soil Biology and Biochemistry. 1999. V. 31. P. 1471–1479.
https://doi.org/10.1016/S0038-0717(99)00051-6

36. *Bronick C.J., Lal R.* Soil structure and management. A review // Geoderma. 2005. V. 124. P. 3–22. https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2004.03.005
37. *Bünemann E.K., Bongiorno G., Bai Z., Creamer R.E., De Deyn G., Goede R., Fleskens L., Geissen V., Kuyper T.W., Mäder P., Pulleman M., Sukkel W., van Groenigen J.W., Brussaard L.* Soil quality – A critical review // Soil Biology and Biochemistry. 2018. V. 120. P. 105–125. https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2018.01.030
38. *Burns R.G., DeForest Jared L., Jürgen M., Sinsabaugh R.L., Stromberger M.E., Wallenstein M.D., Weintraub M.N., Zoppini A.* Soil enzymes in a changing environment: Current knowledge and future directions // Soil Biology and Biochemistry. 2013. V. 58. P. 216–234. https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2018.01.030
39. *Kalinina O., Giani L., Goryachkin S.V., Lyuri D.I.* Post-agrogenic development of vegetation, soils, and carbon stocks under self-restoration in different climatic zones of European Russia // Catena. 2015. V. 129. P. 18–29. https://doi.org/10.1016/j.catena.2015.02.016
40. *Papp R., Marinari S., Moscatelli M.C., van der Heijden M.G.A., Wittwer R., Campiglia E., Radicetti E., Mancinelli R., Fradgley N., Pearce B., Bergkvist G., Finckhg M.R.* Short-term changes in soil biochemical properties as affected by subsidiary crop cultivation in four European pedo-climatic zones // Soil and Tillage Research. 2018. V. 180. P. 126–136. https://doi.org/10.1016/j.still.2018.02.019
41. *Raiesi F., Salek-Gilani S.* The potential activity of soil extracellular enzymes as an indicator for ecological restoration of rangeland soils after agricultural abandonment // Applied Soil Ecology. 2018. V. 126. P. 140–147. https://doi.org/10.1016/j.apsoil.2018.02.022
42. *Rao M.A., Scelza R., Acevedo F., Diez M.C., Gianfreda L.* Enzymes as useful tools for environmental purposes // Chemosphere. 2014. V. 107. P. 145–162. https://doi.org/10.1016/j.chemosphere.2013.12.059
43. *Schwilch G., Bernet L., Fleskens L., Giannakis E., Leventon J., Marañón T., Mills J., Short C., Stolte J., van Delden H., Verzandvoort S.* Operationalizing ecosystem services for the mitigation of soil threats: a proposed framework // Ecological Indicators. 2016. V. 67. P. 586–597. https://doi.org/10.1016/j.ecolind.2016.03.016
44. *Soane B.D., Ball B.C., Arvidsson J., Basch G., Moreno F., Roger-Estrade J.* No-till in northern, western and south-western Europe: A review of problems and opportunities for crop production and the environment // Soil and Tillage Research. 2012. V. 118. P. 66–87. https://doi.org/10.1016/j.still.2011.10.015
45. *Xiao W., Chen X., Jing X., Zhu B.*A meta-analysis of soil extracellular enzyme activities in response to global change // Soil Biology and Biochemistry. 2018. V. 123. P. 21–32. https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2018.05.001

Postagrogenic Change of Enzyme Activity and Organic Carbon in Chernozem during the First 3 Years of Layland Regime

K. Sh. Kazeev[1, *], A. V. Trushkov[1], M. Yu. Odabashyan[1], and S. I. Kolesnikov[1]

[1]*Southern Federal University, Rostov-on-Don, 344006 Russia*

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

Comprehensive studies of the biological status of ordinary chernozem (Haplic Chernozem (Loamic)) were carried out in the early years of the layland regime in comparison with its arable analogue, old layland and the reference virgin steppe soil. They included a field experiment on transferring the old arable plot with the ordinary chernozems in Botanical Garden of the Southern Federal University to layland. In this experiment, organic carbon and the activity of two classes of enzymes, oxidoreductases (catalases and dehydrogenases) and hydrolases (β-fructofuranosidase) were compared for land-use variants. The organic carbon content in the soil of the young layland increased already in the first year; it did not change significantly in subsequent years of plant cover restoration, and varied depending on the observation period during the growing season. The activity of the enzymes also increases in the first year of the layland regime and continued to recover throughout the time after the cessation of agricultural use. The catalase activity in the young layland soil was by 9% higher ($p < 0.05$) than in the first year of research, the activity of dehydrogenases increased by 20% ($p < 0.05$), and β-fructofuranosidase by 10% ($p < 0.05$). However, the enzymatic activity was significantly lower than in the case of old layland and, especially, of the reference soil in the virgin steppe.

Keywords: agrogenic impact, plant restoration, bioindication, organic matter, biological activity