

ISSN 0136–1694 (Print)
ISSN 2312-4202 (Online)

ФГБНУ «ПОЧВЕННЫЙ ИНСТИТУТ ИМ. В.В. ДОКУЧАЕВА»

БЮЛЛЕТЕНЬ

ПОЧВЕННОГО ИНСТИТУТА

имени В.В. ДОКУЧАЕВА

Выпуск 117

Москва
2023

<https://bulletin.esoil.ru>

ISSN 0136–1694 (Print)
ISSN 2312-4202 (Online)

V.V. DOKUCHAEV SOIL SCIENCE INSTITUTE

Dokuchaev Soil Bulletin

**(Byulleten Pochvennogo instituta
imeni V.V. Dokuchaeva)**

Volume 117

**Moscow
2023**

<https://bulletin.esoil.ru>

ББК П03
Б 98
УДК 631.4

Главный редактор:
Иванов А. Л., академик РАН

Заместитель главного редактора:
Савин И. Ю., академик РАН

Редакционная коллегия:

А-Ксин Джу (университет Висконсина, США)
Когут Б. М. (Почвенный институт им. В.В. Докучаева, Москва)
Монтанарелла Л. (Институт окружающей среды и устойчивого развития Объединенного исследовательского центра Европейской комиссии, Италия)
Розанов А. Б. (Университет Стелленбош, ЮАР)
Тихонович И. А., академик РАН (Санкт-Петербургский университет, Санкт-Петербург)
Тот Г. (Университет Паннонии, Венгрия)
Хитров Н. Б. (Почвенный институт им. В.В. Докучаева, Москва)
Чендев Ю. Г. (Белгородский государственный университет, Белгород)
Швиденко А. З. (Международный институт прикладного системного анализа, Австрия)
Шишков Т. А. (Институт почвоведения им. Н. Пушкирова, Болгария)

Chief Editor:
A. L. Ivanov, Academician of RAS

Deputy Chief Editor:
I. Yu. Savin, Academician of RAS

Editorial board:

A-Xing Zhu (University of Wisconsin-Madison, USA)
B. M. Kogut (V.V. Dokuchaev Soil Science Institute, Russia)
L. Montanarella (Institute for Environment and Sustainability – European Commission’s Joint Research Centre (IES JRC), Italy)
A. B. Rozanov (Stellenbosh University, Republic of South Africa)
I. A. Tikhonovich, Academician of RAS (Saint Petersburg State University, Russia)
G. Toth (University of Pannonia, Hungary)
N. B. Khitrov (V.V. Dokuchaev Soil Science Institute, Russia)
Yu. G. Chendev (Belgorod State University, Russia)
A. Z. Shvidenko (International Institute for Applied Systems Analysis, Austria)
T. A. Shishkov (Pushkarov Soil Science Institute, Bulgaria)

© ФГБНУ ФИЦ “Почвенный институт им. В.В. Докучаева”, 2023 г.

© Federal Research Centre “V.V. Dokuchaev Soil Science Institute”, 2023

СОДЕРЖАНИЕ

Использование модели SWAT для характеристики водного режима почв агроландшафта

*Шеин Е.В., Болотов А.Г., Дембовецкий А.В.,
Усенко Д.Ю., Хархардинов Н.А., Вернюк Ю.И.* 5

Температурные режимы почв на южной границе зоны мерзлых болот в Западной Сибири

Московченко Д.В., Губарьков А.А. 23

Органическое вещество и минеральная матрица почв: современные подходы, определения терминов и методы изучения (обзор)

*Холодов В.А., Рогова О.Б., Лебедева М.П., Варламов Е.Б.,
Волков Д.С., Зиганишина А.Р., Ярославцева Н.В.* 52

Изменение поглотительной способности почв деградированных агроэкосистем Донбасса

Сыщиков Д.В., Агурова И.В. 101

Спектральная отражательная способность атмосферной пыли как косвенный индикатор ее почвенного происхождения

*Савин И.Ю., Виндекер Г.В., Плотникова О.О.,
Романовская А.Ю.* 118

Особенности минералогического состава солоди и осолоделой лугово-каштановой почвы на примере лиманных западин Джаныбекского стационара Института лесоведения РАН

*Варламов Е.Б., Лебедева М.П., Чурилин Н.А.,
Мусаэлян Р.Э., Колесников А.В.* 140

Модификация методики определения размеров ущерба от деградации земель под воздействием эрозии почв

Жидкин А.П., Макаров О.А., Попова А.Р. 177

Неоднородность свойств порового пространства гумусового горизонта темно-серой почвы в масштабе педона

Фомин Д.С., Юдина А.В., Романенко К.А. 208

CONTENTS

Using the SWAT model to characterise the water regime of soils in agrolandscapes

*Shein E.V., Bolotov A.G., Dembovetskiy A.V.,
Usenko D.Yu., Kharkhardinov N.A., Vernyuk Yu.I.* 5

Soil temperature regimes on the southern border of the zone of frozen bogs in Western Siberia

Moskovchenko D.V., Gubarkov A.A. 23

Organic matter and mineral matrix of soils: modern approaches, definitions of terms and methods of study (review)

*Kholodov V.A., Rogova O.B., Lebedeva M.P., Varlamov E.B.,
Volkov D.S., Ziganshina A.R., Yaroslavtseva N.V.* 52

Changes in the absorptive capacity of soils of Donbass degraded agroecosystems

Syshchykov D.V., Agurova I.V. 101

Spectral reflectance of atmospheric dust as an indirect indicator of its soil origin

*Savin I.Yu., Vindeker G.V., Plotnikova O.O.,
Romanovskaya A.Yu.* 118

Features of the mineralogical composition of solod and solod meadow-chestnut soil, the case of soils of the liman depression at Dzhanybek research station of the Institute of Forest Science RAS

*Varlamov E.B., Lebedeva M.P., Churilin N.A.,
Musaelyan R.E., Kolesnikov A.V.* 140

Modification of the methodology for determining the amount of damage from land degradation caused by soil erosion

Zhidkin A.P., Makarov O.A., Popova A.R. 177

Heterogeneity of pore space properties at the pedon scale of the Phaeozems humus horizon

Fomin D.S., Yudina A.V., Romanenko K.A. 208

УДК 631.4

DOI: 10.19047/0136-1694-2023-117-5-22



Ссылки для цитирования:

Шейн Е.В., Болотов А.Г., Дембовецкий А.В., Усенко Д.Ю., Хархардинов Н.А., Вернюк Ю.И. Использование модели SWAT для характеристики водного режима почв агроландшафта // Бюллетень Почвенного института имени В.В. Докучаева. 2023. Вып. 117. С. 5-22. DOI: 10.19047/0136-1694-2023-117-5-22

Cite this article as:

Shein E.V., Bolotov A.G., Dembovetskiy A.V., Usenko D.Yu., Kharkhardinov N.A., Vernyuk Yu.I., Using the SWAT model to characterise the water regime of soils in agrolandscapes, Dokuchaev Soil Bulletin, 2023, V. 117, pp. 5-22, DOI: 10.19047/0136-1694-2023-117-5-22

Благодарность:

Исследования проведены по теме госзадания FGUR-2022-0015 “Инструментарий структурно-функционального анализа ландшафтов и регулирования функций почв для целей территориального планирования” – 50% и по теме госзадания: “Физические основы экологических функций почв: технологии мониторинга, прогноза и управления” – 50% ЦИТИС: 121040800146-3.

Acknowledgments:

The studies were carried out within the framework of State assignment No. FGUR-2022-0015 “Tools for structural and functional analysis of landscapes and regulation of soil functions for the purposes of territorial planning” – 50% and State assignment: “Physical bases of ecological functions of soils: monitoring, forecasting and management technologies” – 50% CITIS: 121040800146-3.

Использование модели SWAT для характеристики водного режима почв агроландшафта¹

¹ Опубликовано по материалам ЧЕТВЕРТОЙ ВСЕРОССИЙСКОЙ ОТКРЫТОЙ КОНФЕРЕНЦИИ “ПОЧВЕННЫЕ И ЗЕМЕЛЬНЫЕ РЕСУРСЫ: СОСТОЯНИЕ, ОЦЕНКА, ИСПОЛЬЗОВАНИЕ” (к 95-летию Почвенного института им. В.В. Докучаева).

© 2023 г. Е. В. Шеин^{1,2,3*}, А. Г. Болотов^{1**},
А. В. Дембовецкий^{2***}, Д. Ю. Усенко²,
Н. А. Хархардинов^{4****}, Ю. И. Вернюк¹

¹ФИЦ “Почвенный институт им. В.В. Докучаева”, Россия,
119017, Москва, Пыжевский пер, 7, стр. 2,

*<https://orcid.org/0000-0002-0101-5293>, e-mail: evgeny.shein@gmail.com,

**<https://orcid.org/0000-0002-8264-3266>.

²МГУ им. М.В. Ломоносова, Россия,
119991, Москва, Ленинские горы, 1, стр. 12,

***<https://orcid.org/0000-0002-8568-504X>.

³Верхневолжский федеральный аграрный научный центр, п. Новый, Суздальский р-н, Россия, Владимирская обл., ул. Центральная, д. 3.

⁴Всероссийский научно-исследовательский институт мелиорированных земель – филиал Почвенного института им. В.В. Докучаева, 170530, Россия, Тверская обл., п. Эммаусс, 27,
****<https://orcid.org/0000-0002-4084-4991>.

Поступила в редакцию 03.04.2023, принята к публикации 10.10.2023

Резюме: Классификация водных режимов почв имеет базовую научную основу в виде взаимообусловленной связи движения воды и формирования почвенного профиля, т. е. является почвенно-генетической. Именно такого рода классификация представляет научно-методическую платформу для изучения как водных режимов почв в ландшафте, так и распределения почв в почвенном покрове ландшафта. Численные методы представления гидрологических режимов почв в агроландшафте основываются на физически обоснованных математических моделях движения влаги в почве и пространственной ГИС-информации, совместно позволяющими рассчитывать, анализировать и предсказывать водный режим почвы, сток в масштабе водосбора, перенос вещества в профиле почвы, процессы выщелачивания, и что важно с практической точки зрения – содержание доступных почвенных влагозапасов в структуре агроландшафта. Представлена пространственно-динамическая модель SWAT (Soil-Water-Atmosphere-Tool) для описания водных режимов почв в агроландшафте конечно-моренной гряды Верхневолжского постледникового района (Восточно-Европейская равнина, Тверская область), как пример ландшафтных численных гидрологических моделей. Приведены примеры соответствия модельных и экспериментальных данных динамики влажности почвы в нескольких точках агроландшафта для 3-х глубин, отражающих поверхностные, глубинные (на уровне грунтовых

вод) и срединные слои профиля почв: 10–20, 50–60 и 90–100 см, полученные расчетным методом с помощью рассмотренной ландшафтно-динамической модели и классическим методом бурения с термостатно-весовым определением влажности почвы. Показано, что адаптированная для конкретных условий ландшафтная модель с использованием цифровой модели рельефа с разрешением 1×1 м на пиксель для расчета водного режима почв в различных точках агроландшафта удовлетворительно описывает пространственно-динамические профильные данные по влажности почвы.

Ключевые слова: водный режим почвы, движение влаги в почве, пространственное гидрологическое моделирование, адаптивно-ландшафтное земледелие, SWAT.

Using the SWAT model to characterise the water regime of soils in agrolandscapes²

© 2023 E. V. Shein^{1,2,3*}, A. G. Bolotov^{1**}, A. V. Dembovetskiy^{2***},
D. Yu. Usenko², N. A. Kharkhardinov^{4****}, Yu. I. Vernyuk¹

¹Federal Research Centre “V.V. Dokuchaev Soil Science Institute”,
7 Bld. 2 Pyzhevskiy per., Moscow 119017, Russian Federation,

*<https://orcid.org/0000-0002-0101-5293>, e-mail: evgeny.shein@gmail.com,
**<https://orcid.org/0000-0002-8264-3266>.

²Lomonosov Moscow State University,
1 Leninskie Gori, Moscow 119234, Russian Federation,
***<https://orcid.org/0000-0002-8568-504X>.

³Verkhnevolzhsky Federal Agrarian Scientific Center,
3 Tsentralnaya Str., Novy village 601261, Russian Federation.

⁴All-Russian Research Institute of reclaimed Lands –
branch of V.V. Dokuchaev Soil Science Institute,
27, Emmaus 170530, Tver Region, Russian Federation,
****<https://orcid.org/0000-0002-4084-4991>.

Received 03.04.2023, Accepted 10.10.2023

Abstract: The classification of soils water regimes a basic scientific basis in the form of an interdependent relationship between the movement of water

² Proceedings of the IV RUSSIAN OPEN CONFERENCE “SOIL AND LAND RESOURCES: SOILS STATUS, ASSESSMENT, UTILISATION” (dedicated to the 95th anniversary of the V.V. Dokuchaev Soil Science Institute).

and the formation of a soil profile, i. e. it is soil-genetic classification. This kind of classification provides a scientific and methodological platform for studying both the water regimes of soils in the landscape and the distribution of soils in the soil cover of the landscape. Numerical methods for representing the hydrological regimes of soils in the agricultural landscape are based on physically validated mathematical models of the soil water movement and spatial GIS information, which together allow to calculate, analyze and predict soil water regime, runoff in the scale of watersheds, substance transport in the soil profile, leaching processes, as well as the content of available soil moisture reserves in the agrolandscape structure – which is important for practice. A spatial-dynamic SWAT (Soil-Water-Atmosphere-Tool) model is presented to describe the water regimes of soils in the agro-landscape of the finite moraine ridge of the Upper Volga postglacial region (East European Plain, Tver region), as an example of landscape numerical hydrological models. Some examples are given in the article, which demonstrate that modeled data correspond well with experimental data on soil moisture dynamics in several points of agrolandscape for 3 depth levels, reflecting surface, deep (at groundwater level) and middle layers of soil profile, i. e. 10–20, 50–60 and 90–100 cm. On the one hand, the data were obtained by calculations with the help of the considered landscape-dynamic model; and on the other hand, – by classical soil drilling, sampling and gravimetric method for soil moisture content determination. It has been shown that the landscape model, adapted for specific conditions, using a digital elevation model with a resolution of 1×1 m per pixel, to calculate the soil water regime at different points of the agrolandscape satisfactorily describes the spatial-dynamic profile data on soil moisture.

Keywords: water regime of soil, movement of moisture in the soil, spatial hydrological modeling, adaptive landscape agriculture, SWAT.

ВВЕДЕНИЕ

Гидрология почв в ландшафте берет свое начало из работ Особой экспедиции, возглавляемой В.В. Докучаевым, в которой он основал один из главных законов управления водными ресурсами в почвенном покрове засушливых районов: “Сохранение воды на водоразделах и недопущение ее стока в низины и поймы рек”. Это был первый шаг к управлению гидрологическим режимом почв в ландшафте. Этим законом (в краткой его форме) руководствовались агрономы и гидрологи, чтобы в степных засушливых районах сохранять воду на водоразделах, создавая водоемы.

Действительно, в этот период (конец XIX в.), Россия многократно и многие годы подряд страдала от почвенных засух, которые приводили к неурожаю и голоду. И в 1837 г., и в последующие 1848, 1876–77 гг., 1885–86 гг. были катастрофические засухи, соответственно, – неурожай, голод... Кто же должен был исправлять ситуацию, победить засухи? Почвоведы, засуха-то была почвенная, из-за недостатка почвенной влаги. Поэтому в 1892 г. была организована “Особая экспедиция по испытанию и учету различных способов и приемов лесного и водного хозяйства в степях России” (так называемая “Докучаевская экспедиция”), проработавшая до 1898 г. В.В. Докучаев организует Особую экспедицию, итог работы которой – разработка водосохранных мер в верховьях крупных и несудоходных рек. В основном в настоящее время осталось мнение, что он вместе с коллегами по Особой экспедиции одним из первых ввел лесополосы. Но не только это. Он впервые доказал, что для успешного управления гидрологическим режимом почвенного покрова ландшафта необходимо сохранять воду на водоразделах, не допуская ее потерь в стекающие реки, ручьи, овраги. Так был обоснован закон ландшафтной гидрологии В.В. Докучаева. Это был первый закон управления водными ресурсами в степном агроландшафте. Правильная организация сельскохозяйственной деятельности в этом случае должна опираться на глубокое знание естественно-исторических условий, сложившихся в ландшафте, на пространственное распределение почв в почвенном покрове, и использовать эти условия для водопользования и борьбы с почвенной засухой. Вместе с ним в работах участвовали Н.М. Сибирцев, П.А. Земятченский, Г.Н. Высоцкий, Г.И. Танфильев, К.Д. Глинка, П.В. Отоцкий, а с 1986 г. и Александр Алексеевич Измайльский – видный гидролог-почвовед. Все вместе они решали проблему сохранения влаги и управления влагой в степных агроландшафтах. Позднее был зачислен на должность научного сотрудника 1-го разряда в Почвенный институт и Алексей Андреевич Роде, где защитил докторскую и основал в 1950-х гг. лабораторию гидрологии почв. Алексей Андреевич и в начале своей карьеры почвоведом живо интересовался гидрологией, понимая, что движение воды в почве является одним из основных факторов формирования и развития почв. Работая в Почвенном

институте, Алексей Андреевич предложил генетическую классификацию водных режимов почв, в которой четко обосновал взаимосвязь водного режима почв и их генетической принадлежности. Следует подчеркнуть именно прочную, неразрывную взаимосвязь формирования почв и почвенного покрова с гидрологией ландшафта. Лишь взглянув на эту классификацию, становится совершенно ясно, что предложенные Роде и Высоцким водные режимы уже представляются реальными воплощениями почвенных профилей, развитыми в определенных климатических условиях ([Роде, 1960, 1969](#); [Природообустройство полесья, 2019](#) и др.). Классификация А.А. Роде, законы передвижения влаги в почвах позволили научно обоснованно найти соответствие между генезисом почвы и ее водным режимом. И, напротив, по водному режиму научно обоснованно судить о развитии профиля почвы, ее эволюции. Эти положения развиты в дискуссиях и спорах с известными учеными, его соратниками, – с Качинским, американцем Ричардсом и др. Именно в Почвенном институте была выстроена гидрологическая система почвенных констант – водовместимость, наименьшая влагоемкость, влажность разрыва капиллярной связи, влажность устойчивого завядания, максимальная гироскопическая и др.

Работая с 1931 г. в Почвенном институте, А.А. Роде удалось создать единую взаимосвязанную классификацию водных режимов и характерных почвенных процессов. Если сравнить отечественную классификацию водных режимов с американской (которая в большинстве случаев сейчас используется), видно, что классификация Роде и Высоцкого – это классификация почвоведческая. В основе ее лежат почвенные процессы передвижения влаги, формирование почвенного профиля и особенности его функционирования; а американская – фермерская, учитывает прогрев, периоды недостатка влаги, т. е. направленная на сельхозпроизводство. Итак, благодаря А.А. Роде, его работам в Почвенном институте, были заложены основы генетической классификации водных режимов, выявляющие явную связь между гидрологией и формированием почв. Так А.А. Роде создал новое направление в почвоведении – гидрологию почв, в которой четко прослеживается основная идея подхода – взаимосвязь водного режима с распределением почв в пространстве.

Это направление, основанное в Почвенном институте, далее было успешно развито профессором Ф.Р. Зайдельманом, который был сторонником учения Роде о почвенной влаге. Ф.Р. Зайдельман один из первых использовал ландшафтный почвенно-гидрологический подход, изучая водный режим по катенам разной степени гидроморфизма. Его рассмотрение почвенно-гидрологических условий всегда было связано с ландшафтом, он использовал метод ландшафтных катен для рассмотрения особенностей почв и их водного режима. Это был чрезвычайно успешный период развития гидрологии почв, когда изменения почв рассматривались во взаимосвязи с изменениями водного режима, и, наоборот, изменения водного режима – с изменением свойств почв. В этот период Ф.Р. Зайдельман одним из первых применил этот подход к анализу особенностей гидрологии почв почвенной ландшафтной катены. Это было не только новым словом в почвоведении, но и в мелиорации почв, – появился метод оценки необходимости той или иной мелиорации, типа и способа мелиорации. Ф.Р. Зайдельман дополнял и развивал идеи А.А. Роде, привлекая ландшафтный подход к исследованиям водного режима почвенного покрова, используя метод почвенных катен ([Зайдельман, 1985, 2009](#)).

Но время шло ... В конце XX – начале XXI вв. для почвенной гидрологии потребовалось количественное выражение водного режима в агроландшафте в связи с развитием адаптивно-ландшафтного направления, проектирования агропроизводственного потенциала земель и гидрологии почвенного покрова. Это привело к использованию методов математического моделирования на ГИС-платформах для описания водного режима агроландшафта. Данные методы, несмотря на их новизну, широкое использование математического моделирования и ГИС подходов, в своей основе имеют все те же положения учения А.А. Роде о почвенной влаге и почвенно-гидрологических константах.

К настоящему моменту возникла необходимость проектирования сельскохозяйственных ландшафтов. Проектирование опирается на ГИС-системы, которые представляли собой электронные карты местности, рельефа, метеоусловий и пр. ([Кирюшин, 1996, 2022](#)). Однако числовые модели поверхности почвенного покрова необходимы не только для новых проектных направлений в агро-

номии, но и для расчета 3D потоков влаги в агроландшафте. Следует отметить, что при всей прогрессивности и точности ГИС-технологий они не в состоянии самостоятельно отразить внутрипочвенное передвижение влаги. Этот перенос определяется гидрофизическими свойствами почвенного профиля, прежде всего водоудерживанием, водовместимостью, влагопроводностью и пр. К настоящему времени разработаны имитационные физически обоснованные математические модели движения влаги в почве, которые и совместили с ГИС-системами. Этот факт привел к образованию и использованию 3D-моделей движения влаги в агроландшафте и возможности управления гидрологическими процессами в агроландшафте. Именно поэтому такие модели (ГИС + внутрипочвенный перенос) получили распространение.

Одной из таких моделей стала физически обоснованная модель SWAT (Soil-Water-Atmosphere-Tool) ([Neitsch et al., 2011](#)). Эта модель объединяет в себе данные о почвенном покрове территории, ее рельефе, климате и землепользовании. В ней послойно вводятся (как минимум для двух слоев – почва /soil/ и подпочва /subsoil/) основные гидрофизические свойства и функции почв: 1) гранулометрический состав почв в почвенном покрове агроландшафта; 2) плотность почвы; 3) содержание питательных элементов: N, P, K; и 4) содержание органического вещества. Все указанные свойства необходимы для автоматического выбора педотрансферных функций, которые пересчитывают из этих базовых свойств почв гидрофизические функции (функцию водоудерживания, влагопроводности, фильтрацию и пр.) ([Frederiksen et al., 2021](#); [Dutta, Sen, 2018](#); [Zare et al., 2022](#)).

Цель данного исследования – проведение верификации и адаптации модели SWAT на примере опытного поля Всероссийского научно-исследовательского института мелиорированных земель (ВНИИМЗ – филиал ФГБНУ ФИЦ “Почвенный институт им. В.В. Докучаева”) близ города Эммаусса в Тверской области.

В данной статье приводятся некоторые результаты моделирования режима влажности отдельных точек почвенного покрова за период, совпадающий с вегетационным периодом многих культур (с 30 апреля по 24 сентября). В данном случае для характеристики модели и ее использования при ландшафтном проектирова-

нии мы приводим лишь отдельные точки рельефа, на которых проводились регулярные измерения влажности буровым методом.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Для проведения опытного моделирования и выполнения этой работы выбрана территория опытного поля ВНИИМЗ в г. Эммауссе. Эта территория расположена в 4 км юго-восточнее г. Тверь в Калининском районе Тверской области. Территория исследуемого участка ограничена Федеральной трассой “Россия” (М10) на севере и располагается между деревнями Прибыtkово и Губино. На юге территория ограничена руслом реки Белеутовки (приток Волги).

Опытный участок расположен на осушаемых землях. Глубина закладки гончарного дренажа в среднем составляет 1 м. Междренное расстояние составляет 20 м – в транзитно-аккумулятивных микроландшафтах, 30 м – в транзитных вариантах и 40 м – в элювиальных вариантах ([Иванов и др., 2021](#)).

Основная методическая работа заключалась в настройке и верификации модели на основании экспериментальных данных по влажности почвы (бурение и термостатно-весовой метод), ранее полученного материала и отчетов ВНИИМЗ. Работа с моделью SWAT подразумевает тщательную подготовку данных. Препроцессор модели состоит из нескольких смысловых блоков, каждый из которых требует своего набора данных.

1. Блок рельефа местности требует загрузки цифровой модели рельефа.

2. Блок данных о почвенном покрове требует загрузки почвенной карты, а также сводных таблиц почвенных свойств.

3. Блок данных о типе землепользования требует загрузки данных о типах землепользования, а также сводных таблиц типов землепользования.

4. Блок климатических данных требует загрузки климатических данных и настройки генератора погоды при необходимости.

Модель SWAT не ограничивает формат используемых данных о рельефе местности. Чаще всего используются находящиеся в свободном доступе цифровые модели рельефа SRTM (CGIAR-

CSI, 2018) или ASTER ([Abrams et al., 2020](#)), но можно использовать и сторонние цифровые модели рельефа местности, например, оцифрованные топографические карты или данные аэрофотосъемки.

В рамках данного исследования было принято решение использовать данные съемки с беспилотного летательного аппарата, которую в 2021 г. проводили сотрудники отдела генезиса, географии, классификации и цифровой картографии почв. В результате преобразований получена цифровая модель рельефа с разрешением 1×1 м на пиксель.

Почвенный покров территории представлен дерново-подзолистыми глееватыми и глубокооглееными почвами на двучленах. Степень оглеенности почв варьирует по ландшафту ([Иванов и др., 2021](#)). Почвенный покров территории разделяется на десять элементарных почвенных структур, что затем используется в почвенном блоке.

В модель передаются данные о гранулометрическом составе, коэффициенте фильтрации, диапазоне доступной влаги, плотности, содержании углерода, альбедо, коэффициенте USLE каждого почвенного слоя. Коэффициент фильтрации и диапазон доступной влаги рассчитаны с использованием модели RETC ([Radcliffe, Šimůnek, 2010](#); [Šimůnek et al., 2008](#)). Коэффициент USLE определяется в соответствии с методикой ([Arnold et al., 2012](#)). Содержание углерода и альбедо взяты по умолчанию. Помимо почвенной карты, создается сводная таблица всех почвенных свойств на территории.

Гранулометрический состав опытного поля был уже подробно исследован и описан в 2021 г. ([Шеин и др., 2022](#)). Тогда были отобраны образцы по трансекте в восьми точках послойно по профилю до 100 см и шагом 10 см по глубине. По международной классификации выбранные точки в основном попадают в класс опесчаненного суглинка. В профиле дерново-подзолистых глееватых почв исследованного опытного поля ВНИИМЗ отчетливо выделяются фракции глины (<2 мкм), пыли (2–50 мкм) и физического песка (>50 мкм) по дифференциальным кривым распределения частиц ([Шеин и др., 2022](#)). В основном происходит изменение содержания пыли и, соответственно, песка с глубиной, при

незначительных колебаниях содержания глинистой фракции, поэтому на графике (рис. 1) достаточно привести только содержание фракции пыли (2–50 мкм). Как видно из рисунка, в слое 40–50 см для точек 4 и 7 происходит заметное уменьшение пылеватых частиц и, соответственно, увеличение фракции песка, что может отражаться на резкой смене гидрофизических свойств почвы и в целом на гидрологии профиля.

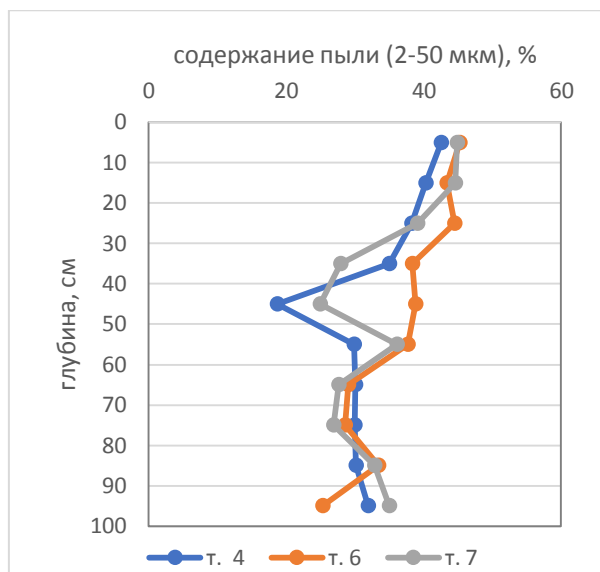


Рис. 1. Изменение пылевой фракции по профилю дерново-подзолистой легкосуглинистой почвы на опытном поле ВНИИМЗ (т. 1 – водораздельный участок, т. 6 и т. 7 – северный пологий склон агроландшафта).

Fig. 1. The change of silt fraction according to the profile of sod-podzolic sandy-loamy soil of the VNIIMZ experimental field (point 1 – watershed, points 6 and 7 – the northern gentle slope of the agrolandscape).

Метеоданные для модели были получены с разных метеостанций (Тверь, Росгидромет) и использовались в климатическом блоке модели SWAT. Уровень грунтовых вод определялся экспериментально в течение исследуемого периода в основных элемен-

тах рельефа (рис. 2). По данным за 2021 г., в начале вегетации растений (апрель–май) средний уровень грунтовых вод (УГВ) по агроландшафту находился на глубине 80–110 см от поверхности почвы, однако существенно различался в точках наблюдения. В конце мая–июне УГВ уже составлял 102 см на северном склоне (т. 6 и т. 7) и 127 см в точке 4 (вершина водораздела). В конце засушливого сезона 2021 г. УГВ стабилизировался, составляя в среднем по ландшафту 195–205 см от поверхности почвы.

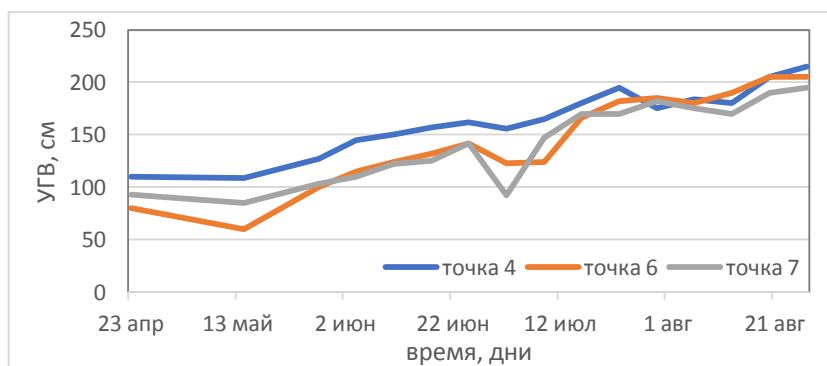


Рис. 2. Изменение уровня грунтовых вод на опытном поле ВНИИМЗ в период с 23 апреля по 27 августа 2021 г.

Fig. 2. Changes in the groundwater level of the VNIIMZ experimental field in the period from April, 23 to August, 27, 2021.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Отличительной особенностью модели SWAT является возможность учитывать поверхностный сток и разделение территории на отдельные водосборные бассейны с учетом рельефа и преимущественных потоков, что актуально в решении задач структурно-функционального анализа ландшафтов и регулирования функций почв для целей территориального планирования. На рисунке 3 представлены выделенные потоки, площадь водосбора у каждого из них не менее 100 кв. м. Для территории опытного поля модель построила 1 062 канала с выделением наиболее крупных потоков (синим цветом).



Рис. 3. Карта потоков, рассчитанных по модели SWAT на территории опытного поля, с выделением наиболее крупных потоков (синие линии) и экспериментальных точек опробования.

Fig. 3. A map of flows calculated using the SWAT model on the territory of the experimental field with the allocation of the largest flows (dark blue lines) and experimental sampling points.

На рисунке 4 в качестве примера соответствия модельных и экспериментальных данных приводим динамики влажности в т. 4 для трех глубин, отражающих поверхностные, глубинные (на уровне грунтовых вод) и срединные слои профиля почв: 10–20, 50–60 и 90–100 см, полученные расчетным методом с помощью ландшафтно-динамической модели SWAT и классическим методом бурения с термостатно-весовым определением влажности.

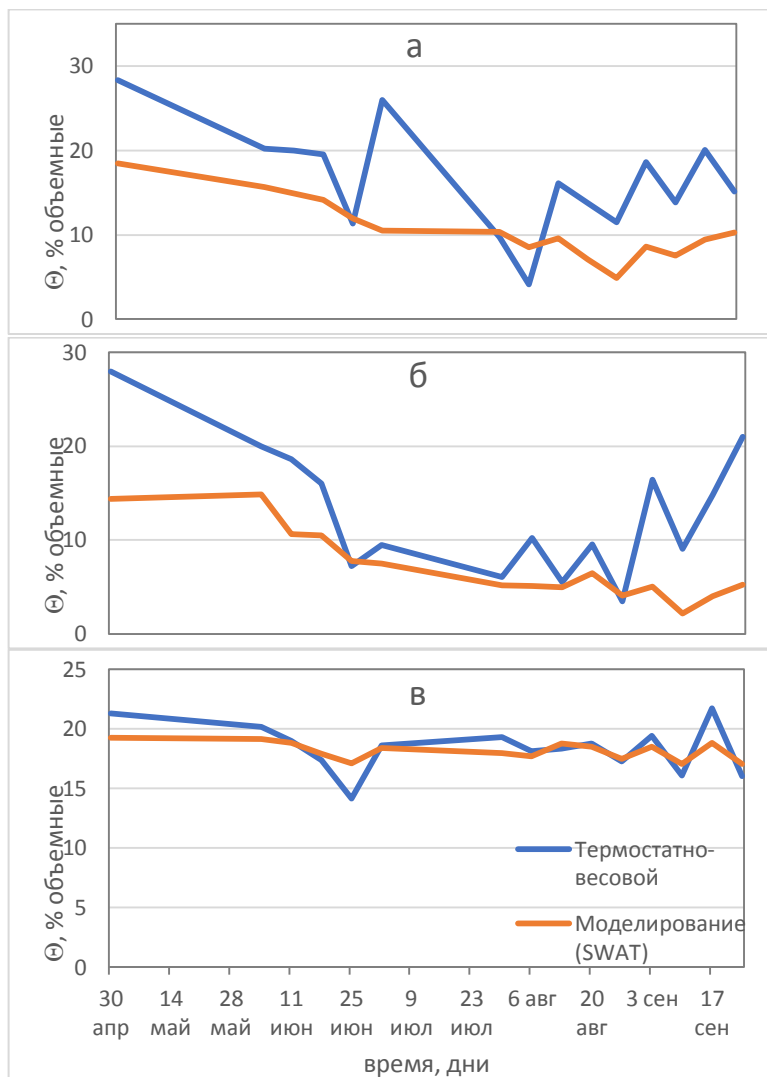


Рис. 4. Динамика влажности почвы экспериментальных и расчетных данных для точки 4: **а)** 10–20 см, **б)** 50–60 см, **в)** 90–100 см.

Fig. 4. Moisture dynamics of experimental and calculated data in point 4: **а)** 10–20 cm, **б)** 50–60 cm, **в)** 90–100 cm.

Из рисунка 4 видно, что модель адекватно описывает экспериментальные данные, на что указывает хорошая сходимость графиков, сохранение экстремумов, высокий коэффициент корреляции и низкие значения ошибок. Коэффициент корреляции с глубиной возрастает от 0.67 до 0.95, а средняя квадратичная ошибка уменьшаются от 11 до 0.93. Однако модель в целом занижает значения влажности почвы, по сравнению с экспериментальными данными, особенно в верхних горизонтах, а отдельные экстремумы сглаживает.

Уже на данный момент можно отметить, что ландшафтная модель SWAT с использованием качественной ГИС-информации для расчета водного режима почв в различных точках агроландшафта по условиям соответствия Сайерта ([Шеин, Рыжова, 2016](#)) удовлетворительно описывает пространственно-динамические данные по влажности.

ВЫВОДЫ

1. Современная гидрология почв включает ландшафтную оценку гидрологических явлений, происходящих в ландшафте, с учетом условий на верхней и нижней границах почвы и гидрофизических свойств почв. Учитывая невозможность динамического изучения влажности почв в ландшафте в целом, используется агроландшафтный подход, позволяющий системно выделить элементарные ареалы агроландшафта – микроландшафты.

2. Каждый элементарный ареал агроландшафта характеризуется почвенно-физическими свойствами, среди которых важнейшие генетические особенности строения профиля, послойный гранулометрический состав, плотность и содержание органического вещества. Создается ГИС-карта ландшафта с учетом физических характеристик почвенного покрова.

3. Гидрологические особенности движения влаги в исследуемом агроландшафте рассчитываются с помощью специализированных гидрологических ландшафтных моделей, рассчитывающих горизонтальный и вертикальный перенос влаги по поверхности, внутрипочвенный и подпочвенный перенос влаги на основании основных законов передвижения влаги в дисперсных природных системах (уравнения Дарси, Ричардса), в которых гидрофизиче-

ские функции почв представлены в виде педотрансферных функций от указанных базовых свойств почв.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Зайдельман Ф.Р.* Гидрологический режим почв Нечерноземной зоны. Л.: Гидрометеиздат, 1985. 314 с.
2. *Зайдельман Ф.Р.* Генезис и экологические основы мелиорации почв и ландшафтов. М.: КДУ, 2009. 720 с.
3. *Иванов Д.А. и др.* Разработать теоретические основы ландшафтно-мелиоративного природообустройства агрогеосистем гумидной зоны на основе результатов мониторинга состояния их природной среды и дистанционного зондирования Земли. Тема 0651-2019-0005 (руководитель темы: Иванов Д.А.). Отчет о научно-исследовательской работе ФГБНУ ВНИИМЗ, 2021.
4. *Кирюшин В.И.* Экологические основы земледелия. М.: Колос, 1996. 366 с.
5. *Кирюшин В.И., Лукин С.В., Дубачинская Н.Н., Минаев Н.В.* Почвенно-экологические проблемы адаптивно-ландшафтного земледелия. “Почвы – стратегический ресурс России” // VIII съезд Общества почвоведов. Ч. 1. Сыктывкар, 2022. С. 41–47.
6. Природообустройство Полесья. Полесья севера и северо-востока Европейской части России. Т. 2. / под общ. ред. *Ю.А. Мажайского, А.Н. Рокочинского, Ф.Р. Зайдельмана* и др. Рязань: Мещерский ф-л ФГБНУ “ВНИИГиМ имени А.Н. Костякова”, 2019. 340 с.
7. *Роде А.А.* Методы изучения водного режима почв. М.: Изд-во АН СССР, 1960.
8. *Роде А.А.* Основы учения о почвенной влаге. Т.2. Л.: Гидрометеиздат, 1969.
9. *Шеин Е.В., Рыжова И.М.* Математическое моделирование в почвоведении. М.: “ИП Маракушев И.П.”, 2016. 318 с.
10. *Шеин Е.В., Иванов Д.А., Болотов А.Г., Дембовецкий А.В.* Гранулометрический состав почв конечно-моренной гряды Верхневолжского постледникового района (Восточно-Европейская равнина, Тверская область) // Бюллетень Почвенного института имени В.В. Докучаева. 2019. Вып. 110. С. 5–21. DOI: [10.19047/0136-1694-2022-110-5-21](https://doi.org/10.19047/0136-1694-2022-110-5-21).
11. *Abrams M., Crippen R., Fujisada H.* ASTER Global Digital Elevation Model (GDEM) and ASTER Global Water Body Dataset (ASTWBD) // Remote Sensing. 2020. Vol. 12. No. 7. P.1156–1168.

12. Arnold J.G. et al. Chapter 22 SWAT Input Data: SOL // SWAT Input/Output File Documentation, Version 2012. 2012.
13. Dutta S., Sen D. Application of SWAT model for predicting soil erosion and sediment yield // Sustainable Water Resources Management. 2018. Vol. 4. No. 3. P. 447–468.
14. Frederiksen R., Molina-Navarro E. The importance of subsurface drainage on model performance and water balance in an agricultural catchment using SWAT and SWAT-MODFLOW // Agricultural Water Management. 2021. Vol. 255. P. 107058. DOI: [10.1016/j.agwat.2021.107058](https://doi.org/10.1016/j.agwat.2021.107058).
15. Neitsch S.L. et al. SWAT Theoretical Documentation Version 2009 // Texas Water Resources Institute. 2011. 618 p.
16. Radcliffe D.E., Šimůnek J. Soil physics with HYDRUS: Modeling and applications, 2010. P. 1338–1339.
17. Šimůnek J., Genuchten M. Th., Šejna M. Development and Applications of the HYDRUS and STANMOD Software Packages and Related Codes // Vadose Zone Journal. 2008. Vol. 7. No. 2. P. 587–600.
18. Zare M., Azam S., Sauchyn D. Evaluation of Soil Water Content Using SWAT for Southern Saskatchewan, Canada // Water (Switzerland). 2022. Vol. 14. No. 2. P. 249–261.

REFERENCES

1. Zaidel'man F.R., *Gidrologicheskii rezhim pochv Nechernozemnoi zony* (Hydrological regime of soils), Leningrad: Gidrometeoizdat, 1985, 314 p.
2. Zaidel'man F.R., *Genezis i ekologicheskie osnovy melioratsii pochv i landshaftov* (Genesis and ecological bases of soil and landscape reclamation), Moscow: KDU, 2009, 720 p.
3. Ivanov D.A. et al., *Razrabotat' teoreticheskie osnovy landshaftno-meliorativnogo prirodoobustroistva agrogeosistem gumidnoi zony na osnove rezul'tatov monitoringa sostoyaniya ikh prirodnoi sredy i distantsionnogo zondirovaniya Zemli* (To develop theoretical bases of landscape and ameliorative nature management of agro-geosystems of the humid zone on the basis of the results of monitoring of the state of their natural environment and remote sensing of the Earth), Project 0651-2019-0005, Report on research work FGBNU VNIIMZ, 2021.
4. Kiryushin V.I., *Ekologicheskie osnovy zemledeliya* (Ecological bases of farming), Moscow: Kolos, 1996, 366 p.
5. Kiryushin V.I., Lukin S.V., Dubachinskaya N.N., Minaev N.V., *Pochvenno-ekologicheskie problemy adaptivno-landshaftnogo zemledeliya*, In: "Pochvy – strategicheskii resurs Rossii" ("Soils – a strategic resource of

- Russia”), Proc. VIII Congress of the Society of Soil Scientist, Syktyvkar, 2022, Ch. 1, pp. 41–47.
6. Mazhaiskiy Yu.A., Rokochinskiy A.N., Zaidel'man F.R. et al., *Prirodoobustroistvo Poles'ya* (Nature management of the Polesie), In: Poles'ya severa i severo-vostoka Evropeiskoi chasti Rossii (Polesie of the North and North-East of the European part of Russia), Vol. 2, Ryazan': Meshcherskii f-l FGBNU “VNIIGiM imeni A.N. Kostyakova”, 2019, 340 p.
7. Rode A.A., *Metody izucheniya vodnogo rezhima pochv* (Methods of studying the water regime of soils), Moscow: Izd-vo AN SSSR, 1960.
8. Rode A.A., *Osnovy ucheniya o pochvennoi vlage* (Fundamentals of the doctrine of soil moisture), Vol. 2, Leningrad: Gidrometeoizdat, 1969.
9. Shein E.V., Ryzhova I.M., *Matematicheskoe modelirovanie v pochvovedenii* (Mathematical Modelling in Soil Science), Moscow: “IP Marakushev I.P.”, 2016, 318 p.
10. Shein E.V., Ivanov D.A., Bolotov A.G., Dembovetskiy A.V., Granulometric composition of the finite moraine ridge soils of the Upper Volga postglacial region (East European plain, Tver region), *Dokuchaev Soil Bulletin*, 2022, Vol. 110, pp. 5–21, DOI: [10.19047/0136-1694-2022-110-5-21](https://doi.org/10.19047/0136-1694-2022-110-5-21).
11. Abrams M., Crippen R., Fujisada H., ASTER Global Digital Elevation Model (GDEM) and ASTER Global Water Body Dataset (ASTWBD), *Remote Sensing*, 2020, Vol. 12, No. 7, pp. 1156–1168.
12. Arnold J.G. et al., *Chapter 22 SWAT Input Data: SOL*. SWAT Input/Output File Documentation, Version 2012, 2012, pp. 89–124.
13. Dutta S., Sen D., Application of SWAT model for predicting soil erosion and sediment yield, *Sustainable Water Resources Management*, 2018, Vol. 4, No. 3, pp. 447–468.
14. Frederiksen R., Molina-Navarro E., The importance of subsurface drainage on model performance and water balance in an agricultural catchment using SWAT and SWAT-MODFLOW, *Agricultural Water Management*, 2021, Vol. 255, pp. 107058, DOI: [10.1016/j.agwat.2021.107058](https://doi.org/10.1016/j.agwat.2021.107058).
15. Neitsch S.L. et al., *SWAT Theoretical Documentation Version 2009*, Texas Water Resources Institute, 2011, 618 p.
16. Radcliffe D.E., Šimůnek J., *Soil physics with HYDRUS: Modeling and applications*, 2010, pp. 1338–1339.
17. Šimůnek J., Genuchten M. Th., Šejna M., Development and Applications of the HYDRUS and STANMOD Software Packages and Related Codes, *Vadose Zone Journal*, 2008, Vol. 7, No. 2, pp. 587–600.
18. Zare M., Azam S., Sauchyn D., Evaluation of Soil Water Content Using SWAT for Southern Saskatchewan, Canada, *Water* (Switzerland), 2022, Vol. 14, No. 2, pp. 249–261.

УДК 631.436:551.34

DOI: 10.19047/0136-1694-2023-117-23-51



Ссылки для цитирования:

Московченко Д.В., Губарьков А.А. Температурные режимы почв на южной границе зоны мерзлых болот в Западной Сибири // Бюллетень Почвенного института имени В.В. Докучаева. 2023. Вып. 117. С. 23-51. DOI: 10.19047/0136-1694-2023-117-23-51

Cite this article as:

Moskovchenko D.V., Gubarkov A.A., Soil temperature regimes on the southern border of the zone of frozen bogs in Western Siberia, Dokuchaev Soil Bulletin, 2023, V. 117, pp. 23-51, DOI: 10.19047/0136-1694-2023-117-23-51

Благодарность:

Исследование выполнено при поддержке гранта РНФ 23-27-00366 “Современная динамика мерзлых торфяников на южной границе распространения в Западной Сибири”. Авторы выражают благодарность сотрудникам природного парка Нумто и ПАО “Сургутнефтегаз” за помощь в работе.

Acknowledgments:

The study was supported by Russian Science Foundation grant No. 23-27-00366 “Modern dynamics of frozen peatlands at the southern boundary of distribution in Western Siberia”. The authors are grateful to the staff of the Numto Nature Park and Surgutneftegaz (Public joint-stock company) for their assistance in the work.

Температурные режимы почв на южной границе зоны мерзлых болот в Западной Сибири

© 2023 г. Д. В. Московченко^{1*}, А. А. Губарьков^{2**}

¹Тюменский научный центр СО РАН, Россия,
625026, Тюмень, ул. Малыгина, 86,
*<https://orcid.org/0000-0001-6338-7669>, e-mail:
moskovchenko1965@gmail.com.

²Тюменский индустриальный университет, Россия,
625000, Тюмень, ул. Володарского, 38,
**e-mail: agubarkov@rambler.ru.

Поступила в редакцию 14.04.2023, после доработки 10.08.2023,
принята к публикации 10.10.2023

Резюме: В течение 2019–2022 гг. на территории природного парк Нумто (Западная Сибирь), где описано одно из самых южных местонахождений мерзлых торфяников, проведены замеры температуры почв с использованием системы автоматического мониторинга. Измерения проводились в мерзлых торфяных олиготрофных деструктивных почвах; для сравнения проведены замеры температуры немерзлого иллювиально-железистого подзола. Среднегодовая температура поверхности почвы была положительная на всех обследованных участках: $+0.8^{\circ}\text{C}$ – на бугре пучения, $+1.3^{\circ}\text{C}$ – на плоскобугристом торфянике и $+4.5^{\circ}\text{C}$ – в подзоле. Низкая температура бугра пучения вызвана малой высотой снежного покрова, из-за чего зимой поверхность почвы охлаждается наиболее сильно. На плоскобугристом торфянике начиная с глубины 0.5 м торф весь год находится в мерзлом состоянии, в то время как на бугре пучения глубина сезонного протаивания составляет 2 м. Зимнее промерзание на бугре пучения не достигает кровли многолетнемерзлых пород, что является признаком их возможной деградации при дальнейшем потеплении климата. В соответствии с классификацией теплового режима почв, почва на бугре пучения относится к длительно-сезоннопромерзающему типу, в отличие от крупнобугристых торфяников в районе Надыма, относящихся к мерзлотному типу. По данным близлежащей метеостанции существует тренд роста температуры воздуха и количества осадков. Анализ температурного режима почв и наблюдения за протеканием экзогенных процессов показали, что деструктивные торфяные почвы крупнобугристых торфяников находятся в неустойчивом состоянии, мерзлота в них сохраняется благодаря малой мощности снежного покрова на вершинах, что способствует зимнему охлаждению. В случае роста высоты снежного покрова здесь вероятно таяние мерзлоты.

Ключевые слова: температура почвы, потепление климата, криолитозона, олиготрофные торфяные почвы, подзолы.

Soil temperature regimes on the southern border of the zone of frozen bogs in Western Siberia

© 2023 D. V. Moskovchenko^{1*}, A. A. Gubarkov^{2**}

¹Tyumen Scientific Centre SB RAS,
86 Malygina Str., Tyumen 625026, Russian Federation,

*<https://orcid.org/0000-0001-6338-7669>, e-mail:
moskovchenko1965@gmail.com.

²*Industrial University of Tyumen,
38 Volodarskogo Str., Tyumen 625000, Russian Federation,
**e-mail: aqubarkov@rambler.ru.*

Received 14.04.2023, Revised 10.08.2023, Accepted 10.10.2023

Abstract: Numto Nature Park (Western Siberia) is one of the southernmost locations of frozen peatlands. In 2019–2022, soil temperatures were measured there using an automatic monitoring system. The measurements were carried out for Murshik Hemic Cryic Histosol on flat palsa peatlands and frost mounds. The temperature for Follic Albic Podzol was measured for reference. The average annual temperature of the soil surface was found to be positive in all study areas: + 0.8 °C on the frost mound; +1.3 °C on the flat palsa peatlands; and + 4.5 °C in Follic Albic Podzol. The low temperature on the frost mound is due to the low snow cover, so the soil surface cools down to the minimum in winter. As for flat palsa peatlands, peat remains frozen all year round, starting from a depth of 0.5 m. On the frost mound, at the same time, the depth of seasonal thawing is 2 m. In winter, the frost penetration on the mound doesn't reach the permafrost table, revealing its probable degradation in case of further climate warming. According to the soil thermal regime classification, the soil on the frost mound falls into the category of long-term seasonally frozen soils, while high palsa peatlands nearby Nadym Town belong to the permafrost type. Data from the nearby meteorological station show a trend of rising air temperature and rainfall. An analysis of the soil temperature regime and the course of exogenous processes demonstrate that Murshik Hemic Cryic Histosol on high palsa peatlands is unstable. Permafrost persists there due to the low thickness of the snow cover on the peaks, which facilitates winter cooling. If the snow-cover height increases, permafrost is likely to melt there.

Keywords: soil temperature, climate warming, permafrost, oligotrophic peat soils, podzols.

ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время на севере Западной Сибири наблюдается практически повсеместный рост температуры воздуха, превышающий средние по планете показатели ([Kirpotin, 2014](#)). Мерзлые торфяные почвы, которые преобладают в структуре почвенного покрова, также испытывают климатогенные изменения. В них увеличивается глубина сезонного протаивания, растет температура сезонно-талого слоя (СТС) и многолетнемерзлых пород (ММП) ([Москаленко, 2009, 2012](#); [Каверин и др., 2014](#)). Таяние ММП на

юге зоны вечной мерзлоты в Западной Сибири приводит к увеличению количества болотных просадок и малых озер ([Кирпотин и др., 2021](#); [Толпышева, Шишконокова, 2022](#)). Аналогичные исследования зарубежных ученых также свидетельствуют об уязвимости ММП, залегающих под торфяниками. Отмечалось современное ускорение темпов деградации ММП вплоть до полного оттаивания, разрушение торфяных бугров и затопление оттаявших участков ([Jones et al., 2016](#); [Borge et al., 2017](#)).

Неустойчивость ММП в условиях современных климатических изменений делает актуальным выявление закономерностей температурного режима почв и почвообразующих пород криолитозоны, в особенности на тех участках, где мерзлые почвы находятся в состоянии, близком к таянию. Южная мерзлота (массивно-островного и островного распространения) развита преимущественно в торфяниках ([Шполянская и др., 2022](#)). Температурные режимы мерзлых торфяников в зоне островного распространения многолетнемерзлых пород Западной Сибири описаны для небольшого количества участков, расположенных в районе городов Надым ([Гончарова и др., 2015, 2017](#)), Пангоды ([Коронатова и др., 2018](#)), в восточной части Сибирских Увалов ([Коркин, Коркина, 2021](#)). Режим немерзлых торфяных почв был исследован в Томской области ([Дюкарев и др., 2009](#)). Учитывая огромные масштабы заболоченности в регионе, данных о температурном режиме торфяников крайне недостаточно. Примечательно, что тренды климатогенных изменений торфяников оцениваются неоднозначно. Рядом исследователей прогнозируется, что мерзлые торфяники в зоне редкоостровной вечной мерзлоты полностью растают в ближайшие несколько десятилетий ([Bauer, Vitt, 2011](#); [Chasmer, Hopkinson, 2017](#)). Другие исследователи считают, что на юге криолитозоны возможно увеличение площади мерзлоты за счет ее новообразования на талых участках вследствие интенсивного прироста торфяного горизонта и осушения болот, инициированного потеплением климата ([Шполянская и др., 2022](#)).

По схеме районирования болот Западной Сибири ([Болота..., 1976](#)), южная граница зоны крупнобугристых болот, которая соответствует южной границе мерзлых торфяников, проходит в полосе 63–64° с. ш., на северном макросклоне возвышенности Сибирские

Увалы. В пределах этой полосы расположен природный парк Нумто, территория которого сильно заболочена, причем мерзлые болота чередуются с немерзлыми ([Валеева и др., 2008](#)). Предшествующие исследования выявили здесь деградацию торфяников и формирование хасыреев на месте спущенных озер ([Шишконокова и др., 2013, 2016](#)), термоденудацию, которая сопровождается обрушением блоков торфа в озера ([Губарьков и др., 2022а](#)). Активное протекание криогенных процессов вызывает необходимость прогнозирования климатогенных изменений ландшафтов, что невозможно без понимания особенностей температурного режима почв, его сезонной и межгодовой динамики.

Целью представленной работы были определение основных температурных параметров почв парка Нумто, факторов, на них влияющих, и оценка устойчивости ММП.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Район исследований. Парк Нумто (координаты 63°12'–64°18' с. ш., 70°00'–71°35' в. д.) находится в подзоне северной тайги. По схеме геокриологического районирования ([Геокриология..., 1989](#)), он расположен на границе Надым-Пуровской и Сибирско-Увальской областей, для которых характерно островное распространение ММП. Абсолютные отметки высот составляют 70–145 м над уровнем моря. Почвообразующие породы представлены плейстоценовыми водноледниковыми отложениями ([Атлас..., 2004](#)). Климат континентальный с очень холодными зимами. По данным метеостанции Нумто, действовавшей с 1958 по 1991 гг., среднегодовая температура воздуха составляла –6 °С, абсолютный температурный минимум –56 °С, абсолютный максимум +34 °С ([Валеева и др., 2008](#)). Расположение территории исследований представлено на рисунке 1.

Примерно 2/3 территории парка Нумто занято болотами. Отличительной особенностью парка является распространение здесь бугристых мерзлых торфяников тундрового типа ([Валеева и др., 2008](#); [Аветов и др., 2019](#)). Преобладающим типом мерзлых болот являются плоскобугристые болота с кустарничково-лишайниковыми буграми и осоково-гипново-сфагновыми мочажинами. Обычная глубина сезонного протаивания в них составля-

ет 56–64 см ([Губарьков и др., 2022б](#)). Реже встречаются крупнобугристые болота, представляющие собой сочетание мерзлых торфяно-минеральных бугров высотой 4–6 м, покрытых ерниково-кустарничково-лишайниковой растительностью, иногда с отдельными соснами и кедрами на вершинах, и переувлажненных осоково-сфагновых понижений, в которых мерзлота отсутствует.

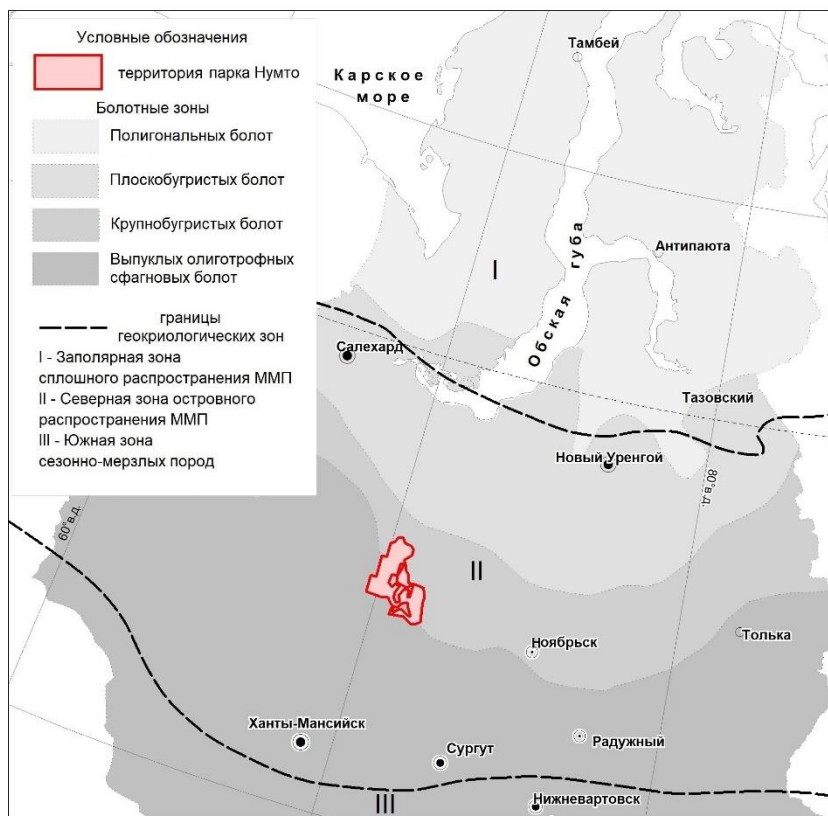


Рис. 1. Расположение района исследований.
Fig. 1. Study area.

Бугристые болота парка относятся к группе регрессивных биогеоценозов, современный растительный покров которых не вполне соответствует поверхностному торфяному горизонту, а сам процесс торфообразования резко замедлен либо прекращен ([Шишконокова, 2016](#); [Аветов и др., 2019](#)). Современная скорость накопления торфа здесь составляет 0.1 мм/год ([Moskovchenko et al., 2022](#)), что является очень низкой величиной по сравнению со средней скоростью накопления торфа в болотах Западной Сибири, составляющей 0.62 мм/год ([Лапшина, 2004](#)).

Среди немерзлых болот распространены сосново-кустарничково-сфагновые рямы, грядово-мочажинные болота с сосново-кустарничково-сфагновой растительностью гряд и осоково-сфагновыми мочажинами, выделены также олиго-мезотрофные и мезотрофные пушицево-осоковые аапа-болота ([Аветов и др., 2021](#)). Леса представлены в основном редкостойными сосняками северотаежного типа с кустарничково-лишайниковым покровом. Темнохвойные кедрово-еловые леса распространены в долинах рек.

Согласно почвенно-географическому районированию России, территория исследований расположена в пределах Нижнеобской провинции болотных почв и таежных глееземов северотаежной подзоны Европейско-Западно-Сибирской таежно-лесной почвенно-биоклиматической области ([Добровольский, Урусевская, 2004](#)). Таежные почвы в парке Нумто представлены ареалами подзолов иллювиально-железистых и мозаиками глеезема и подзола ([Аветов и др., 2022](#)). Структура почвенного покрова немерзлых олиготрофных грядово-мочажинных болот представлена пятнистостями торфяных олиготрофных почв, различающихся по мощности и ботаническому составу торфа. Почвы мерзлых бугров относятся к подтипу деструктивных типа торфяных олиготрофных ([Аветов и др., 2019](#)). В профиле торфяников, возраст которых составляет 7–8 тыс. лет, отчетливо различаются начальная мезотрофная стадия с преобладанием пушицы в ботаническом составе торфа и более поздняя олиготрофная стадия с преобладанием сфагновых мхов ([Moskovchenko et al., 2022](#)).

Активно протекают современные экзогенные процессы. Основной процесс деградации мерзлых бугров – термокарстовое

проседание с последующей гидроморфизацией, формирование трещин-просадок ([Шишконокова и др., 2016](#)). В настоящее время термокарст приобрел пульсирующий характер, резко усиливаясь в годы с теплыми и влажными летними сезонами ([Аветов и др., 2019](#)). На мерзлых буграх отмечены различные ландшафтные признаки деградации мерзлоты: пятна оголенного торфа, совмещенные с локальными просадками; трещины-разрывы полигонального характера, термокарстовые депрессии в виде небольших просадок, воронки разного размера и конфигурации (преимущественно округлой), а также оползневые процессы, сопровождающие разрушение склонов ([Шишконокова и др., 2019](#)). Помимо этого, наблюдаются термоденудация, солифлюкция, мерзлотное пучение, криотурбация, дефляция.

Методы исследований. Для исследования температурного режима было выделено 3 участка в типичных экосистемах парка – два на мерзлых торфяных болотах и один на немерзлых грунтах в сосновом лесу. На площадках были пробурены наблюдательные скважины, установлена обсадка и термодатчики (логгеры).

Термометрическая скважина 1 (координаты 63°42'19" с. ш., 70°24'05" в. д.) расположена на многолетнем бугре пучения (БП). Отдельно стоящий бугор пучения высотой 5 м, диаметром около 20 м, окружен олиготрофными немерзлыми болотами, чередующимися с небольшими массивами мерзлых плоскобугристых торфяников. Растительность бугра ерничково-кустарничково-мохово-лишайниковая с одиночными кедрами высотой 5–8 м. На вершине бугра наблюдаются трещины и пятна, лишенные растительного покрова. Мощность торфа варьирует от 0.2–0.6 м на вершине до 1.0 м на склонах. Плотность торфа 0.2–0.25 г/см³. Торф относится к комплексному верховому виду, его ботанический состав в верхней части разреза преимущественно кустарничковый, в нижней – сфагновый. Резкая смена ботанического состава торфа от сфагнового до кустарничкового произошла приблизительно 3 000 лет назад и, вероятно, была вызвана мерзлотным пучением бугра в этот период ([Московченко, 2022](#)). Минеральное ядро песчано-супесчаного гранулометрического состава. Глубина снежного покрова на вершине бугра в марте 2020 г. составила 21 см. Почва в нижних частях склонов торфяная олиготрофная, на вершине бугра

деструктивная торфяная олиготрофная (Murshic Hemic Cryic Histosol) ([Классификация..., 2004](#); [WRB, 2014](#)) (ТОmd-ТО-ТТ1).

Термометрическая скважина 2 (63°39'03" с. ш., 70°42'12" в. д.) расположена на обширном плоскобугристом торфянике (ПБ). Бугры вытянутые, длиной 20–30 м, превышение над мочажинами высотой 0.5–0.8 м. Растительность ерничково-кустарничково-лишайниковая на буграх, осоково-сфагновая в мочажинах. Бурение показало, что мощность торфа составляет 3.1 м. Плотность торфа варьирует от 0.09 до 0.15 г/см³. Глубина снежного покрова в среднем 36 см. Почва деструктивная торфяная олиготрофная. В районе размещения скважины отмечена активизация криогенных процессов, в том числе криотурбация с формированием на поверхности пятен – медальонов, формирование термокарстовых обводненных просадок диаметром 1–2 м, термоденудация по берегам озер, на вершинах бугров часто встречаются трещины и пятна оголенного торфа.

Термометрическая скважина 3 (63°30'16" с. ш., 70°36'42" в. д.) пробурена в сосновом лесу (С) в талых песках и супесях. Растительный покров представлен сосняком бруснично-лишайниковым. Высота древостоя 12 м, сомкнутость 0.2. Средняя глубина снежного покрова 0.95 м. Почва – подзол иллювиально-железистый (Folic Albic Podzol) ([Классификация..., 2004](#); [WRB, 2014](#)).

Замеры температуры почв проводились с применением системы автоматического мониторинга “САМ-Н” (ИМКЭС СО РАН г. Томск). Датчики были установлены на термокосу с шагом 0.5 м, начиная с поверхности (0–2 см) и до глубины 2 м. Технические характеристики станции измерения температуры: диапазон измерения температуры –50...+50 °С, погрешность калибровки датчиков не более ±0.1 °С. Логгеры были запрограммированы на 4 измерения в сутки. Датчики в скважине 1 были активированы 17.09.2019 г., в скважине 2 – 22.07.2019 г.; в скважине 3 – 19.09.2019 г.

Для оценки факторов, влияющих на температурный режим почв, использовались данные о температуре воздуха, количестве осадков и высоте снежного покрова по ближайшей метеостанции Юильск (<http://www.pogodaiklimat.ru>; <http://www.rp5.ru>).

Для оценки влияния климатических условий на температурное состояние почв были подсчитаны следующие показатели:

Коэффициент морозности воздуха F ([Nelson, Outcalt, 1987](#)):

$$F = \frac{\sqrt{|FDD|}}{\sqrt{|FDD|} + \sqrt{DDT}} \quad (1)$$

где F – коэффициент морозности воздуха; DDT – сумма положительных среднесуточных температур воздуха; $|FDD|$ – сумма отрицательных среднесуточных температур воздуха, взятая по модулю.

Температурный индекс поверхности или N -фактор (Lunardini, 1978) – отношение сумм среднесуточных температур на поверхности почвы к аналогичным суммам в воздухе за тот же период:

$$N_t = DDT_{\text{почва}} / DDT_{\text{воздух}}, \quad (2)$$

$$N_f = FDD_{\text{почва}} / FDD_{\text{воздух}}, \quad (3)$$

где N_t – безморозный (летний) N -фактор; N_f – морозный (зимний) N -фактор; DDT – сумма положительных среднесуточных температур (соответственно, поверхности почвы и воздуха); FDD почва – сумма отрицательных среднесуточных температур (поверхности почвы и воздуха).

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Основные метеорологические показатели. Средняя за период 1969–2021 гг. температура воздуха на метеостанции Юильск была отрицательной (-3.5 °C). Период с отрицательными температурами воздуха длится 175–190 дней, с середины октября до начала мая. В аномально теплый 2020 г. устойчиво положительные температуры воздуха установились со второй декады апреля. Вегетационный период с среднесуточными температурами выше $+10$ °C начинается в середине июня и длится до конца августа. Значение коэффициента морозности воздуха F варьировало от 0.49 (2020 г.) до 0.60 (2006 г.). Годовая сумма осадков в среднем составляет 489 мм. Наибольшее количество осадков выпадает в теплый период года (июль–август), минимум – в феврале. Макси-

мальная за год высота снежного покрова за период 2005–2022 гг. варьировала от 48 см до 92 см (gr5.ru). Наблюдаются отчетливо выраженные тренды роста температуры воздуха и количества осадков, в том числе твердых (рис. 2а, 2б). Динамика метеопараметров территории исследования согласуется с общей тенденцией увеличения температуры атмосферного воздуха и количества осадков на севере Западной Сибири ([Васильев и др., 2020](#)).

Среднегодовая температура поверхностного горизонта почвы, в отличие от среднегодовой температуры воздуха, была положительная на всех обследованных участках: +0.8 °C на бугре пучения, +1.3 °C на плоскобугристом торфянике и +4.5 °C в подзоле. Наиболее “теплый” профиль подзола, по сравнению с торфяными почвами, отмечался ранее для окрестностей Надыма ([Гончарова и др., 2015](#)). Поверхностный горизонт подзола хорошо прогревается в летний период и охлаждается зимой меньше, чем у торфяных почв (рис. 3). Температура подзолов выше температуры торфяных почв почти весь год, за исключением периода август–октябрь, когда вследствие падения притока солнечной радиации и малой влажности температура подзолов падает быстрее, чем у торфяных почв. Самое слабое прогревание летом отмечено для плоскобугристого торфяника. Прогревание крупнобугристого торфяника незначительно уступает подзолу.

Среднегодовые значения и годовой ход температуры почв. Показатели температурного режима почв на разных глубинах (среднегодовая температура, год, сумма среднесуточных температур $> 0\text{ }^{\circ}\text{C}$ и $t < 0\text{ }^{\circ}\text{C}$) представлены в таблице 1.

Зимние температуры в поверхностном слое минимальны в почве бугра пучения, что связано с малой мощностью снежного покрова на вершине бугра (в среднем 21 см), вследствие чего зимой охлаждение здесь идет наиболее сильно. Слабое зимнее промерзание подзолов обусловлено наибольшей (в среднем 95 см) глубиной снежного покрова.

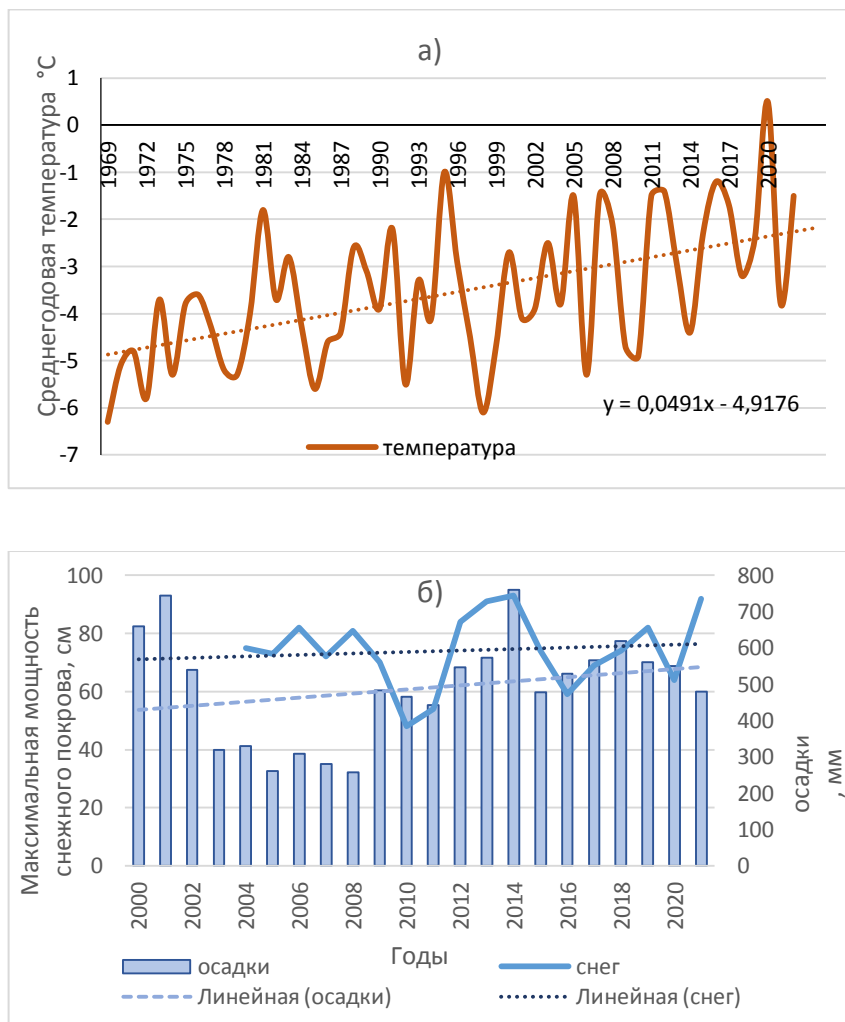


Рис. 2. Среднегодовая температура воздуха (а), количество осадков и максимальная высота снежного покрова (б) по метеостанции Юильск.

Fig. 2. Average annual air temperature (а), amount of precipitation and maximum snow depth (б) according to Yuilsk meteorological station.

Таблица 1. Показатели температурного режима почв (средние данные по периоду сентябрь 2019 – август 2022 гг.)

Table 1. Soil temperature regime indicators (average data for the period September, 2019 – August, 2022)

Участки, почвы	Показатели	Глубина, м				
		0	0.5	1.0	1.5	2.0
БП, деструктивная торфяная олиготрофная	Т год, °С	0.8	1.1	1.3	0.9	-0.1
	$\sum T > 0$	1609	1215	837	347	0
	$\sum T < 0$	-1331	-853	-391	-18	-29
ПБ, деструктивная торфяная олиготрофная	Т год, °С	1.3	-0.4	-0.4	-0.3	-0.2
	$\sum T > 0$	1040	6	0	0	0
	$\sum T < 0$	-560	-153	-144	-96	-80
С, подзол	Т год, °С	4.5	3.5	2.6	1.7	0.4
	$\sum T > 0$	1854	1204	1057	608	164
	$\sum T < 0$	-1321	-923	-101	0	0

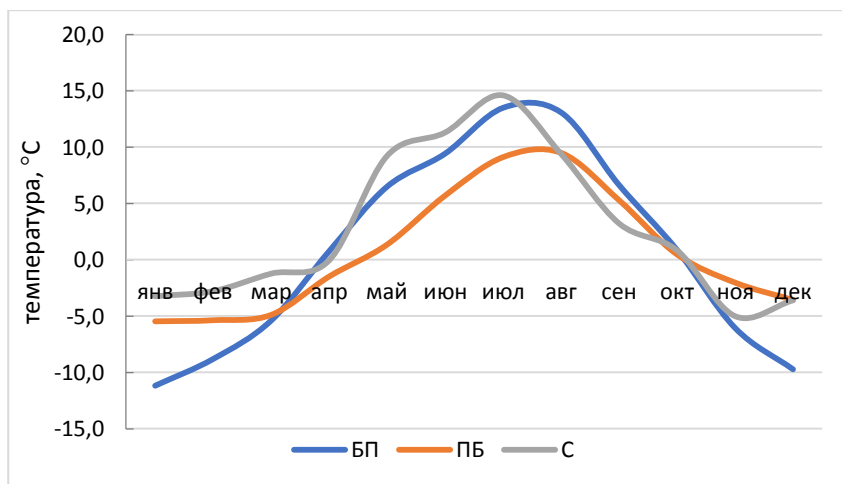


Рис. 3. Годовой ход температуры поверхностного горизонта почв.

Fig. 3. Average monthly temperatures of the surface horizon of soils.

Сроки начала промерзания поверхностного горизонта всех обследованных почв приблизительно одинаковы – переход в отрицательный диапазон наблюдается во второй декаде октября (см. рис. 3). Продвижение волны холода вглубь почвы идет различными темпами. Волна нулевых температур достигала глубины 50 см в плоскобугристом торфянике в конце третьей декады октября, в бугре пучения – в конце первой декады ноября, в подзоле – лишь к концу января. Примечательно, что минимальная температура поверхностного слоя подзола отмечена в ноябре, когда снежный покров еще очень тонок. В декабре, несмотря на снижение температуры воздуха, температура поверхностного слоя подзола увеличивается.

Длительность периода отрицательных температур и глубина промерзания обследованных почв различны. Наиболее длительный период с отрицательными температурами поверхности (202–205 дней, до середины мая) отмечен на плоскобугристом торфянике. Начиная с глубины 0.5 м весь год торф в почвенном профиле находится в мерзлом состоянии, деятельный слой при замерзании смыкается с ММП (сливающаяся мерзлота). На бугре пучения период отрицательных температур поверхностного горизонта длится около 200 дней. На глубине 1.5 м температура не падает ниже -0.1°C . Промерзание не достигает кровли ММП на глубине 2 м, то есть формируется “несливающаяся мерзлота”, когда слой сезонного промерзания отделен от кровли вечной мерзлоты талым горизонтом. Период околонулевых температур на глубинах 0.5, 1.0 и 1.5 м длится почти полгода – с начала ноября по конец июня. Причиной этого является высокая влажность почв и, как следствие, – длительная во времени нулевая или фазовая завеса, обусловленная кристаллизацией воды или таянием льда в процессе промерзания или протаивания, когда фазовый переход между водой и льдом задерживается из-за высвобождения скрытой теплоты (или наоборот). Также влияние оказывает охлаждающий эффект ММП ([Гончарова и др., 2017](#)).

В подзоле сезонное промерзание поверхности длится около 180 дней (до конца апреля), на глубине 0.5 м этот период сокращается до 65 дней (конец января – конец марта), причем температуры весь этот период околонулевые ($0 \dots -0.2^{\circ}\text{C}$). На глубине 1 м и

глубже подзолы весь год находятся в немерзлом состоянии, температура в течение года варьирует от 0.5 до 8.1 °C.

В теплый период года волна тепла запаздывает относительно воздуха на поверхности почвы примерно на месяц, на глубине 0.5 м – на 1.5–2 месяца. Максимальное прогревание поверхностного горизонта торфяных почв наблюдалось в конце июля – начале августа. На глубине 0.5 м и ниже пик температур приходился на сентябрь. Активные температуры ($>10\text{ }^{\circ}\text{C}$) на поверхности наблюдались менее трех недель, во второй и третьей декадах июля. В подзолах повышение температуры поверхностного слоя выше $10\text{ }^{\circ}\text{C}$ происходило в дневные часы уже в первой декаде июня. Температуры $>10\text{ }^{\circ}\text{C}$ в подзолах распространялись до глубины 0.5 м.

Мощность СТС на бугре пучения составляет 2.0 м, на плоскобугристом торфянике – 0.5 м. Глубокое протаивание бугра пучения связано с относительно небольшим слоем торфа, а также с тем, что бугор прогревается летом не только сверху, но и сбоку.

Годовой ход температуры почвы бугра пучения на разных глубинах в сопоставлении с температурой воздуха представлен на рисунке 4.

Годовая амплитуда температуры поверхности почвы меньше амплитуды температуры воздуха на 30–40 градусов. Особенно значительные отличия наблюдались в январе 2021 г., когда разница между температурой воздуха и поверхности почвы составила более $25\text{ }^{\circ}\text{C}$. По данным метеостанции Юильск, в январе 2021 г. высота снежного покрова составляла 20 см, что значительно меньше среднегодовой нормы. Малая глубина снега вызвала сильное охлаждений почвы в этот период. Таким образом, снег является важнейшим фактором, определяющим температурный режим почв в холодный период года.

Значения N-факторов. Величины N-факторов, в численной форме отражающие различия между температурой воздуха и температурой поверхности почвы, показывают, что летом прогревание плоскобугристого торфяника ослаблено (значения N_t минимальны) (табл. 2). Значения морозного N-фактора наибольшие в почве бугра пучения. Это соответствует отмеченным здесь минимальным значениям мощности снежного покрова.

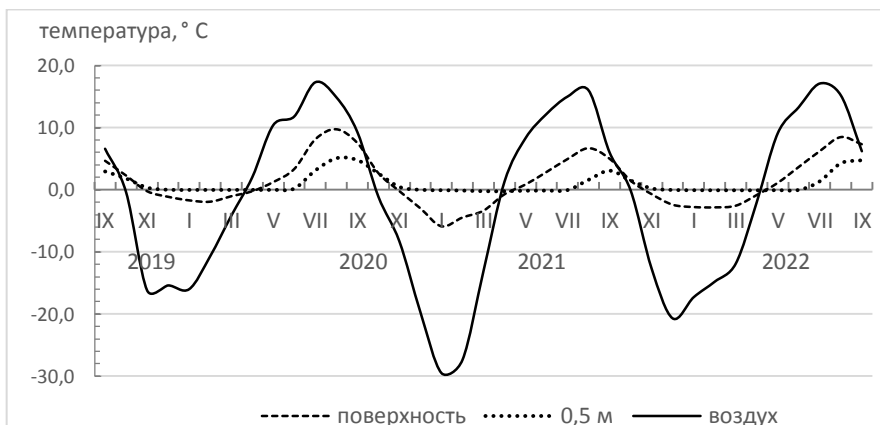


Рис. 4. Температурный режим почв бугра пучения в период с сентября 2019 г. по сентябрь 2022 г. **Примечание.** Кривые хода температур на глубинах 1.0. 1.5 и 2 м практически идентичны кривой хода температур на 0.5 м.

Fig. 4. Temperature regime of the soils of the heaving mound between September 2019 and September 2022. **Note.** Temperature curves at depths of 1.0, 1.5 and 2 m are almost identical to the curve of temperature change at the depth of 0.5 m.

Таблица 2. Средние значения N-факторов (в скобках – min, max)

Table 2. Average values of N-factors (min, max in brackets)

Участки	Nt	Nf
БП	0.67 (0.64–0.69)	0.58 (0.56–0.61)
ПБ	0.43 (0.36–0.50)	0.29 (0.27–0.31)
С	0.79 (0.77–0.82)	0.28 (0.27–0.29)

Отепляющее действие снега сильнее всего проявляется в подзолах, где мощность снега максимальна. Зимние N-факторы имеют меньшие значения, чем летние, разница температур воздуха и почвы зимой выражена сильнее. Таким образом, снег оказывает сильное изолирующее влияние, и тренд роста высоты снежного покрова угрожает сохранению ММП.

Классификация теплового режима. Исследованные нами торфяные почвы, в соответствии с классификацией теплового режима ([Димо, 1971](#)), относятся к разным категориям. Почвы плоскобугристого торфяника относятся к мерзлотному типу: для них характерна сливающаяся мерзлота и отрицательная среднегодовая температура (за исключением поверхностного слоя). Почва бугра пучения относится к длительно-сезоннопромерзающему типу: мерзлота в ней несливающаяся, среднегодовая температура в верхних 50 см положительная. Стремительное расширение площади участков с несливающейся мерзлотой в XXI в. является характерной реакцией торфяников на современные изменения климата ([Дроздов и др., 2021](#)). Немерзлые подзолы также относятся к длительно-сезоннопромерзающему типу. Переход почв бугров пучения в категорию длительно-сезоннопромерзающих отличает обследованные нами почвы от более северных районов, где все торфяники, как крупно-, так и плоскобугристые, были отнесены к мерзлотному очень холодному типу ([Гончарова и др., 2017](#)). По зарубежной классификации термических режимов почв ([Soil Taxonomy, 1999](#)), почвы ПБ торфяников относятся к температурному классу Subgelic (среднегодовая температура на глубине 50 см от +1 до –4 °C), почвы бугра пучения и подзолы – к классу Frigid (+1 ... +8 °C).

Сравнение с сопредельными участками. В литературных источниках ([Гончарова и др., 2015, 2017](#)) приводятся данные о температурном режиме почв Надымского стационара, очень близких по типологии, но расположенных в 180–190 км севернее. Показатели температурного режима обследованных почв, по сравнению с почвами аналогичных торфяных массивов в районе Надыма, приведены в таблице 3.

Сопоставление показывает, что в парке Нумто температура поверхности плоскобугристого торфяника и подзола ожидаемо выше температуры аналогичных почв Надымского стационара, где среднегодовые температуры поверхности составляют соответственно +0.8 °C и +2.1 °C, а температурный режим оценен как неустойчивый, переходный ([Гончарова и др., 2017](#)). Таким образом, плоскобугристые торфяники Нумто следует признать еще более

неустойчивыми к потеплению, что вполне очевидно, учитывая их местоположение на южном пределе распространения мерзлых болот.

Таблица 3. Показатели температурного режима почв различных участков островной криолитозоны

Table 3. Indicators of the temperature regime of soils in different parts of the sporadic permafrost zone

Участки Показатель	Нумто			Надым (Гончарова и др., 2015)		
	БП	ПБ	С	БП	ПБ	С
Среднегодовая температура поверхности, °С	0.8	1.3	4.5	1.7	0.8	2.1
Nf	0.58	0.29	0.28	0.28	0.32	0.11

Среднегодовая температура поверхности бугра пучения в парке Нумто оказалась несколько ниже крупнобугристого торфяника Надымского стационара (соответственно +0.8 и +1.7 °С). Вероятно, сказывается сильное зимнее охлаждение поверхности из-за малой мощности снежного покрова на вершине. Однако на глубине 50 см наблюдается противоположная картина – если в более северном районе возле Надыма среднегодовая температура отрицательная, то на территории Нумто она устойчиво положительная большую часть года. Глубина сезонного протаивания в бугре пучения парка Нумто (2 м) значительно больше, чем в крупнобугристых торфяниках Надымского стационара, где мощность СТС оценивается величинами от 50 см ([Гончарова и др., 2015](#)) до 160–180 см ([Дроздов и др., 2021](#)).

Оценка устойчивости ММП. Данные многолетних наблюдений показывают, что тренд роста температуры воздуха в тундре и тайге Западной Сибири соответствующим образом проявляется и в росте температур почвы. На стационаре Тарко-Сале среднегодовая температура ММП на бугре пучения в период 2006–2019 гг.

повысилась с -1.9 до -1.6 °C ([Васильев и др., 2020](#)). На Сибирских Увалах выявлен рост среднегодовых температур почвы ([Коркин, Коркина, 2021](#)). В районе Надыма повышается температура пород в слое годовых теплооборотов ([Дроздов и др., 2021](#)).

В районе исследований в последние десятилетия отмечается рост температуры атмосферного воздуха и высоты снежного покрова. Рост высоты снежного покрова однозначно признается всеми исследователями фактором, ослабляющим зимнее промерзание и усиливающим риск деградации ММП ([Шерстюков, 2008](#); [Десяткин и др., 2012](#); [Каверин и др., 2014](#); [Гончарова и др., 2017](#)). Влияние температуры воздуха не столь однозначно. Высказывалось мнение, что с потеплением воздуха связан интенсивный прирост торфяного горизонта, который изолирует грунты от теплой атмосферы, что вызывает новообразование ММП ([Шполянская и др., 2022](#)). Однако современная скорость торфонакопления в болотах парка Нумто очень низкая, порядка 0.1 мм/год, и влияние климатических изменений через усиление торфонакопления будет охватывать период, исчисляемый десятилетиями. Наблюдения за криогенными процессами дают однозначную картину деградации ММП: формируются термокарстовые просадки, на поверхности торфяников часто встречаются пятна оголенного торфа и трещины. Выявлены случаи повышения уровня грунтовых вод, вызывающие подтопление и гибель древесной растительности, наблюдается падение опор линий электропередач, что говорит об опускании кровли ММП.

Неустойчивое состояние мерзлоты характеризуется переходом среднегодовой температуры пород в верхней части разреза в область положительных значений, опусканием кровли мерзлоты и оттаиванием промежуточного слоя ([Васильев и др., 2020](#)). В крупнобугристом торфянике парка Нумто вплоть до 2 м температура почвы положительная, мощность СТС существенно выше, чем на плоскобугристом торфянике. Таким образом, ММП находятся в неустойчивом состоянии. О неустойчивости мерзлоты на территории Нумто свидетельствуют и коэффициенты морозности воздуха. С применением этого индекса можно определить южную границу распространения ММП: если $F < 0.5$, мерзлота исчезает ([Nelson, Outcalt, 1987](#)). На обследованной территории значения F изменя-

лись в период 2019–2022 гг. от 0.49 до 0.60 (в среднем 0.53). Таким образом, значения F близки к пороговому уровню деградации ММП, а в наиболее теплые годы переходят его. Мерзлота замедленно реагирует на климатические изменения и сохраняется некоторое время при изменении и метеопараметров, но длительное воздействие потепления неизбежно приведет к ее деградации.

Обследованный нами бугор пучения отличается большей глубиной протаивания по сравнению с плоскобугристым торфяником, а относительно низкая температура его поверхности связана с малой мощностью снежного покрова. Тенденция к увеличению высоты снега, равно как и возможное увеличение фитомассы кустарников и кустарничков, способствующее снегозадержанию, делают неблагоприятным прогноз сохранности здесь ММП. Вероятно, именно под крупнобугристыми торфяниками и буграми пучения ММП исчезнут первыми.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные исследования показали, что в 2019–2022 гг. среднегодовая температура поверхности мерзлотных почв была выше 0 °С, что является признаком их неустойчивости. Плоскобугристые торфяники отличаются относительно неглубоким оттаиванием (0.5 м), длительным периодом с отрицательными температурами поверхности (202–205 дней), низкими величинами летнего N -фактора, и обладают высокой буферностью к климатическим изменениям. Почвы бугра пучения, по сравнению с плоскобугристым торфяником, отличаются большей глубиной сезонного протаивания (2 м) и более высокой температурой в течение летнего сезона вследствие лучшей теплообеспеченности. В них сильнее идет зимнее охлаждение поверхностного слоя, что связано с малой мощностью снежного покрова на вершине бугра. Однако зимнее промерзание не достигает кровли ММП, то есть мерзлота несливающаяся и находится в неустойчивом состоянии. По сравнению с аналогичными почвами Надымского стационара, мерзлотные почвы парка Нумто отличаются более высокой температурой и более глубоким сезонным протаиванием, а, следовательно, они менее устойчивы к потеплению. Сохранение ММП на буграх пучения возможно при малой мощности снежного покрова.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Аветов Н.А., Кузнецов О.Л., Шишконокова Е.А.* Опыт использования классификации и диагностики почв России в систематике торфяных почв биогеоценозов олиготрофных болот северотаежной подзоны Западной Сибири // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 17. Почвоведение. 2019. № 4. С. 37–47.
2. *Аветов Н.А., Кузнецов О.Л., Шишконокова Е.А.* Почвы олиго-мезотрофных и мезотрофных болот бореального пояса Западной Сибири: возможности геоботанической диагностики в рамках типа торфяных мезотрофных почв // Почвоведение. 2021. № 5. С. 568–581.
3. *Аветов Н.А., Шишконокова Е.А., Кинжаев Р.Р., Арзамазова А.В.* Структура почвенного покрова заболоченной равнины северо-таежной подзоны Западной Сибири (бассейн р. Казым) // Почвоведение. 2022. № 2. С. 208–218.
4. *Атлас Ханты–Мансийского автономного округа – Югры.* Том II. Природа. Экология. Ханты-Мансийск. Москва: ООО НПФ “Талка – ТДВ”, 2004. 152 с.
5. Болота Западной Сибири, их строение и гидрологический режим // Под ред. *К.Е. Иванова, С.М. Новикова.* Л.: Гидрометеиздат, 1976. 447 с.
6. *Васильев А.А., Гравис А.Г., Губарьков А.А. и др.* Деградация мерзлоты: результаты многолетнего геокриологического мониторинга в западном секторе Российской Арктики // Криосфера Земли. 2020. Т. XXIV. № 2. С. 15–30.
7. *Валеева Э.И., Московченко Д.В., Арефьев С.П.* Природный комплекс парка “Нумто”. Новосибирск: Наука, 2008. 280 с.
8. Геокриология СССР. Западная Сибирь. М.: Недра, 1989. 457 с.
9. *Гончарова О.Ю., Матышак Г.В., Бобрик А.А., Москаленко Н.Г., Пономарева О.Е.* Температурные режимы северотаежных почв Западной Сибири в условиях островного распространения многолетнемерзлых пород // Почвоведение. 2015. № 12. С. 1462–1473.
10. *Гончарова О.Ю., Матышак Г.В., Бобрик А.А., Петров Д.Г., Тархов М.О., Удовенко М.М.* Вклад климатических факторов в формирование температурных режимов почв прерывистой криолитозоны северной тайги Западной Сибири // Бюллетень Почвенного института имени В.В. Докучаева. 2017. № 87. С 39–54. DOI: [10.19047/0136-1694-2017-87-39-54](https://doi.org/10.19047/0136-1694-2017-87-39-54).
11. *Губарьков А.А., Московченко Д.В., Гравис А.Г., Акчултанов А.М., Мадеев М.А.* Геокриологические условия природного парка “Нумто” // Современное состояние и перспектива развития сети особо охраняемых природных территорий в промышленно развитых регионах. Материалы

II Всероссийской конференции, посвященной 25-летию природного парка “Нумто”. Екатеринбург, 2022а. С. 151–156.

12. Губарьков А.А., Московченко Д.В., Бабкин Е.М., Пожитков Р.Ю., Иваков Г.С. Эколого-геокриологический мониторинг природного парка “Нумто” // Современное состояние и перспектива развития сети особо охраняемых природных территорий в промышленно развитых регионах. Материалы II Всероссийской конференции, посвященной 25-летию природного парка “Нумто”. Екатеринбург, 2022б. С. 157–162.

13. Десяткин Р.В., Десяткин А.Р., Федоров П.П. Температурный режим мерзлотно-таежных почв центральной Якутии // Криосфера Земли. 2012. Т. XVI. № 2. С. 70–78.

14. Димо В.Н. Тепловой режим почв СССР: Автореф. дис. ... докт. с.-х. наук. М., 1971. 31 с.

15. Добровольский Г.В., Урусевская И.С. География почв. М.: Издательство МГУ, 2004. 460 с.

16. Дроздов Д.С., Бердников Н.М., Гравис А.Г. и др. Особенности современного состояния криогенных ландшафтов Западной Сибири в зоне островного и прерывистого распространения мерзлоты // Современные исследования трансформации криосферы и вопросы геотехнической безопасности сооружений в Арктике. Сборник трудов конференции. Салехард, 2021. С. 121–124.

17. Дюкарев Е.А., Головацкая Е.А., Дучков А.Д. и др. Экспериментальное исследование температурного режима торфяной залежи Бакчарского болота (Западная Сибирь) // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 6. С. 745–754.

18. Каверин Д.А., Пастухов А.В., Мажитова Г.Г. Температурный режим тундровых почв и подстилающих многолетнемерзлых пород (европейский северо-восток России) // Криосфера Земли. 2014. Т. XVIII. № 3. С. 23–32.

19. Каверин Д.А., Пастухов А.В., Новаковский А.Б., Биазы К., Марущак М., Елсаков В.В. Влияние ландшафтных и климатических факторов на глубину сезонного протаивания в почвах бугристых торфяников (на примере площадки CALM R52) // Криосфера Земли. 2019. Т. XXIII. № 2. С. 62–71.

20. Кирпотин С.Н., Березин А.Е., Семенова Н.М., Шадуйко О.М., Перегон А.М., Антошкина О.А., Покровский О.С., Йостен Х. Западная Сибирь как природный колайдер: климаторегулирующая функция водно-болотных угодий // Западно-Сибирские торфяники и цикл углерода: прошлое и настоящее. Материалы Шестого Международного полевого симпозиума. Томск, 2021. С. 23–26.

21. Классификация и диагностика почв России. Смоленск: Ойкумена, 2004. 342 с.
22. Коркин С.Е., Коркина Е.А. Анализ температурного мониторинга болотных ландшафтов Аганско-Пуровского междуречья и Вахско-Аганской подпровинции // Западно-Сибирские торфяники и цикл углерода: прошлое и настоящее. Материалы Шестого Международного полевого симпозиума. Томск, 2021. С. 27–29.
23. Коронатова Н.Г., Миронычева-Токарева Н.П., Соломин Я.Р. Температурный режим торфяной залежи бугров и топей плоскобугристых болотных комплексов Западной Сибири // Криосфера Земли. 2018. Т. XXII. № 6. С. 16–25.
24. Лапина Е.Д. Болота юго-востока Западной Сибири (ботаническое разнообразие, история развития и динамика накопления углерода в голоцене): Автореф. дис. ... докт. биол. наук. Томск, 2004. 23 с.
25. Москаленко Н.Г. Изменение температуры пород и растительности под влиянием меняющегося климата и техногенеза в Надымском районе Западной Сибири // Криосфера Земли. 2009. Т. XIII. № 4. С. 18–23.
26. Москаленко Н.Г. Изменения криогенных ландшафтов северной тайги Западной Сибири в условиях меняющегося климата и техногенеза // Криосфера Земли. 2012. Т. XVI. № 2. С. 38–42.
27. Московченко Д.В. История развития и накопление химических элементов в верховых торфяниках парка Нумто // Современное состояние и перспектива развития сети особо охраняемых природных территорий в промышленно развитых регионах. Материалы II Всероссийской конференции, посвященной 25-летию природного парка “Нумто”. Екатеринбург, 2022. С. 83–86.
28. Толпышева Т.Ю., Шишонакова Е.А. Итоги и перспективы изучения лишайников природного парка “Нумто” // Современное состояние и перспектива развития сети особо охраняемых природных территорий в промышленно развитых регионах. Материалы II Всероссийской конференции, посвященной 25-летию природного парка “Нумто”. Екатеринбург, 2022. С. 116–124.
29. Шерстюков А.Б. Корреляция температуры почвогрунтов с температурой воздуха и высотой снежного покрова на территории России // Криосфера Земли. 2008. Т. XII. № 1. С. 79–87.
30. Шишонакова Е.А., Абрамова Л.И., Аветов Н.А., Толпышева Т.Ю., Шведчикова Н.К. Болота котловины хасырея Ай-Надымтылор (природный парк Нумто, Ханты-Мансийский Автономный Округ – Югра) // Бюллетень Московского общества испытателей природы. Отдел биологический. 2013. Т. 118. № 2. С. 48–56.

31. Шишконокова Е.А., Аветов Н.А., Березина Н.А., Толпышева Т.Ю., Шведчикова Н.К. Проявления регрессивных процессов на болотах южной части природного парка Нумто (Ханты-Мансийский автономный округ – Югра) // Бюллетень Московского общества испытателей природы. Отдел биологический. 2016. Т. 121. № 3. С. 39–50.
32. Шишконокова Е.А., Аветов Н.А., Толпышева Т.Ю., Тарлинская А.А. Растительная индикация термокарстовых образований бугристых болот в южной части парка Нумто (Западная Сибирь) // Социально-экологические технологии. 2019. Т. 9. № 1. С. 27–57.
33. Шполянская Н.А., Осадчая Г.Г., Малкова Г.В. Современное изменение климата и реакция криолитозоны (на примере Западной Сибири и Европейского Севера России) // Географическая среда и живые системы. 2022. № 1. С. 6–30.
34. Bauer I.E., Vitt D.H. Peatland dynamics in a complex landscape: development of a fen-bog complex in the sporadic discontinuous permafrost zone of northern Alberta, Canada // *Boreas*. 2011. Vol 40. No. 4. P. 714–726. DOI: [10.1111/j.1502-3885.2011.00210.x](https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.2011.00210.x).
35. Borge A.F., Westermann S., Solheim I., Eitzelmüller B. Strong degradation of palsas and peat plateaus in northern Norway during the last 60 years // *The Cryosphere*. 2017. Vol. 11. P. 1–16. DOI: [10.5194/tc-11-1-2017](https://doi.org/10.5194/tc-11-1-2017).
36. Chasmer L., Hopkinson C. Threshold loss of discontinuous permafrost and landscape evolution // *Glob Chang Biol*. 2017. Vol. 23. P. 2672–2686. DOI: [10.1111/gcb.13537](https://doi.org/10.1111/gcb.13537).
37. Kirpotin S.N. Western Siberia in a changing climate // *International Journal of Environmental Studies*. 2014. Vol. 71. No. 5. P. 591–594. DOI: [10.1080/00207233.2014.945695](https://doi.org/10.1080/00207233.2014.945695).
38. Jones B.M., Baughman C.A., Romanovsky V.E., Parsekian A.D., Babcock E.L., Stephani E., Jones M.C., Grosse G., Berg E.E. Presence of rapidly degrading permafrost plateaus in south-central Alaska // *The Cryosphere*. 2016. Vol. 10. Iss. 6. P. 2673–2692. DOI: [10.5194/tc-10-2673-2016](https://doi.org/10.5194/tc-10-2673-2016).
39. Lunardini V.J. Theory of N-factors and correlation of data // *Proc. 3rd International Conf. on Permafrost*, Edmonton, Alberta, National Research Council of Canada. Ottawa, 1978. No. 1. P. 40–46.
40. Moskovchenko D.V., Afonin A.S., Pozhitkov R.Yu. Development history and composition of peatland in the Numto natural park in Western Siberia, Russia // *IOP Conf. Ser.: Earth Environ. Sci*. 2022. Vol. 1093. 012010. DOI: [10.1088/1755-1315/1093/1/012010](https://doi.org/10.1088/1755-1315/1093/1/012010).
41. Nelson F.E., Outcalt S.I. A computational method for prediction and regionalization of permafrost // *Arctic Alp. Res*. 1987. Vol. 19. No. 3. P. 279–288.

42. Soil Taxonomy. By Soil Survey Staff. 2nd ed. New York, U.S. Department of Agriculture, Nat. Resour. Conserv. Service. Agricult. Handbook, 1999. No. 436. 869 p.

43. Word Reference Base for Soil Resources. 106. Food and agriculture organisation of the United Nations. Rome, 2014. 89 p.

REFERENCES

1. Avetov N.A., Kuznetsov O.L., Shishkonakova E.A., Opyt ispol'zovaniya klassifikatsii i diagnostiki pochv Rossii v sistematike torfyanykh pochv biogeotsenozov oligotrofnykh bolot severotaezhnoi podzony Zapadnoi Sibiri (The experience in the use of classification and diagnostics of russian soils in the systematics of peat soils of biogeocenoses of oligotrophic bogs of the north taiga subzone of Western Siberia), *Vestn. Mosk. un-ta. Ser. 17. Pochvovedenie*, 2019, No. 4, pp. 37–47.

2. Avetov N.A., Kuznetsov O.L., Shishkonakova E.A., Soils of oligomesotrophic and mesotrophic bogs in the boreal zone of West Siberia: possibilities of botanical diagnostics within the framework of the type of mesotrophic peat soils, *Eurasian Soil Science*, 2021, Vol. 54, No. 5, pp. 689–701, DOI: [10.1134/S1064229321030029](https://doi.org/10.1134/S1064229321030029).

3. Avetov N.A., Shishkonakova E.A., Kinzhaev R.R., Arzamazova A.V., Soil cover pattern of the mire plain of the north taiga subzone in West Siberia (the Kazym River basin), *Eurasian Soil Science*, 2022, Vol. 55, No. 2, pp. 182–190, DOI: [10.1134/S1064229322020041](https://doi.org/10.1134/S1064229322020041).

4. *Atlas Khanty-Mansiiskogo avtonomnogo okruga – Yugry*. Tom II. Priroda. Ekologiya (Atlas of Khanty-Mansiysk Autonomous Okrug – Yugra. Volume II. Nature. Ecology), Khanty-Mansiisk, Moscow: OOO NPF “Talka – TDV”, 2004, 152 p.

5. Ivanov K.E., Novikov S.M. (Eds), *Bolota Zapadnoi Sibiri, ikh stroenie i gidrologicheskii rezhim* (Bogs of Western Siberia, their structure and hydrological regime), Leningrad: Gidrometeoizdat, 1976, 447 p.

6. Vasil'ev A.A., Gravis A.G., Gubar'kov A.A. et al., Degradatsiya merzloty: rezul'taty mnogoletnego geokriologicheskogo monitoringa v zapadnom sektore Rossiiskoi Arktiki (Permafrost degradation: results of the long-term geocryological monitoring in the western sector of Russian Arctic), *Kriosfera Zemli*, 2020, Vol. XXIV, No. 2, pp. 15–30, DOI: 10.21782/KZ1560-7496-2020-2(15-30).

7. Valeeva E.I., Moskovchenko D.V., Arefev S.P., *Prirodnyi kompleks parka Numto* (Nature of the Numto Park), Novosibirsk: Nauka, 2008, 280 p.

8. *Geokriologiya SSSR. Zapadnaya Sibir' (Geocryology of the USSR. Western Siberia)*, Moscow: Nedra, 1989, 457 p.

9. Goncharova O.Yu., Matyshak G.V., Bobrik A.A., Moskalenko N.G., Ponomareva O.E., Temperature regimes of northern taiga soils in the isolated

- permafrost zone of Western Siberia, *Eurasian Soil Science*, 2015, Vol. 48, No. 12, pp. 1329–1340, DOI: [10.1134/S1064229315100038](https://doi.org/10.1134/S1064229315100038).
10. Goncharova O.Yu., Matyshak G.V., Bobrik A.A., Petrov D.G., Tarkhov M.O., Udovenko M.M., The Input of the Climatic Factors in the Temperature Regime of Soils of Discontinuous Permafrost of Northern Taiga of Western Siberia, *Dokuchaev Soil Bulletin*, 2017, Vol. 87, pp. 39–54, DOI: [10.19047/0136-1694-2017-87-39-54](https://doi.org/10.19047/0136-1694-2017-87-39-54).
11. Gubarkov A.A., Moskovchenko D.V., Gravis A.G., Akchulpanov A.M., Madeev M.A., Geokriologicheskie usloviya prirodnogo parka “Numto” (Geocryological conditions of the Numto Nature Park), In: *Sovremennoe sostoyanie i perspektiva razvitiya seti osobo okhranyaemykh prirodnkh territorii v promyshlenno razvitykh regionakh* (Proc. II all-Russian Conf.), Ekaterinburg, 2022a, pp. 151–156.
12. Gubarkov A.A., Moskovchenko D.V., Babkin E.M., Pozhitkov R.Yu., Ivakov G.S., Ekologo-geokriologicheskii monitoring prirodnogo parka “Numto” (Ecological and geocryological monitoring of the natural park “Numto”), In: *Sovremennoe sostoyanie i perspektiva razvitiya seti osobo okhranyaemykh prirodnkh territorii v promyshlenno razvitykh regionakh* (Proc. II all-Russian Conf.), Ekaterinburg, 2022b, pp. 157–162.
13. Desyatkin R.V., Desyatkin A.R., Fedorov P.P., Temperaturnyi rezhim merzlotno-taevnykh pochv tsentral'noi Yakutii (Temperature regime of the forest soils, central Yakutia), *Kriosfera Zemli*, 2012, Vol. XVI, No. 2, pp. 70–78.
14. Dimo V.N., *Teplovoi rezhim pochv SSSR: Diss ... dokt. s.-kh. nauk* (Thermal regime of soils in the USSR, Extended abstract of Dr. Agric. Sci. thesis), Moscow, 1971, 31 p.
15. Dobrovol'skii G.V., Urusevskaya I.S., *Geografiya pochv* (Soil geography), Moscow: Izdatel'stvo MSU, 2004, 460 p.
16. Drozdov D.S., Berdnikov N.M., Gravis A.G. et al., Osobennosti sovremennogo sostoyaniya kriogennykh landshaftov Zapadnoi Sibiri v zone ostrovnogo i preryvistogo rasprostraneniya merzloty (Features of the current state of cryogenic landscapes of Western Siberia in the zones of discontinuous and sporadic permafrost distribution), *Sovremennye issledovaniya transformatsii kriosfery i voprosy geotekhnicheskoi bezopasnosti sooruzhenii v Arktike* (Proc. Conf.), Salekhard, 2021, pp. 121–124.
17. Dyukarev E.A., Golovatskaya E.A., Duchkov A.D. et al., Eksperimental'noe issledovanie temperaturnogo rezhima torfyanoi zalezhi Bakcharskogo bolota (Zapadnaya Sibir) (Temperature monitoring in bakchar bog (West Siberia)), *Russian Geology and Geophysics*, 2009, Vol. 50, No.6, pp. 579–586.
18. Kaverin D.A., Pastukhov A.V., Mazhitova G.G., Temperaturnyi rezhim tundrovyykh pochv i podstilayushchikh mnogoletnemerzlykh porod (evropeiskii severo-vostok Rossii) (Temperature regime of tundra soils and underlying permafrost rocks (European Northeast of Russia)), *Kriosfera Zemli*, 2014, Vol. XVIII, No. 3, pp. 23–32.

19. Kaverin D.A., Pastukhov A.V., Novakovskii A.B., Biazhi K., Marushchak M., Elsakov V.V., Vliyanie landshaftnykh i klimaticheskikh faktorov na glubinu sezonnogo protaivaniya v pochvakh bugristykh torfyanikov (na primere ploschadki CALM R52) (Landscape and climatic factors impacting the thaw depth in soils of permafrost peat plateaus (on the example of CALM R52 site), *Kriosfera Zemli*, 2019, Vol. 23, No. 2, pp. 62–71, DOI: 10.21782/KZ1560-7496-2019-2(62-71).
20. Kirpotin S.N., Berezin A.E., Semenova N.M., Shaduiko O.M., Peregon A.M., Antoshkina O.A., Pokrovskii O.S., Iosten Kh., Zapadnaya Sibir' kak prirodnyi kollaid: klimatoreguliruyushchaya funktsiya vodno-bolotnykh ugodii (Western Siberia as a natural collider: climate-regulating function of wetlands), In: *Zapadno-Sibirskie torfyaniki i tsikl ugleroda: proshloe i nastoyashchee* (Proc. of the Sixth International Field Symposium), Tomsk, 2021, pp. 23–26.
21. Klassifikatsiya i diagnostika pochv Rossii (Classification and diagnostics of soils of Russia), Smolensk: Oikumena, 2004, 342 p.
22. Korkin S.E., Korkina E.A., Analiz temperaturnogo monitoringa bolotnykh landshaftov agansko-purovskogo mezhdurech'ya i Vakhsko-Aganskoi podprovintsii (Analysis of temperature monitoring of swamp landscapes of the Agansk-Purovsky interfluvium and the Vakh-Afghan subprovincions), In: *Zapadno-Sibirskie torfyaniki i tsikl ugleroda: proshloe i nastoyashchee* (Proc. of the Sixth International Field Symposium), Tomsk, 2021, pp. 27–29.
23. Koronatova N.G., Mironycheva-Tokareva N.P., Solomin Ya.R., Temperaturnyi rezhim torfyanoi zalezhi bugrov i topei ploskobugristykh bolotnykh kompleksov Zapadnoi Sibiri (Thermal regime of peat deposits of palsas and hollows of peat plateaus in Western Siberia), *Kriosfera Zemli*, 2018, Vol. XXII, No. 6, pp. 16–25, DOI: 10.21782/KZ1560-7496-2018-6(16-25).
24. Lapshina E.D., *Bolota yugo-vostoka Zapadnoi Sibiri (botanicheskoe raznoobrazie, istoriya razvitiya i dinamika nakopleniya ugleroda v golotsene): Avtoref. diss. ... dokt. biol. nauk* (Swamps of the South-East of Western Siberia (botanical diversity, history of development and dynamics of carbon accumulation in the Holocene), Dr. Biol. Sci. thesis), Tomsk, 2004, 23 p.
25. Moskalenko N.G., Izmeneniya kriogennykh landshaftov severnoi taigi Zapadnoi Sibiri v usloviyakh menyayushchegosya klimata i tekhnogeneza (Cryogenic landscape changes in the West Siberian northern taiga in the conditions of climate change and human-induced disturbances), *Kriosfera Zemli*, 2012, Vol. XVI, No. 2, pp. 38–42.
26. Moskalenko N.G., Izmenenie temperatury porod i rastitel'nosti pod vliyaniem menyayushchegosya klimata i tekhnogeneza v Nadymskom raione Zapadnoi Sibiri (Changes in the temperature of rocks and vegetation under the influence of a changing climate and technogenesis in the nadym region of Western Siberia), *Kriosfera Zemli*, 2009, Vol. XIII, No. 4, pp. 18–23.
27. Moskovchenko D.V., Istoriya razvitiya i nakoplenie khimicheskikh elementov v verkhovykh torfyanikakh parka Numto (History of development and

accumulation of chemical elements in the top peatlands of Numto Park), In: *Sovremennoe sostoyanie i perspektiva razvitiya seti osobo okhranyae-mykh prirodnnykh territorii v promyshlennno razvitykh regionakh* (Proc. II all-Russian Conf.), Ekaterinburg, 2022, pp. 83–86.

28. Tolpysheva T.Yu., Shishkonakova E.A., Itogi i perspektivy izucheniya lishainikov prirodnogo parka “Numto” (Results and prospects of studying lichens of the Numto Nature Park), In: *Sovremennoe sostoyanie i perspektiva razvitiya seti osobo okhranyae-mykh prirodnnykh territorii v promyshlennno razvitykh regionakh* (Proc. II all-Russian Conf.), Ekaterinburg, 2022, pp. 116–124.

29. Sherstyukov A.B., Korrelyatsiya temperatury pochvogruntov s temperaturoi vozdukh i vysotoi snezhnogo pokrova na territorii Rossii (Correlation between soil temperature and air temperature and snow depth in Russia), *Kriosfera Zemli*, 2008, Vol. XII, No. 1, pp. 79–87.

30. Shishkonakova E.A., Abramova L.I., Avetov N.A., Tolpysheva T.Yu., Shvedchikova N.K., Bolota kotloviny khasyreya Ai-Nadymtylor (prirodnyi park Numto, Khanty-Mansiiskii Avtonomnyi Okrug – Yugra) (Wetlands formed on the former ai-nadymtylor lake bed (Numto nature park, Khanty-Mansi autonomous okrug)), *Byulleten' Moskovskogo obshchestva ispytatelei prirody. Otdel biologicheskii*, 2013, Vol. 118, No. 2, pp. 48–56.

31. Shishkonakova E.A., Avetov N.A., Berezina N.A., Tolpysheva T.Yu., Shvedchikova N.K., Proyavleniya regressivnykh protsessov na bolotakh yuzhnoi chasti prirodnogo parka Numto (Khanty-Mansiiskii avtonomnyi okrug – Yugra) (Manifestation of regressive processes in mires of south part of Numto nature park (Khanty-Mansi autonomous okrug – Yugra)), *Byulleten' Moskovskogo obshchestva ispytatelei prirody. Otdel biologicheskii*, 2016, Vol. 121, No. 3, pp. 39–50.

32. Shishkonakova E.A., Avetov N.A., Tolpysheva T.Yu., Tarlinskaya A.A., Rastitel'naya indikatsiya termokarstovykh obrazovaniy bugristykh bolot v yuzhnoi chasti parka Numto (Zapadnaya Sibir') (Plant indication of thermocarst forms in palsa mires in the south of nature park Numto (West Siberia)), *Sotsial'no-ekologicheskie tekhnologii*, 2019, Vol. 9, No. 1, pp. 27–57.

33. Shpolyanskaya N.A., Osadchaya G.G., Malkova G.V., Sovremennoe izmenenie klimata i reaktsiya kriolitozony (na primere Zapadnoi Sibiri i Evropeiskogo Severa Rossii) (Modern climate change and permafrost reaction (on the example of Western Siberia and the European North of Russia)), *Geograficheskaya sreda i zhivye sistemy*, 2022, No. 1, pp. 6–30, DOI: [10.18384/2712-7621-2022-1-6-30](https://doi.org/10.18384/2712-7621-2022-1-6-30).

34. Bauer I.E., Vitt D.H., Peatland dynamics in a complex landscape: development of a fen-bog complex in the sporadic discontinuous permafrost zone of northern Alberta, Canada, *Boreas*, 2011, Vol. 40, No. 4, pp. 714–726, DOI: [10.1111/j.1502-3885.2011.00210.x](https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.2011.00210.x).

35. Borge A.F., Westermann S., Solheim I., Etzelmüller B., Strong degradation of palsas and peat plateaus in northern Norway during the last 60 years, *The Cryosphere*, 2017, Vol. 11, pp. 1–16, DOI: [10.5194/tc-11-1-2017](https://doi.org/10.5194/tc-11-1-2017).
36. Chasmer L., Hopkinson C., Threshold loss of discontinuous permafrost and landscape evolution, *Glob Chang Biol.*, 2017, Vol. 23, pp. 2672–2686, DOI: [10.1111/gcb.13537](https://doi.org/10.1111/gcb.13537).
37. Kirpotin S.N., Western Siberia in a changing climate, *International Journal of Environmental Studies*, 2014, Vol. 71, No. 5, pp. 591–594, DOI: [10.1080/00207233.2014.945695](https://doi.org/10.1080/00207233.2014.945695).
38. Jones B.M., Baughman C.A., Romanovsky V.E., Parsekian A.D., Babcock E.L., Stephani E., Jones M.C., Grosse G., Berg E.E., Presence of rapidly degrading permafrost plateaus in south-central Alaska, *The Cryosphere*, 2016, Vol. 10, Iss. 6, pp. 2673–2692, DOI: [10.5194/tc-10-2673-2016](https://doi.org/10.5194/tc-10-2673-2016), 2016.
39. Lunardini V.J., Theory of N-factors and correlation of data, *Proc. 3rd International Conf. on Permafrost, Edmonton, Alberta, National Research Council of Canada*, Ottawa, 1978, No. 1, pp. 40–46.
40. Moskovchenko D.V., Afonin A.S., Pozhitkov R.Yu., Development history and composition of peatland in the Numto natural park in Western Siberia, Russia, *IOP Conf. Ser.: Earth Environ. Sci.*, 2022, Vol. 1093, 012010, DOI: [10.1088/1755-1315/1093/1/012010](https://doi.org/10.1088/1755-1315/1093/1/012010).
41. Nelson F.E., Outcalt S.I., A computational method for prediction and regionalization of permafrost, *Arctic Alp. Res.*, 1987, Vol. 19, No. 3, pp. 279–288.
42. *Soil Taxonomy.*, By Soil Survey Staff. 2nd ed., New York, U.S. Department of Agriculture, Nat. Resour. Conserv. Service. Agricult. Handbook, 1999, No. 436, 869 p.
43. *Word Reference Base for Soil Resources.* 106, Food and agriculture organisation of the United Nations. Rome, 2014, 89 p.

УДК 631.4

DOI: 10.19047/0136-1694-2023-117-52-100



Ссылки для цитирования:

Холодов В.А., Рогова О.Б., Лебедева М.П., Варламов Е.Б., Волков Д.С., Зиганшина А.Р., Ярославцева Н.В. Органическое вещество и минеральная матрица почв: современные подходы, определения терминов и методы изучения (обзор) // Бюллетень Почвенного института имени В.В. Докучаева. 2023. Вып. 117. С. 52-100. DOI: 10.19047/0136-1694-2023-117-52-100

Cite this article as:

Kholodov V.A., Rogova O.B., Lebedeva M.P., Varlamov E.B., Volkov D.S., Ziganshina A.R., Yaroslavtseva N.V., Organic matter and mineral matrix of soils: modern approaches, definitions of terms and methods of study (review), Dokuchaev Soil Bulletin, 2023, V. 117, pp. 52-100, DOI: 10.19047/0136-1694-2023-117-52-100

Органическое вещество и минеральная матрица почв: современные подходы, определения терминов и методы изучения (обзор)¹

© 2023 г. В. А. Холодов^{*}, О. Б. Рогова^{**}, М. П. Лебедева^{***},
Е. Б. Варламов^{****}, Д. С. Волков^{*****}, А. Р. Зиганшина^{*****},
Н. В. Ярославцева

ФИЦ “Почвенный институт им. В.В. Докучаева”, Россия,
119017, Москва, Пыжевский пер, 7, стр. 2,

^{*}<https://orcid.org/0000-0002-6896-7897>, e-mail: ykholod@mail.ru,

^{**}<https://orcid.org/0000-0003-2908-0828>, e-mail:

olga.rogova64@gmail.com,

^{***}<https://orcid.org/0000-0001-8660-9922>, e-mail: m_verba@mail.ru,

^{****}<https://orcid.org/0000-0003-0345-9186>, e-mail:

evgheni968@rambler.ru,

^{*****}<https://orcid.org/0000-0002-1976-0689>, e-mail:

¹ Опубликовано по материалам ЧЕТВЕРТОЙ ВСЕРОССИЙСКОЙ ОТКРЫТОЙ КОНФЕРЕНЦИИ “ПОЧВЕННЫЕ И ЗЕМЕЛЬНЫЕ РЕСУРСЫ: СОСТОЯНИЕ, ОЦЕНКА, ИСПОЛЬЗОВАНИЕ” (к 95-летию Почвенного института им. В.В. Докучаева).

dmsvolkov@gmail.com,
***** <https://orcid.org/0000-0003-2769-5941>, e-mail:
mpum6009@gmail.com,
***** <https://orcid.org/0000-0002-5805-4285>,
e-mail: nadezhdayros@gmail.com.

*Поступила в редакцию 14.04.2023, после доработки 16.05.2023,
принята к публикации 10.10.2023*

Резюме: В связи со сложностью и гетерогенностью органического вещества почв для его изучения используют весьма широкий спектр методов и подходов. Это порождает избыточное количество терминов, определений и индексов, что затрудняет понимание и интерпретацию данных разных авторов. В работе приводится обзор наиболее актуальных в настоящее время методов и подходов для изучения органического вещества почв и ее минеральной матрицы. В обзоре рассмотрены современные подходы к изучению почвенного органического вещества (ПОВ), его пулов и фракций, концепция насыщенности почвы углеродом. Описаны основные подходы по оценке содержания, структуры и строения пулов органического вещества. Рассмотрены приемы по оценке содержания, структуры и строения пулов ПОВ: биологическое, денсиметрическое, гранулометрическое, химическое и термическое фракционирования. Особое внимание уделено термическим методам анализа как перспективному направлению для изучения негидролизуемой части органического вещества. Подчеркивается, что при изучении пулов ПОВ, которые теоретически выделяют по поведению во времени (обычно по устойчивости), об их количестве, составе и физических свойствах судят по фракциям, которые являются инструментально определяемыми свойствами почв. Показаны подходы для изучения минеральной матрицы почв и органического вещества с точки зрения современной почвенной минералогии и микроморфологии. Оценено влияние минералогического состава на гранулометрический и химический состав почвы, физико-химическую поглотительную способность и органо-минеральные взаимодействия. При описании органо-минеральных компонентов отдельно рассмотрены термины и понятия о частицах и структуре глинистых минералов – филлосиликатов.

Ключевые слова: почвенное органическое вещество, методы фракционирования почвенного органического вещества, органо-минеральные взаимодействия в почве.

Organic matter and mineral matrix of soils: modern approaches, definitions of terms and methods of study (review)²

© 2023 V. A. Kholodov^{*}, O. B. Rogova^{**}, M. P. Lebedeva^{***},
E. B. Varlamov^{****}, D. S. Volkov^{*****}, A. R. Ziganshina^{*****}
N. V. Yaroslavtseva^{*****}

*Federal Research Centre “V.V. Dokuchaev Soil Science Institute”,
7 Bld. 2 Pyzhevskiy per., Moscow 119017, Russian Federation,
^{*}<https://orcid.org/0000-0002-6896-7897>, e-mail: vkholod@mail.ru,
^{**}<https://orcid.org/0000-0003-2908-0828>, e-mail: olga.rogova64@gmail.com,
^{***}<https://orcid.org/0000-0001-8660-9922>, e-mail: m_verba@mail.ru,
^{****}<https://orcid.org/0000-0003-0345-9186>, e-mail: evgheni968@rambler.ru,
^{*****}<https://orcid.org/0000-0002-1976-0689>, e-mail: dmsvolkov@gmail.com,
^{*****}<https://orcid.org/0000-0003-2769-5941>, e-mail: mpum6009@gmail.com,
^{*****}<https://orcid.org/0000-0002-5805-4285>,
e-mail: nadezhdayros@gmail.com.*

Received 14.04.2023, Revised 16.05.2023, Accepted 10.10.2023

Abstract: Due to the complexity and heterogeneity of soil organic matter, a very wide range of methods and approaches is used to study it. This generates an excessive number of terms, definitions and indices, which makes it difficult to understand and interpret the data of different authors. The paper provides an overview of the currently most relevant methods and approaches for studying soil organic matter (SOM) and its mineral matrix. The review considers the concept of soil organic matter, its pools and fractions, the concept of soil carbon saturation. The main approaches to assessing the content, structure, and structure of pools of organic matter are described. The methods of estimation of content, structure and composition of theoretical pools of SOM are considered: biological, densimetric, granulometric, chemical and thermal fractionation. A special attention is paid to thermal methods of analysis as a promising direction for studying the non-hydrolyzable part of organic matter. It is emphasized that in the study of SOM pools, which are theoretically distinguished by behavior in time (usually by stability), about their quantity, composition and physical properties are judged by fractions, which are instrumentally determined properties of soils. Approaches are shown for

² *Proceedings of the IV RUSSIAN OPEN CONFERENCE “SOIL AND LAND RESOURCES: SOILS STATUS, ASSESSMENT, UTILISATION” (dedicated to the 95th anniversary of the V.V. Dokuchaev Soil Science Institute).*

studying the mineral matrix of soils and organic matter from the point of view of modern soil mineralogy and micromorphology. The influence of soil mineral composition on granulometric and chemical composition of the soils, physico-chemical absorption capacity and organo-mineral interactions is evaluated. In the description of organo-mineral components, terms and concepts of particles and structure of clay minerals – phyllosilicates – are especially considered.

Keywords: soil organic matter, methods of fractionation of soil organic matter, organo-mineral interactions in soil.

ВВЕДЕНИЕ

Почва как самый большой резервуар углерода на суше играет ключевую роль в процессе стабилизации углерода ([Lal, 2004](#)). Фиксация углерода почвенным органическим веществом (ПОВ) является естественным природным процессом изъятия его из атмосферы ([Lützow et al., 2006](#)). На сегодняшний день ПОВ, ввиду крайней сложности своего состава, не поддается изучению с точки зрения изменения структуры напрямую, поэтому активно разрабатываются косвенные методы, которые давали бы количественные и воспроизводимые характеристики, которые можно связать с изменением структуры и затем применять для целей прогнозирования изменения его состояния. На данный момент существует множество подходов по изучению ПОВ, которые включают в себя методы физического фракционирования органо-минеральных частиц по размеру и по плотности, химическое фракционирование ПОВ по растворимости, а также изучение динамики микробиологической деструкции и термоустойчивости ПОВ ([Lützow et al., 2006](#)).

Однако такое количество разнообразных методов для изучения одного объекта вносит весьма большую долю неопределенности в интерпретацию данных о структуре и строении ПОВ, особенно при сопоставлении разных подходов. Более того, различные вариации в методах и подходах порождают новые определения, термины, индексы и показатели, которые не всегда ясны неспециалисту в данной конкретной области. Кроме того, сложность ПОВ как объекта часто отвлекает внимание исследователей от того факта, что ПОВ является конституционной частью естественно-

исторического тела – почвы.

Целью данной работы был обзор существующих в настоящее время методов и подходов для изучения ПОВ и его вместилища – минеральной матрицы. Особое внимание было уделено термическим методам анализа как перспективному подходу к изучению негидролизуемой части ПОВ.

ОРГАНИЧЕСКОЕ ВЕЩЕСТВО

Органическое вещество почв – это совокупность всех органических соединений, присутствующих в почвах, за исключением живых организмов. Включает в себя как органические остатки (ткани растений и животных), так и отдельные вещества, которые подразделяются на специфические и неспецифические ([Орлов и др., 2005](#)). Под специфическими веществами понимают гуминовые вещества (ГВ) – соединения, которые подверглись процессу гумификации, свойственному для почв процессу. К неспецифическим веществам относят все остальное ПОВ. В традиции научной школы СССР и потом России, ГВ дополнительно подразделяют на:

- гумус – сумма специфических и неспецифических веществ;
- гумусовые кислоты – гидролизуемая часть гуминовых веществ;
- гумин – негидролизуемая часть гуминовых веществ;
- гуминовые и фульвокислоты – на них подразделяются гумусовые кислоты ([Орлов, 1990](#); [Орлов и др., 2005](#)), фульвокислоты (ФК) растворимы при любых значениях реакции среды, а гуминовые кислоты (ГК) при $\text{pH} < 2$ выпадают в осадок.

Однако в последнее время ряд ученых пытается подвергнуть сомнению факт существования гуминовых веществ в почве. Так, в 2010–2020 гг. вышла серия статей, утверждающих, что при щелочной экстракции почвенной массы из неспецифических веществ происходит образование веществ, которые мы называем ГВ, а это есть на самом деле артефакт пробоподготовки ([Kleber, Johnson, 2010](#); [Lehmann, Kleber, 2015](#); [Kleber, Lehmann, 2019](#)).

Основные тезисы из этих статей:

1. Щелочная экстракция не позволяет отличить гуминовые и

негуминовые вещества.

2. Щелочная экстракция не позволяет различать продукты гумусообразования и образованные под воздействием щелочи макромолекулы.

3. Следует отбросить гуминовую парадигму.

Однако видно, что пункты 1 и 2 говорят об одном и том же, п.3 скорее лозунг, чем тезис для дискуссий.

Возможность получения артефактов в результате щелочного гидролиза ПОВ широко дискутировалась в СССР еще в 60–70 гг. ([Кононова, 1963](#)). В ходе дебатов был разработан ряд новых методов выделения ГВ. Наиболее яркий пример – это “мягкая” экстракция из почвы пирофосфатом натрия. Метод основан на конкурентном вытеснении гумусовых кислот из комплексных соединений с двух- и трехвалентными металлами. Препараты ГВ, полученные в результате щелочной вытяжки и пирофосфатным методом, были весьма схожи ([Кононова, 1963](#); [Кононова и др., 1972](#)).

Однако “атака” на ГВ спровоцировала интересную дискуссию в научном сообществе. В российской научно периодике следует упомянуть работы А.Г. Заварзиной ([Заварзина и др., 2021](#)). Особенно яркие публикации были сделаны группой Олка ([Olk et al., 2019a](#); [Olk et al., 2019b](#)). Олк с коллегами привели ряд ярких фактов, указывающих на существование ГВ как реальных природных объектов:

1. Взгляд ученых на ГВ постоянно меняется, он не косный. Современные концептуальные модели строения ГВ полагают, что в их состав входят как продукты гумификации, так и молекулы биологического происхождения, а вместе они оставляют “гуминовый молекулярный ансамбль” ([Перминова, 2000](#)). Молекулярный вес гуминовых веществ уже считается гораздо меньшим – 0.5–20 кДа, нежели полагали несколько десятилетий тому назад – 10–300 кДа ([Stevenson, 1994](#); [Kononova, 1966](#)). Также показано, что при использовании щелочной вытяжки предполагается множественность структуры и строения ГВ ([Olk et al., 2019a](#)), при этом критики – Леманн и Клебер ([Lehmann, Kleber, 2015](#)) – почему-то уверены, что исследователи, применяющие щелочную вытяжку, обязательно должны верить исключительно в макромолекулярную структуру ГВ.

2. На большом фактическом материале показано, что изменение природных соединений под действием щелочи малозначимо, поэтому щелочным гидролизом и артефактными щелочными реакциями нельзя объяснить столь большого присутствия ГВ в составе ПОВ.

3. Приведены многочисленные примеры абиотических реакций фенолов и лигниновых остатков, которые сопровождают разложение углеводов, происходят в естественных условиях, в результате образуются новые молекулы, отличные от микробных продуктов, эти вещества поступают в почву, что соответствует определению гумификации.

Таким образом, можно заключить, что ГВ не искусственное образование, возникающее при экстракции, а конституционная часть ПОВ.

Помимо этого, авторы указывают на поведение ряда металлов в природных средах, которое необъяснимо, если принять, что ГВ отсутствуют. Также необъяснимо изменение активности прионов в зависимости от типа почв, так как снижение их активности объясняется связыванием с высокомолекулярными компонентами ПОВ. Также, если отказаться от “гуминовой парадигмы”, сложно объяснить “затравочный эффект” – улучшение показателей созревания компостов при внесении препаратов ГВ. Еще затруднительно объяснять отличия в ПОВ в зависимости от географической принадлежности и вида использования почвы ([Olk et al., 2019a](#)).

Кроме того, для оценки возможного образования гуминовых макромолекул под действием щелочи можно сравнить два варианта твердофазной экстракции природного растворенного органического вещества (POB), значимую часть в котором занимают ГВ. В первом варианте сорбцию POB проводят на смоле XAD 8 (Rohm and Haas Ltd.) и смывают сконцентрированное вещество щелочью, во втором используют PPL картриджи Varian Bond Elut и смывают метанолом. В работе ([Perminova et al., 2018](#)) приведены диаграммы Ван Кревелена, построенные на основе данных масс-спектрометрии ионно-циклотронного резонанса с преобразованием Фурье (FT-ICR-MS), из которых видно, что количество молекул при щелочной экстракции не снижается, по сравнению с метанольной, не происходит и “утяжеления” щелочной вытяжки, как

следовало бы ожидать при значимом эффекте формирования макромолекул под воздействием щелочи.

Таким образом, ГВ – конституционная часть ПОВ, их изучение позволяет получить информацию о ландшафте, почве, почвенном горизонте, структурных отдельностях и т. д. В целом ГВ можно рассматривать как пулы ПОВ с разной растворимостью.

ПУЛЫ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА

Пул – совокупность веществ или элементов сходного состава. Изначально понятие пула использовали в биохимии: пул азота в растительной ткани или АТФ (Barker et al., 1966; Clarkson, 1966). К почве, согласно системе Web of Science, термин “пул” применили впервые в 1969 г. ([Page, Gerwitz, 1969](#)): пул обменных фосфатов – все способные к обмену фосфаты. Упоминаются в почве пулы тяжелых металлов ([Soon, Bates, 1982](#)), питательных веществ ([Thompson et al., 1977](#)), семян ([Keeley, 1977](#)). Эдвард и Харрис ([Edwards, Harris, 1977](#)) разделяют на пулы опад: листья, корни и т. д. Впервые ГВ как пул ПОВ упомянуты в 1978 г. ([Bowman, Cole, 1978](#)) как составляющая пула фосфора, связанного с ГК.

В 1977 г. была предложена модель ПОВ ([Jenkinson, Rayners, 1977](#)), которая разделяла углерод ПОВ на три пула с разным временем присутствия в почве: 1 г., 30 лет и 1 500 лет. Такое разделение дало толчок к развитию моделей, описывающих динамику ПОВ и его основных составляющих углерода и азота ([Verberne et al., 1990](#)). Пулы, разделенные по времени присутствия, получили название теоретических пулов или концептуальных ([Six et al., 2002](#)).

Наиболее известная модель такого типа, используемая до сих пор, – это CENTURY ([Parton et al., 1987](#); [Parton et al., 1994](#)). Она создана в 1987 г. и переработана в 1994 г., CENTURY учитывает химический состав растительных остатков, гранулометрический состав и структуру почвы, и, кроме того, систему обработки. Температура и влажность определяют скорость оборота пулов. Содержание лигнина влияет на скорость разложения опада. Лигнин непосредственно переходит в медленный пул. Структура почвы контролирует скорость оборота активного пула, а накопление пассивного определяется содержанием глинистых частиц ([Parton](#)

[et al., 1994](#)).

При удобстве для моделирования концептуальные пулы трудно или невозможно получить физически, поэтому Сикс ([Six et al., 2002](#)) подчеркивает, что они носят преимущественно теоретический характер. Отдельные пулы плохо связаны с величинами, которые можно получить аналитическими методами. Поэтому при изучении ПОВ существуют два подхода: “моделировать измеряемое” и “измерять моделируемое” ([Six et al., 2002](#)). Однако в ходе взаимодействия этих подходов сформировались приблизительные соответствия фракций, которые измеряют теоретические пулы.

Например, инкубирование почвы с учетом выделившегося CO_2 – биологическое определение активного пула – типичный пример “измерения моделируемого” ([Paul et al., 1999](#)). По количеству выделившегося диоксида углерода после длительной (месяцы) инкубации рассчитывают углерод активного пула. Углерод пассивного пула определяют по содержанию углерода в остатке почвы, предварительно подвергнутой гидролизу, а содержание медленного пула вычисляют по разнице ([Paul et al., 1997](#); [Paul et al., 1999](#)). Как видно, здесь длительность эксперимента – существенная проблема. Помимо этого, из-за причин, не связанных с ПОВ (ингибирование микробного дыхания из-за присутствия токсикантов или антибиотиков), возможно недоопределение активного пула.

В настоящее время при рассмотрении трехкомпонентной модели ПОВ оперируют понятиями активного, медленного и пассивного теоретических пулов ([McGill, 1996](#); [Six et al., 2002](#)).

Активный пул – это незащищенное ПОВ, наиболее доступное микроорганизмам. К нему относят: свободные и окклюзированные легкие фракции в макроагрегатах, не связанные в микроагрегатах, извлекаемое водой или растворами нейтральных солей ПОВ, лабильные гуминовые вещества (ЛГВ), углерод микробной биомассы ([Караванова, 2013](#); [Когут, Булкина, 1987](#); [McLauchlan, Hobbie, 2004](#); [McGill, 1996](#); [Six et al., 2002](#)). Большой набор фракций, относящихся к одному пулу, затрудняет моделирование его поведения и требует поиска взаимосвязей между фракциями.

В случае медленного пула наблюдаются схожие затруднения ([McGill, 1996](#); [Six et al., 2002](#)). Этот пул представлен медленно

разлагающимся ПОВ, которое защищено связью с микроагрегатами, включает легкие фракции окклюдированного ПОВ (particulate organic matter), часть ПОВ в составе пылеватых и глинистых частиц (но только гидролизуемое!). Из ГВ к медленному пулу можно отнести гумусовые кислоты, связанные с кальцием: ГК и ФК, выделяемые после процедуры декальцирования.

Негидролизуемую часть ПОВ считают пассивным пулом (McGill, 1996; Six et al., 2002). В случае денсиметрического фракционирования это тяжелая (минеральная) фракция, а при химическом фракционировании – гумин (Орлов и др., 2005). Таким образом это стабилизированное ПОВ, стабильность которого оценивается по химическим или физическим свойствам. В настоящее время чаще всего принимают среднее время обновления (MRT, mean residence times): для активного – годы, для медленного – десятилетия, для пассивного – столетия (Parton et al., 1994; Dungait et al., 2012).

КОНЦЕПЦИЯ НАСЫЩЕННОСТИ ПОЧВЫ УГЛЕРОДОМ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА

Сиксом с коллегами (Six et al., 2002) предложена концептуальная модель физико-химически определяемых пулов. В нее введено новое понятие о насыщаемости почвы по содержанию углерода. Почва, насыщенная по углероду, содержит его максимальный потенциальный запас, который определяется ее физико-химическими свойствами и не может быть больше. Особо оговаривается тот факт, что насыщаться могут все пулы ПОВ. В модели использованы измеряемые пулы, а не биологически определяемые, как было показано выше (Paul et al., 1999). Основной упор делается на механизмах стабилизации ПОВ. Рассматривают химический (химическое или физико-химическое связывание ПОВ с минералами илистого или пылеватого размера), физический (включение его в микро- и макроагрегаты, в которых существуют физические барьеры между микроорганизмами и субстратом (Elliott, Coleman, 1988; Tisdall, Oades, 1982) и биохимический (недоступность для разложения вещества из-за его собственного состава: лигнины, гуминовые вещества) механизмы стабилизации.

С целью избежать путаницы в терминологии предложено

считать, что с помощью изучения фракций мы судим о соответствующих им пулах (Холодов, Ярославцева, 2021). Например, на основе фракции гуминовых кислот можно судить о медленном пуле. Нужно подчеркнуть, что нет строгого соответствия между теоретическими пулами и измеряемыми (выделяемыми) фракциями ПОВ.

Наблюдается большой разброс в определении возраста денсиметрических фракций. Джон с коллегами ([John et al., 2005](#)) по доле ^{13}C в ПОВ оценили MRT свободной легкой фракции (активный пул) – 22 г., это в разы больше по сравнению с теоретическим пулом, и, наоборот, для минеральной фракции показатель был в разы меньше – 63 г., по сравнению с пассивным пулом, что, наоборот, мало. Низкие (3–7 лет), по сравнению с теоретическими, значения MRT обнаружены в почвах Новой Зеландии для ПОВ минеральной фракций ([Huang et al., 2011](#)). Подобные результаты получены и для гранулометрических фракций. Для агросерой почвы установлено MRT для ПОВ тонкой пыли и ила от 10 до 23 лет, что гораздо ниже теоретических значений для пассивного пула.

Довольно часто время присутствия активной фракции ПОВ может быть существенно больше, чем у теоретического пула, и наоборот, у фракций, представляющих пассивный пул, MRT может быть существенно меньше, чем оно оценивается по физико-химическим показателям устойчивости. Эта проблема требует дальнейшего изучения. Таким образом, при изучении ПОВ лучше принимать во внимание устойчивость, а не средний возраст.

ОЦЕНКА СОДЕРЖАНИЯ, СТРУКТУРЫ И СТРОЕНИЯ ПУЛОВ ПОВ

К лабораторным подходам для оценки пулов ПОВ можно отнести:

- биологическое фракционирование;
- денсиметрическое фракционирование;
- гранулометрическое фракционирование;
- фракционирование растворами (химическое фракционирование);
- термическое фракционирование.

Биологическое фракционирование. В его основе лежит

измерение CO_2 , которое выделяют микроорганизмы при разложении легкодоступных компонентов ПОВ – активного пула. По количеству выделившегося в этом процессе CO_2 рассчитывают содержание углерода активного пула ([Paul et al., 1999](#); [Paul, 2016](#)). Преимущество метода: углерод активного пула определяется напрямую. Недостатки: 1) длительная (до года) инкубация образцов; 2) в результате эксперимента получают данные только о содержании пула, а не о его качественном составе; 3) для оценки содержания медленного и пассивного пулов требуются другие подходы (кислотный гидролиз); 4) возможность недоопределения содержания активного пула при ингибировании микробной деятельности в силу каких-либо причин.

Денсиметрическое фракционирование. В его основе лежит существенная разница между плотностью минеральной составляющей почвы (2.4 г/см^3) и растительного опада (около 1 г/см^3). При трансформации опада и взаимодействии его продуктов с минеральной частью почвы плотность получающихся биокостных компонентов изменяется в зависимости от стадии трансформации и взаимодействия со структурными элементами. Кроме того, прилагая физическое воздействие (ультразвук, механическую обработку), можно разрушить почвенные микроагрегаты и выделить внутриагрегатное ПОВ (окклюдированное ПОВ), разделяя его по плотности, можно выделить разные фракции ПОВ ([Six et al., 2002](#)). С помощью такого подхода можно получать препараты ПОВ, близкие к концептуальным пулам, это его основное достоинство. Однако в процессе выделения фракций, весьма вероятно, теряется растворенное ПОВ ([Plaza et al., 2019](#)). Помимо этого, часто возраст денсиметрических фракций не соответствует ожиданиям для теоретических пулов (см. выше). Нет стандартизации метода. При выделении используют разные тяжелые жидкости, устанавливают различные границы плотности от 1.4 до 2.2 г/см^3 ([Шаймухометов и др., 1984](#); [Golchin et al., 1994](#); [Grunewald et al., 2006](#); [Koble, Kogel-Knabner, 2004](#); [Schmidt et al., 1999](#)), а иногда и 1.0 г/см^3 ([Blackwood, Paul, 2003](#)), что осложняет сравнение результатов. Кроме того, используемые тяжелые жидкости не позволяют получать микробиологические, биохимические показатели для выделенных фракций, так как ингибируют микробиологическую

деятельность ([Blackwood, Paul, 2003](#)).

Гранулометрическое фракционирование – это разделение почвенных частиц по размерам ([Grandy et al., 2008](#); [Kandeler et al., 1999](#); [Six et al., 2001](#)). Для этого почву диспергируют без жесткого разрушения микроагрегатов, и суспензию фильтруют через сита от 250 до 10 (50) мкм, либо разделяют центрифугированием ([Marx et al., 2005](#)). Обычно частицы подразделяют на фракции: > 250 мкм, 250–63 мкм и < 63 мкм, – полагая, что частицы > 250 мкм – устойчивые макроагрегаты, 250–63 мкм – микроагрегаты, < 63 мкм – неагрегированные частицы. Устойчивые макроагрегаты (250–63 мкм) содержат грубое органическое вещество, в них больше лигнина; фракции < 63 мкм обогащена веществами с повышенным содержанием азота. К фракции > 250 мкм часто применяют денсиметрическое фракционирование, получая внутриагрегатную окклюдированную фракцию ([Six et al., 2001](#)). Получаемые фракции существенно различаются по строению и содержанию ПОВ и по проявлениям биологической активности, т. е. они настоящие пулы ПОВ. Достоинством гранулометрического фракционирования является возможность изучения в полученных фракциях биологической активности, так как нет ингибирования, как при использовании тяжелой жидкости ([Grandy et al., 2008](#)). Существенный недостаток подхода – это разные пути генезиса частиц в одной размерной фракции. Перечисленное делает теоретическое обоснование метода не таким явным, как для денсиметрического фракционирования. В связи с этим гранулометрическое фракционирование достаточно часто совмещают или дополняют денсиметрическим ([Six et al., 2001](#)).

Кроме того, гранулометрическим фракционированием разделяют фракции минерально-ассоциированного органического вещества, (mineral-associated organic matter, MAOM) – частицы меньше 53 мкм и свободные органические частицы (particulate organic matter, POM), которые больше 53 мкм. Подобный подход позволяет выделить два пула ПОВ: устойчивый пул, накапливающий в себе азот, и для накопления которого необходим этот элемент (MAOM), у этого пула четко выражена тенденция к насыщению, ограниченная свойствами минеральной матрицы; и менее устойчивый пул POM, который более подвержен разложению, но

не зависит от содержания азота и, теоретически, может накапливаться неограниченно ([Cotrufo et al., 2019](#)). Эта концепция используется для моделей поглощения углерода почвами. Несмотря на некоторую формализованность, подход весьма привлекательный. Здесь используются только два пула, устойчивый и неустойчивый, что снижает трудоемкость, повышает воспроизводимость у разных авторов и делает интерпретацию результатов более простой.

Химическое фракционирование (фракционирование растворами). Этот подход исторически первым был применен для фракционирования ПОВ. Во многом его разработка связана с Иваном Владимировичем Тюриным, которым были разработаны первые схемы выделения фракций ПОВ ([Тюрин, 1965](#); [Тюрин, Найденова, 1951](#)). Приведем классическую схему Тюрина для изучения фракционного состава гумуса в одной навеске ([Кононова, 1963](#)):

1. Фракции, растворимые в спиртобензольной смеси (воско-смолы).

2. Фракция, извлекаемая при декальцировании почвы минеральными кислотами.

3. ГК и фульвокислоты, извлекаемые 0.1 М NaOH после декальцирования (ГВ, связанные с кальцием и подвижными полуторными окислами).

4. ГК и фульвокислоты, извлекаемые далее попеременной обработкой 0.1 М H₂SO₄ и 0.1 М NaOH (предположительно связанные с силикатными формами полуторных окислов).

5. ГВ, не извлекаемые описанными приемами, – негидролизуемый остаток, гумин.

6. Для отдельной навески: лабильные гуминовые вещества (ЛГВ) – извлекаются 0.1 М NaOH вытяжкой без предварительной обработки почвы. Эта фракция имеет хорошие метрологические свойства, и ее рекомендовали для оценки подвижного ПОВ ([Когут, Булкина, 1987](#)).

В вышеописанную схему вносили различные изменения и модификации. Стоит отметить введение вместо NaOH пирофосфата натрия ([Кононова, 1963](#); [Кононова и др., 1972](#)). Иногда фракцию ГК высаливанием разделяют на более гидрофобные черные ГК и менее гидрофобные – бурые.

В классических схемах группового фракционного анализа ПОВ мало внимания уделяли водозэкстрагируемому органическому веществу (ВЭОВ). Здесь следует отметить, что растворенное органическое вещество (РОВ) для почвы считается теоретическим понятием, которое оценивают по ВЭОВ.

Однако интерес к пулу РОВ растет с конца прошлого века. Это значимая часть активного пула, фракция чрезвычайно мобильна, оказывает влияние на существенную часть растворимых почвенных компонентов. РОВ – вещественное влияние педосферы на гидросферу и литосферу ([Караванова, 2013](#); [Bengtsson et al., 2018](#); [Chantigny, 2003](#); [Gmach et al., 2020](#); [Li et al., 2019](#); [Rodrigues et al., 2016](#); [Stockdale, Bryan, 2013](#); [Toosi et al., 2014](#)).

Существенный плюс фракционирования растворами – это возможность изучать полученные фракции методами “мокрой” химии. Однако существенным недостатком экстракционных техник является принципиальная недоступность для них негидролизующего остатка – гумина. При этом, считая, что с каждой последующей экстракцией выход ПОВ уменьшается в 4 раза ([Холодов и др., 2015](#)), и, оценивая, что с последовательной (вода, щелочь, декальцирование, щелочь) однократной вытяжкой извлекается примерно 10–30% углерода от его общего содержания ([Холодов и др., 2020a](#)), содержание углерода негидролизующего остатка можно оценить как 50–80% от общего. В связи с этим в настоящее время актуально развитие подходов для анализа этой фракции.

Термическое фракционирование является одним из таких подходов. Оно позволяет разделить ПОВ на термолабильную (ТЛ ОВ) и термостабильную (ТС ОВ) фракции ([Quénéa et al., 2006](#); [Derenne, Quenea, 2015](#); [Gregorich et al., 2015](#)). ТЛ ОВ – это относительно небольшие, не полимеризованные молекулы, при нагревании до 250–390 °С они переходят в газовую фазу. При этом не происходит крекинга – разрыва ковалентных связей. В связи с этим ТЛ ОВ по своим физико-химическим параметрам доступны микроорганизмам, их анаболизм и катаболизм выгоден, потому что не требует дополнительных энергетических затрат на разрыв ковалентных связей в полимерах. Напротив, ТС ОВ переходят в газовую фазу при более высоких температурах, вероятно, с разрушением (частичным разрушением) полимеров, и оно включает в

себя медленный и пассивный пулы. Эта особенность позволяет оценивать молекулярный состав пассивного пула, что другими методами напрямую практически не достигается ([Six et al., 2002](#); [Stewart et al., 2007](#); [Холодов и др., 2020б](#)).

В работе ([Siewert et al., 2012](#)) сравнивается динамика биологической минерализации ПОВ, определяемая с помощью выделения CO_2 во время 80-дневной лабораторной инкубации, с их термоокислительной стабильностью, определенной термогравиметрией. С одной стороны, авторы наблюдали изменение характера термогравиметрической (ТГ) кривой почвы после 80 дней инкубации. Результаты, полученные на 33 образцах почв, отобранных в промежутке 1–80 дней эксперимента, показали корреляцию между количеством и скоростью вдыхаемого CO_2 и потерями массы в ТГ измерениях с линейными коэффициентами ковариации R^2 от 0.6 до 0.85 (в диапазоне температур до 100 °C). Авторы замечают, что взаимодействия между компонентами почвы, такими как ПОВ, неорганическими веществами почвы и почвенными микроорганизмами, не могут быть просто сведены к какому-либо одному движущему фактору или любому доминирующему компоненту. Любой пересчет должен быть сделан с соответствующей теоретической концепцией, включая возможные влияющие факторы, которые еще не выяснены. Кроме того, объяснение различий между усредненными кривыми ТГ для инкубированных и неинкубированных образцов почвы как исключительно микробная трансформация и минерализация слишком упрощено. С учетом имеющихся литературных данных возможно лишь строить предположения о характере процессов трансформации ([Siewert et al., 2012](#)). Однако подход и подвергается критике, так в работе ([Dorodnikov et al., 2007](#)) с использованием изотопов углерода показано, что термическая стабильность и биологическая устойчивость не связаны друг с другом.

При использовании термических методов анализа почвенного органического вещества (ПОВ), часто с использованием кривых термогравиметрии или дифференциальной сканирующей калориметрии (ДСК), рассчитывают различные производные показатели. Особого внимания заслуживают температуры полуразложения, определенные в ТГ или ДСК эксперименте, поскольку они пред-

ставляют собой интегральный показатель устойчивости к разложению (в инертной атмосфере) или окислению. В работе ([Leifeld, 2007](#)) показатель DSC-T50, определяемый как температура, при которой прошло 50% реакции (характеризуемой потерей массы), измерен в условиях нагрева до 600 °C в потоке синтетического воздуха для различных образцов, таких как древесный уголь, сажа, графит, почвы, содержащие “черный углерод”, обугленные ткани растений, лигнит и каменный уголь. Авторы установили, что наиболее высокой температурой потери 50% массы (T50) характеризуется графит. Далее по убывающей располагаются сажа, древесный уголь, остаток после сжигания битума, уголь сосны. Кроме того, авторы ([Leifeld, 2007](#)) считают, что DSC-T50 коррелирует с содержанием ароматического углерода (aryl-C), определенным из ЯМР спектров.

В классической химии термостабильность более всего важна в области химии полимеров, поэтому в ней накоплен значительный экспериментальный и теоретический опыт, который говорит о том, что на термостабильность полимеров влияет множество факторов, таких как виды и количество функциональных групп, молекулярная масса и размер соединения, распределение молекулярной массы, степень разветвления. Кристалличность и аморфность анализируемых веществ также влияют на термические характеристики процесса распада молекул. Однако основной причиной этого процесса является разрыв внутримолекулярных и межмолекулярных связей, характеризующихся энергиями связи ([Ray, Cooney, 2018](#)). В контексте почв также следует упомянуть пионерскую работу ([Tyan et al., 1999](#)), в которой было показано, что добавление глины резко увеличивает термостабильность полимеров. Логично предположить, что в почве глинистые минералы играют аналогичную роль по отношению к ПОВ. Такие зависимости для почв подтверждаются, в том числе, исследованиями ([Gregorich et al., 2015](#)), в которых с помощью пиролиза в атмосфере азота исследованы образцы почв пастбища, пашни и пара, а также фракции песчаного, пылеватого размера и тонкие (илистые, < 2 мкм), выделенные мокрым способом из этих образцов. Показано существование сильной корреляции ($P < 0.0001$; $0.948 < R^2 < 0.963$) между TG-T50 и минерализуемым углеродом для образцов фракций, вы-

деленных из почв пастбища и пашни. Однако для фракций, выделенных из почвы пара, связь была существенно менее сильной ($R^2 = 0.419$ при $P < 0.0632$). Результаты, подтверждающие связь содержания термостабильных компонентов со степенью агрогенной нагрузки, также получены и в других работах ([Nie et al., 2018](#); [Volkov et al., 2020](#)).

Сравнивая полученные данные с результатами своей более ранней работы ([Grisi et al., 1998](#)), авторы пришли к выводу, что термический анализ как органического вещества почвы в целом, так и извлеченных из этих почв химическим экстрагированием гуминовых веществ, указывает на различия термических характеристик ПОВ тропических регионов и умеренных широт. По мнению авторов ([Dell'Abate et al., 2003](#)), это говорит о том, что химическое выделение и разделение гуминовых веществ не сильно изменяет основные тепловые характеристики органического вещества по сравнению с исходными, характерными для почвенного материала в целом. Эти различия соотносятся с таковыми микробиологической активности почв. Позднее была показана, в частности, связь между показателями термического анализа и характеристиками микробиологической активности ([Peltre et al., 2013](#)).

Термическое фракционирование, объединенное с газовой хроматографией и масс-детекцией (ГХ-МС) дают возможность с высокой точностью оценивать молекулярные составы фракций ТЛ и ТС ОВ в одном образце предварительного разделения ([Plante, 2009](#)). После термодесорбции пиролизаты разделяют на газовой хроматографической колонке, а затем определяют отношение массы иона к его заряду (m/z) на масс-спектрометре и идентифицируют индивидуальные вещества – компоненты или пиролизаты ПОВ. Существенные преимущества подхода – это быстрота анализа, простая пробоподготовка, высокая воспроизводимость ([Mazzetto et al., 2019](#)).

Пиролиз с ГХ-МС открывает возможность для глубокого понимания происхождения ПОВ, его устойчивости и разложениости ([Schellekens et al., 2009](#)). Пиролиз ПОВ с ГХ-МС – один из наиболее эффективных и перспективных подходов для изучения его химического состава ([Mehrabanian, 2013](#); [Lara-Gonzalo et al., 2015](#)).

Для изучения ТЛ ОВ и ТС ОВ применяют двухстадийный пиролиз с ГХ-МС. На первой стадии образец нагревают до 250–390 °С, выделяется ТЛ ОВ и направляется в ГХ-МС для анализа. Затем образец нагревают до 500–700 °С, мобилизуется ТС ОВ. Этот процесс сопровождается разрывом ковалентных связей в полимерах и образованием структурных фрагментов.

Для разделения на ТЛ и ТС пулы с последующей ГХ-МС в настоящее время используют процесс двухстадийного пиролиза, разработанный для оценки качества полимеров. Граница ТЛ и ТС ОВ оценивается по-разному: 247 °С ([Шапченко др., 2011](#)), 300 °С ([Gillespie et al., 2014](#); [Estournel-Pelardy et al., 2013](#); [Gregorich et al., 2015](#); [Quénée et al., 2006](#)) и 390 °С (Kuzyakov et al., 2006). Это требует уточнения и во многом зависит от приборов, процедуры проведения анализа и цели исследователя.

ТЛ ОВ, как уже говорилось, относят к легкодоступной для микроорганизмов фракции ПОВ, а ТС – к устойчивой ([Quénée et al., 2006](#); [Gregorich et al., 2015](#)). Это хорошо согласуется с данными о прямых корреляционных связях между количеством углерода, определяемого в инкубационном эксперименте, и содержанием ТЛ ОВ; также есть данные о связи содержания ТЛ ОВ с содержанием денсиметрических легких фракций ПОВ ([Gregorich et al., 2015](#); [Plante et al., 2009](#); [Plante et al., 2011](#)).

В целом термическое фракционирование с ГХ-МС – это весьма перспективный подход для исследования ПОВ. Данные термического фракционирования перспективно сопоставлять с результатами изучения ВЭОВ и других мобильных фракций легкорастворимого ПОВ, так как растворенные молекулы могут быть доступны микроорганизмам, несмотря на относительно большие размеры.

МИНЕРАЛЬНАЯ МАТРИЦА ПОЧВ И ОРГАНИЧЕСКОЕ ВЕЩЕСТВО

Однако при изучении ПОВ нельзя игнорировать его связи с минеральной матрицей почв, особенно с тонкодисперсными минералами. Минеральная часть почвы, как правило, составляет более 90% ее массы и представлена разными минералами, составляя основную массу почвенного тела. Другая часть принадлежит ор-

ганическому веществу. Не случайно В.И. Вернадский в свое время подчеркнул, что почвы являются биокосным природным телом биосферы. При этом следует иметь в виду, что каждая из разновидностей минералов, входящая в состав почвы, обладает собственными физическими, химическими и физико-химическими свойствами. Благодаря разнообразию свойств самих минералов, а также их состава и количественного соотношения, почвы по своим свойствам также весьма разнообразны. Они представляют собой субстрат для закрепления элементов питания растений, субстрат обитания и питания микроорганизмов. Кроме того, минералы определяют многие физико-химические свойства почвы и в большой степени ее плодородие. С точки зрения генезиса почв минералогическому составу также принадлежит исключительно важная роль.

Минералогический состав почвы определяет многие ее свойства. Почва в своей твердой фазе представляет собой не сумму химических элементов, а совокупность минералов, каждый из которых имеет свой химический состав. Изменения, которые происходят в минеральной части профилей почв под влиянием почвообразовательных процессов, сопряжены с разрушением или образованием минералов, т. е. с трансформацией минералогического состава. По этой причине в эволюционном почвоведении минералогический анализ показывает себя более информативным, чем химический. Основу минералогического состава почв закладывает минералогический состав почвообразующих пород. В первом приближении Т.А. Соколовой с соавторами ([Соколова и др., 2005](#)) были выделены пять основных групп минералов: 1) Силикаты кластогенные, преимущественно продукты вулканизма: кварц, полевые шпаты, слюды, хлорит. 2) Силикаты слоистые или глинистые минералы, продукты гипергенных и негипергенных процессов: смектит (сопровождается смешанослойным иллит-смектитом с высокой и низкой нормой смектитовых пакетов), иллит, тонкодисперсный (почвенный) хлорит, каолинит. 3) Карбонатные минералы: кальцит, доломит, арагонит. 4) Акцессорные минералы – наиболее многочисленная группа, которая включает десятки минералов (амфиболы, пироксены и пр.), но незначительная по содержанию: 0.5–3% от массы почвы. 5) Минералы растворимых

солей. Группа аксессуарных минералов и минералов солей в этом обзоре не будет обсуждаться.

Гранулометрия и минералогия. Исследование почв показало, что каждой группе силикатных минералов свойственно тяготение к минеральным частицам определенного размера ([Соколов, 1997](#)). Так кварц отсутствует среди частиц менее 0.2 мкм (микрона), но среди частиц размером 100 мкм и более его содержание может достигать почти 100%. Наибольшее содержание полевых шпатов наблюдается среди частиц 100–10 мкм, среди слюд – 10–1 мкм, глинистых минералов иллита, хлорита и каолинита – 10–0.2 мкм; смектит практически полностью представлен частицами размером менее 0.02 мкм. Такое распределение силикатных минералов по размеру частиц не всегда является результатом процессов почвообразования. Оно свойственно и осадочным породам и определяется, по-видимому, как структурными особенностями минералов, так и разной их устойчивостью к внешним воздействиям на путях миграции. Прямым следствием установленной закономерности является то обстоятельство, что с утяжелением пород, т. е. с увеличением количества тонкодисперсных частиц, в них всегда снижается содержание кварца, полевых шпатов, слоистых силикатов (слюд, хлорита), и увеличивается содержание глинистых минералов (смектита, иллита, хлорита и каолинита). Значение гранулометрического и минералогического составов в формировании габитуса почвы чрезвычайно велико, поскольку они оказывают существенное влияние на химические, водно-физические, тепловые, воздушные свойства, окислительно-восстановительные условия, ее поглотительную способность, а в конечном счете – на накопление в ней гумуса, зольных элементов и азота.

Химический состав. Показанная выше связь между размером минеральных частиц и их минералогическим составом, а также свойственный каждому минералу свой химический состав, позволяют легко понять, почему почвы разного гранулометрического состава различаются и по химическому составу. Так, известный факт – что супесчаные и легкосуглинистые почвы характеризуются высоким содержанием SiO_2 (до 90%) – объясняется высоким в них содержанием крупных минеральных частиц, а зна-

чит, и высоким содержанием кварца, чистого носителя SiO_2 . По данным статистического анализа в этих почвах, в сравнении с глинистыми, вдвое-втрое ниже содержание Al_2O_3 , Fe_2O_3 , втрое – K_2O , MgO . Напротив, с увеличением содержания глинистых минералов, характеризующихся иным химическим составом, содержание указанных химических элементов в ней существенно возрастает. Поэтому понятно, что различия в химическом составе почв, достигающие нередко весьма значительных размеров, обусловлены разным их гранулометрическим составом, а значит и разным содержанием в них кластогенных и глинистых минералов. В процессе почвообразования и эволюции почв эти же связи трансформируются с изменением элементного состава по их профилю. Переход почвенной минералогии от качественной диагностики к количественной, не завершившийся по настоящее время, происходил с 30-х годов прошлого века ([Седлецкий, 1938](#)). На протяжении практически всего этого времени эволюционное почвоведение в своих суждениях о развитии почв в основном опиралось на химический анализ ([Роде, 2008](#)).

Теперь, когда количественная оценка минералов продвинулась значительно вперед, многие исследователи – И. Костов, ([Костов, 1971](#)), В.Г. Шлыков, ([Шлыков, 2006](#)), Т.А. Соколова с соавт. ([Соколова и др., 2005](#)) – показали, например, что высокое содержание кремнезема в элювиальных частях профиля лесных почв объясняется высоким содержанием кварца. А когда в элювиальной части профиля наблюдается снижение содержания магния, натрия и калия, то подтверждение этому мы находим в потере в этой части профиля соответственно хлорита, полевых шпатов (альбита) и слюд. Известно, что для почв Прикаспийской низменности характерно увеличение в илистой фракции вверх по профилю содержания K_2O ([Варламов и др., 2020](#)), что связано с накоплением в ней иллита. Другой пример имеет отношение к трансформации химического состава ила черноземов как по их профилю, так и в зональном аспекте. Вглубь по профилю и с юга на север в составе ила у разных подтипов черноземов отмечается заметное увеличение отношения $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ (с 3.2–3.8 до 4.1–4.6). Минералогический анализ показал, что первое сопряжено с увеличением в нижних горизонтах содержания смектита, а второе – с

накоплением в иле, как и почве в целом, при движении на север кварца. Не менее интересным является установленный факт, что для черноземов, в отношении которых по результатам валового химического анализа сложилось представление об инертности их “алюмосиликатного костяка”. Однако, как показали минералогические исследования, такое представление неверно. Алюмосиликатная часть по профилю черноземов в минералогическом отношении в значительной степени дифференцирована, но химический анализ этого выявить не способен, поскольку возникает своего рода компенсационный эффект. Он заключается в том, что относительное накопление в верхних горизонтах кварца в связи с разрушением других минералов приводит к увеличению содержания кремнезема, но приуроченный к нижним горизонтам смектит также увеличивает содержание кремнезема в этих горизонтах. В целом почвенный профиль черноземов по содержанию кремнезема остается мало дифференцированным. Подобное происходит и с другими оксидами. И таких примеров, когда только благодаря минералогическому анализу становятся понятными данные химического анализа, можно привести немало.

Физико-химическая поглотительная способность и обменные катионы. Одной из важнейших статей физико-химической поглотительной способности почв, связанной с их минералогическим составом, является емкость катионного обмена (ЕКО). Обусловлена она главным образом содержанием и составом глинистых минералов. Для почв, в составе которых установлены 4 глинистых минерала (смектит, иллит, хлорит и каолинит), принципиальное значение имеет минерал смектит. Это обстоятельство важно не только тем, что смектит отличается в наших почвах наиболее высоким содержанием, но и тем, что этот глинистый минерал обладает особенно высокой ЕКО (80–150 мг-экв/100 г). Значительно более низкое место занимают иллит с существенно более меньшей ЕКО (20–50 мг-экв/100 г), хлорит (10–40 мг-экв/100 г) и каолинит (3–20 мг-экв/100 г). Высокая ЕКО, измеряемая в тяжелосуглинистых почвах в 30–35 мг-экв/100 г, а в вертисолях (слитых черноземах) – в 60–90 мг-экв/100 г, в основном является результатом совместного вклада присутствующих в них глинистых минералов и в первую очередь смектита. Известно,

на примере почв Прикаспийской низменности, что доминирующими обменными катионами поглощающего комплекса почв, и прежде всего каштановых почв, являются кальций и магний. Их соотношение в верхних горизонтах каштановых почв равняется 10–7, в нижних оно сужается до 6–5, как следствие относительно-го увеличения с глубиной содержания магния. В настоящее время, располагая данными о минералогическом составе почв и его эволюции под влиянием почвообразовательного процесса, мы вполне определенно можем состав, содержание и характер распределения обменных катионов по профилю объяснить выветриванием главных носителей этих элементов – карбонатных минералов (кальцита и доломита), а из силикатов – легко подверженных разрушению биотита и хлорита. Наличие в составе глинистых минералов иллита придает поглотительной способности почв дополнительные особые свойства. Так, известно, что этот слюдогенный минерал обладает свойством энергичного необменного поглощения (фиксации) ионов K^+ и NH_4^+ , что в большой степени влияет на условия калийного и аммонийного питания растений.

Для характеристики органо-минеральных компонентов прежде всего условимся использовать термины и понятия о частицах и структуре глинистых минералов, которые являются фило-силикатами. Их структура относится к слоистым (каолинит, смектит, иллит и хлорит). Основу структуры составляют двух- или трехслойные силикатные слои. В смектитах и смешанослойных образованиях слои разделены межслоевыми промежутками (слоями).

История исследования проблемы гумус-смектитовых комплексов почв была длительна и сложна. В 40-х годах прошлого века ([Ваксман, 1937](#); [Ассинг, 1949](#)) по характеру рентгенограмм была высказана идея кристаллического строения гуминовых кислот. Значительно позже она была подвергнута критике Горбуновым ([Горбунов, 1971](#)). Затем исследования сосредоточились на разработке способов выделения индивидуальных молекул гумусовых кислот и их внедрения в структуру смектитов ([Кононова, 1963](#); [Орлов, 1985](#)). Эти способы основывались на результатах рентгеновского и термографического методов. При этом эти исследования основывались на двух априорных положениях: 1) гу-

миновые и фульвокислоты представляют собой более или менее упорядоченные молекулы определенных размеров; 2) межслоевой промежуток в структурах смектитового типа имеет определенную ограниченную высоту (расстояние по оси c). Исходя из этих двух положений, Б.П. Градусов ([Градусов, 1976](#)) и Д.С. Орлов ([Орлов, 1985](#)) пришли к заключению, что “внедрение” молекул гумусовых кислот в межслоевой промежуток смектитовых минералов невозможно, так как величина молекул гумусовых кислот (20–80 нм) гораздо больше, чем высота межслоевого промежутка минерала. Высота промежутка определялась ими как разность между значением d_{001} смектита в воздушно-сухом состоянии и высотой пиррофиллитового слоя ($1.5 - 0.92 = 0.58$ нм). Казалось, что проблема вхождения гумусовой молекулы в межслоевой промежуток решена окончательно в отрицательном смысле ([Орлов, 1985](#)). Этот расчет основан на стандартных приемах диагностики филлосиликатов, когда рентгеновские показатели получены от препаратов в воздушно-сухом состоянии с обменными кальцием или магнием ([Костов, 1971](#)). Дополним, что большинство глинистых минералов имеет отрицательный заряд кристаллической решетки, который нейтрализуется положительно заряженными частицами – катионами. Горбунов, ([Горбунов, 1971](#)), Чижикова и др. ([Чижикова и др., 2006](#)), Wilson ([Wilson, 1999](#)), Tazaki ([Tazaki, 2006](#)), Травникова и др. ([Травникова и др., 1992, 2012](#)) и Савельев ([Савельев, 2001](#)) показывают, что при адсорбции органических молекул на минералах сначала происходит их связывание непосредственно с минеральной поверхностью за счет электростатических сил или лигандного обмена. В дальнейшем органическое вещество сорбируется уже не на минерале, а на первом слое молекул – за счет гидрофобных взаимодействий или образования мостиковых связей (через ион металла) ([Kodama, 1971](#); [Ferrage, 2005](#)). Возможно, связывая гумусовые вещества, глинистые минералы защищают их, с одной стороны, от дальнейшей микробиологической деструкции, разнящейся в зависимости от вида минералов, а с другой стороны, адсорбированные гумусовые вещества на поверхности минералов или в их межслоевых промежутках стабилизируют систему *органическое вещество – минеральная матрица*. Косвенным подтверждением этого являются экспериментальные данные по стабиль-

ности органо-минеральных комплексов разных вариантов многолетних стационарных наблюдений. Подобный механизм был показан ранее ([Young, 1979](#)). При этом продукты окисления органического вещества в процессе взаимодействия с тонкодисперсными фракциями почв играют ключевую роль в стабилизации биополимера в почвах. Одной из специфических сторон почвообразования является связь органических веществ с минеральной частью почв, которую изучал Н.И. Горбунов. Для выяснения природы связи органических веществ с минералами Горбунов Н.И. рассматривал природу и формы связей, значение структуры минералов, их дисперсность и ряд других факторов, влияющих на образование и прочность органо-минеральных соединений ([Ruiz et al., 2006](#)). Гуматы и фульваты образуют с минеральной частью почв различные формы химических связей. Молекулы гуматов и фульватов из-за большого размера и сферического строения не проникают в межслоевые промежутки глинистых минералов, а фиксируются на поверхности путем адгезии и когезии. “Молекулы гуминовой кислоты занимают не всю внешнюю поверхность минерала, а располагаются мозаично на наиболее активных местах. Доказательством этого является проникновение в межслоевые промежутки этиленгликоля, глицерина и катионов” ([Градусов, 1976](#)). Однако сведений о распределении и их роли в органо-минеральных взаимодействиях, включая исследования по почвам, крайне мало. В естественных условиях высота межслоевого промежутка смектита изменчива и варьирует в пределах от 0 до 30 нм и более, вплоть до материального разобщения силикатных слоев при изменяющемся уровне увлажнения. Поэтому приведенный выше расчет не имеет смысла, так как вещества, относимые к гумусу, имеют в действительности разную структуру и, соответственно, разные размеры, а высота межслоевых промежутков смектитовой фазы разнится в зависимости от величины и распределения заряда у поверхности силикатного слоя, влажности почвы и количества слоев водных молекул в лабильном межслоевом промежутке, обменных катионов, адсорбированных ранее органических соединений и продуктов их минерализации ([Дриц и др., 1976](#); [Градусов, 1976](#)).

Для того чтобы выработать правильный ответ на вопрос “о возможности или невозможности вхождения гумусовых соедине-

ний (“молекул”) в межслоевое пространство смектита”, необходимо рассмотреть вопрос о том, что в этом случае представляет собой элементарная частица “смектита” в гранулометрическом и минералогическом (кристаллохимическом) смысле, и как она проявляется в рентгеноструктурном анализе, который определяется характером укладки силикатных слоев в смектитовой фазе.

Как известно, непосредственный объект рентгеновского исследования представляет собой “ориентированный агрегат”, образуемый аналитическим высаживанием взвешенных частиц минерала на плоскую поверхность ([Шлыков, 1991](#)). В природных условиях физическая частица смектита имеет разные размеры по направлению *c* в зависимости типа укладки силикатных слоев, влажности и катионов раствора. При количестве 15 и более силикатные слои могут быть уложены субпараллельно, образуя *упорядоченную тактоидную* структуру из силикатных слоев и межслоевых промежутков. С увеличением числа слоев молекул воды в межслоевых промежутках расстояния между силикатными слоями увеличиваются, и частица приобретает характер *упорядоченной раздвинутой* ([Дриц и др., 1976](#); [Градусов, 1976](#)), когда между слоями размещаются молекулы воды и/или вещества (имеется в виду насыщение различными катионами и органическими веществами для уточнения кристаллохимической структуры), в том числе органические. С почвенной точки зрения на взаимодействия смектита и органических (гумусовых) соединений и на микроагрегатообразование особо важной является структура укладки из раздвинутых силикатных слоев, образующих постройки, похожие на домик. Н.Н. Соколов ([Соколов, 1997](#)) предложил модель организации такой структуры, назвав ее “перекашивающимся домиком”. Такая структура может быть названа *раздвинутой неупорядоченной*. Она обладает подвижностью. При изменении угла наклона слоев-стенок, что определяется степенью увлажнения, расстояния между базальными слоями домика сокращаются, вызывая фиксацию в структуре оказавшихся в ней веществ. Это эффект окклюзии на наноскопическом уровне.

Таким образом, только в укладках раздвинутого типа, особенно в укладке “домиком”, созданы условия для размещения молекул органических соединений среди силикатных слоев смектита

или, наоборот, единичных смектитовых слоев между органическими соединениями. Другим важным фактором взаимодействий минералов и органических соединений является форма частиц смектитовой фазы, под которой понимается соотношение длины или базальной плоскости и высоты частиц, известное под названием аспектного отношения. Смектит обладает уникально большим аспектным отношением. Оно многократно больше аспектного отношения живых организмов и органических соединений – продуктов их разложения и трансформаций (Хан, 1969). Вследствие различий формы и протяженности пространств между слоями создаются условия по возникновению предпосылок для сложной системы взаимозахвата частиц этих групп веществ. Подобные взаимодействия возможны только исходя из условий “идеальности” реагирующих веществ, их мономинеральности (Чижикова и др., 2006) и чистоте, при которых, учитывая вышесказанное, следует ожидать рентгеноструктурные проявления вхождения компонентов разнообразных соединений гумуса в межслоевое пространство лабильного минерала. Рентгеноструктурно это можно наблюдать тогда, когда влажность смектитовой системы обеспечивает одинаковые по высоте промежутки, когда масса внедрившихся соединений достаточна для когерентного рассеяния рентгеновских лучей (Орлов, 1985). Поскольку фактор структурного рассеяния органических соединений, входящих в состав гумуса, очень низкий, по сравнению с фактором рассеяния смектита, рентгеноструктурные проявления размещения компонентов гумуса в межслоевом пространстве можно наблюдать лишь в исключительных случаях. Однако реальные системы комплексов гумус-смектитового типа представляют собой смеси псевдокристаллитов из разного числа силикатных слоев и промежутков разной высоты, а при высокой влажности и в присутствии обменных катионов типа натрия, лития, аммония представлены единичными слоями из разнородных соединений гумуса (Tessier et al., 1979). Важно отметить, что смектитовые компоненты имеют огромные аспектные отношения и, соответственно, базальные поверхности псевдокристаллитов, и единичных слоев. Эти поверхности смектитов однотипны при условии их мономинеральности и представляют собой отрицательно заряженные кремнекислородные сетки. Только на попе-

речных сколах частиц или слоев на поверхности оказываются элементы алюмо-гидроксильных сеток. Их площадь ничтожна по сравнению с площадью базальных поверхностей и поэтому не может быть определяющей при структурных взаимодействиях смектитов и органических соединений. Указанные свойства частиц и соединений таковы, что интенсивное когерентное рассеяние невозможно, и реальные гумусово-смектитовые комплексы не имеют стандартных рентгеноструктурных признаков. Естественный результат размещения соединений гумуса среди кремнекислородных поверхностей минерала или между такими поверхностями смектита заключается в отсутствии новых характеристических целочисленных серий рефлексов на дифракционной картине от комплекса, а также в понижении интенсивности, уширении пиков в малоугловую область и их асимметричности.

Таким образом, перечисленные признаки являются необходимыми для заключения о размещении органических соединений среди силикатных слоев. Основными и главными факторами размещения являются: 1) высокое содержание гумуса; 2) горизонт содержит много прочных микроагрегатов во фракциях тонкой и средней пыли; 3) высокая устойчивость комплексов к системе воздействий при подготовке почвы по Качинскому, а также в методе дробного выделения ила Н.И. Горбунова и варианта метода Б.П. Градусова и др., 4) сильная положительная связь прочных тонко-среднепылеватых микроагрегатов с гумусом. Гумус, устойчивый к длительным экстенсивным сельскохозяйственным воздействиям, может быть рассмотрен как размещенный среди силикатных слоев глинистых минералов, например, чернозема. Другим аспектом различий может выступать смешанослойная фаза или индивидуальный смектит, локализованный в агрегатах разной размерности. Поэтому в почвенной минералогии, исходя из вышеизложенного представления о непостоянстве ассоциативного объединения большей частью органического и в меньшей высокодисперсного минерального вещества, органо-минеральные комплексы рассматриваются в исключительных случаях, предпочтение отдается более информативным данным по содержанию “истинных” минералов, т. е. веществ без органических компонентов. Однако появление аналитической аппаратуры нового поколения, напри-

мер Rigaku Smart-Lab, открывает новые возможности познания структуры органо-минеральных комплексов. Это поколение приборов, помимо стандартных решений для задач количественного фазового анализа по калибровочным кривым, стандартным образцам или методом Ритвельда, позволяет проводить определение количественного минералогического фазового состава не только по рабочим интенсивностям, но и теоретически рассчитанным из атомного состава каждой фазы органо-минерального комплекса.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Для изучения такого сложного и гетерогенного объекта как ПОВ необходимо применение нескольких методов и подходов с целью получения адекватных результатов и их успешной интерпретации. Поэтому залогом успеха в изучении ПОВ является подбор и согласование методов комплексного исследования. При этом весьма удачным комплексным подходом можно признать совместное изучение ВЭОВ с термическими фракциями ПОВ и с учетом гранулометрического и минералогического состава почв.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Ассинг И.А.* Начальные стадии выветривания и почвообразования на массивно-кристаллических породах // Проблемы Советского почвоведения. № 15. М.-Л.: Изд-во АН СССР. 1949. С. 80–94.
2. *Ваксман С.А.* Гумус. Происхождение химический состав и его значение в природе. М.: Сельхозгиз, 1937.
3. *Варламов Е.Б., Чурилин Н.А., Каганова А.Е.* Расчетная реконструкция профилного распределения минералов по содержанию стабильного компонента на примере солонца коркового светлого сухостепной зоны юга России // Бюллетень Почвенного института имени В.В. Докучаева. 2020. Вып. 105. С. 173–207. DOI: [10.19047/0136-1694-2020-105-173-207](https://doi.org/10.19047/0136-1694-2020-105-173-207).
4. *Горбунов Н.И.* Методика подготовки почв к минералогическим анализам // Методы минералогического и микроморфологического изучения почв. М.: Наука, 1971. С. 5–15.
5. *Градусов Б.П.* Минералы со смешаннослойной структурой в почвах. М.: Наука, 1976. 128 с.
6. *Дриц В.А., Сахаров Б.А.* Рентгеноструктурный анализ смешаннослойных минералов // Тр. ГИН. 1976. Вып. 295. 256 с.

7. Заварзина А.Г., Данченко Н.Н., Демин В.В., Артемьева З.С., Козут Б.М. Гуминовые вещества: гипотезы и реальность (обзор) // Почвоведение. 2021. № 12. С. 1449–1480.
8. Караванова Е.И. Водорастворимые органические вещества: фракционный состав и возможности их сорбции твердой фазой лесных почв (обзор литературы) // Почвоведение. 2013. № 8. С. 924–936.
9. Козут Б.М., Булкина Л.Ю. Сравнительная оценка воспроизводимости методов определения лабильных форм гумуса черноземов // Почвоведение. 1987. № 7. С. 38–45.
10. Кононова М.М., Бельчикова Н.П., Титова Н.А., Ларина Н.К., Касаточкин В.И., Орлов Д.С., Шульман Ю.А., Юхнин А.А., Дубин В.Н., Шурыгина Е.А., Кауричев И.С., Ноздрунова Е.М., Александрова И.В. Методы изучения органического вещества почв // Органическое вещество целинных и освоенных почв (экспериментальные данные и методы исследования) / Ред. Кононова М.М. М.: “Наука”, 1972. 280 с.
11. Кононова М.М. Органическое вещество почвы. М.: Наука, 1963. 190 с.
12. Костов И. Минералогия. М.: Мир, 1971. 584 с.
13. Ларионова А.А., Золотарева Б.Н., Евдокимов И.В., Быховец С.С., Кузяков Я.В., Бюггер Ф. Идентификация лабильного и устойчивого пулов органического вещества в агросерой почве // Почвоведение. 2011. № 6. С. 685–698.
14. Орлов Д.С., Гришина Л.А. Практикум по химии гумуса. М.: Изд-во МГУ, 1981. 272 с.
15. Орлов Д.С. Гумусовые кислоты почв и общая теория гумификации. М.: Изд-во МГУ, 1990. 325 с.
16. Орлов Д.С., Садовникова Л.К., Суханова Н.И. Химия почв. М.: Высш. шк., 2005. 558 с.
17. Орлов Д.С. Химия почв. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1985. 376 с.
18. Перминова И.В. Анализ, классификация и прогноз свойств гуминовых кислот: Дисс. ... док. хим. н. М.: МГУ, 2000. 359 с.
19. Роде А.А. Избранные труды в Т.4. Подзолообразовательный процесс. М.: ГНУ Почвенный ин-т им. В.В. Докучаева Россельхозакадемии, 2008. 480 с.
20. Савельев Д.В., Владыченский А.С. Гумусное состояние почв модельных экосистем почвенных лизиметров // Вестник Московского университета. Сер. 17, Почвоведение. 2001. № 1. С. 3–7.
21. Седлецкий И.Д. Гензис минералов почвенных коллоидов в связи с типами выветривания и почвообразования // Природа. 1938. № 1. С. 34–44.
22. Соколов И.А. Почвообразование и экзогенез. М.: Почв. Ин-т им. В.В. Докучаева, 1997. 244 с.

23. Соколова Т.А., Дронова Т.Я., Толпеишта И.И. Глинистые минералы в почвах. Тула: Гриф и К, 2005. 336 с.
24. Травникова Л.С. Органо-минеральные взаимодействия: роль в процессах формирования почв, их плодородия и устойчивости к деградации. М.: Почвенный институт им. В.В. Докучаева Россельхозакадемии, 2012. 296 с.
25. Травникова Л.С., Титова Н.А., Шаймухаметов М.Ш. Роль продуктов взаимодействия органической минеральной составляющей в генезисе и плодородии почв // Почвоведение. 1992. № 10. С. 81–96.
26. Тюрин И.В., Найденова О.А. К характеристике состава и свойств гуминовых кислот, растворимых в разведенных щелочах непосредственно и после декальцирования // Труды Почвенного ин-та АН СССР. 1951. Т. 38. С. 59–64.
27. Тюрин И.В. Органическое вещество почвы и его роль в плодородии. М.: Наука, 1965. 320 с.
28. Хан Д.В. Органо-минеральные соединения и структура почв. М.: Изд-во АН СССР, 1969. 142 с.
29. Холодов В.А., Фарходов Ю.Р., Ярославцева Н.В., Айдиев А.Ю., Лазарев В.И., Ильин Б.С., Иванов А.Л., Куликова Н.А. Термолабильное и термостабильное органическое вещество черноземов разного землепользования. Почвоведение. 2020б. № 8. С. 970–982. DOI: [10.31857/S0032180X20080080](https://doi.org/10.31857/S0032180X20080080).
30. Холодов В.А., Ярославцева Н.В., Константинов А.И., Перминова И.В. Препаративный выход и свойства гуминовых кислот при последовательных щелочных экстракциях // Почвоведение. 2015. № 10. С. 1222–1231.
31. Холодов В.А., Ярославцева Н.В., Фарходов Ю.Р., Яшин М.А., Лазарев В.И., Ильин Б.С., Филиппова О.И., Воликов А.Б., Иванов А.Л. Оптические характеристики экстрагируемых фракций органического вещества типичных черноземов в многолетних полевых опытах // Почвоведение. 2020а. № 6. С. 691–702. DOI: [10.31857/S0032180X20060052](https://doi.org/10.31857/S0032180X20060052).
32. Чижикова Н.П., Верховец И.А., Владыченский А.С. Поведение компонентов илистых фракций в модельных экосистемах почвенных лизиметров // Почвоведение. 2006. № 9. С. 1088–1097.
33. Шаймухаметов М.Ш., Титова Н.А., Травникова Л.С., Лабнец Е.М. Применение физических методов фракционирования для характеристики органического вещества почв // Почвоведение. 1984. № 8. С. 131–141.
34. Шапченкова О.А., Анискина А.А., Лоскутов С.Р. Термический анализ органического вещества мерзлотных почв (Среднесибирское плоскогорье) // Почвоведение. 2011. № 4. С. 439–446.

35. *Шлыков В.Г.* Рентгеновский анализ минерального сырья дисперсных грунтов / Отв.ред. Соколов В.Н. М.: ГЕОС, 2006. 176 с.
36. *Bengtsson M.M., Attermeyer K., Catalán N.* Interactive effects on organic matter processing from soils to the ocean: are priming effects relevant in aquatic ecosystems? // *Hydrobiologia*. 2018. Vol. 822 (1). P. 1–17.
37. *Blackwood C.B., Paul E.A.* Eubacterial community structure and population size within the soil light fraction, rhizosphere, and heavy fraction of several agricultural systems // *Soil Biol. Biochem.* 2003. Vol. 35 (9). P. 1245–1255.
38. *Bowman R., Cole C.* An exploratory method for fractionation of organic phosphorus from grassland soils // *Soil Science*. 1978. Vol. 125 (2). P. 95–101.
39. *Chantigny M.H.* Dissolved and water-extractable organic matter in soils: A review on the influence of land use and management practices // *Geoderma*. 2003. Vol. 113 (3–4). P. 357–380.
40. *Cotrufo M.F., Ranalli M.G., Haddix M.L., Six J., Lugato E.* Soil carbon storage informed by particulate and mineral-associated organic matter // *Nature Geoscience*. 2019. Vol. 12. P. 989–994.
41. *Dell'Abate M.T., Anna Benedetti, Phil C. Brookes.* Hyphenated techniques of thermal analysis for characterisation of soil humic substances // *Journal of Separation Science*. 2003. Vol. 26. Iss. 5. P. 433–440.
42. *Derenne S., Quenea K.* Analytical pyrolysis as a tool to probe soil organic matter // *Journal of analytical and applied pyrolysis*. 2015. Vol. 111. P. 108–120.
43. *Dorodnikov M., Fangmeier A., Kuzyakov Y.* Thermal stability of soil organic matter pools and their $\delta^{13}\text{C}$ values after C3–C4 vegetation change // *Soil Biology and Biochemistry*. 2007. Vol. 39. P. 1173–1180.
44. *Dungait J.A.J., Hopkins D.W., Gregory A.S., Whitmore A.P.* Soil organic matter turnover is governed by accessibility not recalcitrance // *Glob. Chang. Biol.* 2012. Vol. 18 (6). P. 1781–1796.
45. *Edwards N.T., Harris W.F.* Carbon Cycling in a Mixed Deciduous Forest Floor // *Ecology*. 1977. Vol. 58 (2). P. 431–437.
46. *Elliott E.T., Coleman D.C.* Let the soil work for us // *Ecological Bulletins*. 1988. Vol. 39. P. 23–32.
47. *Estournel-Pelardy C., El-Mufleh Al Hussein A., Doskočil L., Grasset L.* A two-step thermochemolysis for soil organic matter analysis. Application to lipid-free organic fraction and humic substances from an ombrotrophic peatland // *Journal of Analytical and Applied Pyrolysis*. 2013. Vol. 104. P. 103–110.
48. *Ferrage E., Lanson B., Malikova N., Plançon A., Sakharov B.A., Drits V.A.* New insights on the distribution of interlayer water in bihydrated smectite

from Xray diffraction profile modeling of 00l reflections // *Chem. Mater.* 2005. Vol. 17. P. 3499–3512.

49. Gillespie A.W., Sanei H., Diochon A., Ellert B.H., Regier T.Z., Chevrier D., Dynes J.J., Tarnocai C., Gregorich E.G. Perennially and annually frozen soil carbon differ in their susceptibility to decomposition: Analysis of Subarctic earth hummocks by bioassay, XANES and pyrolysis // *Soil Biology and Biochemistry.* 2014. Vol. 68. P. 106–116.

50. Grandy A.S., Sinsabaugh R.L., Neff J.C., Stursova M., Zak D.R. Nitrogen deposition effects on soil organic matter chemistry are linked to variation in enzymes, ecosystems and size fractions // *Biogeochemistry.* 2008. Vol. 91 (1). P. 37–49.

51. Gregorich E.G., Gillespie A.W., Beare M.H., Curtin D., Sanei H., Yanni S.F. Evaluating biodegradability of soil organic matter by its thermal stability and chemical composition // *Soil Biology and Biochemistry.* 2015. Vol. 91 (9). P. 182–191.

52. Golchin A., Oades J.M., Skjemstad J.O., Clarke P. Study of free and occluded organic matter in soils by ¹³C CP/MAS NMR spectroscopy and scanning electron microscopy // *Australian J. of Soil Research.* 1994. Vol. 32. P. 285–309.

53. Grisi B., Grace C., Brookes P.C., Benedetti A., Dell'abate M.T. Temperature effects on organic matter and microbial biomass dynamics in temperate and tropical soils // *Soil Biology and Biochemistry.* 1998. Vol. 30. P. 1309–1315.

54. Gmach M.R., Cherubin M.R., Kaiser K., Cerri C.E.P. Processes that influence dissolved organic matter in the soil: A review // *Sci. Agric.* 2020. Vol. 77 (3). P. 1–10.

55. Grunewald G., Kaiser K., Jahn R., Guggenberger G. Organic matter stabilization in young calcareous soils as revealed by density fractionation and analysis of lignin-derived constituents // *Organic Geochemistry.* 2006. Vol. 37. P. 1573–1589.

56. Huang Z., Davis M.R., Condon L.M., Clinton P.W. Soil carbon pools, plant biomarkers and mean carbon residence time after afforestation of grassland with three tree species // *Soil Biol. Biochem.* 2011. Vol. 43 (6). P. 1341–1349.

57. Jenkinson D.S., Rayner J.H. The turnover of soil organic matter in some of the Rothamsted classical experiments // *Soil Science.* 1977. Vol. 123 (5). P. 298–305. DOI: [10.1097/00010694-197705000-00005](https://doi.org/10.1097/00010694-197705000-00005).

58. John B., Yamashita T., Ludwig B., Flessa H. Storage of organic carbon in aggregate and density fractions of silty soils under different types of land use // *Geoderma.* 2005. Vol. 128. P. 63–79.

59. *Kandeler E., Stemmer M., Klimanek E.M.* Response of soil microbial biomass, urease and xylanase within particle size fractions to long-term soil management // *Soil Biol. Biochem.* 1999. Vol. 31 (2). P. 261–273.
60. *Keeley J.E.* Seed production, seed populations in soil, and seedling production after fire for two congeneric pairs of sprouting and nonsprouting chaparral shrubs // *Ecology.* 1977. Vol. 58 (4). P. 820–829.
61. *Kleber M., Lehmann J.* Humic Substances Extracted by Alkali Are Invalid Proxies for the Dynamics and Functions of Organic Matter in Terrestrial and Aquatic Ecosystems // *J. Environ. Qual.* 2019. Vol. 48 (2). P. 207–216.
62. *Koble A., Kogel-Knabner I.* Content and composition of free and occluded particular organic matter in differently textured arable Cambisol as revealed by solid-state ^{13}C NMR spectroscopy // *Journal of Plant Nutrition & Soil Science.* 2004. Vol. 167. P. 45–53.
63. *Kononova M.M.* Soil organic matter. Its nature, its role in soil formation and in soil fertility. Pergamon. UK, Oxford, 1966. 544 p.
64. *Lal R.* Soil Carbon Sequestration Impacts on Global Climate Change and Food Security // *Science.* 2004. Vol. 304. P. 1623–1627.
65. *Lara-Gonzalo A., Kruger M.A., Lores I., Gutierrez B., Gallego J.R.* Pyrolysis GC–MS for the rapid environmental forensic screening of contaminated brownfield soil // *Organic Geochemistry.* 2015. Vol. 87. P. 9–20.
66. *Lehmann J., Kleber M.* The contentious nature of soil organic matter // *Nature.* 2015. Vol. 528 (7580). P. 60–68.
67. *Leifeld J.* Thermal stability of black carbon characterised by oxidative differential scanning calorimetry // *Organic Geochemistry.* 2007. Vol. 38. P. 112–127.
68. *Li M., Wang J., Guo D., Yang R., Fu H.* Effect of land management practices on the concentration of dissolved organic matter in soil: A meta-analysis // *Geoderma.* 2019. Vol. 344. P. 74–81.
69. *Lopez-Capel E., Sohi S.P., Gaunt J.L., Manning D.A.C.* Use of thermogravimetry–differential scanning calorimetry to characterize modelable soil organic matter fractions // *Soil Science Society of America Journal.* 2005. Vol. 69. Iss. 1. P. 136–140.
70. *Kodama H., Schnitzer M.* Evidence for interlamellar adsorption by clay in a podzol soil // *Can. J. Soil Sci.* 1971. Vol. 51. P. 509–512.
71. *Lützw M.V., Kögel-Knabner I., Ekschmitt K., Matzner E., Guggenberger G., Marschner B., Flessa H.* Stabilization of organic matter in temperate soils: mechanisms and their relevance under different soil conditions – a review // *European Journal of Soil Science.* 2006. Vol. 57. P. 426–445.

72. Marx M.C., Kandeler E., Wood M., Wermbter N., Jarvis S.C. Exploring the enzymatic landscape: Distribution and kinetics of hydrolytic enzymes in soil particle-size fractions // *Soil Biol. Biochem.* 2005. Vol. 37 (1). P. 35–48.
73. Mazzetto J.M.L., Melo V.F., Bonfleur E.J., Vidal-Torrado P., Dieckow J. Potential of soil organic matter molecular chemistry determined by pyrolysis-gas chromatography/mass spectrometry for forensic investigations // *Science & Justice*. 2019. Vol. 59 (6). P. 635–642.
74. McGill W.B. Review and classification of ten soil organic matter models // *Evaluation of soil organic matter models* / Eds. Powlson D.S., Smith P., Smith J.U. NATO ANSI Series, Springer Verlag. P. 111–132.
75. McLauchlan K.K., Hobbie S.E. Comparison of labile soil organic matter fractionation techniques // *Soil Sci. Soc. Am. J.* 2004. Vol. 68 (5). P. 1616–1625.
76. Mehrabian M. Molecular geochemistry of soil organic matter by pyrolysis gas chromatography/mass spectrometry (GC/MS) technique: A review // *Journal of Soil Science and Environmental Management*. 2013. Vol. 4 (2). P. 11–16.
77. Nie X., Li Z., Huang J., Liu L., Xiao H., Liu C., Zeng G. Thermal stability of organic carbon in soil aggregates as affected by soil erosion and deposition // *Soil and Tillage Research*. 2018. Vol. 175. P. 82–90.
78. Olk D.C., Bloom P.R., Nobili M. De, Chen Y., McKnight D.M., Wells M.J.M., Weber J. Using humic fractions to understand natural organic matter processes in soil and water: Selected studies and applications // *J. Environ. Qual.* 2019. Vol. 48 (6). P. 1633–1643.
79. Olk D.C., Bloom P.R., Perdue E.M., McKnight D.M., Chen Y., Farenhorst A., Senesi N., Chin Y.P., Schmitt-Kopplin P., Hertkorn N., Harir M. Environmental and agricultural relevance of humic fractions extracted by alkali from soils and natural waters // *J. Environ. Qual.* 2019. Vol. 48 (2). P. 217–232.
80. Page E.R., Gerwitz A. Phosphate uptake by lettuces and carrots from different soil depths in the field // *J. of the Sci. and Agriculture*. 1969. Vol. 20 (2). P. 85–90.
81. Parton W.J., Schimel D.S., Cole C.V., Ojima D.S. Analysis of factors controlling soil organic matter levels in Great Plains grasslands // *Soil Sci. Soc. Am. J.* 1987. Vol. 51. P. 1173–1179.
82. Parton W., Schimel D., Ojima D., Cole C. A general model for soil organic matter dynamics: sensitivity to litter chemistry, texture and management // *Quantitative modeling of soil forming processes* / Eds. Bryant R.B., Arnold R.W. SSSA Spec. Publ. 1994. Vol. 39. P. 147–167.

83. Paul E.A., Follett R.F., Leavitt S.W., Halvorson A., Peterson G.A., Lyon D.J. Radio carbon dating for determination of soil organic matter pool sizes and fluxes // Soil Sci. Soc. Am. J. 1997. Vol. 61. P. 1058–1067.
84. Paul E.A., Harris D., Collins H.P., Schulthess U., Robertson G.P. Evolution of CO₂ and soil carbon dynamics in biologically managed, row-crop agroecosystems // Appl. Soil Ecol. 1999. Vol. 11 (1). P. 53–65.
85. Paul E.A. The nature and dynamics of soil organic matter: Plant inputs, microbial transformations, and organic matter stabilization // Soil Biol. Biochem. 2016. Vol. 98. P. 109–126.
86. Peltre C., Fernández J.M., Craine J.M., Plante A.F. Relationships between biological and thermal indices of soil organic matter stability differ with soil organic carbon level // Soil Science Society of America Journal. 2013. Vol. 77 (6). P. 2020–2028.
87. Perminova I.V., Shirshin E.A., Konstantinov A.I., Zhrebker A.Ya., Dubinenkov I.V., Lebedev V.A., Kulikova N.A., Nikolaev E.N., Bulygina E., Holmes R.M. The Structural Arrangement and Relative Abundance of Aliphatic Units May Effect Long-Wave Absorbance of Natural Organic Matter as Revealed by 1H NMR Spectroscopy // Environmental Science and Technology. 2018. Vol. 52 (21). P. 12526–12537. DOI: [10.1021/acs.est.8b01029](https://doi.org/10.1021/acs.est.8b01029).
88. Plante A.F., Fernández J.M., Haddix M.L., Steinweg J.M., Conant R.T. Biological, chemical and thermal indices of soil organic matter stability in four grassland soils // Soil Biology and Biochemistry. 2011. Vol. 43 (5). P. 1051–1058.
89. Plante A.F., Fernández J.M., Leifeld J. Application of thermal analysis techniques in soil science // Geoderma. 2009. Vol. 153. P. 1–10.
90. Plaza C., Giannetta B., Benavente I., Vischetti C., Zacccone C. Density-based fractionation of soil organic matter: effects of heavy liquid and heavy fraction washing // Nature. Sci. Rep. 2019. Vol. 9 (1). P. 1–7.
91. Quenea K., Derenne S., González-Vila F.J., González-Pérez J.A., Mariotti A., Largeau C. Double-shot pyrolysis of the non-hydrolysable organic fraction isolated from a sandy forest soil (Landes de Gascogne, South-West France): Comparison with classical Curie point pyrolysis // Journal of Analytical and Applied Pyrolysis. 2006. Vol. 76 (1–2). P. 271–279.
92. Ray S., Cooney R.P. Chapter 9 – Thermal Degradation of Polymer and Polymer Composites, In: Kutz M. (Ed.), Handbook of Environmental Degradation of Materials (Third Edition). William Andrew Publishing, 2018. P. 185–206.
93. Rodrigues S.M., Trindade T., Duarte A.C., Pereira E., Koopmans G.F., Römkens P.F.A.M. A framework to measure the availability of engineered

nanoparticles in soils: Trends in soil tests and analytical tools // *TrAC – Trends Anal. Chem.* 2016. Vol. 75. P. 129–140.

94. Ruiz Hitzky E., van Meerbeek A. Clay mineral – and organoclay–polymer nanocomposite // *Handbook of Clay Science*. Vol. 1. Developments in Clay Science / Eds. F. Bergaya, B.K.G. Theng, G. Lagaly. Amsterdam: Elsevier Ltd, 2006. P. 583–621.

95. Schellekens J., Buurman P., Pontevedra-Pombal X. Selecting parameters for the environmental interpretation of peat molecular chemistry – a pyrolysis-GC/MS study // *Organic Geochemistry*. 2009. Vol. 40. P. 678–691.

96. Schmidt M.W.I., Rumpel C., Kögel-Knabner I. Evaluation of an ultrasonic dispersion procedure to isolate primary organomineral complexes from soils // *European Journal of Soil Science*. 1999. Vol. 50. P. 87–94.

97. Siewert C., Demyan M.S., Kučerik J. Interrelations between soil respiration and its thermal stability // *Journal of Thermal Analysis and Calorimetry*. 2012. Vol. 110. P. 413–419.

98. Six J., Conant R.T., Paul E., Paustian K. Stabilization mechanisms of soil organic matter: Implications for C-saturatin of soils // *Plant Soil*. 2002. Vol. 241. P. 155–176.

99. Six J., Guggenberger G., Paustian K., Haumaier L., Elliott E.T., Zech W. Sources and composition of soil organic matter fractions between and within soil aggregates // *Eur. J. Soil Sci.* 2001. Vol. 52 (4). P. 607–618.

100. Soon Y.K., Bates T.E. Chemical pools of cadmium, nickel and zinc in polluted soils and some preliminary indications of their availability to plants // *European Journal of Soil Sci.* 1982. Vol. 33 (3). P. 477–488.

101. Stevenson F.J. *Humus Chemistry: Genesis, Composition, Reactions*. New York: John Wiley, 1994. 512 p.

102. Stewart C.E., Paustian K., Conant R.T., Plante A.F., Six J. Soil carbon saturation: concept, evidence and evaluation // *Biogeochemistry*. 2007. Vol. 86 (1). P. 19–31. DOI: [10.1007/s10533-007-9140-0](https://doi.org/10.1007/s10533-007-9140-0).

103. Stockdale A., Bryan N.D. The influence of natural organic matter on radionuclide mobility under conditions relevant to cementitious disposal of radioactive wastes: A review of direct evidence // *Earth-Science Rev.* 2013. Vol. 121. P. 1–17.

104. Tazaki K. Clays, microorganisms, and biomineralization // *Handbook of Clay Science. Developments in Clay Science* / Ed. by F. Bergaya, B.K.G. Theng, G. Lagaly. Amsterdam: Elsevier Ltd, 2006. Vol. 1. P. 477–497.

105. Tessier A., Campbell P.G.C., Bisson M. Sequential extraction procedure for the Speciation of particulate trace metals // *Analytical Chem.* 1979. Vol. 51. P. 844–851.

106. Thompson G.R., Behant M., Mandzak J., Bowen C. On the evaluation of nutrient pools of forest soils pools // *Clays and Clay minerals*. 1977. Vol. 25. P. 411–416.
107. Thompson G.R., Behant M., Mandzak J., Bowen Kleber M., Johnson M.G. Advances in Understanding the Molecular Structure of Soil Organic Matter: Implications for Interactions in the Environment // *Adv. Agron.* 2010. Vol. 106. P. 77–142.
108. Tisdall J.M., Oades J.M. Organic matter and water-stable aggregates in soils // *J. Soil Sci.* 1982. Vol. 62. P. 141–163.
109. Toosi E.R., Schmidt J.P., Castellano M.J. Land use and hydrologic flowpaths interact to affect dissolved organic matter and nitrate dynamics // *Biogeochemistry*. 2014. Vol. 120 (1–3). P. 89–104.
110. Tyan H.-L., Liu Y.-C., Wei K.-H. Thermally and Mechanically Enhanced Clay / Polyimide Nanocomposite via Reactive Organoclay // *Chemistry of Materials*. 1999. Vol. 11. P. 1942–1947.
111. Verberne E., Hassink J., Dewilligen P., Groot J., VanVeen J.A. Modeling organic-matter dynamics in different soils // *Netherlands journal of agricultural science*. 1990. Vol. 38 (3). P. 221–238.
112. Volkov D.S., Rogova O.B., Proskurnin M.A., Farkhodov Y.R., Markeeva L.B. Thermal stability of organic matter of typical chernozems under different land uses // *Soil and Tillage Research*. 2020. Vol. 197. P. 1–17.
113. Wilson M.J. The origin and formation of clay minerals in soils: past, present and future perspectives // *Clay Miner.* 1999. Vol. 34. P. 7–25.
114. Young J.L., Spycher G. Waterdispersible soil organicmineral particles: I. carbon and nitrogen distribution // *Soil Sci. Soc. Am. J.* 1979. Vol. 43. P. 324–328.

REFERENCES

1. Assing I.A., Nachal'nye stadii vyvetrivaniya i pochvoobrazovaniya na massivno-kristallicheskih porodakh (Initial stages of weathering and soil formation on massive-crystalline rocks), In: *Problemy Sovetskogo pochvovedeniya*, No. 15, Moscow-Leningrad: SA USSR, 1949, pp. 80–94.
2. Vaksman S.A., *Gumus. Proiskhozhdenie khimicheskii sostav i ego znachenie v prirode* (Humus. Origin, chemical composition and its importance in nature), Moscow: Sel'khozgiz, 1937.
3. Varlamov E.B., Churilin N.A., Kaganova A.E., Predicted reconstruction of the profile distribution of minerals according to the content of the stable component in the crust light solonetz of dry-steppe zone in the south of Russia, *Dokuchaev Soil Bulletin*, 2020, Vol. 105, pp. 173–207, DOI: [10.19047/0136-1694-2020-105-173-207](https://doi.org/10.19047/0136-1694-2020-105-173-207).

4. Gorbunov N.I., Metodika podgotovki pochv k mineralogicheskim analizam (Methods of soil preparation for mineralogical analyses), In: *Metody mineralogicheskogo i mikromorfologicheskogo izucheniya pochv* (Methods of mineralogical and micromorphological study of soils), Moscow: Nauka, 1971, pp. 5–15.
5. Gradusov B.P., *Mineraly so smeshannoslinoi strukturoi v pochvakh* (Minerals with mixed-layer structure in soils), Moscow: Nauka, 1976, 128 p.
6. Drits V.A., Sakharov B.A., *Rentgenostrukturnyi analiz smeshanosloinykh mineralov* (X-ray structural analysis of mixed-layer minerals), In: Tr. GIN (Proc. GIN), Vol. 295, Moscow: Nauka, 1976, pp. 256.
7. Zavarzina A.G., Danchenko N.N., Demin V.V., Artemyeva Z.S., Kogut B.M., Humic substances: hypotheses and reality (a review), *Eurasian Soil Science*, 2021, Vol. 54 (12), pp. 1826–1854.
8. Karavanova E.I., Vodorastvorimye organicheskie veshchestva: fraktsionnyi sostav i vozmozhnosti ikh sorbtzii tverdoi fazoi lesnykh pochv (obzor literatury) (Water-soluble organic substances: fractional composition and possibilities of their sorption by the solid phase of forest soils (literature review)), *Eurasian Soil Science*, 2013, No. 8, pp. 924–936.
9. Kogut B.M., Bulkina L.Yu., Sravnitel'naya otsenka vosproizvodimosti metodov opredeleniya labil'nykh form gumusa chernozemov (Comparative assessment of reproducibility of methods for determining labile forms of humus of chernozems), *Eurasian Soil Science*, 1987, No. 7, pp. 38–45.
10. Kononova M.M. (Ed.), Bel'chikova N.P., Titova N.A., Larina N.K., Kasatochkin V.I., Orlov D.S., Shul'man Yu.A., Yukhnin A.A., Dubin V.N., Shurygina E.A., Kaurichev I.S., Nozdrunova E.M., Aleksandrova I.V., *Metody izucheniya organicheskogo veshchestva pochv* (Methods of studying soil organic matter), In: *Organicheskoe veshchestvo tselinnykh i osvoennykh pochv (eksperimental'nye dannye i metody issledovaniya)* (Organic matter of virgin and developed soils (experimental data and research methods)), Moscow: Nauka, 1972, 280 p.
11. Kononova M.M., *Organicheskoe veshchestvo pochvy* (Organic substance of soil), Moscow: Nauka, 1963, 190 p.
12. Kostov I., *Mineralogiya* (Mineralogy), Moscow: Mir, 1971, 584 p.
13. Larionova A.A., Zolotareva B.N., Evdokimov I.V., Bykhovets S.S., Kuzyakov Ya.V., Byugger F., Identifikatsiya labil'nogo i ustoichivogo pulov organicheskogo veshchestva v agroseroi pochve (identification of labile and stable pools of organic matter in agro-grey soil), *Eurasian Soil Science*, 2011, No. 6, pp. 685–698.
14. Orlov D.S., Grishina L.A., *Praktikum po khimii gumusa* (Practicum on humus chemistry), Moscow: MSU, 1981, 272 p.

15. Orlov D.S., *Gumusovye kisloty pochv i obshchaya teoriya gumifikats* (Humus Acids of Soils and the General Theory of Humification), Moscow: MSU, 1990, 325 p.
16. Orlov D.S., Sadovnikova L.K., Sukhanova N.I., *Khimiya pochv* (Chemistry of Soils), Moscow: Vysshaya shkola, 2005, 558 p.
17. Orlov D.S., *Khimiya pochv* (Chemistry of Soils), Moscow: MSU, 1985, 376 p.
18. Perminova I.V., *Analiz, klassifikatsiya i prognoz svoystv guminovykh kislot: Diss. ... dokt. chim. nauk* (Analysis, classification and prediction of humic acids properties: Dr. Chemical Sci. thesis), Moscow: MSU, 2000, 359 p.
19. Rode A.A., *Podzoloobrazovatel'nyi protsess* (Podzol-forming process), Moscow: GPU Pochvennyi in-t im. V.V. Dokuchaeva Rossel'khozakademii, 2008, 480 p.
20. Savel'ev D.V., Vladychenskii A.S., *Gumusnoe sostoyanie pochv model'nykh ekosistem pochvennykh lizimetrov* (Humus condition of soils of model ecosystems of soil lysimeters), *Vestnik Moskovskogo universiteta, Ser. 17, Soil Science*, 2001, No. 1, pp. 3–7.
21. Sedletskii I.D., *Genzis mineralov pochvennykh kolloidov v svyazi s tipami vyvetrivaniya i pochvoobrazovaniya* (Genesis of minerals of soil colloids in connection with types of weathering and soil formation), *Priroda*, 1938, No. 1, pp. 34–44.
22. Sokolov I.A., *Pochvoobrazovanie i ekzogenez* (Soil formation and exogenesis), Moscow: Soil Science Institute, 1997, 244 p.
23. Sokolova T.A., Dronova T.Ya., Tolpeshta I.I., *Glinistye mineraly v pochvakh* (Clay minerals in soils), Tula: Grif i K, 2005, 336 p.
24. Travnikova L.S., *Organomineral'nye vzaimodeistviya: rol' v protsessakh formirovaniya pochv, ikh plodorodiya i ustoichivosti k degradatsii* (Organ-mineral interactions: role in the processes of soil formation, fertility and resistance to degradation), Moscow: V.V. Dokuchaev Soil Science Institute, 2012, 296 p.
25. Travnikova L.S., Titova N.A., Shaimukhametov M.Sh., *Rol' produktov vzaimodeistviya organicheskoi mineral'noi sostavlyayushchei v genezise i plodorodii pochv* (Role of interaction products of organic mineral component in the genesis and fertility of soils), *Pochvovedenie*, 1992, No. 10, pp. 81–96.
26. Tyurin I.V., Naidenova O.A., *K kharakteristike sostava i svoystv guminovykh kislot, rastvorimyykh v razvedennykh shchelochakh neposredstvenno i posle dekal'tsirovaniya* (To characterisation of composition and properties of humic acids soluble in dilute alkalis directly and after decalcification), *Trudy Pochvennogo in-ta AN USSR*, 1951, Vol. 38, pp. 59–64.

27. Tyurin I.V., *Organicheskoe veshchestvo pochvy i ego rol' v plodorodii* (Soil organic matter and its role in fertility), Moscow: Nauka, 1965, 320 p.
28. Khan D.V., *Organomineral'nye soedineniya i struktura pochv* (Organomineral compounds and soil structure), Moscow: AS USSR, 1969, 142 p.
29. Kholodov V.A., Farkhodov Y.R., Yaroslavtseva N.V. et al., Thermolabile and Thermostable Organic Matter of Chernozems under Different Land Uses, *Eurasian Soil Sc.*, 2020, Vol. 53, pp. 1066–1078, DOI: [10.1134/S10642293200800](https://doi.org/10.1134/S10642293200800).
30. Kholodov V.A., Yaroslavtseva N.V., Konstantinov A.I., Perminova I.V., Preparativnyi vykhod i svoystva guminovykh kislot pri posledovatel'nykh shchelochnykh ekstraktsiyakh (Preparative yield and properties of humic acids during successive alkaline extractions), *Eurasian Soil Science*, 2015, No. 10, pp. 1222–1231.
31. Kholodov V.A., Yaroslavtseva N.V., Farkhodov Y.R., Yashin M.A., Ivanov A.L., Lazarev V.I., Ilyin B.S., Philippova O.I., Volikov A.B., Optical properties of the extractable organic matter fractions in typical chernozems of long-term field experiments, *Eurasian Soil Science*, 2020a, Vol. 53, No. 6, pp. 739–748, DOI: [10.1134/S1064229320060058](https://doi.org/10.1134/S1064229320060058).
32. Chizhikova N.P., Verkhovets I.A., Vladychenskii A.S., Povedenie komponentov ilistykh fraktsii v model'nykh ekosistemakh pochvennykh lizimetrov (Behaviour of components of silty fractions in model ecosystems of soil lysimeters), *Eurasian Soil Science*, 2006, No. 9, pp. 1088–1097.
33. Shaimukhometov M.Sh., Titova N.A., Travnikova L.S., Labnets E.M., Primenenie fizicheskikh metodov fraktsionirovaniya dlya kharakteristiki organicheskogo veshchestva pochv (Application of physical fractionation methods to characterise soil organic matter), *Eurasian Soil Science*, 1984, No. 8, pp. 131–141.
34. Shapchenkova O.A., Aniskina A.A., Loskutov S.R., Termicheskii analiz organicheskogo veshchestva merzlotnykh pochv (Thermal analysis of organic matter of permafrost soils (Middle Siberian Plateau)), *Eurasian Soil Science*, 2011, No. 4, pp. 439–446.
35. Shlykov V.G., Sokolov V.N. (Ed.), *Rentgenovskii analiz mineral'nogo syr'ya dispersnykh gruntov* (X-ray analysis of mineral raw materials of dispersed soils), Moscow: GEOS, 2006, 176 p.
36. Bengtsson M.M., Attermeyer K., Catalán N., Interactive effects on organic matter processing from soils to the ocean: are priming effects relevant in aquatic ecosystems? *Hydrobiologia*, 2018, Vol. 822 (1), pp. 1–17.
37. Blackwood C.B., Paul E.A., Eubacterial community structure and population size within the soil light fraction, rhizosphere, and heavy fraction of several agricultural systems, *Soil Biol. Biochem.*, 2003, Vol. 35 (9), pp. 1245–1255.

38. Bowman R., Cole C., An exploratory method for fractionation of organic phosphorus from grassland soils, *Soil Science*, 1978, Vol. 125 (2), pp. 95–101.
39. Chantigny M.H., Dissolved and water-extractable organic matter in soils: A review on the influence of land use and management practices, *Geoderma*, 2003, Vol. 113 (3–4), pp. 357–380.
40. Cotrufo M.F., Ranalli M.G., Haddix M.L., Six J., Lugato E., Soil carbon storage informed by particulate and mineral-associated organic matter, *Nature Geoscience*, 2019, Vol. 12, pp. 989–994.
41. Dell'Abate M.T., Benedetti A., Brookes P.C., Hyphenated techniques of thermal analysis for characterisation of soil humic substances, *Journal of Separation Science*, 2003, Vol. 26, Iss. 5, pp. 433–440.
42. Derenne S., Quenea K., Analytical pyrolysis as a tool to probe soil organic matter, *Journal of analytical and applied pyrolysis*, 2015, Vol. 111, pp. 108–120.
43. Dorodnikov M., Fangmeier A., Kuzyakov Y., Thermal stability of soil organic matter pools and their $\delta^{13}\text{C}$ values after C3–C4 vegetation change, *Soil Biology and Biochemistry*, 2007, Vol. 39, pp. 1173–1180.
44. Dungait J.A.J., Hopkins D.W., Gregory A.S., Whitmore A.P., Soil organic matter turnover is governed by accessibility not recalcitrance, *Glob. Chang. Biol.*, 2012, Vol. 18 (6), pp. 1781–1796.
45. Edwards N.T., Harris W.F., Carbon Cycling in a Mixed Deciduous Forest Floor, *Ecology*, 1977, Vol. 58 (2), pp. 431–437.
46. Elliott E.T., Coleman D.C., Let the soil work for us, *Ecological Bulletins*, 1988, Vol. 39, pp. 23–32.
47. Estournel-Pelardy C., El-Mufleh Al Hussein A., Doskočil L., Grasset L., A two-step thermochemolysis for soil organic matter analysis. Application to lipid-free organic fraction and humic substances from an ombrotrophic peatland, *Journal of Analytical and Applied Pyrolysis*, 2013, Vol. 104, pp. 103–110.
48. Ferrage E., Lanson B., Malikova N., Plançon A., Sakharov B.A., Drits V.A., New insights on the distribution of interlayer water in bihydrated smectite from Xray diffraction profile modeling of 00l reflections, *Chem. Mater*, 2005, Vol. 17, pp. 3499–3512.
49. Gillespie A.W., Sanei H., Diochon A., Ellert B.H., Regier T.Z., Chevrier D., Dynes J.J., Tarnocai C., Gregorich E.G., Perennially and annually frozen soil carbon differ in their susceptibility to decomposition: Analysis of Subarctic earth hummocks by bioassay, XANES and pyrolysis, *Soil Biology and Biochemistry*, 2014, Vol. 68, pp. 106–116.
50. Grandy A.S., Sinsabaugh R.L., Neff J.C., Stursova M., Zak D.R., Nitrogen deposition effects on soil organic matter chemistry are linked to variation in

enzymes, ecosystems and size fractions, *Biogeochemistry*, 2008, Vol. 91 (1), pp. 37–49.

51. Gregorich E.G., Gillespie A.W., Beare M.H., Curtin D., Sanei H., Yanni S.F., Evaluating biodegradability of soil organic matter by its thermal stability and chemical composition, *Soil Biology and Biochemistry*, 2015, Vol. 91 (9), pp. 182–191.

52. Golchin A., Oades J.M., Skjemstad J.O., Clarke P., Study of free and occluded organic matter in soils by ^{13}C CP/MAS NMR spectroscopy and scanning electron microscopy, *Australian J. of Soil Research*, 1994, Vol. 32, pp. 285–309.

53. Grisi B., Grace C., Brookes P.C., Benedetti A., Dell'abate M.T., Temperature effects on organic matter and microbial biomass dynamics in temperate and tropical soils, *Soil Biology and Biochemistry*, 1998, Vol. 30, pp. 1309–1315.

54. Gmach M.R., Cherubin M.R., Kaiser K., Cerri C.E.P., Processes that influence dissolved organic matter in the soil: A review, *Sci. Agric.*, 2020, Vol. 77 (3), pp. 1–10.

55. Grunewald G., Kaiser K., Jahn R., Guggenberger G., Organic matter stabilization in young calcareous soils as revealed by density fractionation and analysis of lignin-derived constituents, *Organic Geochemistry*, 2006, Vol. 37, pp. 1573–1589.

56. Huang Z., Davis M.R., Condon L.M., Clinton P.W., Soil carbon pools, plant biomarkers and mean carbon residence time after afforestation of grassland with three tree species, *Soil Biol. Biochem.*, 2011, Vol. 43 (6), pp. 1341–1349.

57. Jenkinson D.S., Rayner J.H., The turnover of soil organic matter in some of the Rothamsted classical experiments, *Soil Science*, 1977, Vol. 123 (5), pp. 298–305, DOI: [10.1097/00010694-197705000-00005](https://doi.org/10.1097/00010694-197705000-00005).

58. John B., Yamashita T., Ludwig B., Flessa H., Storage of organic carbon in aggregate and density fractions of silty soils under different types of land use, *Geoderma*, 2005, Vol. 128, pp. 63–79.

59. Kandeler E., Stemmer M., Klimanek E.M., Response of soil microbial biomass, urease and xylanase within particle size fractions to long-term soil management, *Soil Biol. Biochem.*, 1999, Vol. 31 (2), pp. 261–273.

60. Keeley J.E., Seed production, seed populations in soil, and seedling production after fire for two congeneric pairs of sprouting and nonsprouting chaparral shrubs, *Ecology*, 1977, Vol. 58 (4), pp. 820–829.

61. Kleber M., Lehmann J., Humic Substances Extracted by Alkali Are Invalid Proxies for the Dynamics and Functions of Organic Matter in Terrestrial and Aquatic Ecosystems, *J. Environ. Qual.*, 2019, Vol. 48 (2), pp. 207–216.

62. Koble A., Kogel-Knabner I., Content and composition of free and occluded particular organic matter in differently textured arable Cambisol as revealed by solid-state ^{13}C NMR spectroscopy, *Journal of Plant Nutrition & Soil Science*, 2004, Vol. 167, pp. 45–53.
63. Kononova M.M., Soil organic matter. Its nature, its role in soil formation and in soil fertility, Oxford: Pergamon, 1966, 544 p.
64. Lal R., Soil Carbon Sequestration Impacts on Global Climate Change and Food Security, *Science*, 2004, Vol. 304, pp. 1623–1627.
65. Lara-Gonzalo A., Kruege M.A., Lores I., Gutierrez B., Gallego J.R., Pyrolysis GC–MS for the rapid environmental forensic screening of contaminated brownfield soil, *Organic Geochemistry*, 2015, Vol. 87, pp. 9–20.
66. Lehmann J., Kleber M., The contentious nature of soil organic matter, *Nature*, 2015, Vol. 528 (7580), pp. 60–68.
67. Leifeld J., Thermal stability of black carbon characterised by oxidative differential scanning calorimetry, *Organic Geochemistry*, 2007, Vol. 38, pp. 112–127.
68. Li M., Wang J., Guo D., Yang R., Fu H., Effect of land management practices on the concentration of dissolved organic matter in soil: A meta-analysis, *Geoderma*, 2019, Vol. 344, pp. 74–81.
69. Lopez-Capel E., Sohi S.P., Gaunt J.L., Manning D.A.C., Use Of Thermogravimetry–Differential Scanning Calorimetry To Characterize Modelable Soil Organic Matter Fractions, *Soil Science Society of America Journal*, 2005, Vol. 69, Iss. 1, pp. 136–140.
70. Kodama H., Schnitzer M., Evidence for interlamellar adsorption by clay in a podzol soil, *Can. J. Soil Sci.*, 1971, Vol. 51, pp. 509–512.
71. Lützow M.V., Kögel-Knabner I., Ekschmitt K., Matzner E., Guggenberger G., Marschner B., Flessa H., Stabilization of organic matter in temperate soils: mechanisms and their relevance under different soil conditions – a review, *European Journal of Soil Science*, 2006, Vol. 57, pp. 426–445.
72. Marx M.C., Kandeler E., Wood M., Wermbter N., Jarvis S.C., Exploring the enzymatic landscape: Distribution and kinetics of hydrolytic enzymes in soil particle-size fractions, *Soil Biol. Biochem.*, 2005, Vol. 37 (1), pp. 35–48.
73. Mazzetto J.M.L., Melo V.F., Bonfleur E.J., Vidal-Torrado P., Dieckow J. Potential of soil organic matter molecular chemistry determined by pyrolysis-gas chromatography/mass spectrometry for forensic investigations, *Science & Justice*, 2019, Vol. 59 (6), pp. 635–642.
74. McGill W.B., Review and classification of ten soil organic matter models, In: Powlson D.S., Smith P., Smith J.U. (Eds) *Evaluation of Soil Organic Matter Models*, NATO ANSI Series, Springer Verlag, pp. 111–132.

75. McLauchlan K.K., Hobbie S.E., Comparison of Labile Soil Organic Matter Fractionation Techniques, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 2004, Vol. 68 (5), pp. 1616–1625.
76. Mehrabanian M., Molecular geochemistry of soil organic matter by pyrolysis gas chromatography/mass spectrometry (GC/MS) technique: A review, *Journal of Soil Science and Environmental Management*, 2013, Vol. 4 (2), pp. 11–16.
77. Nie X., Li Z., Huang J., Liu L., Xiao H., Liu C., Zeng G., Thermal stability of organic carbon in soil aggregates as affected by soil erosion and deposition, *Soil and Tillage Research*, 2018, Vol. 175, pp. 82–90.
78. Olk D.C., Bloom P.R., Nobili M. De, Chen Y., McKnight D.M., Wells M.J.M., Weber J., Using humic fractions to understand natural organic matter processes in soil and water: Selected studies and applications, *J. Environ. Qual.*, 2019, Vol. 48 (6), pp. 1633–1643.
79. Olk D.C., Bloom P.R., Perdue E.M., McKnight D.M., Chen Y., Farenhorst A., Senesi N., Chin Y.P., Schmitt-Kopplin P., Hertkorn N., Harir M., Environmental and agricultural relevance of humic fractions extracted by alkali from soils and natural waters, *J. Environ. Qual.*, 2019, Vol. 48 (2), pp. 217–232.
80. Page E.R., Gerwitz A., Phosphate uptake by lettuces and carrots from different soil depths in the field, *J. of the Sci. and Agriculture*, 1969, Vol. 20 (2), pp. 85–90.
81. Parton W.J., Schimel D.S., Cole C.V., Ojima D.S., Analysis of factors controlling soil organic matter levels in Great Plains grasslands, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 1987, Vol. 51, pp. 1173–1179.
82. Parton W., Schimel D., Ojima D., Cole C., A general model for soil organic matter dynamics: sensitivity to litter chemistry, texture and management, In: Bryant R.B., Arnold R.W. (Eds), *Quantitative modeling of soil forming processes*, SSSA Spec. Publ., 1994, Vol. 39, pp. 147–167.
83. Paul E.A., Follett R.F., Leavitt S.W., Halvorson A., Peterson G.A., Lyon D.J., Radio carbon dating for determination of soil organic matter pool sizes and fluxes, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 1997, Vol. 61, pp. 1058–1067.
84. Paul E.A., Harris D., Collins H.P., Schulthess U., Robertson G.P. Evolution of CO₂ and soil carbon dynamics in biologically managed, row-crop agroecosystems, *Appl. Soil Ecol.*, 1999, Vol. 11 (1), pp. 53–65.
85. Paul E.A., The nature and dynamics of soil organic matter: Plant inputs, microbial transformations, and organic matter stabilization, *Soil Biol. Biochem.*, 2016, Vol. 98, pp. 109–126.
86. Peltre C., Fernández J.M., Craine J.M., Plante A.F., Relationships between biological and thermal indices of soil organic matter stability differ with soil

organic carbon level, *Soil Science Society of America Journal*, 2013, Vol. 77 (6), pp. 2020–2028.

87. Perminova I.V., Shirshin E.A., Konstantinov A.I., Zhrebker A.Ya., Dubinenkov I.V., Lebedev V.A., Kulikova N.A., Nikolaev E.N., Bulygina E., Holmes R.M., The Structural Arrangement and Relative Abundance of Aliphatic Units May Effect Long-Wave Absorbance of Natural Organic Matter as Revealed by ¹H NMR Spectroscopy, *Environmental Science and Technology*, 2018, Vol. 52 (21), pp. 12526–12537, DOI: [10.1021/acs.est.8b01029](https://doi.org/10.1021/acs.est.8b01029).

88. Plante A.F., Fernández J.M., Haddix M.L., Steinweg J.M., Conant R.T., Biological, chemical and thermal indices of soil organic matter stability in four grassland soils, *Soil Biology and Biochemistry*, 2011, Vol. 43 (5), pp. 1051–1058.

89. Plante A.F., Fernández J.M., Leifeld J., Application of thermal analysis techniques in soil science, *Geoderma*, 2009, Vol. 153, pp. 1–10.

90. Plaza C., Giannetta B., Benavente I., Vischetti C., Zacccone C., Density-based fractionation of soil organic matter: effects of heavy liquid and heavy fraction washing, *Nature. Sci. Rep.*, 2019, Vol. 9 (1), pp. 1–7.

91. Quenea K., Derenne S., González-Vila F.J., González-Pérez J.A., Mariotti A., Largeau C., Double-shot pyrolysis of the non-hydrolysable organic fraction isolated from a sandy forest soil (Landes de Gascogne, South-West France): Comparison with classical Curie point pyrolysis, *Journal of Analytical and Applied Pyrolysis*, 2006, Vol. 76 (1–2), pp. 271–279.

92. Ray S., Cooney R.P., Chapter 9 – Thermal Degradation of Polymer and Polymer Composites, In: Kutz M. (Ed.), *Handbook of Environmental Degradation of Materials (Third Edition)*, William Andrew Publishing, 2018, pp. 185–206.

93. Rodrigues S.M., Trindade T., Duarte A.C., Pereira E., Koopmans G.F., Römkens P.F.A.M., A framework to measure the availability of engineered nanoparticles in soils: Trends in soil tests and analytical tools, *TrAC – Trends Anal. Chem.*, 2016, Vol. 75, pp. 129–140.

94. Ruiz Hitzky E., van Meerbeek A., Clay mineral– and organoclay–polymer nanocomposite, F. Bergaya, B.K.G. Theng, G. Lagaly (Eds), In: *Handbook of Clay Science*. Vol. 1. Developments in Clay Science, Amsterdam: Elsevier Ltd, 2006, pp. 583–621.

95. Schellekens J., Buurman P., Pontevedra-Pombal X., Selecting parameters for the environmental interpretation of peat molecular chemistry – a pyrolysis-GC/MS study, *Organic Geochemistry*, 2009, Vol. 40, pp. 678–691.

96. Schmidt M.W.I., Rumpel C., Kögel-Knabner I., Evaluation of an ultrasonic dispersion procedure to isolate primary organomineral complexes from soils, *European Journal of Soil Science*, 1999, Vol. 50, pp. 87–94.

97. Siewert C., Demyan M.S., Kučerík J., Interrelations between soil respiration and its thermal stability, *Journal of Thermal Analysis and Calorimetry*, 2012, Vol. 110, pp. 413–419.
98. Six J., Conant R.T., Paul E., Paustian K., Stabilization mechanisms of soil organic matter: Implications for C-saturatin of soils, *Plant Soil*, 2002, Vol. 241, pp. 155–176.
99. Six J., Guggenberger G., Paustian K., Haumaier L., Elliott E.T., Zech W., Sources and composition of soil organic matter fractions between and within soil aggregates, *Eur. J. Soil Sci.*, 2001, Vol. 52 (4), pp. 607–618.
100. Soon Y.K., Bates T.E., Chemical pools of cadmium, nickel and zinc in polluted soils and some preliminary indications of their availability to plants, *European Journal of Soil Sci.*, 1982, Vol. 33 (3), pp. 477–488.
101. Stevenson F.J., Humus Chemistry: Genesis, Composition, Reactions, New York: John Wiley, 1994, 512 p.
102. Stewart C.E., Paustian K., Conant R.T., Plante A.F., Six J., Soil carbon saturation: concept, evidence and evaluation, *Biogeochemistry*, 2007, Vol. 86 (1), pp. 19–31, DOI: [10.1007/s10533-007-9140-0](https://doi.org/10.1007/s10533-007-9140-0).
103. Stockdale A., Bryan N.D., The influence of natural organic matter on radionuclide mobility under conditions relevant to cementitious disposal of radioactive wastes: A review of direct evidence, *Earth-Science Rev.*, 2013, Vol. 121, pp. 1–17.
104. Tazaki K., Clays, microorganisms, and biomineralization, In: F. Bergaya, B.K.G. Theng, G. Lagaly (Eds), *Handbook of Clay Science, Developments in Clay Science*, Amsterdam: Elsevier Ltd, 2006, Vol. 1, pp. 477–497.
105. Tessier A., Campbell P.G.C., Bisson M., Sequential extraction procedure for the Speciation of particulate trace metals, *Analytical Chem.*, 1979, Vol. 51, pp. 844–851.
106. Thompson G.R., Behant M., Mandzak J., Bowen C., On the evaluation of nutrient pools of forest soils pools, *Clays and Clay minerals*, 1977, Vol. 25, pp. 411–416.
107. Thompson G.R., Behant M., Mandzak J., Bowen Kleber M., Johnson M.G., Advances in Understanding the Molecular Structure of Soil Organic Matter: Implications for Interactions in the Environment, *Adv. Agron.*, 2010, Vol. 106, pp. 77–142.
108. Tisdall J.M., Oades J.M., Organic matter and water-stable aggregates in soils, *J. Soil Sci.*, 1982, Vol. 62, pp. 141–163.
109. Toosi E.R., Schmidt J.P., Castellano M.J., Land use and hydrologic flowpaths interact to affect dissolved organic matter and nitrate dynamics, *Biogeochemistry*, 2014, Vol. 120 (1–3), pp. 89–104.

110. Tyan H.-L., Liu Y.-C., Wei K.-H., Thermally and Mechanically Enhanced Clay. Polyimide Nanocomposite via Reactive Organoclay, *Chemistry of Materials*, 1999, Vol. 11, pp. 1942–1947.
111. Verberne E., Hassink J., Dewilligen P., Groot J., VanVeen J.A., Modeling organic-matter dynamics in different soils, *Netherlands journal of agricultural science*, 1990, Vol. 38 (3), pp. 221–238.
112. Volkov D.S., Rogova O.B., Proskurnin M.A., Farkhodov Y.R., Markeeva L.B., Thermal stability of organic matter of typical chernozems under different land uses, *Soil and Tillage Research*, 2020, Vol. 197, pp. 1–17.
113. Wilson M.J., The origin and formation of clay minerals in soils: past, present and future perspectives, *Clay Miner.*, 1999, Vol. 34, pp. 7–25.
114. Young J.L., Spycher G., Waterdispersible soil organicmineral particles: I. carbon and nitrogen distribution, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 1979, Vol. 43, pp. 324–328.

УДК 631.415.12+ 630.114.124

DOI: 10.19047/0136-1694-2023-117-101-117



Ссылки для цитирования:

Сыщиков Д.В., Агурова И.В. Изменение поглотительной способности почв деградированных агроэкосистем Донбасса // Бюллетень Почвенного института имени В.В. Докучаева. 2023. Вып. 117. С. 101-117. DOI: 10.19047/0136-1694-2023-117-101-117

Cite this article as:

Syshchikov D.V., Agurova I.V., Changes in the absorptive capacity of soils of Donbass degraded agroecosystems, Dokuchaev Soil Bulletin, 2023, V. 117, pp. 101-117, DOI: 10.19047/0136-1694-2023-117-101-117

Изменение поглотительной способности почв деградированных агроэкосистем Донбасса

© 2023 г. Д. В. Сыщиков, И. В. Агурова*

Государственное бюджетное учреждение
“Донецкий ботанический сад”, Россия,
83059, Донецк, пр. Ильича, 110,

*<https://orcid.org/0000-0002-4583-6480>, e-mail: ir.agur@mail.ru.

Поступила в редакцию 05.02.2023, после доработки 29.03.2023,
принята к публикации 10.10.2023

Резюме: Целью работы было изучение качественного и количественного состава почвенно-поглощающего комплекса деградированных земель сельскохозяйственного назначения на территории Донецкой Народной Республики. В основные задачи работы входило изучение суммы обменных оснований, а также обменного кальция и магния деградированных почв. Для исследования почвенного покрова деградированных агроэкосистем были выбраны модельные участки, расположенные в северной части Шахтерского района ДНР, представленные черноземами щебневатыми несмытыми и среднесмытыми. Контролем являлся участок со степной растительностью (чернозем обыкновенный среднесильный среднегумусный). Результаты проведенных исследований поглотительной способности почв агроценозов в целом свидетельствуют о развитии деградационных процессов. Показатель суммы обменных оснований всех изученных почв существенно снижен, по сравнению с зональной почвой, а минимальные значения исследуемого показателя, по

сравнению с контролем, зафиксированы на склоновых участках полей (76.6–81.8% по отношению к контролю). На поле под паром и в контрольном варианте не было установлено статистически достоверных различий между значениями суммы обменных оснований, что, вероятнее всего, связано с отсутствием интенсивной сельскохозяйственной эксплуатации и внесением элементов минерального питания в почву данного участка. В почвах практически всех модельных участков (за исключением поля под паром) содержание обменного кальция снижалось на 27.4–42.7% по сравнению с зональной почвой. При изучении содержания обменного магния установлены закономерности, связанные с его изменением по отношению к обменному кальцию. Так, интенсификация сельскохозяйственного использования почв привела к повышению соотношения магния к кальцию в среднем до 1 : 3, тогда как в контроле оно составляло 1 : 5. Такая трансформация в дальнейшем может негативно отразиться на почвенно-поглощающем комплексе и почве в целом, дальнейшей потере структуры почвы и ряду других отрицательных последствий.

Ключевые слова: деградация, поглощательная способность, сумма обменных оснований, обменный кальций, обменный магний.

Changes in the absorptive capacity of soils of Donbass degraded agroecosystems

© 2023 D. V. Syshchykov, I. V. Agurova *

*State budgetary institution “Donetsk botanical garden”,
110 Illicha Aven., Donetsk 83059, DPR, Russian Federation,
<https://orcid.org/0000-0002-4583-6480>, e-mail: ir.agur@mail.ru.

Received 05.02.2023, Revised 29.03.2023, Accepted 10.10.2023

Abstract: The aim of the work was to study the qualitative and quantitative composition of the soil-absorbing complex of degraded soils of agricultural land on the territory of the Donetsk People's Republic (DPR). The main tasks of the work were to study the amount of exchangeable bases, as well as the exchangeable calcium and magnesium of degraded soils. To study the soil cover of degraded agroecosystems, model plots were selected, located in the northern part of the Shakhterskiy region of the DPR, represented by gravelly chernozems unwashed and medium-washed. The site with steppe vegetation (ordinary medium-humus chernozem) was selected as the control variant. The results of studies of soil absorption capacity of agrocenoses in general indicate the development of degradation processes. The sum of the exchangeable bases

of all studied soils is significantly reduced in comparison with the zonal soil, and the minimum values of the studied indicator, compared to the control, are recorded on slope areas of the fields (76.6–81.8% in relation to the control). On the fallow field, no statistically significant differences were found between the values of the sum of exchangeable bases compared to the control, which is most likely due to the lack of intensive agricultural exploitation and the application of mineral nutritive elements to the soil of this site. In the soils of almost all model sites (with the exception of the fallow field), the content of exchangeable calcium decreased by 27.4–42.7% compared to zonal soil. While studying the content of exchangeable magnesium, some regularities have been noticed, which are due to correlation with exchangeable calcium. Thus, the intensification of agricultural soil use resulted in an increased ratio of magnesium to calcium – on average to 1 : 3, while in the control it was 1 : 5. Such a transformation in the future can negatively affect the soil-absorbing complex and the soil as a whole, further loss of soil structure and a number of other negative consequences.

Keywords: degradation, absorptive capacity, sum of exchangeable bases, exchangeable calcium, exchangeable magnesium.

ВВЕДЕНИЕ

Почва – важный природный ресурс, который необходимо сохранять и одновременно улучшать его качество и продуктивную способность. Деградация почв представляет собой совокупность природных и антропогенных процессов, приводящих к изменению функций почв в геосистеме, количественному и/или качественному ухудшению состава, свойств и режимов почв, снижению природно-хозяйственной значимости земель ([Хитров и др., 2007](#)). Как отмечает R. Lal ([Lal, 2001](#)), деградация почв – это биофизический процесс, инициируемый социально-экономическими и политическими условиями. Длительное экстенсивное использование сельскохозяйственных земель без надлежащей системы ухода приводит к существенному изменению свойств почв, в том числе к уменьшению содержания гумуса, водоустойчивых агрегатов, изменению содержания обменного кальция, значений pH, органических форм фосфора ([Мамонтов и др., 2020](#)).

Фундаментальными исследованиями деградации почв в России в основном занимается Почвенный институт им. В.В.

Докучаева. Кроме того, в течение многих десятков лет подобные исследования проводятся Всероссийским НИИ земледелия и защиты почв от эрозии, Северо-Кавказским НИИ горного и предгорного сельского хозяйства, НИИ сельского хозяйства: Донским, Ставропольским, Ульяновским, Юго-Востока и мн. др. Большой вклад в изучение деградационных и опасных природных процессов вносят ВУЗы страны: Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Воронежский государственный университет и др. ([Разумов и др., 2015](#)).

Деградация земель в настоящее время представляет одну из важнейших социально-экономических проблем, создающих угрозу экологической и экономической безопасности Донецкой Народной Республики (ДНР). Несмотря на то, что территория ДНР характеризуется значительным земельным фондом с большим биопродуктивным потенциалом, длительная нерациональная эксплуатация земельных ресурсов без надлежащего учета ландшафтных и почвенно-климатических особенностей привели к усилению деградационных процессов в почвах, их значительной дегумификации и потерям элементов минерального питания растений. Одной из основных причин деградации агроландшафтов является высокое освоение и распаханность территории, наряду с этим в регионе широко распространены смытые сельскохозяйственные угодья. Деградирующие по разным причинам земли составляют 85.8% от общей площади сельскохозяйственных земель, а деградирующие пашни – около 90% общей площади пашни по республике. Такое накопление деградационных признаков до критического состояния, когда они становятся необратимыми, фактически представляет собой “медленную” катастрофу, обусловленную сложившейся системой эксплуатации природных ресурсов, и почв в том числе, общей культурой природопользования при интенсивной эксплуатации почв как постоянного технологического ресурса в технологиях сельского, лесного и некоторых других производств. В сложившейся ситуации особую актуальность приобретают фундаментальные научные исследования, направленные на познание разнообразия процессов деградации почв, выявление причин их возникновения и развития, а также на поиск оптимальных методов защиты почв от деградации.

Одной из существенных составляющих почвенных исследований является изучение поглотительной способности почв, которая играет чрезвычайно важную роль в генезисе почв, формировании их свойств и уровня плодородия. Целью работы было изучение качественного и количественного состава почвенно-поглощающего комплекса (ППК) деградированных почв сельскохозяйственного назначения на территории ДНР. В основные задачи работы входило изучение суммы обменных оснований, а также обменного кальция и магния почв.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Объектами исследований являлись черноземы обыкновенные и щебневатые. В качестве основного подхода при полевых исследованиях был использован метод ключевых участков – на территориях с характерным сочетанием факторов почвообразования, а также наличием технологических особенностей закладывались почвенные разрезы, и проводилось комплексное описание территории. Исследования проводились на модельных участках северной части Шахтерского района ДНР в 2022 г. Для исследования почвенного покрова деградированных агроэкосистем были выбраны следующие модельные участки, с учетом таких факторов как распространенность типа нарушения в пределах района исследований, степень антропогенной трансформации:

Участок № 1. Участок со степной растительностью (с. Малоорловка, Шахтерский район, 48°11'23.3" N; 38°17'08.9" E). Общее проективное покрытие (ОПП) 95–100%. Доминируют *Festuca valesiaca* Gaud., *Poa compressa* L., *Artemisia austriaca* Jacq., *Bromus querosus* L., *Lotus ucrainicus* Klok. Рассеянно встречаются *Odontites vulgaris* Moench, *Medicago romanica* Prod., *Berteroa incana* (L.) DC., *Melilotus officinalis* (L.) Pall., *Chondrilla juncea* L., *Asparagus polyphyllus* Stev., *Centaurea diffusa* Lam., *Artemisia absinthium* L., *Linaria genistifolia* (L.) Mill, *Lepidium campestre* (L.) R.Br., *Calamagrostis epigeios* (L.) Roth. Единично растут *Acillea nobilis* L., *Koeleria cristata* (L.) Pers., *Potentilla impolita* Wahlenb., *Vicia tenuifolia* Roth, *Echium vulgare* L., *Agrimonia eupatoria* L., *Salvia officinalis* L., *Tanacetum vulgare* L., *Scorzonera mollis* Bieb.,

Eryngium campestre L., *Cichorium intybus* L., *Echium vulgare* L.,
Daucus carota L.

Разрез № 1. Чернозем обыкновенный среднесиловый среднесуглинистый.

А – 0–27 см. Свежий, темно-бурый однородный, легкосуглинистый, среднесиловый, умеренно плотный. Новообразований и включений не отмечено. Густые корни. Переход в горизонт В ясный, волнистый по цвету.

В – Сухой, светло-каштановый, однородный, легкосуглинистый, среднесиловый, умеренно плотный, каменистость – 15%. Новообразований и включений не отмечено. Единичные корни. Прослежен до глубины 43 см.

Данный участок рассматривается нами как условный контроль.

Участок № 2. Склоновый участок поля под яровой пшеницей (с. Славное, Шахтерский район, 48°12'45.0" N; 38°19'57.1" E).

Разрез № 2. Чернозем щебневатый среднесиловый на элювии твердых некарбонатных пород.

А – 0–12 см. Сухой, структурный, темно-бурый, однородный, среднесуглинистый, пылевато-зернистый, уплотненный. Новообразований и включений не отмечено. Много корней. Переход в горизонт В резкий, волнистый по цвету.

В – Сухой, структурный, палево-бурый, однородный, среднесуглинистый, комковато-зернистый, плотный. Отмечаются цветы солей (белесые). Каменистость – 12%. Единичные корни. Прослежен до глубины 37 см.

Участок № 3. Поле под яровой пшеницей первый год после пара (с. Славное, Шахтерский район, 48°12'47.2" N; 38°19'48.8" E).

Разрез № 3. Чернозем щебневатый на элювии твердых некарбонатных пород.

А – 0–23 см. Свежий, структурный, темно-бурый, однородный, среднесуглинистый, пылевато-зернистый, слабо уплотненный. Новообразований и включений не отмечено. Много корней. Переход в горизонт В ясный, волнистый по цвету.

В – Свежий, структурный, палево-бурый, однородный, среднесуглинистый, комковато-зернистый, плотный. Отмечаются

выцветы солей (белесые). Единичные корни. Прослежен до глубины 43 см.

Участок № 4. Выведенные из сельскохозяйственного использования земли для выгона скота (с. Славное, Шахтерский район, 48°13'06.6" N; 38°20'02.0" E). ОПП 85–90%, доминируют *F. valesiaca*, *Elytrigia repens* (L.), *L. genistifolia*, *A. absinthium*, также представлены *L. ucrainicus*, *D. carota*, *E. vulgare*, *Ambrosia artemisifolia* L., *Verbascum lychnitis* L., *L. genistifolia*.

Разрез № 4. Чернозем щебневатый на элювии твердых некарбонатных пород.

А – 0–12 см. Сухой, структурный, светло-бурый, однородный, среднесуглинистый, глыбисто-комковатый, слабо уплотненный. Новообразований и включений не отмечено. Густые корни. Переход в горизонт В постепенный, языковатый по цвету.

В – Сухой, структурный, светло-серый, однородный, среднесуглинистый, комковато-зернистый, плотный. Отмечаются выцветы солей (белесые). Редкие корни. Прослежен до глубины 32 см.

Участок № 5. Поле под паром (с. Славное, Шахтерский район, 48°13'19.1" N; 38°20'09.7" E).

Разрез № 5. Чернозем щебневатый на элювии твердых некарбонатных пород.

А – 0–17 см. Свежий, структурный, буро-черный, однородный, среднесуглинистый, зернисто-порошистый, слабо уплотненный. Новообразований и включений не отмечено. Единичные корни. Переход в горизонт В постепенный, волнистый по цвету.

В – Свежий, структурный, серо-черный, однородный, среднесуглинистый, зернистый, плотный. Отмечаются выцветы солей (белесые). Прослежен до глубины 36 см.

Участок № 6. Поле под яровым ячменем (с. Малоорловка, Шахтерский район, 48°10'46.5" N; 38°17'39.1" E).

Разрез № 6. Чернозем щебневатый на элювии твердых некарбонатных пород.

А – 0–12 см. Сухой, структурный, темно-бурый, однородный, среднесуглинистый, зернистый, слабо уплотненный. Ново-

образований и включений не отмечено. Единичные корни. Переход в горизонт В резкий, волнистый по структуре.

В – Сухой, структурный, черный, однородный, среднесуглинистый, плитчатый, плотный. Прослежен до глубины 27 см.

Участок № 7. Поле под яровой пшеницей (с. Малоорловка, Шахтерский район, 48°10'15.2" N; 38°17'36.3" E).

Разрез № 7. Чернозем щебневатый на элювии твердых некарбонатных пород.

А – 0–35 см. Свежий, структурный, серовато-черный, однородный, среднесуглинистый, зернистый, слабо уплотненный. Новообразований и включений не отмечено. Единичные корни. Переход в горизонт В постепенный, размытый по цвету.

В – Свежий, структурный, светло-бурый, однородный, среднесуглинистый, зернистый, плотный. Прослежен до глубины 48 см.

Участок № 8. Склоновый участок поля под яровым ячменем (с. Малоорловка, Шахтерский район, 48°10'04.1" N; 38°17'37.8" E).

Разрез № 8. Чернозем щебневатый среднесмытый на элювии твердых некарбонатных пород.

А – 0–17 см. Сухой, структурный, палево-бурый, однородный, среднесуглинистый, пылевато-зернистый, плотный. Новообразований и включений не отмечено. Единичные корни. Переход в горизонт В постепенный, размытый по цвету.

В – Сухой, структурный, светло-бурый, однородный, среднесуглинистый, зернистый, плотный. Прослежен до глубины 29 см.

Определение видов растений производили согласно Определителю ([Определитель..., 1987](#)), а также с помощью монографических обработок отдельных таксономических групп и интернет-ресурсов.

Описание почвенных разрезов проводили согласно общепринятым методикам ([Методические..., 1999](#); [Розанов, 1983](#)). Отбор почвенных образцов проводили по почвенным горизонтам ([Методы..., 1991](#)).

Определение суммы обменных оснований, содержания обменного кальция и магния проводили общепринятыми методами ([Аринушкина, 1970](#); [Практикум..., 2001](#)). Статистическая обработка экспериментальных данных проводилась по общепринятым методам параметрической статистики при 95%-ном уровне значимости по Б.А. Доспехову ([Доспехов, 1985](#)).

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Почвенный поглощающий комплекс (ППК) представляет собой доступное для растений хранилище биофильных катионов, защищенное коллоидной электростатической природой от вымывания атмосферной влагой в грунтовые воды. Суммарное количество всех обменных катионов, за исключением H^+ и Al^{3+} , называют суммой обменных оснований (S), которая также выражается в мг-экв на 100 г почвы ([Куликов, 2012](#)). Значения, полученные в результате изучения суммы обменных оснований в почвах агроценозов, свидетельствуют о различном содержании обменных катионов на всех изученных участках (табл. 1).

Наиболее существенно снижены, по сравнению с контролем, значения суммы обменных оснований на участках под номерами 2 и 8 (76.6–81.8% по отношению к контролю). Этот факт объясняется наихудшими условиями для произрастания растений на этих участках, склоновой поверхностью и, как следствие, – значительным выносом обменных оснований. Между значениями суммы обменных оснований участков № 1 и № 5 статистически достоверных различий зафиксировано не было. Поскольку участок № 5 как элемент схемы севооборота представляет собой поле под паром, где отсутствует вынос основных элементов вследствие отсутствия интенсивной эксплуатации и внесения элементов минерального питания, поэтому и значения суммы обменных оснований существенно не отличались от показателей в контрольном варианте.

Таблица 1. Сумма обменных оснований (мг-экв/100 г почвы) в почвах сельскохозяйственных угодий

Table 1. Amount of exchangeable bases (mg-eq/100 g of soil) in agricultural soils

Участок / горизонт	$M \pm m$	% к контролю	Tst
№ 1 А	44.72 ± 0.13	—	—
№ 1 В	41.53 ± 0.09	—	—
№ 2 А	$36.57 \pm 0.14^*$	81.8	42.7
№ 2 В	$32.61 \pm 0.11^*$	78.5	62.8
№ 3 А	$40.06 \pm 0.19^*$	91.8	15.9
№ 3 В	$37.03 \pm 0.13^*$	89.2	28.5
№ 4 А	$38.91 \pm 0.17^*$	87.0	27.2
№ 4 В	$34.56 \pm 0.14^*$	83.2	41.9
№ 5 А	43.89 ± 0.37	98.1	2.1
№ 5 В	40.92 ± 0.29	98.5	2.0
№ 6 А	$39.86 \pm 0.13^*$	89.1	26.4
№ 6 В	$37.72 \pm 0.18^*$	90.8	18.9
№ 7 А	$40.15 \pm 0.23^*$	89.8	17.3
№ 7 В	$37.21 \pm 0.15^*$	89.6	24.7
№ 8 А	$34.85 \pm 0.22^*$	77.9	38.6
№ 8 В	$31.81 \pm 0.17^*$	76.6	50.5

Примечание. В этой и других таблицах статьи М – среднее значение признака, m – ошибка среднего, % – процент превышения значений по отношению к аналогичным почвенным горизонтам участка № 1, * – различия статистически достоверны при $p < 0.05$.

Note. Here and after M – mean value of the indicator, m – error of the mean, % – percentage of exceeding values in relation to similar soil horizons of site No. 1, * – differences are statistically reliable at $p < 0.05$.

Участки №№ 3, 6, 7 отличались пониженными значениями суммы обменных оснований, по отношению к контролю показатели были снижены в среднем на 8.2–10.9%. Для участка № 4 зафиксировано снижение значений суммы обменных оснований по сравнению с контрольным участком на 13–17%. Несмотря на вытаптывание и “выведенность” из сельскохозяйственного использования на нем, по сравнению с участками №№ 2 и 8, сформиро-

ваны более благоприятные условия для выращивания сельскохозяйственных культур. По сравнению с нижележащим горизонтом в пахотном горизонте почв всех изученных модельных участков значения суммы обменных оснований выше.

Обменные катионы непосредственно влияют на поверхностные свойства почвенных частиц, поэтому от того, какие катионы и в каком количестве находятся в обменном состоянии, зависят характер почвенной структуры, водно-физические и физико-механические свойства почв ([Девятова и др., 2020](#)). Так, обменный натрий оказывает негативное влияние на физические и физико-механические свойства почв. По мере увеличения доли натрия в составе обменных катионов усиливается разрушение почвенной структуры, возрастают пептизация тонкодисперсных частиц, набухание, пластичность и липкость почвы, снижаются пористость, особенно некапиллярная, и скорость фильтрации. Неблагоприятные физические свойства также имеют почвы с высоким содержанием обменного водорода, который способствует распаду почвенной массы. В отличие от одновалентных катионов обменный кальций оказывает на физические свойства почвы прямо противоположное влияние – этот элемент служит главным действующим веществом химических мелиорантов (извести, гипса), используемых при улучшении кислых и щелочных почв. Обменный магний при невысоком его содержании в почве (до 40% от ЕКО) влияет на физические свойства почвы аналогично обменному кальцию ([Карпачевский, 1997](#)). Если ППК насыщен кальцием, то коллоиды коагулируют, и при наличии гумусовых веществ почва становится структурной ([Азизов, 2018](#)).

При изучении содержания обменного кальция в почве контрольного участка (чернозема) установлено, что количество обменного кальция составляло 79.9–80.5% от общего содержания обменных оснований, что хорошо согласуется с литературными данными по изучению суммы обменных оснований в черноземах (табл. 2).

На участках №№ 2–4, 6–8 количество обменного кальция составляло 59.7–65.2% по отношению к общей сумме обменных оснований. За счет интенсификации деградационных процессов, в особенности на участках №№ 2 и 8 (склоновой поверхности мо-

дельных участков), идет постепенное вытеснение обменного кальция, место которого занимает магний, соответственно, количество последнего увеличивается. Происходящие процессы такой трансформации могут негативно отразиться на почвенно-поглощающем комплексе и на почве в целом и приводить к дальнейшей потере структуры почвы и ряду других отрицательных последствий. Не было зафиксировано статистически достоверных различий между значениями содержания обменного кальция на участках №№ 1 и 5, так, на участке № 5 содержание кальция составляло 79.6–80.1% по отношению к общей сумме обменных оснований. Данный участок можно считать с большой долей вероятности благоприятным для дальнейшего возделывания сельскохозяйственных культур.

Таблица 2. Содержание обменного кальция (мг-экв/100 г почвы) в почвах сельскохозяйственных угодий

Table 2. Exchangeable calcium content (mg-eq/100 g of soil) in agricultural soils

Участок/ горизонт	$M \pm m$	% к контролю	Tst
№ 1 А	36.0 ± 0.14	—	—
№ 1 В	33.18 ± 0.18	—	—
№ 2 А	$22.79 \pm 0.23^*$	63.3	49.1
№ 2 В	$19.47 \pm 0.18^*$	58.7	53.9
№ 3 А	$26.14 \pm 0.15^*$	72.6	48.1
№ 3 В	$23.13 \pm 0.22^*$	69.7	35.4
№ 4 А	$25.12 \pm 0.18^*$	69.8	47.7
№ 4 В	$22.31 \pm 0.14^*$	67.2	47.7
№ 5 А	35.17 ± 0.38	97.7	2.0
№ 5 В	32.58 ± 0.29	98.2	1.8
№ 6 А	$25.92 \pm 0.16^*$	72.0	47.4
№ 6 В	$22.58 \pm 0.22^*$	68.1	37.3
№ 7 А	$25.67 \pm 0.14^*$	71.3	52.2
№ 7 В	$22.78 \pm 0.19^*$	68.7	39.7
№ 8 А	$22.42 \pm 0.26^*$	62.3	46.0
№ 8 В	$19.01 \pm 0.29^*$	57.3	41.5

При изучении содержания обменного магния установлены закономерности, связанные с его изменением по отношению к обменному кальцию на различных модельных участках. Соотношение магния к кальцию на контрольном участке в среднем – 1 : 5, что согласуется с литературными данными по изученности содержания обменного магния и кальция в ППК почв агроценозов. Такая же закономерность характерна и для участка № 5, где создаются благоприятные условия для роста сельскохозяйственных культур и для почвы в целом (табл. 3).

Таблица 3. Содержание обменного магния (мг-экв./100 г почвы) в почвах сельскохозяйственных угодий

Table 3. Exchangeable magnesium content (mg-eq./100 g of soil) in agricultural soils

Участок/ горизонт	M ± m	% к контролю	Tst
№ 1 А	7.14 ± 0.08	–	–
№ 1 В	6.38 ± 0.04	–	–
№ 2 А	7.61 ± 0.11*	106.6	3.46
№ 2 В	6.57 ± 0.09	103.0	1.92
№ 3 А	7.47 ± 0.03*	104.6	3.86
№ 3 В	6.75 ± 0.08*	105.8	4.14
№ 4 А	6.92 ± 0.11	96.9	1.62
№ 4 В	6.25 ± 0.14	98.0	0.89
№ 5 А	6.83 ± 0.17	95.7	1.65
№ 5 В	6.42 ± 0.09	100.6	0.41
№ 6 А	7.67 ± 0.22*	107.4	2.26
№ 6 В	6.83 ± 0.18*	107.1	2.44
№ 7 А	7.43 ± 0.09*	104.1	2.41
№ 7 В	6.68 ± 0.04*	104.7	5.3
№ 8 А	7.83 ± 0.13*	109.7	4.52
№ 8 В	6.95 ± 0.14*	108.9	3.91

Распашка и эксплуатация почв, как на остальных модельных участках (участки №№ 2–4, 6–8), приводит к коренному изменению соотношения кальция и магния в ППК. Это касается как пахотного, так и подпахотного горизонтов. В среднем соотношение магния к кальцию изменяется в сторону 1 : 3, а для участка № 8 достигает критически низкого соотношения 1 : 2.9, 1 : 2.7 (для горизонтов А и В соответственно), что в будущем может привести к кардинальным негативным последствиям. В данном случае такое повышение содержания обменного магния с одновременным снижением обменного кальция мы рассматриваем как существенный элемент химической деградации почв, вызванной сельскохозяйственной деятельностью человека.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты проведенных исследований поглотительной способности почв агроценозов в целом свидетельствуют о начале деградационных процессов, которые впоследствии могут приводить к существенным, коренным изменениям почв и выведению их из севооборота. Показатель суммы обменных оснований существенно отличается от значений контрольного участка, а наиболее снижены значения суммы обменных оснований, по сравнению с контролем, на участках №№ 2 и 8 (76.6–81.8% по отношению к контролю). Этот факт объясняется наихудшими условиями для произрастания растений на этих участках, склоновой поверхностью и как следствие – значительным выносом обменных оснований. Кроме того, как показали наши исследования, обеднение почвы кальцием на большинстве модельных участков с ростом интенсификации земледелия приводит к перераспределению обменных оснований в составе почвенно-поглощающего комплекса. Повышение значений обменного магния хоть на данный момент и не является существенным, но в дальнейшем может привести к формированию негативного магниевого засоления, а снижение значений обменного кальция – к потере структурированности почвенных агрегатов, их трансформации. Такие негативные процессы химической деградации почв могут в будущем вызвать трансформацию функций почв, снижению их плодородия, ухудшению ка-

чества сельскохозяйственной продукции и пр.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Азизов З.М.* Кислотность чернозема южного и урожайность озимой пшеницы при разных приемах основной обработки почвы и удобрений в севообороте // *Успехи современного естествознания*. 2018. № 2. С. 35–42.
2. *Ариунушкина Е.В.* Руководство по химическому анализу почв. М.: Изд-во МГУ, 1970. 487 с.
3. *Девятова Т.А., Божко С.Н., Горбунова Ю.С.* Изменение поглотительной способности почв по элементам рельефа балочных водосборов ЦЧР // *Сорбционные и хроматографические процессы*. 2020. Т. 20. № 3. С. 385–392. DOI: [10.17308/sorpchrom.2020.20/2875](https://doi.org/10.17308/sorpchrom.2020.20/2875).
4. *Доспехов Б.А.* Методика полевого опыта (с основами статистической обработки результатов исследований). М.: Изд-во “Агропромиздат”, 1985. 351 с.
5. *Карпачевский Л.О.* Динамика свойств почв. М.: Изд-во “Геос”, 1997. 170 с.
6. *Куликов Я.К.* Почвенные ресурсы. Минск: Изд-во “Высшая школа”, 2012. 409 с.
7. *Мамонтов В.Г., Артемьева З.С., Лазарев В.И., Родионова Л.П., Крылов В.А., Ахмедзянова Р.Р.* Сравнительная характеристика свойств целинного, пахотного и залежного чернозема типичного Курской области // *Бюллетень Почвенного института им. В.В. Докучаева*. 2020. Вып. 101. С. 182–201. DOI: [10.19047/0136-1694-2020-101-182-201](https://doi.org/10.19047/0136-1694-2020-101-182-201).
8. Методические рекомендации по морфологическому описанию почв / сост. *А.Г. Дюкарев, Н.Н. Пологова, Л.И. Герасько*. Томск: Изд-во “СО РАН”, 1999. 39 с.
9. Методы почвенной микробиологии и биохимии / под. ред. *Д.Г. Звягинцева*. М.: Изд-во МГУ, 1991. 304 с.
10. Определитель высших растений Украины / *Д.Н. Доброчаева, М.И. Котов, Ю.Н. Прокудин* и др. К.: Изд-во “Наукова думка”, 1987. 548 с.
11. Практикум по агрохимии / под ред. *В.Г. Минеева*. М.: Изд-во МГУ, 2001. 689 с.
12. *Разумов В.В., Молчанов Э.Н., Разумова Н.В., Братков В.В.* К проблеме изучения воздействия деградационных и опасных природных процессов на сельскохозяйственные земли России // *Бюллетень почвенного института им. В.В. Докучаева*. 2015. Вып.80. С. 50–70. DOI: [10.19047/0136-1694-2015-80-50-70](https://doi.org/10.19047/0136-1694-2015-80-50-70).
13. *Розанов Б.Г.* Морфология почв. М.: Изд-во МГУ, 1983. 320 с.

14. Хитров Н.Б., Иванов А.Л., Завалин А.А., Кузнецов М.С. Проблемы деградации, охраны и пути восстановления продуктивности земель сельскохозяйственного назначения // Научные и образовательные аспекты развития АПК. Вестник Орел ГАУ. 2007. Т. 6. С. 29–32.
15. Lal R. Soil degradation by erosion // Land Degrad. Dev. 2001. Vol. 12. P. 519–539.

REFERENCES

1. Azizov Z.M., Kislotsnost' chernozema yuzhnogo i urozhainost' ozimoi pshenitsy pri raznykh priemakh osnovnoi obrabotki pochvy i udobrenii v sevooborote (The acidity of southern chernozem and the yield of winter wheat at different methods of basic tillage and fertilizers in crop rotation), *Uspekhi sovremennogo estestvoznaniya*, 2018, No. 2, pp. 35–42.
2. Arinushkina E.V. *6 Rukovodstvo po khimicheskomu analizu pochv* (Soil Chemical Analysis Guide), Moscow: Izd-vo MGU, 1970, 487 p.
3. Devyatova T.A., Bozhko S.N., Gorbunova Yu.S., *Izmenenie poglotitel'noi sposobnosti pochv po elementam rel'efa balochnykh vodosborov TsChR* (Changes in the absorptive capacity of soils by relief elements of gully catchments of the Central Chernozem region), *Sorbtsionnye i khromatograficheskie protsessy*, 2020, Vol. 20, No. 3, pp. 385–392, DOI: [10.17308/sorpchrom.2020.20/2875](https://doi.org/10.17308/sorpchrom.2020.20/2875).
4. Dospikhov B.A., *Metodika polevogo opyta (s osnovami statisticheskoi obrabotki rezul'tatov issledovaniy)* (Field experience methodology (with the basics of statistical processing of research results), Moscow: Izd-vo "Agropromizdat", 1985, 351 p.
5. Karpachevskii L.O., *Dinamika svoystv pochv* (Dynamics of soil properties), Moscow: Izd-vo "Geos", 1997, 170 p.
6. Kulikov Ya.K., *Pochvennye resursy: uchebnoe posobie* (Soil resources: study guide), Minsk: Izd-vo "Vysshaya shkola", 2012, 409 p.
7. Mamontov V.G., Artem'eva Z.S., Lazarev V.I., Rodionova L.P., Krylov V.A., Akhmedzyanova R.R., *Sravnitel'naya kharakteristika svoystv tselinnogo, pakhotnogo i zalezhnogo chernozema tipichnogo Kurskoi oblasti* (Comparative characteristics of the properties of virgin, arable and fallow chernozem typical of the Kursk region), *Dokuchaev Soil Bulletin*, 2020, Vol. 101, pp. 182–201, DOI: [10.19047/0136-1694-2020-101-182-201](https://doi.org/10.19047/0136-1694-2020-101-182-201).
8. Dyukarev A.G., Pologova N.N., Geras'ko L.I. (Compilers), *Metodicheskie rekomendatsii po morfologicheskomu opisaniiyu pochv* (Guidelines for the morphological description of soils), Tomsk: Izd-vo "SO RAN", 1999, 39 p.

9. Zvyagintseva D.G. (Ed.), *Metody pochvennoi mikrobiologii i biokhimii* (Methods of soil microbiology and biochemistry), Moscow: Izd-vo MGU, 1991, 304 p.
10. Dobrochaeva D.N., Kotov M.I., Prokudin Yu.N. et al., *Opredelitel' vysshikh rastenii Ukrainy* (Key to higher plants of Ukraine), Kiev: Izd-vo "Naukova dumka", 1987, 548 p.
11. Mineeva V.G. (Ed.), *Praktikum po agrokhimii* (Workshop on agricultural chemistry), Moscow: Izd-vo MGU, 2001, 689 p.
12. Razumov V.V., Molchanov E.N., Razumova N.V., Bratkov V.V., K probleme izucheniya vozdeistviya degradatsionnykh i opasnykh prirodnykh protsessov na sel'skokhozyaistvennye zemli Rossii (To the problem of studying the impact of degradation and dangerous natural processes on the agricultural lands of Russia), *Dokuchaev Soil Bulletin*, 2015, Vol. 80, pp. 50–70, DOI: [10.19047/0136-1694-2015-80-50-70](https://doi.org/10.19047/0136-1694-2015-80-50-70).
13. Rozanov B.G., *Morfologiya pochv* (Soil morphology), Moscow: Isd-vo MGU, 1983, 320 p.
14. Khitrov N.B., Ivanov A.L., Zavalin A.A., Kuznetsov M.S., Problemy degradatsii, okhrany i puti vosstanovleniya produktivnosti zemel' sel'skokhozyaistvennogo naznacheniya (Problems of degradation, protection and ways to restore the productivity of agricultural land), *Nauchnye i obrazovatel'nye aspekty razvitiya APK, Vestnik Orel GAU*, 2007, Vol. 6, pp. 29–32.
15. Lal R., Soil degradation by erosion, *Land Degrad. Dev.*, 2001, Vol. 12, pp. 519–539.

УДК 631.4

DOI: 10.19047/0136-1694-2023-117-118-139



Ссылки для цитирования:

Савин И.Ю., Виндекер Г.В., Плотникова О.О., Романовская А.Ю. Спектральная отражательная способность атмосферной пыли как косвенный индикатор ее почвенного происхождения // Бюллетень Почвенного института имени В.В. Докучаева. 2023. Вып. 117. С. 118-139. DOI: 10.19047/0136-1694-2023-117-118-139

Cite this article as:

Savin I.Yu., Vindeker G.V., Plotnikova O.O., Romanovskaya A.Yu., Spectral reflectance of atmospheric dust as an indirect indicator of its soil origin, Dokuchaev Soil Bulletin, 2023, V. 117, pp. 118-139, DOI: 10.19047/0136-1694-2023-117-118-139

Благодарность:

Исследование выполнено при поддержке Программы развития научных центров мирового уровня (соглашение с Минобрнауки России № 075-15-2022-321). Авторы благодарят Д.В. Шарычева за помощь в спектрометрировании образцов.

Acknowledgments:

The research was supported by the Program for the Development of World-class Scientific Centers (agreement with the Ministry of Education and Science of the Russian Federation № 075-15-2022-321). The authors would like to thank D.V. Sharychev for his help in spectrometry.

Спектральная отражательная способность атмосферной пыли как косвенный индикатор ее почвенного происхождения

© 2023 г. И. Ю. Савин^{1,2*}, Г. В. Виндекер¹, О. О. Плотникова¹,
А. Ю. Романовская¹

¹ФИЦ “Почвенный институт им. В.В. Докучаева”, Россия,
119017, Москва, Пыжевский пер, 7, стр. 2,

*<https://orcid.org/0000-0002-8739-5441>, e-mail: savin_iyu@esoil.ru.

²МГУ им. М.В. Ломоносова, Факультет почвоведения, Россия,
119991, Москва, Ленинские горы, 1, стр. 12.

Поступила в редакцию 01.05.2023, после доработки 26.06.2023,
принята к публикации 10.10.2023

Резюме: Запыленность атмосферы оказывает влияние как на здоровье человека, так и на изменение климата. Поэтому изучение пыли в атмосфере является одной из важных задач многих научных направлений. Целью наших исследований была косвенная оценка связи атмосферной пыли над пахотными угодьями двух тестовых участков в Тверской и Тульской областях с почвами. Анализировалась пыль на фильтрах аспиратора после прокачки заданных объемов воздуха на уровне 20–30 см над поверхностью пашни. В качестве критерия почвенного происхождения пыли была использована ее спектральная отражательная способность, которая сравнивалась с отражательной способностью размерной фракции почв (50–200 нм), выделенной сухим просеиванием образца пахотного горизонта почвы. Спектральная отражательная способность пыли была рассчитана на основе подходов линейного разделения спектральной смеси с учетом проективного покрытия частичек пыли на фильтрах, которое определялось путем анализа фотографий фильтров, полученных под микроскопом, в ГИС. В результате было установлено, что восстановленные спектры пыли на фильтрах хорошо коррелируют со спектрами одномерной фракции почв, выделенной сухим просеиванием, что косвенно подтверждает преобладание на фильтрах именно почвенной пыли. Коэффициенты корреляции Спирмена 0.84–0.90, коэффициент корреляции Тау Кендалла 0.70–0.79 (на уровне значимости $p < 0.05$). В условиях незначительной запыленности атмосферы и трудоемкости сбора достаточного количества пыли для прямого анализа использованный подход может служить альтернативой для косвенного подтверждения почвенного происхождения пыли в приземном слое атмосферы. В перспективе данный подход можно использовать в качестве основы для мониторинга дефляции почв пахотных угодий.

Ключевые слова: дефляция почв, пахотные почвы, атмосферная пыль, спектральная отражательная способность.

Spectral reflectance of atmospheric dust as an indirect indicator of its soil origin

© 2023 I. Yu. Savin^{1,2*}, G. V. Vindeker¹, O. O. Plotnikova¹,
A. Yu. Romanovskaya¹

¹Federal Research Centre “V.V. Dokuchaev Soil Science Institute”,
7 Bld. 2 Pyzhevskiy per., Moscow 119017, Russian Federation,

*<https://orcid.org/0000-0002-8739-5441>, e-mail: savin_iyu@esoil.ru.

²*Lomonosov Moscow State University,
12 Bld. 1 Leninskie Gori, Moscow 119991, Russian Federation.*

Received 01.05.2023, Revised 26.06.2023, Accepted 10.10.2023

Abstract: Atmospheric dust affects both human health and climate change. Therefore, the study of atmospheric dust is one of the important tasks of many scientific fields. The aim of our research was to indirectly assess the relation of atmospheric dust over arable lands of two test sites in Tver and Tula regions of Russia with soils. Dust was analyzed on aspirator filters after pumping specified volumes of air at the level of 20–30 cm above the arable surface. Its spectral reflectance was used as a criterion of soil origin of dust, which was compared with the reflectance of the size fraction (50–200 nm) of soils isolated by dry sieving of a sample of arable soil horizon. The spectral reflectance of dust was calculated based on approaches of linear separation of spectral mixture, taking into account the projective coverage of dust particles on filters, which was determined by analyzing microscope photographs of the filters in GIS. As a result, it was found that the recovered dust spectra on the filters correlate well with the spectra of the same size soil fraction separated by dry sieving, which indirectly confirms the predominance of specifically soil dust on the filters. Spearman correlation coefficient is within the range of 0.84–0.90, Kendall's Tau correlation coefficient varies within 0.70–0.79 (at significance level $p < 0.05$). Under the conditions of insignificant atmospheric dust load and when collecting a sufficient amount of dust for direct analysis is time and labour consuming, the approach used may serve as an alternative for indirect confirmation of the soil origin of dust in the near ground layer of the atmosphere. In the future, this approach can be used as a basis for monitoring of arable soils deflation.

Keywords: soil deflation, arable soils, atmospheric dust, spectral reflectance.

ВВЕДЕНИЕ

В общем понимании атмосферная пыль представляет собой мелкие, микроскопические, твердые частицы, взвешенные в атмосфере (аэрозоль), но иногда пылью называют сами пылевые частицы различного происхождения, а не аэрозоль как таковой (Пирумов, 1974). Интерес к пыли в атмосфере возрастает с каждым днем, во-первых, по причине непосредственного ее влияния на здоровье и деятельность людей. Сердечно-сосудистые, глазные, респираторные и легочные заболевания могут быть спровоцированы вдыханием частиц субмикронного радиуса, особенно после

сильных пылевых бурь при повышенной концентрации в воздухе частиц диаметром менее 10 мкм (PM10) ([Романовская, Савин, 2021](#)). Кроме того, повышенные концентрации пыли в воздухе ограничивают движение автотранспорта, воздушного транспорта и промышленную деятельность ввиду ухудшения видимости и поломки оборудования (например, двигателей).

Во-вторых, атмосферная пыль оказывает влияние на климатические процессы в мировом масштабе – от погоды и осадков до глобального потепления ([Mona et al., 2012](#)). Пыль в атмосфере сильно уменьшает ее прозрачность ([Краткая географическая энциклопедия, 1962](#)), взаимодействует с облаками, океанами и солнечным излучением. При этом важным аспектом является размер частиц: мелкая пыль (менее 2.5 мк) приводит к понижению температуры за счет рассеивания солнечного света; крупная (более 2.5 мк, например, из Сахары) – к нагреву атмосферы, подобно парниковым газам. В докладах Межправительственной группы экспертов по изменению климата (IPCC) сообщается о диапазоне общего прямого радиационного эффекта пыли от -0.56 до $+0.1$ Вт/м² ([Mona et al., 2012](#); [Kok et al., 2017](#)).

Источники происхождения пыли делятся на две категории: естественные и антропогенные. К первым относятся поверхность почвы (основной источник), вулканические извержения (вулканическая пыль), лесные (мелкий пепел), степные, торфяные пожары, испарение с поверхности морей, временные (пересыхающие) водоемы ([Mahowald et al., 2004](#); [Zucca et al., 2021](#)), космическая пыль и биологический компонент (бактерии, споры, продукты распада, пыльца) ([Ивлев, 1982](#); [Ивлев, Довгалюк, 1999](#); [Петрянов-Соколов, 2007](#); [Kokhanovsky, 2008](#); [Егоров, Хабарова, 2016](#)). Среди антропогенных источников можно выделить сжигание топлива (наибольшая доля), промышленность, где происходит диспергирование различных материалов, сельскохозяйственное производство – ветровая эрозия почвы и связанная с ней эмиссия пыли в атмосферу ([Sharratt, Auvermann, 2014](#); [Taheria et al., 2020](#); [Katra 2020](#)), транспорт – это частицы, попадающие в воздух в результате износа тормозов, шин, дорожного покрытия, и взвеси дорожной пыли во время эксплуатации автомобиля ([Harrison et al., 2012](#); [Baensch-Baltruschat et al., 2020](#)).

Ginoux et al. ([2012](#)) в своих исследованиях оценили вклад каждого источника в общую мировую эмиссию пылевых частиц: на долю природных источников пыли приходится 75% выбросов, антропогенных – 25%.

Почвенная пыль является основным компонентом атмосферных аэрозолей, доля пылевых частиц, образовавшихся на поверхности почвы, по разным сведениям, варьирует от 50 до 75% глобальной аэрозольной нагрузки в атмосфере ([Пирумов, 1974](#); [Houghton et al., 2001](#); [Bauer, Ganopolski, 2014](#); [Егоров, Хабаров, 2016](#)). В глобальном масштабе основными источниками почвенной пыли в атмосфере являются крупные засушливые районы (Африка, Аравийский полуостров, Центральная Азия), откуда частицы переносятся на большие расстояния под действием ветров и конвективных процессов ([Mona et al., 2012](#); [van der Does et al., 2018](#); [Yu et al., 2019](#); [Varga et al., 2021](#)), а в региональном – сельскохозяйственные территории. Даже кратковременные нарушения почвенного покрова значительно увеличивают выброс пыли, особенно на сельскохозяйственных угодьях, где осуществляется выпас скота или механическая обработка почвы, при этом гранулометрический состав играет решающую роль ([Katra, 2020](#)). Доля особенностей землепользования в выбросе пыли остается спорной и колеблется, по разным данным, в диапазоне от 10% до 50% ([Романовская, Савин, 2021](#)).

В настоящий момент сложно назвать методы, позволяющие выделить и изучить именно почвенную пыль и оценить ее долю, особенно там, где эмиссия пылевых частиц происходит из нескольких источников (природных и антропогенных). Для идентификации происхождения пыли в некоторых работах авторы сосредоточили внимание на химическом и минералогическом составе пылевых частиц, что в отдельных случаях позволило установить регионы эмиссии пыли ([Prospero et al., 2002](#); [Attiya, Jones, 2020](#) и др.).

Kandler, Scheuvens ([2019](#)) установили, что почвенная пыль характеризуется наличием кварца и других соединений кремния, глиноземов, карбонатов и кальцитов, окислов железа. Однако при этом состав почвенной пыли, отобранной в различных местах (в

горах, пустынях, полупустынях, степях, над пахотой), оказался примерно одинаковым.

Но, несмотря на имеющиеся данные, вклад именно почв в запыленность атмосферы до сих пор является слабо изученным. В основном это связано с отсутствием надежных методов. В данной статье приведены результаты оценки доли почвенной пыли в атмосфере, полученные на основе оригинального подхода, основанного на анализе спектральной отражательной способности почв и пыли.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Исследования проводились в последовательности, указанной на рисунке 1.

В летнее время 2021 и 2022 гг. на двух тестовых участках, расположенных на сельскохозяйственных полях в районе села Шишлово Тульской области (с преобладанием черноземов выщелоченных среднемощных среднегумусных среднесуглинистых) (координаты точки отбора: 54°13'44.26" N; 38°31'19.67" E), и поселка Эммаусс Тверской области (с преобладанием дерново-подзолистых легкосуглинистых почв) (координаты точки отбора: 56°46'28.11" N; 36°5'35.32" E), был осуществлен отбор атмосферной пыли с помощью пылевого аспиратора ПУ-3Э путем прокачки заданного объема воздуха через фильтр АФА ВП 20 (в трех повторностях). Аспиратор располагался на открытой местности в средней части распаханного поля на высоте 20–30 см от поверхности почвы.

В месте расположения аспиратора были отобраны образцы пахотного горизонта почв (один образец в каждом месте). Образцы подвергались сухому рассеву. После чего определялась спектральная отражательная способность каждой выделенной фракции.

Также с помощью спектрорадиометра определялись спектры чистых фильтров до сбора пыли и поверхности фильтров после сеанса ее сбора с помощью аспиратора.



Рис. 1. Последовательность проведения исследований.

Fig. 1. Sequence of the research.

Получение кривых спектрального отражения образцов почв и фильтров осуществлялось с использованием спектрорадиометра SR-6500, регистрирующего отражательную способность в диапазоне длин волн 350–2 500 нм с точностью 1.5 нм в видимом и ближнем инфракрасном диапазоне, 3.0–3.8 нм – в инфракрасном диапазоне. Съемка велась при естественном солнечном освещении. Прибор осуществляет каждое измерение в 40-кратной повторности с автоматическим усреднением. Съемка выполнялась в 5-кратной повторности и полученные кривые также осреднялись. Перед измерением спектров проводилась калибровка прибора с использованием специальной белой панели с коэффициентом отражения 99%.

Для определения размеров частиц пыли на фильтрах были использованы их изображения, полученные под электронным микроскопом VEGA3 TESCAN с увеличением 400–500 раз.

Фильтры после отбора пыли были сфотографированы камерой Olympus DP26 через микроскоп Olympus BX51 (оборудование Центра коллективного пользования научным оборудованием “Функции и свойства почв и почвенного покрова” ФГБНУ ФИЦ “Почвенный институт им. В.В. Докучаева”) с 40-кратным увеличением. Для поверхности каждого фильтра было сделано по 20 фотографий, которые покрывали всю поверхность фильтра. Все фотографии были импортированы в ГИС ILWIS Academic 3.31, где каждое изображение раскладывалось на каналы (Red, Green, Blue, Gray) и классифицировалось с разбиением на два класса – “пыль” и “фильтр” на основе контролируемой классификации. После этого в ГИС была посчитана доля покрытия фильтра частичками пыли на каждой фотографии и затем был рассчитан усредненный процент площади пыли для всей поверхности фильтра.

Была проведена оценка точности классификации пыли на фильтрах. Для этого было выбрано три классифицированных изображения. Случайным образом в пределах каждого изображения располагали по 40 точек, в которых считывали результаты классификации. Полученные значения сравнивали с исходными изображениями и подсчитывали процент совпадений по каждому классу.

Корреляционный анализ спектральных кривых осуществлялся в программе STATISTICA 6.0.

Поскольку количество собранной на фильтре пыли было недостаточно для прямой съемки ее спектров (частицы пыли не перекрывали полностью поверхность фильтра, а располагались рассеянно) спектральное отражение пыли восстанавливалось расчетным путем. Спектры фильтров с пылью рассматривались как линейная спектральная смесь отражения фильтра и пыли. Расчетный спектр пыли на каждом фильтре был получен по следующей формуле для каждой длины волны:

$$\text{ОП} = (\text{ОА} - \text{ОФ} \cdot \text{ДФ}) / \text{ДП},$$

где ОП – отражение пыли, ОА – общее отражение фильтра с пылью, ОФ – отражение фильтра, ДФ – доля площади чистого фильтра, ДП – доля площади пыли на фильтре.

Попытка идентификации минералов в пыли с целью оценки их почвенного происхождения была выполнена на основе их сопоставления с кривыми спектральных библиотек минералов базы данных EZ-ID*, встроенной в приложение DARWin SP V1.5 (<https://spectralevolution.com/products/software/>).

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Анализ изображений частиц, полученных под электронным микроскопом, показал, что на фильтрах преобладают частицы пыли размером 50–200 нм (рис. 2). При этом размер преобладающих на фильтре частиц для обоих тестовых полей оказался близким друг другу.

Близость размера частиц, скорее всего, свидетельствует о том, что на расстоянии от поверхности пашни 20–30 см в атмосфере преобладают частицы именно этого размера независимо от свойств подстилающих почв. И, скорее всего, преобладание частиц такого размера связано больше с преобладающей скоростью ветра, а не со свойствами почв.

Для каждого из изображений фильтров была сделана оценка проективного покрытия пыли (рис. 3). Осреднение этих данных

для каждого фильтра позволило оценить среднее проективное покрытие пыли на фильтрах (табл. 1).

Выборочная оценка точности классификации частичек пыли по фотографиям с увеличением 40 раз показала, что в среднем она составляет 86.0%.



Рис. 1. Пример изображения частиц пыли на фильтре при увеличении в 454 раза (видны частицы пыли неправильной формы и волокна фильтра).
Fig. 1. Example image of dust particles on the filter at $\times 454$ magnification (irregularly shaped dust particles and filter fibres can be distinguished).



Рис. 3. Пример классификации изображения фильтра с пылью при увеличении в 40 раз (**А** – исходное изображение, **Б** – результат классификации: черные точки – пылеватые частицы на фильтре).

Fig. 3. Example of classification of a filter image with dust at $\times 40$ magnification (**A** – original image, **B** – classification result: black dots – dust particles on the filter).

Таблица 1. Проективное покрытие пыли на фильтрах
Table 1. Projective cover of dust on filters

Тестовый участок	Эммаусс	Шишлово
Среднее значение доли пыли, %	14.74	18.91
Среднее значение доли фильтра, %	85.26	81.09

На рисунках 4 и 5 показаны кривые спектральной отражательной способности чистых фильтров и фильтров с пылью.

Как следует из рисунков 4 и 5, небольшое проективное покрытие фильтра пылью ведет к небольшой разнице между кривыми отражения чистых фильтров и фильтров с пылью.

На рисунках 6 и 7 показаны кривые спектрального отражения пыли для фильтров каждого из участков, построенные на основе линейного моделирования спектральной смеси, в сравнении с кривыми отражения соответствующей размерной фракции почв, выделенной при сухом просеивании (50–200 нм).

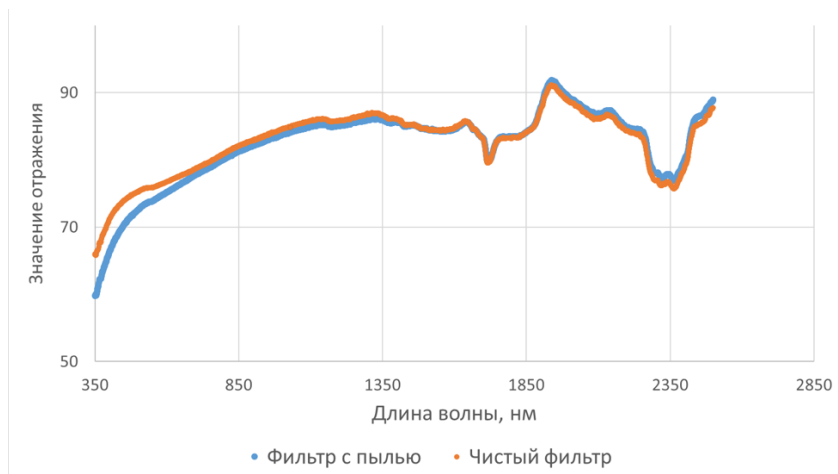


Рис. 4. Кривые спектральной отражательной способности фильтров для участка Эммаусс.

Fig. 4. Spectral reflectance curves of filters for the Emmauss site.

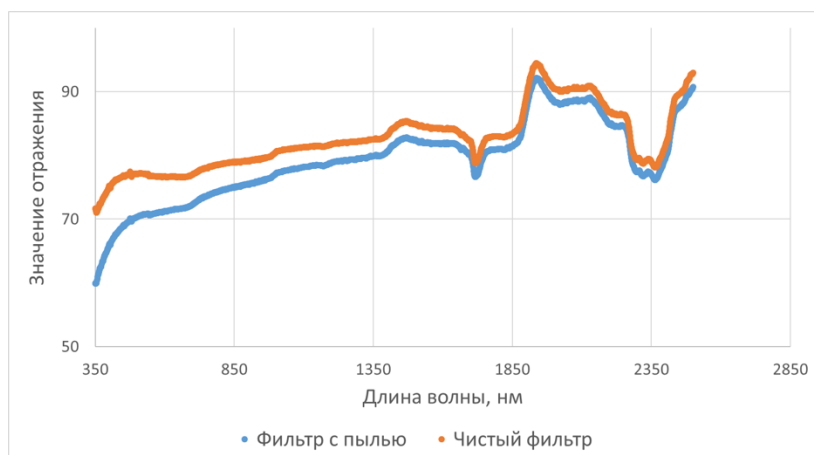


Рис. 5. Кривые спектральной отражательной способности фильтров для участка Шишлово.

Fig. 5. Spectral reflectance curves of filters for the Shishlovo site.

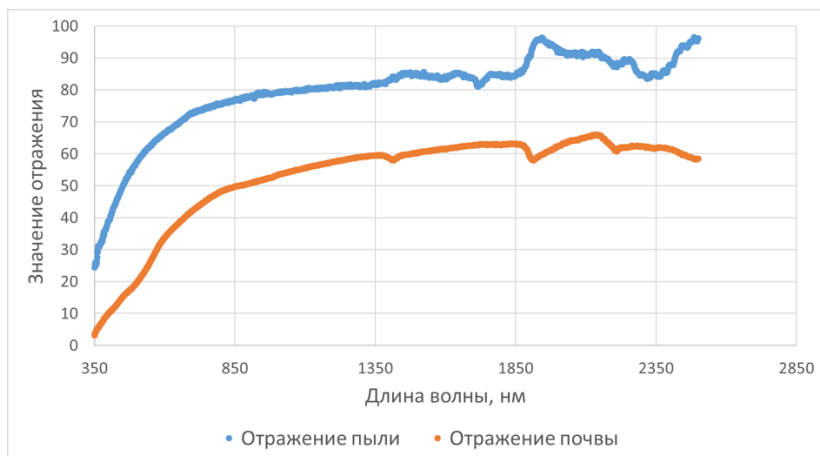


Рис. 6. Кривые спектрального отражения пыли и соответствующей ей фракции почв для участка Эммаусс.

Fig. 6. Spectral reflectance curves of atmospheric dust and corresponding soil fraction for the Emmauss site.

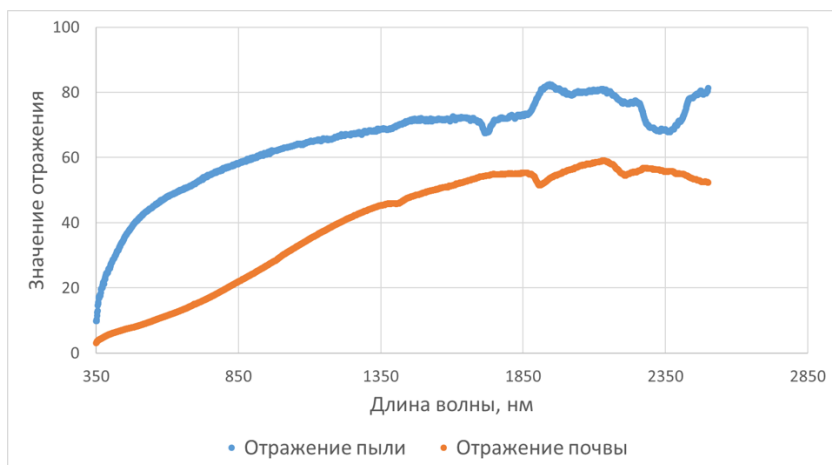


Рис. 7. Кривые спектрального отражения пыли и соответствующей ей фракции почв для участка Шишлово.

Fig. 7. Spectral reflectance curves of atmospheric dust and corresponding soil fraction for the Shishlovo site.

При полном совпадении кривых можно считать, что пыль целиком состоит из анализируемой фракции почв. А чем больше разница между кривыми, тем больший вклад в составе пыли имеют частицы другого происхождения.

Корреляционный анализ показал высокую корреляцию для обоих тестовых участков (табл. 2), что может служить подтверждением тому, что преобладающая часть пыли на обоих фильтрах представляет собой именно почвенные частицы.

Судя по результатам корреляционного анализа, для участка в Эммауссе кривые отражения пыли и почвы различаются сильнее, чем для участка в Шишлово. Коэффициент корреляции Спирмена характеризуется высокими значениями. Наибольшие различия для участка Эммаусс между кривыми отражения пыли и почвы наблюдается на длинах волн: 1 416, 1 914, 1 718, 1 943, 2 258, 2 439, 2 155 нм (рис. 6).

Таблица 2. Коэффициенты корреляции
Table 2. Correlation coefficients

Тестовый участок	Коэффициент корреляции Спирмена	Коэффициент корреляции Тау Кендалла
Эммаусс	0.84*	0.70*
Шишлово	0.90*	0.79*

Примечание. *Значимы при уровне значимости $p < 0.05$.

Note. *Meaningful coefficients at the significance level $p < 0.05$.

В таблице 3 представлен ранжированный на основании коэффициента корреляции перечень присутствующих минералов для каждого из объектов на участке Эммаусс согласно базе данных EZ-ID (с коэффициентом корреляции выше 0.95). С точки зрения вещественного состава, в соответствии с пиками поглощения на обеих кривых отражения (и пыли, и почвы), наблюдается присутствие одних и тех же первичных минералов (кварц, андрадит, циркон и др.), а также некоторых глинистых минералов (анортит), что

дополнительно подтверждает гипотезу о превалировании почвенных частиц в составе собранной пыли (табл. 3).

Таблица 3. Перечень минералов для кривых отражения (Эммаусс)
Table 3. List of minerals for reflection curves (Emmauss)

Пыль		Соответствующая фракция почвы	
Минерал	Коэффициент корреляции*	Минерал	Коэффициент корреляции*
Кварц	0.973	Барит	0.995
Андрадит	0.967	Кварц	0.995
Спессартин	0.959	Андрадит	0.994
Анортит	0.958	Циркон	0.988
Циркон	0.957	Анортит	0.986
Пирротин	0.951	Пирротин	0.975
		Титанит	0.974
		Киноварь	0.973
		Рутил	0.969
		Брукит	0.959
		Микроклин	0.955
		Адуляр	0.952
		Яросит	0.951
		Спессартин	0.951

Примечание. *Коэффициенты корреляции для идентификации минералов на основании формы спектральной кривой рассчитаны автоматически программой DARW in SP V1.5.

Note. *Correlation coefficients for mineral identification, based on the shape of the spectral curve, were calculated automatically by the DARW in SP V1.5 programme.

Тем не менее, в отражении спектральной кривой пыли наблюдаются и существенные отличия от почвенной кривой. Максимальное несоответствие в двух графиках отмечается на кривой

отражения пыли в виде пика в промежутке длин волн 1 860–2 000 нм и далее до 2 500 нм, что может говорить о вероятном наличии в пыли непочвенных частиц (предположительно, это могут быть растительные остатки, семена, споры, пыльца и другая органика/неорганика непочвенного генезиса).

Для участка в Шишлово корреляция между кривыми отражения пыли и почвы характеризуется как очень высокая, и коэффициент Спирмена составляет 0.9. Наибольшие различия между кривыми отражения пыли и почвы наблюдаются на длинах волн: 1 411, 1 908, 2 135, 1 716, 1 943, 2 026, 2 246, 2 362, 2 433 нм (рис. 7).

Как и в первом случае, в составе пыли прослеживается присутствие характерных для почвы минералов (андрадит, кварц, андезин, эпидот и т. д.) (табл. 4). В целом аналогичная с предыдущим участком форма спектральных кривых и высокие коэффициенты корреляции позволяют заключить, что на данном участке в составе собранной пыли почвенный компонент также является доминирующим. На участках кривой отражения пыли 1 870–2 015 нм и далее до 2 200 нм заметны наибольшие отличия от почвенной спектральной кривой. Предположительно, это также включения непочвенного происхождения.

Конечно же, полученные результаты не могут рассматриваться как полное подтверждение гипотезы о почвенном происхождении пыли на фильтрах. Это лишь косвенное подтверждение. Но оно свидетельствует о высоком вкладе почвенных частиц в запыленность атмосферы над пахотными угодьями.

По-видимому, результат исследований должен сильно зависеть от преобладающей скорости ветра и высоты расположения аспирометра над поверхностью почвы. Теоретически, чем выше расположен аспирометр, тем более мелкие частицы пыли должны оседать на фильтрах и тем меньше может быть вклад почвенных частиц. Но для подтверждения этой гипотезы необходимо проведение дополнительных исследований.

Таблица 4. Перечень минералов для кривых отражения (Шишлово)
Table 4. List of minerals for reflection curves (Shishlovo)

Пыль		Соответствующая фракция почвы	
Минерал	Коэффициент корреляции*	Минерал	Коэффициент корреляции*
Андезин	0.969	Гидроксилалатит	0.995
Андрадит	0.969	Роговая обманка	0.99
Флогопит	0.968	Пирит	0.987
Анортит	0.967	Ортит	0.987
Кварц	0.966	Гематит	0.984
Волластонит	0.966	Куприт	0.979
Эпидот	0.962	Андрадит	0.976
Титанит	0.961	Сидерит	0.972
Битовнит	0.957	Корренсит	0.967
Пирротит	0.953	Иллит	0.966
		Геденбергит	0.965
		Лазурит	0.965
		Брукит	0.963
		Хлорит	0.962
		Тюрингит	0.962
		Титанит	0.959
		Галенит	0.959
		Андезин	0.959
		Жадеит	0.958
		Куприт	0.957
		Битовнит	0.956

Примечание. *Коэффициенты корреляции для идентификации минералов на основании формы спектральной кривой рассчитаны автоматически программой DARW in SP V1.5.

Note. *Correlation coefficients for mineral identification, based on the shape of the spectral curve, were calculated automatically by the DARW in SP V1.5 programme.

ВЫВОДЫ

В условиях незначительной запыленности атмосферы и трудоемкости сбора достаточного количества пыли для прямого анализа использованный подход может служить альтернативой для косвенного подтверждения почвенного происхождения пыли в приземном слое атмосферы. В перспективе данный подход можно использовать в качестве средства мониторинга дефляции почв пахотных угодий.

Полученные результаты показали преобладающий вклад почвенных частиц в пыли, содержащейся в воздухе над пахотными полями. Но необходимы дополнительные исследования для получения более устойчивых результатов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Егоров В.Н., Хабаров Д.А.* Определение запыленности воздуха (Методические указания). М.: 2016.
2. *Ивлев Л.С.* Химический состав и структура атмосферных аэрозолей. Л.: Изд-во Ленинградского ун-та, 1982. 365 с.
3. *Ивлев Л.С., Довгалою Ю.А.* Физика атмосферных аэрозольных систем. СПб.: НИИХ СПбГУ, 1999. 194 с.
4. Краткая географическая энциклопедия. Том 3 / Гл. ред. *Григорьев А.А.* М.: Советская энциклопедия, 1962. 580 с.
5. *Петрянов-Соколов И.В.* Избранные труды. Законы фильтрации аэрозолей. М.: Наука, 2007. 458 с.
6. *Пирумов А.И.* Обеспыливание воздуха. М.: Стройиздат, 1974. 207 с.
7. *Романовская А.Ю., Савин И.Ю.* Аэрозольная пыль почвенного происхождения в атмосфере: источники, количество, свойства (обзор) // Бюллетень Почвенного института имени В.В. Докучаева. 2021. Вып. 109. С. 36–95. DOI: [10.19047/0136-1694-2021-109-36-95](https://doi.org/10.19047/0136-1694-2021-109-36-95).
8. *Attiya A.A., Jones B.G.* Assessment of mineralogical and chemical properties of airborne dust in Iraq // SN Appl. Sci. 2020. Vol. 2. 1614. DOI: [10.1007/s42452-020-03326-5](https://doi.org/10.1007/s42452-020-03326-5).
9. *Baensch-Baltruschat B., Kocher B., Stock F., Reifferscheid G.* Tyre and road wear particles (TRWP) – A review of generation, properties, emissions, human health risk, ecotoxicity, and fate in the environment // Science of the Total Environment. 2020. Vol. 733. 1378237. DOI: [10.1016/j.scitotenv.2020.137823](https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2020.137823).
10. *Bauer E., Ganopolski A.* Sensitivity simulations with direct radiative

- forcing by aeolian dust during glacial cycles // *Climate of the Past*. 2014. Vol. 10 (4). P. 149–193. DOI: [10.5194/cp-10-1333-2014](https://doi.org/10.5194/cp-10-1333-2014).
11. *Ginoux P., Prospero J., Gill T., Hsu N., Zhao M.* Global-scale attribution of anthropogenic and natural dust sources and their emission rates based on MODIS Deep Blue aerosol products // *Rev. Geophys.* 2012. Vol. 50. RG3005. DOI: [10.1029/2012RG000388](https://doi.org/10.1029/2012RG000388).
12. *Harrison R.M., Jones A.M., Gietl J., Yin J., Green D.C.* Estimation of the Contributions of Brake Dust, Tire Wear, and Resuspension to Nonexhaust Traffic Particles Derived from Atmospheric Measurements // *Environmental Science & Technology*. 2012. Vol. 46 (12). P. 6523–6529. DOI: [10.1021/es300894r](https://doi.org/10.1021/es300894r).
13. *Houghton J.T., Ding Y., Griggs D.J., Noguera M., van der Linden P.J., Dai X., Maskell K., Johnson C.A.* *Climate Change 2001: the Scientific Basis*. Cambridge: Cambridge University Press, 2001.
14. *Kandler K., Scheuvens D.* Asian and Saharan dust from a chemical/mineralogical point of view: differences and similarities from bulk and single particle measurements // *Central Asian Dust Conference (CADUC)*. 2019. Vol. 99. 03001. DOI: [10.1051/e3sconf/20199903001](https://doi.org/10.1051/e3sconf/20199903001).
15. *Katra I.* Soil Erosion by Wind and Dust Emission in Semi-Arid Soils Due to Agricultural Activities // *Agronomy*. 2020. Vol. 10. 89, DOI: [10.3390/agronomy10010089](https://doi.org/10.3390/agronomy10010089).
16. *Kok J.F., Ridley D.A., Zhou Q., Miller R.L., Zhao C., Heald C.L., Ward D.S., Albani S., Haustein K.* Smaller desert dust cooling effect estimated from analysis of dust size and abundance // *Nature Geoscience*. 2017. Vol. 10 (4). P. 274–278. DOI: [10.1038/ngeo2912](https://doi.org/10.1038/ngeo2912).
17. *Kokhanovsky A.A.* *Aerosol Optics. Light Absorption and Scattering by Particles in the Atmosphere*. Springer, 2008. 146 p.
18. *Mahowald N.M., Rivera G.D.R., Luo C.* Comment on “Relative importance of climate and land use in determining present and future global soil dust emission” by I. Tegen et al. // *Geophysical Research Letters*. 2004. Vol. 31. DOI: [10.1029/2004GL021272](https://doi.org/10.1029/2004GL021272).
19. *Mona L., Liu Z., Müller D., Omar A., Papayannis A., Pappalardo G., Sugimoto N., Vaughan M.* Lidar Measurements for Desert Dust Characterization: An Overview // *Advances in Meteorology*. 2012. Article ID 356265. DOI: [10.1155/2012/356265](https://doi.org/10.1155/2012/356265).
20. *Prospero J., Ginoux P., Torres O., Nicholson Sh., Gill T.* Environmental characterization of global sources of atmospheric soil dust identified with the NIMBUS 7 Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS) absorbing aerosol product. // *Reviews of Geophysics*. 2002. 40. Article ID 1002. DOI: [10.1029/2000RG000095](https://doi.org/10.1029/2000RG000095).
21. *Sharratt B., Auvermann B.* Dust Pollution from Agriculture / In:

- Encyclopedia of Agriculture and Food Systems. 2014. P. 487–504. DOI: [10.1016/B978-0-444-52512-3.00089-9](https://doi.org/10.1016/B978-0-444-52512-3.00089-9).
22. Taheria F., Forouzani M., Yazdanpanah M., Ajilib A. How farmers perceive the impact of dust phenomenon on agricultural production activities: A Q-methodology study // Journal of Arid Environments. 2020. Vol. 173. 104028. DOI: [10.1016/j.jaridenv.2019.104028](https://doi.org/10.1016/j.jaridenv.2019.104028).
23. Varga G., Dagsson-Waldhauserová P., Gresina F. et al. Saharan dust and giant quartz particle transport towards Iceland // Sci. Rep. 2021. Vol. 11. 11891. DOI: [10.1038/s41598-021-91481-z](https://doi.org/10.1038/s41598-021-91481-z).
24. van der Does M., Knippertz P., Zschenderlein P., Giles Harrison R., Stuut J.-B. W. The mysterious long-range transport of giant mineral dust particles // Sci. Adv. 2018. Vol. 4. No. 12. eaau2768. DOI: [10.1126/sciadv.aau2768](https://doi.org/10.1126/sciadv.aau2768).
25. Yu H., Tan Q., Chin M., Remer L.A., Kahn R.A., Bian H., Kim D., Zhang Z., Yuan T., Omar A.H. et al. Estimates of African Dust Deposition Along the Trans-Atlantic Transit Using the Decadelong Record of Aerosol Measurements from CALIOP, MODIS, MISR, and IASI // J. Geophys. Res. Atmos. 2019. Vol. 124. P. 7975–7996.
26. Zucca C., Middleton N., Kang U., Liniger H. Shrinking water bodies as hotspots of sand and dust storms: The role of land degradation and sustainable soil and water management // CATENA. 2021. Vol. 207. 105669. DOI: [10.1016/j.catena.2021.105669](https://doi.org/10.1016/j.catena.2021.105669).

REFERENCES

1. Egorov V.N., Khabarov D.A., *Opređenje zapylennosti vozdukh (Metodicheskie ukazaniya)* (Determination of air dustiness (Methodological instructions)), Moscow: 2016.
2. Ivlev L.S., *Khimicheskii sostav i struktura atmosferynykh aerolei* (Chemical composition and structure of atmospheric aerosols), Leningrad: Izd-vo Leningradskogo un-ta, 1982, 365 p.
3. Ivlev L.S., Dovgalyuk Yu.A., *Fizika atmosferynykh aerolei i sistem* (Physics of Atmospheric Aerosol Systems), St. Petersburg: NIIKh SPbGU, 1999, 194 p.
4. Grigor'ev A.A., *Kratkaya geograficheskaya entsiklopediya* (Concise Geographic Encyclopedia), Vol. 3, Moscow: Sovetsvkaya entsiklopediya, 1962, 580 p.
5. Petryanov-Sokolov I.V., *Izbrannye trudy. Zakony fil'tratsii aerolei* (Selected Works. Laws of aerosol filtration), Moscow: Nauka, 2007, 458 p.
6. Pirumov A.I., *Obespylivanie vozdukh (Air cleaning from dust)*, Moscow: Stroiizdat, 1974, 207 p.

7. Romanovskaya A.Yu., Savin I.Yu., Soil dust aerosol in the atmosphere: sources, quantities, properties (overview), *Dokuchaev Soil Bulletin*, 2021, Vol. 109, pp. 36–95, DOI: [10.19047/0136-1694-2021-109-36-95](https://doi.org/10.19047/0136-1694-2021-109-36-95).
8. Attiya A.A., Jones B.G., Assessment of mineralogical and chemical properties of airborne dust in Iraq, *SN Appl. Sci.*, 2020, Vol. 2, 1614, DOI: [10.1007/s42452-020-03326-5](https://doi.org/10.1007/s42452-020-03326-5).
9. Baensch-Baltruschat B., Kocher B., Stock F., Reifferscheid G., Tyre and road wear particles (TRWP) – A review of generation, properties, emissions, human health risk, ecotoxicity, and fate in the environment, *Science of the Total Environment*, 2020, Vol. 733, 1378237, DOI: [10.1016/j.scitotenv.2020.137823](https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2020.137823).
10. Bauer E., Ganopolski A., Sensitivity simulations with direct radiative forcing by aeolian dust during glacial cycles, *Climate of the Past*, 2014, Vol. 10 (4), pp. 149–193, DOI: [10.5194/cp-10-1333-2014](https://doi.org/10.5194/cp-10-1333-2014).
11. Ginoux P., Prospero J., Gill T., Hsu N., Zhao M., Global-scale attribution of anthropogenic and natural dust sources and their emission rates based on MODIS Deep Blue aerosol products, *Rev. Geophys.*, 2012, Vol. 50, RG3005, DOI: [10.1029/2012RG000388](https://doi.org/10.1029/2012RG000388).
12. Harrison R.M., Jones A.M., Gietl J., Yin J., Green D.C., Estimation of the Contributions of Brake Dust, Tire Wear, and Resuspension to Nonexhaust Traffic Particles Derived from Atmospheric Measurements, *Environmental Science & Technology*, 2012, Vol. 46 (12), pp. 6523–6529, DOI: [10.1021/es300894r](https://doi.org/10.1021/es300894r).
13. Houghton J.T., Ding Y., Griggs D.J., Noguier M., van der Linden P.J., Dai X., Maskell K., Jonhnsen C.A., *Climate Change 2001: the Scientific Basis*, Cambridge: Cambridge University Press, 2001.
14. Kandler K., Scheuven D., Asian and Saharan dust from a chemical/mineralogical point of view: differences and similarities from bulk and single particle measurements, *Central Asian Dust Conference (CADUC)*, 2019, Vol. 99, 03001, DOI: [10.1051/e3sconf/20199903001](https://doi.org/10.1051/e3sconf/20199903001).
15. Katra I., Soil Erosion by Wind and Dust Emission in Semi-Arid Soils Due to Agricultural Activities, *Agronomy*, 2020, Vol. 10, 89, DOI: [10.3390/agronomy10010089](https://doi.org/10.3390/agronomy10010089).
16. Kok J.F., Ridley D.A., Zhou Q., Miller R.L., Zhao C., Heald C.L., Ward D.S., Albani S., Haustein K. Smaller desert dust cooling effect estimated from analysis of dust size and abundance, *Nature Geoscience*, 2017, Vol. 10 (4), pp. 274–278, DOI: [10.1038/ngeo2912](https://doi.org/10.1038/ngeo2912).
17. Kokhanovsky A.A., *Aerosol Optics. Light absorption and scattering by particles in the atmosphere*, Springer, 2008, 146 p.
18. Mahowald N.M., Rivera G.D.R., Luo C., Comment on “Relative importance of climate and land use in determining present and future global

- soil dust emission” by I. Tegen et al., *Geophysical Research Letters*, 2004, Vol. 31, DOI: [10.1029/2004GL021272](https://doi.org/10.1029/2004GL021272).
19. Mona L., Liu Z., Müller D., Omar A., Papayannis A., Pappalardo G., Sugimoto N., Vaughan M., Lidar Measurements for Desert Dust Characterization: An Overview, *Advances in Meteorology*, 2012, Article ID 356265, DOI: [10.1155/2012/356265](https://doi.org/10.1155/2012/356265).
20. Prospero J., Ginoux P., Torres O., Nicholson Sh., Gill T., Environmental characterization of global sources of atmospheric soil dust identified with the NIMBUS 7 Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS) absorbing aerosol product, *Reviews of Geophysics*, 2002, 40, 1002, DOI: [10.1029/2000RG000095](https://doi.org/10.1029/2000RG000095).
21. Sharratt B., Auvermann B., Dust Pollution from Agriculture, In: *Encyclopedia of Agriculture and Food Systems*, 2014, pp. 487–504, DOI: [10.1016/B978-0-444-52512-3.00089-9](https://doi.org/10.1016/B978-0-444-52512-3.00089-9).
22. Taheria F., Forouzani M., Yazdanpanah M., Ajilib A., How farmers perceive the impact of dust phenomenon on agricultural production activities: A Q-methodology study, *Journal of Arid Environments*, 2020, Vol. 173, 104028, DOI: [10.1016/j.jaridenv.2019.104028](https://doi.org/10.1016/j.jaridenv.2019.104028).
23. Varga G., Dagsson-Waldhauserová P., Gresina F. et al., Saharan dust and giant quartz particle transport towards Iceland, *Sci. Rep.*, 2021, Vol. 11, 11891, DOI: [10.1038/s41598-021-91481-z](https://doi.org/10.1038/s41598-021-91481-z).
24. van der Does M., Knippertz P., Zschenderlein P., Giles Harrison R., Stuut J.-B. W., The mysterious long-range transport of giant mineral dust particles, *Sci. Adv.*, 2018, Vol. 4, No. 12, eaau2768, DOI: [10.1126/sciadv.aau2768](https://doi.org/10.1126/sciadv.aau2768).
25. Yu H., Tan Q., Chin M., Remer L.A., Kahn R.A., Bian H., Kim D., Zhang Z., Yuan T., Omar A.H. et al., Estimates of African Dust Deposition Along the Trans-Atlantic Transit Using the Decadelong Record of Aerosol Measurements from CALIOP, MODIS, MISR, and IASI, *J. Geophys. Res. Atmos.*, 2019, Vol. 124, pp. 7975–7996.
26. Zucca C., Middleton N., Kang U., Liniger H., Shrinking water bodies as hotspots of sand and dust storms: The role of land degradation and sustainable soil and water management, *CATENA*, 2021, Vol. 207, 105669, DOI: [10.1016/j.catena.2021.105669](https://doi.org/10.1016/j.catena.2021.105669).

УДК 631.48

DOI: 10.19047/0136-1694-2023-117-140-176



Ссылки для цитирования:

Варламов Е.Б., Лебедева М.П., Чурилин Н.А., Мусаэлян Р.Э., Колесников А.В. Особенности минералогического состава солоди и осолоделой лугово-каштановой почвы на примере лиманных западин Джаныбекского стационара Института лесоведения РАН // Бюллетень Почвенного института имени В.В. Докучаева. 2023. Вып. 117. С. 140-176. DOI: 10.19047/0136-1694-2023-117-140-176

Cite this article as:

Varlamov E.B., Lebedeva M.P., Churilin N.A., Musaelyan R.E., Kolesnikov A.V., Features of the mineralogical composition of solod and solod meadow-chestnut soil, the case of soils of the liman depression at Dzhanybek research station of the Institute of Forest Science RAS, Dokuchaev Soil Bulletin, 2023, V. 117, pp. 140-176, DOI: 10.19047/0136-1694-2023-117-140-176

Благодарность:

Авторы выражают благодарность и признательность начальнику Джаныбекского стационара, ведущему научному сотруднику лаборатории аридного лесоразведения ИЛАН РАН доктору биологических наук М.К. Сапанову за предоставленную возможность выполнения научных исследований на стационаре.

Acknowledgments:

The authors are grateful to the head of the Dzhanybekskiy field station, leading researcher of the laboratory of arid afforestation of ILAN RAS, Doctor of Biological Sciences M.K. Sapanov, for the opportunity to carry out scientific research at the station.

Особенности минералогического состава солоди и осолоделой лугово-каштановой почвы на примере лиманных западин Джаныбекского стационара Института лесоведения РАН

© 2023 г. Е. Б. Варламов^{1*}, М. П. Лебедева¹,
Н. А. Чурилин¹, Р. Э. Мусаэлян¹, А. В. Колесников²

¹ФИЦ “Почвенный институт им. В.В. Докучаева”, Россия,
119017, Москва, Пыжевский пер, 7, стр. 2,

*<https://orcid.org/0000-0003-0345-9186>, e-mail: evgheni968@rambler.ru.

²Институт лесоведения РАН, Россия,

185910, Московская обл., с. Успенское, ул. Советская, д. 21.

Поступила в редакцию 25.04.2023, после доработки 12.06.2023,
принята к публикации 10.10.2023

Резюме: Структура почвенного покрова территории глинистой полупустыни Северного Прикаспия помимо трехчленного солонцового почвенного комплекса представлена солодами. Солоди формируются в постоянных для данной территории элементах рельефа – мезопонижениях, которые относят к лиманам. Изучено два почвенных разреза в центре днища лимана – солодь, и на периферийной его части – лугово-каштановая осолоделая почва. Формирование профиля солоди происходит в результате увлажнения пресными водами и весеннего затопления в период снеготаяния. Вторая почва находится в зоне транзита в лиман поверхностных вод с межпадинной равнины. Профили почв имеют однотипную элювиально-иллювиальную схему распределения илистой фракции, при этом более выражена дифференциация у солоди. Минералогическим анализом установлен однотипный качественный состав глинистых и кластогенных минералов. Глинистые минералы представлены иллитом, смектитом, смешанослойным иллит-смектитом в сопровождении каолинита и хлорита. Кластогенные минералы представлены кварцем, слюдой, калиевым полевым шпатом, плагиоклазом и хлоритом. В осолоделых горизонтах профилей почв накапливается кварц, полевые шпаты, фиксируется небольшое количество слюд, хлорита, в текстурных горизонтах снижается содержание кварца, полевых шпатов и увеличивается содержание слюд и хлорита. Распределение смектитовой фазы в профиле солоди выявляет отличие долевого соотношения слоев иллит-смектита в разных частях профилей: в осолоделой части преобладают структуры с низким содержанием смектитовых слоев, а в текстурных горизонтах возрастает их доля с набухающим слоем. Лугово-каштановая осолоделая почва отличается меньшей мощностью осолоделого горизонта, более высоким содержанием смектитового компонента во всем профиле, менее выраженной профильной дифференциацией глинистых и кластогенных минералов. В обеих почвах в осолоделом и текстурном горизонтах фиксируются лабильные минералы с признаками супердисперсности. Супердисперсное состояние лабильных минералов имеет разные причины. В солоди оно связано с

действием слабоминерализованных вод и гидролиза почвенных минералов во влажные сезоны года, а также с напряженным режимом внутрипочвенного выветривания *in situ*, а в осолоделой лугово-каштановой почве с прохождением стадии солонцеватых почв. Выявлены отличия и по смектитовому компоненту. В осолоделых горизонтах солоди он представлен индивидуальным смектитом и смешанослойной фазой иллит-смектита, а у лугово-каштановой почвы – только смешанослойным иллит-смектитом.

Ключевые слова: смешанослойные минералы, смектит, иллит, каолинит, хлорит, кварц, слюды, полевые шпаты.

Features of the mineralogical composition of solod and solod meadow-chestnut soil, the case of soils of the liman depression at Dzhanybek research station of the Institute of Forest Science RAS

© 2023 E. B. Varlamov^{1*}, M. P. Lebedeva¹, N. A. Churilin¹,
R. E. Musaelyan¹, A. V. Kolesnikov²

¹Federal Research Centre “V.V. Dokuchaev Soil Science Institute”,
7 Bld. 2 Pyzhevskiy per., Moscow 119017, Russian Federation,
^{*}<https://orcid.org/0000-0003-0345-9186>, e-mail: evgheni968@rambler.ru.

²Institute of Forest Science, Russian Academy of Sciences,
21 Sovetskaya, Uspenskoe, Moscow region 143030, Russian Federation.

Received 25.04.2023, Revised 12.06.2023, Accepted 10.10.2023

Abstract: The structure of the soil cover at the territory of the clayey semi-desert of the Northern Caspian Sea is represented by triparted soil complex and peculiar soils like solod. Solods are formed in relief elements that are constant for this territory – mesodepressions, which are referred to limans. Two soil profiles were studied in the bottom of the liman – solod, and on its peripheral part – solodized meadow-chestnut soil. The formation of the solod profile occurs because of periodic moistening with fresh water and systematic flooding during the snowmelt period. The second soil is in the zone of transit of surface water to the liman. The soil profiles have the same type of eluvial-illuvial distribution of the clay fraction, while differentiation is more distinct in solod. Mineralogical analysis established the same type of qualitative composition of clay and clastogenic minerals in both soils. Clay minerals are represented by illite, smectite, mixed-layer illite-smectite, accompanied by kaolinite and chlorite. Clastogenic minerals are represented by quartz, mica,

K-feldspar, plagioclase, and chlorite. Quartz and feldspars are accumulated in the solodized horizons of the soil profiles; the content of quartz and feldspars decreases in the textural horizons, while the content of mica and chlorite increases. The distribution of the smectite phase in the solod profile reveals a difference in the ratio of illite-smectite packets, structures with a low content of smectite packets predominate in the solod part of the profile, and the proportion with a swelling packet in mixed-layer minerals increases in textural horizons. The solodized meadow-chestnut soil is distinguished by a smaller thickness of the solodized horizon, a higher content of the smectite component, and a calm character of the profile differentiation of clay and clastogenic minerals. In both soils, labile minerals with signs of superdispersion are recorded in the solodized and textural horizons. The superdispersion of labile minerals has different causes. In solod, it is associated with the action of low-mineralized water and the hydrolysis of soil minerals during the wet seasons of the year, as well as with the intense regime of intrasoil weathering *in situ*, and in the solodized meadow-chestnut soil, with the passage of the stage of solonetz soils. Differences in the smectite component were also revealed: in the solodized horizons of solod, it is represented by individual smectite and the mixed-layer phase of illite-smectite; and in the meadow-chestnut soil – by mixed-layer illite-smectite.

Keywords: mixed-layer minerals, smectite, illite, kaolinite, chlorite, quartz, micas, feldspars.

ВВЕДЕНИЕ

Прикаспийская низменность расположена на юго-востоке Русской равнины и примыкает с севера к Каспийскому морю. Обширная Прикаспийская низменность, в пределах которой расположен район исследований и Джаныбекский стационар Института лесоведения РАН, является хорошо изученным участком ([Роде и др., 1964](#); [Фридланд, 1964](#); [Соколова и др., 2000](#); [Хитров, 2005](#); и многие другие). Территория представляет собой крайне выровненную поверхность с пологим уклоном в сторону Каспийского моря. Равнинность территории нарушается лишь руслами крупных рек (Волга, Урал) и мелких рек Торгун, Еруслан, Б. и М. Узени, и др. слепых рек, а также поднятиями солянокупольного происхождения. Геоморфологическое строение тесно связано с историей развития трансгрессий, регрессий (хвалынской и др.) Каспийского моря и литологическим составом поверхностных от-

ложений ([Доскач, 1979](#)). В районе Джаныбекского стационара рельеф несколько усложняется: на востоке – останцом, на юге – горами Улаган и на юго-западе – овражно-балочной сетью оз. Эльтон. Абсолютные отметки района исследований от 28 м в северо-восточной части и до 26 м в западной и юго-западной частях района исследований. Территория Северного Прикаспия характеризуется отчетливо дифференцированным по элементам рельефа почвенно-растительным покровом, представленным классическим трехчленным комплексом. Почвенный покров данного комплекса ярко выражен в соответствии с развитым микрорельефом: микроповышения с типчаково-чернополынными ассоциациями заняты солонцами, микропонижения с разнотравно-злаковой растительностью – лугово-каштановыми почвами, а на склонах западин под сухостепными растительными сообществами встречаются светло-каштановые почвы. Одним из компонентов почвенного покрова данной территории являются солоды, занимающие здесь днища лиманов. Генезис лиманов и падин до настоящего времени не имеет однозначных ответов. Большинство исследователей ([Мозесон, 1955](#); [Абатуров и др., 1972](#); [Доскач, 1979](#)) считают, что основным фактором формирования западинного микрорельефа является просадочность лессовидных суглинистых засоленных отложений. Лиманы выделяются как плоскодонные замкнутые депрессии с относительной глубиной до 2.5–3 м. Их площадь значительно варьирует, достигая в максимуме сотни и даже тысячи гектар. Весной в годы с обилием талых вод после снежных зим лиманы могут заливаться на несколько недель и даже месяцев внешними водами ([Курганова, 1986](#)). В последние несколько десятков лет долгое стояние внешних вод не наблюдается. Солоды представляют собой особую группу текстурно дифференцированных почв, а процесс осолодения представляет собой явление широкого экологического диапазона. Ареал встречаемости осолоделых почв в почвенном покрове охватывает огромную территорию от борельных до гумидных, засушливых и субтропических территорий. Осолоделые почвы описаны в гидроморфном, полугидроморфном и автоморфном ряду почв. Вместе с тем общим условием, характерным для осолоделых почв, является их приуроченность либо к засоленным почвообразующим породам, либо к минерализован-

ным (обычно к содовым) грунтовым водам, и формирование их в комплексе с солонцами, болотными и солончаковыми почвами ([Ахтырцев и др., 1959](#); [Базилевич, 1965](#); [Турсина, 1961, 2006](#)). О генезисе солодей и причинах, вызывающих осолодение других почв (солонцовых, лугово-болотных и др.), в литературе к настоящему времени накопился значительный материал. В отношении генезиса и возможных причин текстурной дифференциации профиля имеются разные точки зрения. Как результат естественной эволюции солонцов солодь рассматривал Гедройц ([1948](#)), подчеркивая, что присутствие натрия в их почвенном поглощающем комплексе (ППК) способствует пептизации почвенной массы, последующему разрушению и выносу глинистых силикатов. Развитие солодей связывают с периодическим переувлажнением пресными водами вследствие расположения этих почв в понижениях рельефа и систематического затопления их в период снеготаяния ([Зайдельман, 1998](#)). Им подчеркивается, что развитие переувлажнения и последующего оглеения в условиях застойно-промывного водного режима позволяет рассматривать осолодение как одну из форм глееобразования. При этом наличие натрия в ППК может усиливать процесс осолодения ([Алексеев, 1999](#)). Детальное генетическое изучение солоди провели Роде с соавторами ([1961](#)). Этими исследователями установлено, что в элювиальных горизонтах почв происходит резкое снижение содержания илистой фракции и относительное увеличение пылеватых фракций. Авторами предполагается, что в почве осуществляется разрушение глинистых минералов в элювиальных горизонтах, но в лугово-каштановых почвах проявление этого процесса менее интенсивное. В результате более поздних исследований валового химического анализа А.А. Роде с соавторами ([1964](#)) предполагают, что прибавка кремнезема в почвах связана с выветриванием полевых шпатов. На этом основании сделан вывод, что, вероятно, в элювиальных горизонтах солодей происходит разрушение глинистых силикатов, и, возможно, происходит трансформационное преобразование высокозарядного смектита в иллит в результате необменной фиксации калия. Минералогические исследования Э.А. Корнблюма с соавторами ([1972](#)) показали, что на фоне элювиально-иллювиального распределения илистой фракции в составе ила

фиксируется накопление иллитов, а количество лабильных минералов постепенно увеличивается вниз по профилю. Указанная Э.А. Корнблумом с соавторами ([1976](#)) закономерность объясняется развитием в верхних горизонтах процесса иллитизации, чему способствует повышенная концентрация калия в талых водах, скапливающихся весной в днищах мезопонижений рельефа. Более поздние работы показали, что процесс иллитизации может охватывать не только верхние горизонты, но и нижележащие текстурные горизонты в профиле солоди ([Талызина и др., 1994](#); [Алексеева и др., 2010](#)). В результате содержание иллитов в илистой фракции по всему профилю оказывается выше, чем в окружающих почвах, развитых на сопряженных более высоких элементах рельефа. Эту особенность солодей можно объяснить регулярным, медленным перемещением слабоминерализованных почвенных растворов, обогащенных калием, с одновременной его фиксацией глинистыми минералами во всем почвенном профиле ([Алексеева и др., 2010](#)). Следовательно, уменьшение содержания хлорита и лабильных минералов в элювиальных горизонтах солодей связывают с относительным накоплением в верхних горизонтах иллита. Зафиксировано антропогенное осолодение южных черноземов в процессе орошения щелочными водами озера Сасык, Одесская обл., Украина ([Гоголев и др., 1990](#)). Исследование показало, что при орошении в первые годы наблюдалась резкая диспергация и латеральная миграция гумусово-глинистого комплекса в микропонижения. В последующие годы орошения наблюдалось иллювиирование пептизированного илистого вещества вниз по профилю. За 5–7 лет орошения наблюдалось существенное изменение гранулометрического состава с уменьшением содержания ила и увеличением обменного натрия и магния. После осолодения наступила стадия осолонцевания.

В данной работе авторы на примере сопряженной пары солоди и лугово-каштановой осолоделой почвы изучили характер миграции илистой фракции в (иллювиальный) текстурный горизонт. В настоящее время имеется дефицит данных по оценке степени дифференциации и характеру изменений в профиле минеральной части сравниваемых почв. Подобная характеристика сопряженного и минералогического состава илистых и кластогенных

минералов для данных почв в литературе отсутствует.

Цель исследования – изучить минералогические особенности профилейного распределения минералов в солоди и в сопряженной с ней лугово-каштановой осолоделой почве, расположенных на разных элементах микрорельефа одного лимана. Для достижения цели исследования были поставлены следующие задачи: 1) выполнить детальный пофракционный минералогический анализ солоди и осолоделой почвы; 2) изучить характер поведения смектитовой фазы, иллита, кварца, полевых шпатов и слюд при переходе от одной почвенной разности к другой.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Изученный нами лиман площадью около 3 га находится в 1.5 км в северо-западном направлении от усадьбы Джаныбекского стационара Института лесоведения РАН, между 1-ой и 2-ой Гослесополосами. Для сопряженного анализа почв изучено два полнотрансверсальных разреза (рис. 1).

Первый разрез С-22 вскрывает хорошо развитую солодь. Разрез солоди (рис. 1А) расположен на ровной поверхности центральной части дна лимана. Это наиболее часто затопляемый участок, врезанный по отношению к окружающей степи на 20–40 см. Микрорельеф лимана хорошо выражен (рис. 2) и представлен небольшими в диаметре (до 6–7 м) “блюдцами” с относительным понижением до 20 см. Растительность представлена преимущественно мятликом луковичным (*Poa bulbosa*), дернина с мощными куртинами (розетками) высотой 2 см, полынью австрийской (*Artemisia austriaca* Jacq.), облием степных видов птицемлечника зонтичного (*Ornithogalum umbellatum* L.), ковылем тырса (*Stipa capillata* L.), грудницей обыкновенной (*Galatella linosyris* (L.), типчаком (*Festuca valesiaca* Schleich. Ex Gaudin), гипсофилой (*Gypsophila repens* L.), костром (*Bromus* L.), шалфеем (*Salvia officinalis* L.), лапчаткой двувильчатой (*Potentilla bifurca* L.), единичным коровяком (*Verbascum* L.), оносмой красильной (*Onosma tinctoria* M.Bieb.), кермеком (*Limonium* Mill.). Вскипание с 74 см слабое по ходам корней, обильное с глубины >81 см. Формула профиля {EL+ELrz}-ELq-BT1q-BT2-BCA-Cca,cs. Название почвы: по Классификации почв СССР, 1977 г., – солодь лугово-

степная тяжелосуглинистая на хвалынских тяжелых суглинках; по Классификации почв России, [2004](#) г., – солодь квазиглееватая сегрегационно-карбонатная глубоко гипסодержащая тяжелосуглинисто-глинистая на хвалынских тяжелых суглинках; по WRB-2015 – Luvic Columnic Albic Planosol (Loamic).



Рис. 1. **А** – профиль солоди раз. С-22, WRB-2015: Luvic Columnic Albic Planosol (Loamic); **В** – профиль лугово-каштановой осолоделой почвы раз. Лос-22, WRB-2015: Protosodic Stagnic Cambisol (Epiclayic, Katoloamic, Protocalcic, Ochric).

Fig. 1. Soil profile: **A** – solod meadow-steppe heavy loamy on Khvalynian heavy loams, section С-22, WRB-2015: Luvic Columnic Albic Planosol (Loamic).; **B** – meadow-chestnut solonetsous heavy loamy-clayey on Khvalynsk heavy loams, section Лос-22, WRB-2015: Protosodic Stagnic Cambisol (Epiclayic, Katoloamic, Protocalcic, Ochric).

Второй разрез (Лос-22) заложен в периферийной части лимана, в 70 м от первого разреза в восточном направлении, ближе ко 2-ой ленте Гослесополосы (рис. 1В). Растительность: полынь

австрийская (*Artemisia austriaca* Jacq.), прутняк (*Vitex* L.), ромашник (*Pyrethrum* sp.), грудница обыкновенная (*Galatella linosyris* (L.) Rchb.f.), житняк (*Agropyron* Gaertn.), острец (*Leymus* Hochst.), единичный типчак (*Festuca valesiaca* Schleich. ex Gaudin), тонконог (*Koeleria* Pers.). Поверхность почвы имеет глубокие полигональные трещины 0.5–1 см до глубины 30–40 см. Вскипание с 64 см слабое, обильное – >70 см. Формула профиля: **Wel-Bsn-Bsn,g-2Bsn,g-3BCAmc,sn,g-BCAmc,g-3Cca,cs**. Название почвы: по Классификации почв СССР [1977](#) г. – лугово-каштановая осолодевшая, легкоглистая тяжелосуглинистая на трехчленных хвалынских отложениях; по Классификации почв России ([2004](#)) – протогумусовая аккумулятивно-карбонатная солонцеватая элювиированная (осолодевшая) легкоглинисто-тяжелосуглинистая на трехчленных хвалынских отложениях; по WRB-2015 – Protosodic Stagnic Cambisol (Epiclayic, Katoloamic, Protocalcic, Ochric).

Оба профиля сформировались на тяжелых карбонатных нижнехвалынских суглинках. Детальная топографическая съемка участка лимана с расположением разрезов представлена на рисунке 2. Из особых морфологических отличий, помимо различной мощности горизонтов, отмечаем, что глинистые тонкие кутаны фиксируются только в разр. Лос-22, а в разр. С-22 они не обнаружены.

Методы исследований. Фракционирование почвенных образцов разной размерности (<1, 1–5, 5–10 и >10 мкм) проводили седиментацией по методике Горбунова ([1971](#)), количественное содержание фракции каждой размерности использовалось при перерасчете минерального состава на почву в целом. Карбонаты, гипс, легкорастворимые соли перед фракционированием удаляли.

Для установления минералогического состава почв предварительно все глинистые фракции с целью стандартизации были насыщены Mg^{2+} ($MgCl_2$ 1M) и затем промыты до полного удаления избытка $MgCl_2$. Исследование проведено с использованием рентгеновского дифрактометра фирмы Rigaku SmartLab. Ориентированные препараты получены путем седиментации фракции на покровные стекла размером 20 × 20 мм. Режим съемки образцов: излучение $CuK\alpha$, напряжение на трубке 40 kV, сила тока 50 mA, скорость сканирования 4°/мин, в угловом диапазоне от 2 до 34°2 θ .

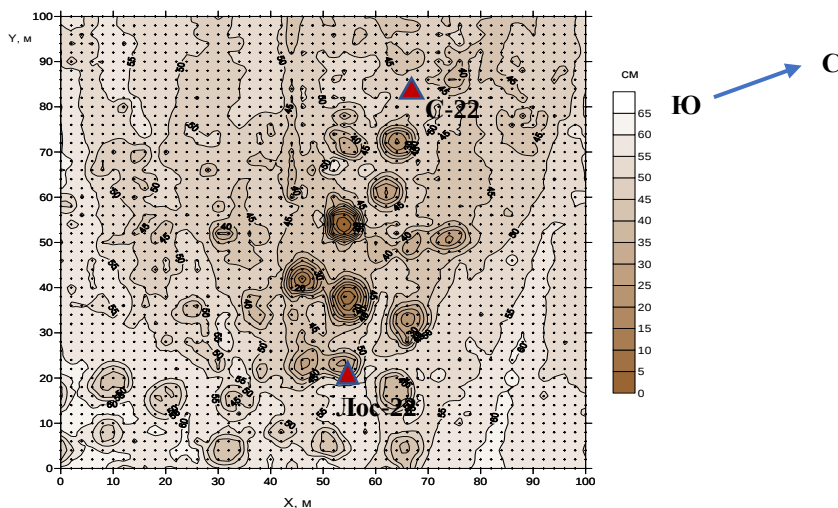


Рис. 2. Микрорельеф участка лимана с “блюдцеобразными” западинами. Высота относительная, выражена в сантиметрах. Сечение через 5 см. Съёмка 2022 г. Составил Варламов Е.Б., Колесников А.В. при консультации Н.Б. Хитрова.

Fig. 2. Microrelief of a section of the liman with bolsoms depressions, with references to the laying of sections. Height is relative, expressed in centimeters. Cross section in 5 cm. Survey was conducted in 2022. Compiled by E.B. Varlamov and A.V. Kolesnikov with the advice of N.B. Khitrov.

Образцы глинистых и кластогенных минералов фракций для снижения возможной неоднородности распределения препарата на стеклянной подложке сняты при вращении по плоскости со скоростью 30 об/мин. Дополнительно образцы фракции <1 мкм для диагностики особенности лабильных минералов смектитовой фазы сняты после 48 ч сольватации этиленгликолем и прокаливанию при 550 °С в течение 2 ч. Диагностика минералов проведена по следующим методическим разработкам ([Рентгеновские методы..., 1965](#); [Соколова и др., 2005](#)) с привлечением базы данных JCPDS. Итоговые расчеты производились с применением программного обеспечения Дифрактометр-Авто, версия 2014, разработчик ООО “Ирис”. Соотношения базальных (пиковых) интенсивностей по

Biscaye ([1964](#), [1965](#)) между набухающей фазой и иллитом ($Sw : I$), каолинитом и хлоритом ($Kln : Chl$) рассчитывали из максимальных интенсивностей набухающих глинистых минералов, иллита, каолинита и хлорита, которые были определены как высота пиков без коррекции базовой линии в области отражения $d(001)$ рентгенограммы из воздушно-сухих образцов ($5-8^{\circ}2\theta$ для фаз набухания, $8.5-9^{\circ}2\theta$ для иллита и $12-13^{\circ}$; $25-26^{\circ}2\theta$ для каолинита и хлорита $18-19^{\circ}$; $25-26^{\circ}2\theta$).

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Гранулометрический состав почв представлен в таблице 1. По содержанию илистой фракции профиль изученной солоди (разр. С-22) резко дифференцирован на три части: верхнюю (гор. {EL+ELrz}, ELq) с небольшим количеством илистых частиц (14%), среднюю (гор. BT1, BT2), обогащенную тонкими частицами (35%) и нижнюю (гор. Cca) с немного более низким их содержанием (29%). Дифференциация почвенного профиля (разр. Лос-22) повторяет элювиально-иллювиальную схему распределения частиц с размерностью <1 мкм, однако контрастность их распределения в профиле менее выражена.

Изменения в содержании частиц <1 мкм в генетически различных горизонтах, предположительно, связаны с резкой изменчивостью условий почвообразования по профилю, в результате наиболее дисперсные и, следовательно, более подвижные минеральные частички вымываются или трансформируются в верхней части профиля и переносятся в среднюю часть, где фиксируется их накопление. Таким образом, в верхней части обеих почв резко очерчивается элювиальный слой, охватывающий совокупность морфологических горизонтов - осолоделый и осолоделый гумусовый. Эти горизонты обеднены частицами <1 мкм и соответственно относительно обогащены фракциями крупнее >1 мкм, в особенности пылеватыми фракциями с размерностью 1-5 мкм. Под осолоделой частью разной мощности сравниваемых почв отчетливо диагностируются растянутые текстурные горизонты 26 – 70 см в разр. С-22 и 10-33 см в разр. Лос-22, обогащенные по сравнению с породой илистыми частицами. В профилях установлены горизон-

ты ВСАс в разр. С-22 и 2Bsn,g в разр. Лос-22 (табл. 1) с более низким содержанием в них пылеватых фракций, что может быть связано с особенностями осадконакопления.

Таблица 1. Содержание гранулометрических фракций в солоди и в лугово-каштановой осолоделой почве, %

Table 1. The granulometric composition of the fractions (Gorbunov method) from soil samples of sections C-22, Лос-22, %

Гентический горизонт	Глубина, см	% фракций				Потеря от HCl
		<1 мкм	1–5 мкм	5–10 мкм	>10 мкм	
Разрез С-22						
EL + ELrz	0–17	18.1	8.3	9.8	63.8	0
ELq	17–26	14.5	6.5	10.6	68.4	0
BT1q	26–54	35.9	10.4	5.9	47.9	1.5
BT2	54–70	30.1	11.4	9.6	49.0	1.6
BCAnc,mc	70–90	33.7	10.4	7.8	48.1	3.0
BCAca	91–113	34.3	6.1	4.9	54.7	20.2
Cca,cs	125–130	29.2	10.6	8.1	52.1	18.4
Разрез Лос-22						
Wel	0–5	29.9	11.0	10.4	48.7	0
Bsn	5–10	40.8	10.7	6.2	42.3	0
Bsn,g	10–30(33)	32.6	10.7	7.2	49.5	3.4
2Bsn,g	30(33)–60(64)	19.5	5.2	4.9	70.4	6.5
3BCAmc,sn,g	60(64)–90(97)	21.9	11.8	7.2	59.1	13.4
3BCAmc,g	90(97)–120	24.0	10.8	11.1	54.1	17.3
3Cca,cs	>120	22.0	11.6	11.4	55.0	18.3

Таблица 2. Химический состав грунтовых вод из скважин солоди и лугово-каштановой осолоделой почвы, ммоль(экв)/л

Table 2. Chemical composition of groundwater from borings of solod and meadow-chestnut solod soil, mmol(eq)/L

Разрез	УГВ, м	Минерализация, г/л	Анионы				Катионы			
			CO ₃ ²⁻	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺
С-22	4.81	1.51	0.40	5.20	10.80	9.00	7.00	17.50	0.81	0.09
Лос-22	4.92	1.36	0.20	5.20	5.20	9.50	5.00	4.00	11.01	0.09

Таким образом, для профилей описываемых почв в разр. С-22 более выражена дифференциация распределения илстых частиц. Что касается почвы разр. Лос-22, то подобная дифференциация профиля с глинистыми кутанами на гранях структурных отдельностей на глубине залегания иллювиального горизонта свидетельствует, по-видимому, о наличии в почвенном растворе катионов, обуславливающих высокую степень диспергации почвенной массы. Основанием для этого нам послужили результаты анализа грунтовых вод (табл. 2). УГВ под разрезами С-22 и Лос-22 (на 02.10.2022) вскрыт на 4.81 м и 4.92 м соответственно. Грунтовые воды слабоминерализованные: под разр. С-22 – гидрокарбонатно-сульфатно-хлоридные кальциево-магнезиальные, и гидрокарбонатно-хлоридно-сульфатные кальциево-натриевые под разр. Лос-22. Согласно результатам химического анализа грунтовых вод содержание катиона Na⁺ соответствует 0.81 и 11.1 ммоль(экв)/л при общей минерализации 1.513 и 1.365 г/л соответственно в разр. С-22 и Лос-22. Различия в засоленности и химическом составе

грунтовой воды объясняются пополнением пресными водами за счет весеннего талого стока ([Роде и др., 1961](#)).

Минералогический состав глинистых и кластогенных минералов почвообразующих пород обеих почв поликомпонентный, при этом отмечаем однотипность качественного и количественного состава ансамбля глинистых и кластогенных минералов. Иллит-сметитовая фракция представлена иллитом, смектитом, каолинитом и хлоритом. Кроме дискретных фаз в составе иллит-сметитовой фракции встречаются смешанослойные структуры иллит-сметита с различным соотношением лабильных слоев смектита и жестких слоев иллита с единичным переслаиванием хлорита (табл. 3). Кластогенные минералы представлены кварцем, слюдами, полевыми шпатами двух видов – калиевым полевым шпатом (КПШ) и плагиоклазом, хлоритом и следами каолинита. В профилях почв вышеуказанные минералы имеют различное соотношение.

Преобладающими компонентами, на долю которых приходится около 80% в составе глинистых минералов профилей обеих почв, является иллит и смектитовая фаза (СМ). СМ фаза представляет собой смешанослойное образование с хаотичной сегрегацией слоев смектита и иллита. Долевое соотношение иллита и смектита в зависимости от генетического горизонта имеет различное соотношение. Иллит представлен три-диоктаэдрической разновидностью. Эти минералы сопровождаются каолинитом несовершенного типа и магнезиально-железистым хлоритом. Качественный состав кластогенных минералов для обеих почв также однотипный и представлен кварцем, слюдами диоктаэдрического типа, полевыми шпатами двух видов – калиевым полевым шпатом (КПШ) и плагиоклазом, хлоритом и незначительным количеством каолинита. Соотношение вышеуказанных глинистых и кластогенных минералов почв значительно меняется в зависимости от генетических горизонтов в разрезах.

Профильный состав глинистых минералов солоди. Основным компонентом иллит-сметитовой фракции горизонтов **EL+ELrz, ELq** (образец с глубины 0–26 см) является ди-триоктаэдрический иллит, смектитовая фаза (СМ) в сопровождении каолинита и незначительного количества хлорита.

Таблица 3. Соотношение основных минералов фракции <1 мкм из образцов почв, разр. С-22, Лос-22, %
Table 3. The ratio of the main mineral phases of the fraction <1 μm from soil samples C-22, Лос-22, %

Генети- ческий горизонт	Глубина, см	Содер- жание фракции <1 мкм, %	I _{1.0} I _{0.5}	Фракция <1 мкм				Почва в целом, %			
				СМ	И	Х	К	СМ	И	Х	К
Разрез С-22											
EL+ELrz	0–17	18.1	4.5	14	65	2	18	2.5	11.8	0.4	3.3
ELq	17–26	14.5	5.0	15	63	2	21	2.1	9.1	0.2	3.0
BT1q	26–54	35.9	4.3	34	49	4	13	12.2	17.6	1.4	4.7
BT2	54–70	30.1	3.8	36	44	5	14	10.9	13.4	1.6	4.2
BCAnc,mc	70–90	33.7	3.5	44	39	5	12	14.8	13.2	1.7	4.0
BCAca	91–113	34.3	3.1	41	36	6	17	14.1	12.2	2.2	5.8
Cca,cs	125–130	29.2	3.0	47	33	7	14	13.6	9.6	2.0	4.0

Продолжение таблицы 3

Table 3 continued

Генетический горизонт	Глубина, см	Содержание фракции <1 мкм, %	I _{1.0} I _{0.5}	Фракция <1 мкм				Почва в целом, %			
				СМ	И	Х	К	СМ	И	Х	К
Разрез Лос-22											
Wel	0–5	29.9	4.2	28	52	5	15	8.4	15.5	1.4	4.6
Bsn	5–10	40.8	4.5	40	43	3	14	16.3	17.6	1.2	5.7
Bsn,g	10–30(33)	32.6	3.6	41	40	5	14	13.3	13.2	1.5	4.6
2Bsn,g	30(33)–60	19.5	3.3	38	39	7	16	7.5	7.6	1.3	3.1
3BCAmc,sn,g	60–90(97)	21.9	3.0	38	36	6	20	8.4	7.8	1.4	4.3
3BCAmc,g	90(97)–120	24.0	2.5	49	29	6	15	11.7	7.1	1.6	3.7
3Cca,cs	>120	22.0	3.1	47	33	5	15	10.3	7.4	1.1	3.3

Примечание. СМ – смешаннослойные минералы; И – иллит; Х – хлорит; К – каолинит. I_{1.0HM}/I_{0.5HM} – соотношение интенсивности рефлексов первого и второго порядка для иллита.

Note. СМ – mixed-layer minerals; И – illite; Х – chlorite; К – kaolinite. I_{1.0HM}/I_{0.5HM} – ratio of intensity of first and second order reflexes for illite.

В СМ фиксируется незначительное количество индивидуального смектита по слабому рефлексу 0.86–0.84 нм сольватированного этиленгликолем препарата и смешанослойное неупорядоченное образование иллит-смектита с преобладающей (>50%) сегрегацией иллитовых слоев (рис. 9). По широкому основанию основного базального рефлекса 0.71 нм диагностируется несовершенный каолинит. Хлорит по сильным отражениям всех базальных рефлексов диагностирован как магнезиально-железистый. По высокому общему рефлексу 0.44 нм фиксируется присутствие рентгеноаморфных веществ и минералов в основном триоктаэдрического типа.

Состав минералов в текстурных горизонтах ВТ (образцы с глубины 26–70 см), выделяющихся максимальным количеством в профиле илистой фракции, меняется в сторону увеличения смектитовых слоев в СМ фазе, чего не отмечалось выше. Иллит триоктаэдрического типа сильно аморфизирован. Содержание тонкодисперсного кварца здесь минимально.

Илистый материал горизонта ВСА (образец с глубины 80–90 см) схож с таковым в горизонтах ВТ, т. е. преобладает СМ фаза, представленная смешанослойными слюда-смектитовыми образованиями. По сравнению с вышележащими горизонтами здесь отмечено: 1) более низкое содержание триоктаэдрического иллита, каолинита, хлорита; 2) примесь тонкодисперсного кварца незначительна, но 3) значительно увеличивается содержание хлорита.

В горизонте ВСА (образец с глубины 91–113 см) состав минеральных компонентов и их соотношение идентичны таковым текстурной части профиля. Можно отметить продолжающийся тренд на увеличение 0.72 нм фазы за счет каолинита и хлорита. Фиксируется незначительное количество рентгеноаморфной фазы в расчете на фракцию. Количественные отличия выявляются при перерасчете содержания минеральных фаз на почвы в целом, что связывается с ранее отмеченными отличиями от выше- и нижележащих горизонтов по наименьшему в профиле содержанию пылеватых и мелкопесчаных фракций.

В гор. Сса,cs (глубины 125–130 см) состав компонентов слоистых силикатов и их соотношение идентичны материалу с

глубины 91–113 см. Но этот горизонт отличается от гор. ВСА более высоким содержанием пылеватых фракций.

Таким образом, формирование профиля солоди происходило в пределах однородного субстрата по распределению минеральных фаз. Основным компонентом илистой фракции является иллит и СМ фаза. Последняя в верхних горизонтах EL+ELrz представлена индивидуальным смектитом и смешанослойным иллит-смектитом, ниже по профилю в текстурных горизонтах этот компонент представлен смешанослойными образованиями с сегрегацией слоев смектитового типа. Иллиты по всему профилю, за исключением нижних горизонтов, представлены преимущественно триоктаэдрическим типом, т. е. наиболее легко выветривающимися компонентами, способными быстро метаморфизоваться и гидратироваться за счет вакансий потери из кристаллической решетки железа и магния. В нижних горизонтах увеличивается доля диоктаэдрических форм иллита. Процессы осолодения привели к разрушению минералов СМ фазы и относительно накоплению тонкодисперсного кварца в иле. В осолоделых горизонтах солоди активно разрушается хлорит и относительно накапливается каолинит.

Профильный состав глинистых минералов лугово-каштановой осолоделой почвы (разр. Лос-22) представлен следующими минералами (по мере уменьшения их содержания): иллитом, СМ фазой, состоящей из иллит-смектита с различной сегрегацией иллитовых и смектитовых слоев, каолинитом и хлоритом (табл. 3). Перечисленные минералы так же, как и в разр. С-22, неравномерно распределены по профилю почвы. Наиболее заметные изменения минералогического состава отмечаются в верхних 60 (64) см (гор. Wel, Bsn, Bsn,g). Содержание СМ фазы минимально в поверхностном гор. Wel 0–5 см, а максимальное наблюдается в иллювиальных горизонтах до глубины 60 (64) см. СМ фаза в данной части почвенного профиля представлена смешанослойным минералом иллит-смектитового типа с заметным преобладанием ($>>50\%$) слоев иллита. В гор. Bg,sn-2Bsn,g 5–60 (64) см фиксируется максимальное содержание смектитового компонента в смешанослойном образовании, у которого количество слоев иллита равно или незначительно преобладает ($\geq 50\%$) над смектитом. В

нижележащих горизонтах соотношение иллита к смектиту сохраняется, но в перерасчете на почву в целом их количество уменьшается почти в два раза (табл. 2), а в составе смешанослойного образования фиксируются слои хлорита, доля которых незначительно увеличивается вглубь профиля (рис. 10). По широким базальным рефлексам малоугловой области с поверхности фиксируется супердисперсное состояние СМ фазы, распространяющееся до глубины 90 (97) см. Горизонт ЗВСАмс,sn,g (образец с глубины 60–90 (97) см) выделяется от выше- и нижележащих горизонтов при однотипном качественном и количественном составе минералов только при расчете минералов на почву в целом. Это связано с более высоким содержанием частиц >10 мкм в этом горизонте, что ранее уже отмечалось. Горизонт ЗВСАмс,g (образец с глубины 90 (97)–120 см) имеет однотипный минералогический состав минералов с ранее описанным горизонтом. В горизонте ЗСса,cs (образец с глубины >120 см) состав минеральных компонентов и их соотношение идентичны таковым иллювиальной части профиля. Отмечаем устойчивый тренд на увеличение 0.72 нм фазы за счет хлорита и в меньшей мере каолинита от поверхности с глубиной. Рентгеноаморфная фаза менее выражена, при этом основные базальные рефлексы глинистых минералов приобретают островершинность, что свидетельствует о возрастании упорядоченности кристаллической структуры минералов. Стоит обратить внимание на особенность гор. ЗВСАмс,g (образец с глубины 60–90 (97) см), имеющего отличие от ниже- и вышележащих горизонтов при перерасчете на почву в целом. Данная особенность нами связывается с литологическим фактором.

Кластогенные минералы представлены фракциями >1 мкм куда входят тонкая (1–5 мкм), средняя (5–10 мкм) пыль и более крупные (>10 мкм) фракции.

Профили исследованных почв имеют приблизительно равномерное распределение содержания фракции тонкой пыли (1–5 мкм), за исключением глубины 91–113 см в разр. С-22 и 60–90 (97) см в разр. Лос-22. Также из отличий следует указать более низкое содержание этой фракции в верхних горизонтах разр. С-22 до глубины 26 см (рис. 3, 4).

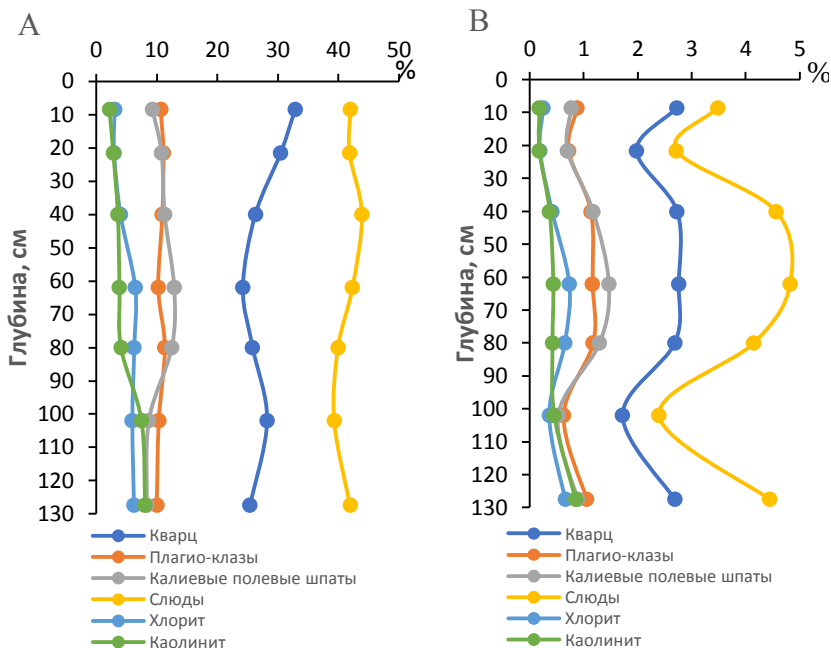


Рис. 3. Содержание минералов фракции 1–5 мкм в профиле почвы разр. С-22. **А** – расчет на фракцию, **В** – расчет на почву в целом, %.

Fig. 3. The content of minerals fraction 1–5 μm in the soil profile section C-22. **A** – calculated for fraction, **B** – calculated for the soil as a whole, %.

Минералогический состав фракции (1–5 мкм) в обоих разрезах одинаковый. Он представлен слюдами (39–47%) диоктаэдрического типа (мусковит), кварцем (20–33%), КППШ (8–12%), плагиоклазами (8–11%), каолинитом несовершенного и совершенного типа (2–8%) и хлоритом (2–7%). В качестве тенденций профильного распределения каолинита и хлорита можно отметить в 2–3 раза более низкое их содержание в верхних горизонтах по сравнению со срединными и нижними в обоих разрезах. Очевидно, это произошло за счет механической дезинтеграции зерен этих минералов и их перехода в илстую фракцию.

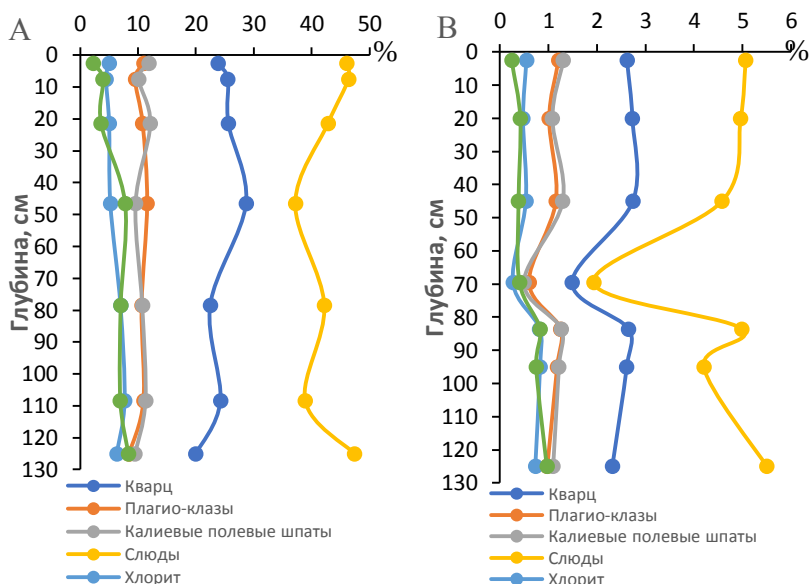


Рис. 4. Содержание минералов фракции 1–5 мкм в профиле почвы разр. Лос-22. **А** – расчет на фракцию, **В** – расчет на почву в целом, %.
Fig. 4. The content of minerals fraction 1–5 μm in the soil profile p. Los-22. **A** – calculated for fraction, **B** – calculated for the soil as a whole, %.

Фракция средней пыли (5–10 мкм) относительно накапливается только в верхних элювиальных горизонтах обеих почв. Глубже ее содержание с небольшой вариабельностью можно считать равномерным. Фракция представлена теми же минералами, как и тонкая пыль, но в ней меняется соотношение их содержания (рис. 5, 6). Уменьшается доля слюд (29–36%) и возрастает доля кварца (31–40%). Количество полевых шпатов практически не меняется и составляет для КПШ (8–10%), а плагиоклаза (12–15%), значительно уменьшается содержание хлорита (3–6%) и фиксируются следы каолинита. В распределении минералов по профилям почв проявляются однотипные тенденции в накоплении с поверхности кварца, в меньшей мере полевых шпатов и слюд, а содержание хлорита имеет противоположную направленность – его содержание увеличивается вглубь профиля.

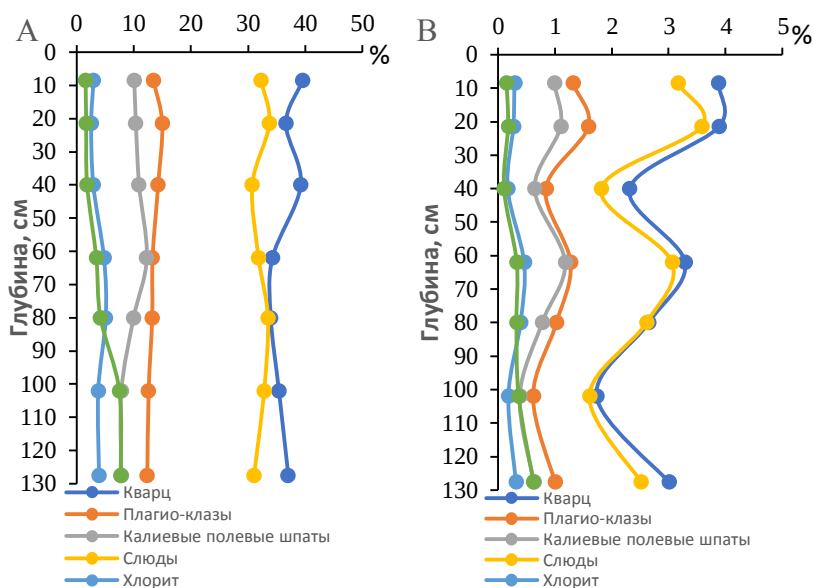


Рис. 5. Содержание минералов фракции средней пыли (5–10 мкм) в профиле почвы разр. С-22. **А** – расчет на фракцию, **В** – расчет на почву в целом, %.

Fig. 5. The content of minerals in the fraction of medium dust (5–10 μm) in soil profile of section C-22. **A** – calculated for fraction, **B** – calculated for the soil as a whole, %.

Фракция крупнее 10 мкм состоит из тех же минералов, включая каолинит. Тенденции увеличения содержания устойчивых к выветриванию минералов проявляются наиболее выражено (рис. 7, 8). В ней доминирующим минералом становится кварц (48–63%), увеличивается содержание калиевых полевых шпатов (17–22%), значительно уменьшается содержание слюд (5–6%) и хлорита (1–2%).

Таким образом, тенденции накопления более устойчивых к выветриванию минералов к поверхности во всех фракциях выражены сильнее у солоды по сравнению с лугово-каштановой осолоделой почвой. Расчеты на почву в целом показали, что тенденции содержания минералов сохраняются. Различия по минералогиче-

скому составу одинаково выразительны между элювиально-осолоделыми и текстурными горизонтами, несмотря на их разную мощность в сравниваемых почвах, что может быть связано с историей развития почв.

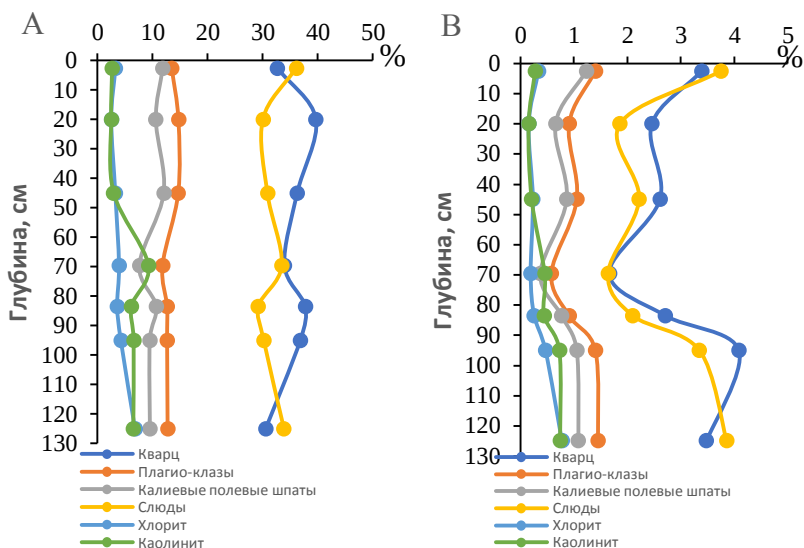


Рис. 6. Содержание минералов фракции средней пыли (5–10 мкм) в профиле почвы разр. Лос-22. **А** – расчет на фракцию, **В** – расчет на почву в целом, %.

Fig. 6. The content of minerals in the fraction of medium dust (5–10 μm) in the soil profile section Лос-22. **A** – calculated for fraction, **B** – calculated for the soil as a whole, %.

В профилях почв имеются признаки стадийности их развития. К их числу можно отнести наличие супердисперсности СМ фазы и отчетливой текстурной дифференциации обоих разрезов. Отсутствие кутанных образований на агрегатах текстурного горизонта разр. С-22, повышенное содержание в осолоделом горизонте каолинита и высокое иллитита свидетельствуют, что солодь в своем развитии не проходила солонцовой стадии ([Базилевич, 1965](#); [Курганова, 1986](#)).

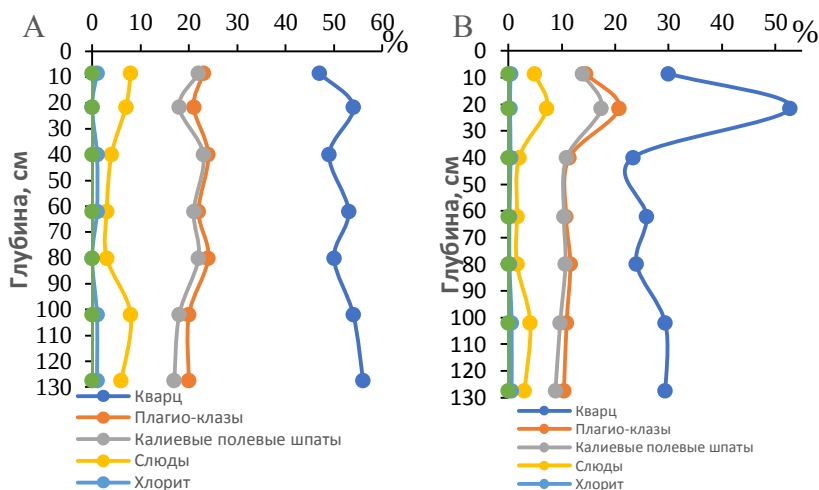


Рис. 7. Содержание минералов фракции >10 мкм в профиле почвы разр. С-22. **А** – расчет на фракцию, **В** – расчет на почву в целом, %.

Fig. 7. The content of minerals in the fraction >10 μm in the soil profile of section p. C-22. **A** – calculated for fraction, **B** – calculated for the soil as a whole, %.

Супердисперсность, по-видимому, связана с периодическим воздействием на почвенный профиль слабоминерализованных грунтовых вод, содержащих соду, о чем косвенно свидетельствует состав грунтовой воды из скважины под солодью. Предположительно, формирование современного профиля солоди связано с гидроморфным этапом ее развития в прошлом, следствием которого явилось возникновение на некоторой глубине практически водонепроницаемого текстурного горизонта. Другими словами, это указывает на то, что в разр. С-22 миграция веществ происходит преимущественно в виде молекулярно-растворимых соединений различной природы (органоминеральных и др.), а в почве разр. Лос-22 преимущественно в виде сильно пептизированных коллоидных фракций почвы.

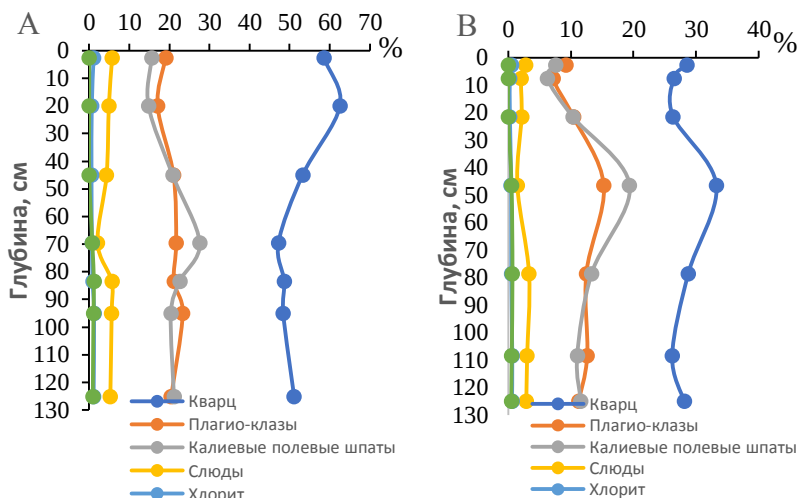


Рис. 8. Содержание минералов фракции >10 мкм в профиле почвы разр. Лос-22. **А** – расчет на фракцию, **В** – расчет на почву в целом, %.

Fig. 8. The content of minerals in fraction >10 μm in the soil profile of section Лос-22. Лос-22. **А** – calculated for fraction, **В** – calculated for the soil as a whole, %.

Таким образом, признаки супердисперсности СМ фазы не связаны с однотипной стадией начального почвообразования этих почв. Сходство проявляется в отчетливой нарастающей текстурной дифференциации профилей и в обеднении илистой фракции элювиальных горизонтов минералами смектитовой фазы от лугово-каштановой почвы к солоди. К особенностям почвообразования на территории исследования следует отнести поведение двух основных глинистых минералов – иллита и СМ фазы, а среди кластогенных – кварца, слюды и КПШ. Основная масса глинистых минералов в почвах наследуется от почвообразующего материала, содержащего значительное количество высокозарядного смектита и иллита (слюдистого). Объяснение накопления иллита и слюдистого материала в профилях почв может идти двояким путем. Первый, наиболее важный путь, связан с иллитизацией высокозарядного смектитового компонента, второй – с процессом разру-

шения и физического дробления крупнообломочных слюд пылевых и песчаных фракций. При этом последний фактор может быть главным в случае отсутствия в профиле СМ фазы.

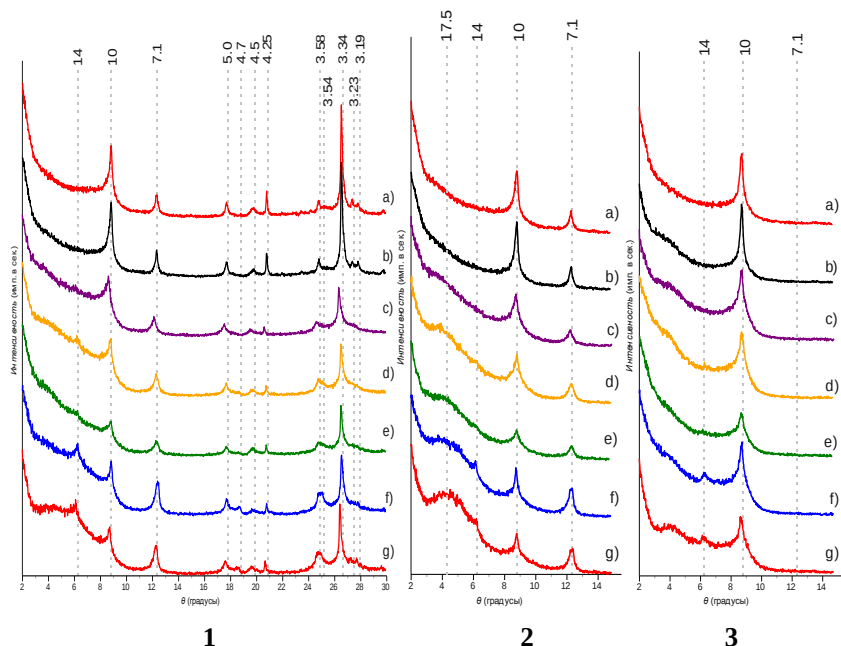


Рис. 9. Рентгendifрактограммы фракции менее 1 мкм. Разр. С-22: а) гор. EL+ELrз 0–17 см; б) гор. ELq 17–26 см; в) гор. BT1q 26–54 см; д) гор. B2 54–70 см; е) гор. BCАnc,mc 70–90 см; ф) гор. BCАca 91–113 см; г) гор. Cca,cs 91–113 см. Межплоскостные расстояния в ангстремах (Å); **1** – воздушно-сухое состояние образца; **2** – после сольватации этиленгликолем; **3** – после прокаливании при 550 °С в течение 2 ч.

Fig. 9. X-ray diffraction of the fraction <1 μm. Section C-22: а) hor. EL+ELrз 0–17 cm; б) hor. ELq 17–26 cm; в) hor. BT1q 26–54 cm; д) hor. B2 54–70 cm; е) hor. BCАnc,mc 70–90 cm; ф) hor. BCАca 91–113 cm; г) hor. Cca,cs 91–113 cm. Interplanar distances in Angstrom (Å); **1** – air-dry sample; **2** – after solvation with ethylene glycol; **3** – after 550 °C for 2 h.

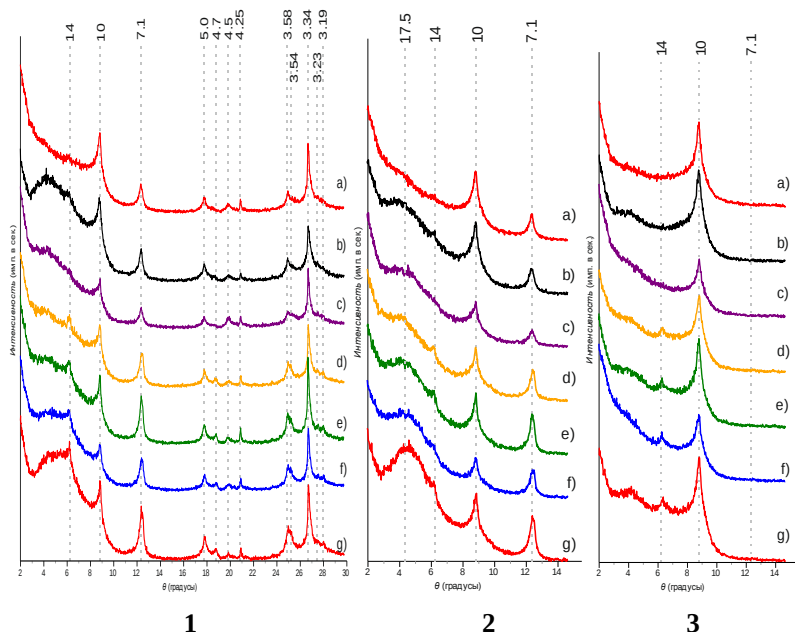


Рис. 10. Рентгendifрактограммы фракции менее 1 мкм. Разр. Лос-22: а) гор. Wel 0–5 см; б) гор. Bsn 5–10 см; в) гор. Bsn,g 10–30 (33) см; д) гор. 2Bsn,g 30 (33)–60 см; е) гор. 3BCAmc,sn,g 60–90 (97) см; ф) гор. 3BCAmc,g 90 (97)–120 см; г) гор. 3Cca,cs >120 см. Межплоскостные расстояния в ангстремах (Å); **1** – воздушно-сухое состояние образца; **2** – после сольватации этиленгликолем; **3** – после прокаливании при 550 °С в течение 2 ч.

Fig. 10. X-ray diffraction of the fraction <1 μm. Section Лос-22: а) hor. Wel 0–5 cm; б) hor. Bsn 5–10 cm; в) hor. Bsn,g 10–30 (33) cm; д) hor. 2Bsn,g 30 (33)–60 cm; е) 3BCAmc,sn,g 60–90 (97) cm; ф) hor. BCAmc,g 90 (97)–120 cm; г) hor. Cca,cs >120cm. Interplanar distances in Angstrom (Å); **1** – air-dry sample; **2** – after solvation with ethylene glycol; **3** – after 550 °C for 2 h.

Причины снижения количества лабильных минералов в верхних горизонтах в исследованных почвах существенно различаются. У солоди это может быть результатом интенсивной иллитизации в результате аградационной трансформации смектитового

компонента, разрушения хлорита и физического дробления слюдистых минералов пылеватых фракций. В разр. Лос-22 это связано с менее интенсивными процессами разрушения и преобразования СМ фазы, их накоплением за счет меньшей обводненности, то есть с менее интенсивными процессами, о чем свидетельствует более высокое содержание хлоритов в пределах всего профиля. На данную особенность профильного распределения смектитового компонента ранее указывалось Н.П. Чижиковой на сопряженных почвах Барабинской низменности Западной Сибири ([Чижикова и др., 2016](#)). Уменьшение количества хлорита в илистой фракции элювиальных горизонтов, по сравнению с нижележащими и почвообразующей породой, объясняется их разрушением ([Талызина и др., 1994](#)). Морфологически это подтверждается наличием выраженных кутан в разр. Лос-22 и их отсутствием в разр. С-22, а также распределением каолинита. Данные факты могут объясняться процессом лессиважа в лугово-каштановой осолоделой почве и отсутствием признаков лессиважа у солоди.

Профильная дифференциация кластогенных минералов: кварца, полевых шпатов и слюд, – составляет основу пылевато-песчаных фракций, поэтому оценка их профильного распределения значима для исследованных почв. Количественное распределение наиболее устойчивого к выветриванию минерала – кварца – показывает его вовлечение в активный почвообразовательный процесс. Распределение кварца с выраженным накоплением в осолоделых и текстурных горизонтах свидетельствует о преобразовании минералов, особенно в разр. С-22. Здесь его содержание существенно выше по сравнению с разр. Лос-22. Распределение полевых шпатов в этих почвах различно. Наиболее контрастное распределение этих минералов выражено в разр. С-22, в свою очередь, между разрезами характер распределения плагиоклаза меняется быстрее, чем КППШ. Наиболее существенно изменяется картина в верхних частях профилей, свидетельствуя об активности протекающих здесь процессов в общем. Ориентируясь на содержание кварца в профилях почв как наиболее устойчивого к выветриванию минерала, мы, исходя из количественного содержания других минералов, пришли к выводу, что больше реагирует на контрастный щелочной и нейтральный фон почв хлорит и плагиокла-

зы, в меньшей мере – КППШ и слюды. Возвращаясь к выявленной специфике состава глинистых минералов, особенно СМ фазы и иллита, в профилях изученных почв, можно сделать вывод о том, что она (специфика) отражает процессы перераспределения этих минералов не только в пределах почвенного профиля разр. С-22 и Лос-22, но и в данном геохимическом ландшафте. Интенсивность процессов выветривания между этими сопряженными почвами, по нашему мнению, обусловлена значимым воздействием на профиль солоди атмосферных осадков, которые в этой почве задерживаются на более длительное время, по сравнению с лугово-каштановой почвой, из-за расположения ее в относительно более низкой точке лимана.

Все эти факты приводят к незначительному использованию этих почв в сельском хозяйстве, однако постоянное их участие в комплексах с другими почвами, а также сочетание осолодения с другими почвообразовательными процессами ставит весьма остро вопрос о правильном их освоении. Таким образом, сегрегационный тип разрушения минералов, их гидролиз и трансформационное преобразование слоистых силикатов, суспензионный перенос и диспергация создают специфическую картину минералов в каждом генетическом горизонте. Изменения происходят до тех пор, пока есть материал, унаследованный от почвообразующей породы, способный трансформироваться. При его исчезновении происходит процесс диспергации песчано-пылеватых фракций, которые являются источником минералов другого качества. Это, в свою очередь, приведет к формированию генетических горизонтов с другим составом минералов. По наблюдению последних 15–20 лет сократилось время полного затопления лимана ([Лебедева и др., 2022](#)), поэтому гидроморфные условия в почвах стали более короткими, а аэробные – увеличились по времени.

В заключение следует отметить любопытное явление, в равной мере распространяющееся на обе почвы, – их объединяет порода одного и того же происхождения. Данные почвообразующие породы оказались в равной степени чрезвычайно богаты слюдистыми минералами и КППШ. Такое богатство слюдой, КППШ и иллитом обеспечивает данные почвы высоким содержанием доступного и обменного калия. Причем главная роль среди перечислен-

ных минералов принадлежит тем минералам, в основе которых лежит слюдистое начало, а именно слюды и иллит-сметтит. Отличительная особенность этих минералов заключается в том, что они имеют пластинчатую форму. Вполне вероятно, что именно такая форма облегчила миграцию минералов слюдистой природы в осадочном материале.

ВЫВОДЫ

1. Почвы лимана в зависимости от их расположения по элементам микрорельефа различаются по мощности осолоделого горизонта, по выраженности глинистых кутан, по глубине выщелоченности от карбонатов.
2. В сопоставимых по генезису горизонтах почв, но при разной их мощности минералогические показатели по содержанию кварца, слюды, полевых шпатов и иллита близки.
3. Основные отличия между солодью и лугово-каштановой осолоделой почвой в отношении состава и распределения минералов заключаются в следующем: 1) солодь имеет элювиальный по илу осолоделый горизонт (26 см), в то время как в лугово-каштановой осолоделой почве его мощность в три раза меньше; 2) элювиальные горизонты солоди содержат небольшое количество минералов группы почвенных хлоритов, в то время как в лугово-каштановой осолоделой почве их содержание в этих горизонтах в несколько раз выше, что свидетельствует о менее агрессивной среде по выветриванию минералов; 3) в осолоделых и текстурных горизонтах солодь имеет более высокое содержание иллитовых минералов, что не свойственно лугово-каштановой осолоделой почве. Это является результатом более интенсивного протекания не только процесса иллитизации при поступлении калия с талыми водами, но и физического дробления слюдистых минералов пылеватых фракций.
4. Супердисперсное состояние лабильных глинистых минералов солоди является признаком, связанным, по-видимому, с воздействием на профиль слабоминерализованных растворов поверхностных и грунтовых вод. В лугово-каштановой осолоделой почве супердисперсность минералов связана с современным солонцовым процессом.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Абатуров Б.Д., Зубкова Л.В.* Роль малых сусликов (*Citellus pygmaeus* Pall) в формировании западного микрорельефа и почв в Северном Прикаспии // Почвоведение. 1972. № 5. С. 59–67.
2. *Алексеев В.Е.* Минералогия почвообразования в степной и лесостепной зонах Молдовы. Диагностика, параметры, факторы, процессы. Кишинев, 1999. 241 с.
3. *Алексеева Т.В., Алексеев А.О., Демкин В.Д., Алексеева В.А., Соколова З., Хайнс М., Калинин П.И.* Физико-химические и минералогические признаки солонцового процесса в почвах нижнего Поволжья в позднем голоцене // Почвоведение. 2010. № 10. С. 1171–1189.
4. *Ахтырцев Б.П., Джегирис Б.Т.* К вопросу об эволюции солодей // Почвоведение. 1959. № 6. С. 71–78.
5. *Базилевич Н.И.* Геохимия почв содового засоления. М.: Наука, 1965. 350 с.
6. *Гедройц К.К.* Осолодение почв. Вып. 44. М., 1926.
7. *Гоголев И.Н., Турсина Т.В.* О генезисе и литологической неоднородности текстурно-дифференцированных почв // Почвоведение. 1990. № 12. С. 85–93.
8. *Горбунов Н.И.* Методика подготовки почв к минералогическим анализам // Методы минералогического и микроморфологического изучения почв. М.: Наука, 1971. С. 5–15.
9. *Доскач А.Г.* Природное районирование Прикаспийской полупустыни. М.: Наука, 1979. 142 с.
10. *Зайдельман Ф.Р.* Процесс глееобразования и его роль в формировании почв. М., 1998.
11. Классификация и диагностика почв России. Смоленск: Ойкумена, 2004. 342 с.
12. Классификация и диагностика почв СССР. М.: Колос, 1977. 224 с.
13. *Ковда В.А.* Почвы Прикаспийской низменности (северо-западной части). М.: Изд-во АН СССР, 1950. 255 с.
14. *Корнблюм Э.А., Дементьева Т.Г., Зырин Н.Г., Бирин А.Т.* Изменение глинистых минералов при образовании южного и слитого черноземов, лиманной солоди и солонца // Почвоведение. 1972. № 1. С. 67–85.
15. *Корнблюм Э.А., Дементьева Т.Г.* Химико-минералогические особенности лиманных солодей пустынно-степного Завожья // Почвоведение. 1976. № 8. С. 107–121.

16. *Курганова И.Н.* Лиманные солоды как компонент почвенного покрова в условиях полупустыни (на примере Джаныбекского стационара АН СССР): Дисс. ... к. б. н. М., 1986. 147 с.
17. *Лебедева М.П., Плотникова О.О., Чурилин Н.А., Романис Т.В., Шишков В.А.* Влияние состава и свойств хвалынских отложений на эволюцию почв Волго-Уральского междуречья (по результатам минералогических и микроморфологических исследований // Геоморфология. 2022. Вып. 22. Т. 53. № 5. С. 48–59.
18. *Мозесон Д.Л.* Микрорельеф северо-западной части Прикаспийской низменности и его влияние на поверхностный сток // Труды института леса. 1955. Т. 25. Исследования Джаныбекского стационара. С. 55–65.
19. Почвы комплекстной равнины Северного Прикаспия и их мелиоративная характеристика / Отв. ред. *Е.Н. Иванова*. М.: Наука, 1964. 292 с.
20. Рентгеновские методы изучения и структура глинистых минералов / Под. ред. *Брауна Г. М.*: Мир, 1965. 599 с.
21. *Роде А.А., Польский М.Н.* Почвы Джаныбекского стационара, их морфологическое строение, механический и химический состав физические свойства // Тр. Почв. ин-та им. В.В. Докучаева. Т. 59. М., 1961.
22. *Роде А.А., Ярилова Е.А., Рашевская И.М.* Генетические особенности профиля лиманной солоды / В кн.: Новое в теории оподзоливания и осолодения почв. М., 1964. С. 62–96.
23. *Соколова Т.А., Сиземская М.Л., Сапанов М.К., Толпешта И.И.* Изменение содержания состава солей в почвах солонцового комплекса Джаныбекского стационара за последние 40–50 лет // Почвоведение. 2000. № 11. С. 1328–1339.
24. *Соколова Т.А., Дронова Т.Я., Толпешта И.И.* Глинистые минералы в почвах. Тула, 2005. 336 с.
25. *Талызина И.В., Соколова Т.А., Кулакова Н.Ю., Сапанов М.К.* Химико-минералогическая характеристика и некоторые параметры калийного состояния черноземовидной почвы и лиманной солоды // Почвоведение. 1994. № 9. С. 61–67.
26. *Турсина Т.В.* Некоторые данные о процессах почвообразования в осолоделых почвах Алтайского края // Почвоведение. 1961. № 4. С. 56–67.
27. *Турсина Т.В.* Процессы почвообразования в солонцово-осолоделых почвах // Почвообразовательные процессы. М., 2006. С. 257–281.
28. *Фридрих В.М.* Светло-каштановые почвы // Почвы комплекстной равнины Северного прикаспия и их мелиоративная характеристика / Отв. ред. *Е.Н. Иванова*. М.: Наука, 1964. С. 22–59.

29. Хитров Н.Б. Связь почв солонцового комплекса с микрорельефом // Почвоведение. 2005. № 3. С. 271–284.
30. Чижикова Н.П., Хитров Н.Б. Разнообразие глинистых минералов почв солонцовых комплексов юго-востока Западной Сибири // Почвоведение. 2016. № 12. С. 1506–1189.
31. Biscaye P.E. Mineralogy and sedimentation of the deep-sea sediment fine fraction in the Atlantic Ocean // *Geochem. Techn. Rept.* 1964. Vol. 49. No. 9/10. P. 1281–1289.
32. Biscaye R.E. Mineralogy and sedimentation of recent deep-sea clay in the Atlantic Ocean and adjacent Seas and Oceans // *Geological Soc. Am. Bull.* 1965. Vol. 76. No. 7. P. 803–832.
33. Cook H.E., Johnson P.D., Matti J.C., Zemmels I. Methods of sample preparation and X-ray diffraction data analysis, X-ray Mineralogy Laboratory, Deep Sea Drilling Project, University of California, Riverside // In: *Init. Repts.* Washington: U.S. Govt. Printing Office, 1975. P. 999–1007.

REFERENCES

1. Abaturov B.D., Zubkova L.V., Rol' malyh suslikov (Citellus pygmaeus Pall) v formirovanii zapadinnogo mikrorel'efa i pochv v Severnom Prikaspii (Role of small gophers (Citellus pygmaeus Pall) in the formation of western microrelief and soils in the Northern Pre-Caspian), *Pochvoedenie*, 1972, No. 5, pp. 59–67.
2. Alekseev V.E., *Mineralogiya pochvoobrazovaniya v stepnoi i lesostepnoi zonakh Moldovy. Diagnostika, parametry, faktory, protsessy* (Mineralogy of soil formation in the steppe and forest-steppe zones of Moldova. Diagnostics, parameters, factors, processes), Kishinev, 1999, 241 p.
3. Alekseeva T.V., Alekseev A.O., Demkin V.D., Alekseeva V.A., Sokolovska Z., Hajns M., Kalinin P.I., Fiziko-himicheskie i mineralogicheskie priznaki soloncovogo processa v pochvah nizhnego Povolzh'ja v pozdnem golocene (Physico-chemical and mineralogical signs of solonetz process in soils of the lower Volga region in the late Holocene), *Pochvovedenie*, 2010, No. 10, pp. 1171–1189.
4. Ahtyrcev B.P., Dzhegiris B.T., K voprosu ob jevoljucii solodej (To the question about the evolution of solonets), *Pochvovedenie*, 1959, No. 6, pp. 71–78.
5. Bazilevich N.I., *Geohimija pochv sodovogo zasolenija* (Geochemistry of soil salinisation), Moscow: Nauka, 1965, 350 p.
6. Gedrojc K.K., *Osolodzenie pochv* (Salinisation of soils), Issue 44, Moscow, 1926.

7. Gogolev I.N., Tursina T.V., O genezise i litologicheskoy neodnorodnosti teksturno-differencirovannyh pochv (About genesis and lithological heterogeneity of texture-differentiated soils), *Pochvovovedenie*, 1990, No. 12, pp. 85–93.
8. Gorbunov N.I., Metodika podgotovki pochv k mineralogicheskim analizam (Methods of soil preparation for mineralogical analyses), In: *Metody mineralogicheskogo i mikromorfologicheskogo izuchenija pochv* (Methods of mineralogical and micromorphological study of soils), Moscow: Nauka, 1971, pp. 5–15.
9. Dorskach A.G., *Prirodnoe rajonirovanie Prikaspijskoj polupystyni* (Natural zoning of the Caspian semi-desert), Moscow: Nauka, 1979, 142 p.
10. Zajdel'man F.R., *Process gleeobrazovaniya i ego rol' v formirovanii pochv* (The process of gley formation and its role in soil formation), Moscow, 1998.
11. *Klassifikacija i diagnostika pochv Rossii* (Classification and Diagnostics of Soils of Russia), Smolensk: Ojkumena, 2004, 342 p.
12. *Klassifikacija i diagnostika pochv SSSR* (Classification and Diagnostics of Soils of the USSR), Moscow: Kolos, 1977, 224 p.
13. Kovda V.A., *Pochvy Prikaspijskoj nizmennosti (severo-zapadnoj chasti)* (Soils of the Caspian lowland (north-western part)), Moscow: Izd-vo AN SSSR, 1950, 255 p.
14. Kornbljum Je.A., Dement'eva T.G., Zyrin N.G., Birina A.T., Izmenenie glinistyh mineralov pri obrazovanii juzhnogo i slitogo chernozemov, limannoj solodi i solonca (Changes in clay minerals during the formation of southern and merged chernozems, liman malt and solonets), *Pochvovedenie*, 1972, No. 1, pp. 67–85.
15. Kornbljum Je.A., Dement'eva T.G., Himiko-mineralogicheskie osobennosti limannyh solodej pustynno-stepnogo Zavolzh'ja (Chemical and mineralogical peculiarities of liman solodia of desert-steppe Zavolzh'ye), *Pochvovedenie*, 1976, No. 8, pp. 107–121.
16. Kurganova I.N., *Limannye solodi kak komponent pochvennogo pokrova v uslovijah polupystyni (na primere Dzhanybekskego stacionara AN SSSR): Diss. ... k. b. n.* (Liman maltings as a component of soil cover in semi-desert conditions (on the example of Dzhanybekskey stationary of the USSR Academy of Sciences): Candidate of Biological Sciences thesis), Moscow, 1986, 147 p.
17. Lebedeva M.P., Plotnikova O.O., Churilin N.A., Romanis T.V., Shishkov V.A., Vliyanie sostava i svojstv hvalynskih otlozhenij na evolyuciyu pochv Volgo-Ural'skogo mezhdurech'ya (po rezul'tatam mineralogicheskikh i mikromorfologicheskikh issledovanij) (Influence of composition and properties of Khvalyn sediments on the evolution of soils of the Volga-Ural interfluvium (based on the results of mineralogical and

micromorphological studies), *Geomorfologiya*, 2022, Vol. 53, No. 5, pp. 48–59.

18. Mozeson D.L., Mikrorel'ef severo-zapadnoj chasti Prikaspijskoj nizmennosti i ego vlijanie na poverhnostnyj stok (Microrelief of the north-western part of the Caspian Lowland and its influence on the surface runoff), *Proc. Institute of Forest Science*, 1955, Vol. 25, Issledovaniya Dzhanybeksogo stacionara, pp. 55–65.

19. *Pochvy kompleksnoj ravniny Severnogo Prikaspija i ih meliorativnaja harakteristika* (Soils of the complex plain of the Northern Caspian Sea and their ameliorative characterisation), E.N. Ivanova (Ed.), Moscow: Nauka, 1964, 292 p.

20. *Rentgenovskie metody izuchenija i struktura glinistyh mineralov* (X-ray methods of study and structure of clay minerals), Braun G. (Ed.), Moscow: Mir, 1965, 599 p.

21. Rode A.A., Pol'skij M.N., *Pochvy Dzhanybeksogo stacionara, ih morfologicheskoe stroenie, mehanicheskij i himicheskij sostav fizicheskie svojstva* (Soils of the Dzhanybek station, their morphological structure, mechanical and chemical composition, physical properties), *Proc. V.V. Dokuchaev Soil Science Institute*, Vol. 59, Moscow, 1961.

22. Rode A.A., Jarilova E.A., Rashevskaja I.M., *Geneticheskie osobennosti profilja limannoj solodi* (Genetic peculiarities of the limannaya malt profile), In: *Novoe v teorii opodzolivaniya i osolodeniya pochv* (New in the theory of opodzolisation and soil salinisation), Moscow, 1964, pp. 62–96.

23. Sokolova T.A., Sizemskaja M.L., Sapanov M.K., Tolpeshta I.I., *Izmenenie sodержaniya sostava solej v pochvah soloncovogo kompleksa Dzhanybeksogo stacionara za poslednie 40–50 let* (Change of salt content in soils of solonets complex of Dzhanybekskey station for the last 40–50 years), *Pochvovedenie*, 2000, No. 11, pp. 1328–1339.

24. Sokolova T.A., Dronova T.Ja., Tolpeshta I.I., *Glinistye mineraly v pochvah* (Clay minerals in soils), Tula, 2005, 336 p.

25. Talyzina I.V., Sokolova T.A., Kulakova N.Ju., Sapanov M.K., *Himiko-mineralogicheskaja harakteristika i nekotorye parametry kalijnogo sostojaniya chernozemovidnoj pochvy i limannoj solodi* (Chemical and mineralogical characteristics and some parameters of potassium state of chernozem-like soil and liman malt), *Pochvovedenie*, 1994, No. 9, pp. 61–67.

26. Tursina T.V., *Nekotorye dannye o processah pochvoobrazovaniya v osolodelyh pochvah Altajskogo kraja* (Some data on the processes of soil formation in saline soils of the Altai Territory), *Pochvovedenie*, 1961, No. 4, pp. 56–67.

27. Tursina T.V., *Processy pochvoobrazovaniya v soloncovo-osolodelyh pochvah* (Soil formation processes in solontsovo-saline soils), In:

Pochvoobrazovatel'nye process (Soil formation processes), Moscow: 2006, pp. 257–281.

28. Fridland V.M., Svetlo-kashtanovye pochvy (Light-chestnut soils), In: *Pochvy kompleksnoj ravniny Severnogo prikaspija i ih meliorativnaja harakteristika* (Soils of the complex plain of the Northern Caspian Sea and their ameliorative characteristics), E.N. Ivanova (Ed.), Moscow: Nauka, 1964, pp. 22–59.

29. Khitrov N.B., Svjaz' pochv soloncovogo kompleksa s mikrorel'efom (Relation of solonetz complex soils with microrelief), *Pochvovoenie*, 2005, No. 3, pp. 271–284.

30. Chizhikova N.P., Hitrov N.B., Raznoobrazie glinistyh mineralov pochv soloncovyh kompleksov jugo-vostoka Zapadnoj (Diversity of clay minerals in soils of solonetz complexes in the south-east of Western Siberia), *Pochvovoenie*, 2016, No. 12, pp. 1506–1189.

31. Biscaye P.E., Mineralogy and sedimentation of the deep-sea sediment fine fraction in the Atlantic Ocean, *Geochem. Techn. Rept.*, 1964, Vol. 49, No. 9/10, pp. 1281–1289.

32. Biscaye R.E., Mineralogy and sedimentation of recent deep-sea clay in the Atlantic Ocean and adjacent Seas and Oceans, *Geological Soc. Am. Bull.*, 1965, Vol. 76, No. 7, pp. 803–832.

33. Cook H.E., Johnson P.D., Matti J.C., Zemmels I., Methods of sample preparation and X-ray diffraction data analysis, X-ray Mineralogy Laboratory, Deep Sea Drilling Project, University of California, Riverside, In: *Init. Repts. Washington*, U.S. Govt. Printing Office, 1975, pp. 999–1007.

УДК 631.4

DOI: 10.19047/0136-1694-2023-117-177-207



Ссылки для цитирования:

Жидкин А.П., Макаров О.А., Попова А.Р. Модификация методики определения размеров ущерба от деградации земель под воздействием эрозии почв // Бюллетень Почвенного института имени В.В. Докучаева. 2023. Вып. 117. С. 177-207. DOI: 10.19047/0136-1694-2023-117-177-207

Cite this article as:

Zhidkin A.P., Makarov O.A., Popova A.R. Modification of the methodology for determining the amount of damage from land degradation caused by soil erosion, Dokuchaev Soil Bulletin, 2023, V. 117, pp. 177-207, DOI: 10.19047/0136-1694-2023-117-177-207

Благодарность:

Исследование выполнено по плану НИР (ГЗ-№ 0439-2022-0015) лаборатории эрозии почв Почвенного института им. В.В. Докучаева (оценка экономического ущерба от эрозии почв и модификация метода), при финансовой поддержке Российского Научного Фонда, проект № 22-17-00071, <https://rscf.ru/project/22-17-00071/> (детализация входных параметров эрозионных моделей, построение карт эрозионно-аккумулятивных структур почвенного покрова).

Acknowledgments:

The study was carried out under the R&D plan (ГЗ-No. 0439-2022-0015) of the Soil Erosion Laboratory of the V.V. Dokuchaev Soil Science Institute (assessment of economic damage resulting from soil erosion and modification of the method), with financial support of the Russian Science Foundation, project No. 22-17-00071, <https://rscf.ru/project/22-17-00071/> (detailing of input parameters of erosion models, construction of maps of erosion-accumulative structures of soil cover).

Модификация методики определения размеров ущерба от деградации земель под воздействием эрозии почв

© 2023 г. А. П. Жидкин^{1*}, О. А. Макаров^{2**}, А. Р. Попова¹

¹ФИЦ “Почвенный институт им. В.В. Докучаева”, Россия,
119017, Москва, Пыжевский пер, 7, стр. 2,

*<https://orcid.org/0000-0003-3995-9203>, e-mail: gidkin@mail.ru.

²МГУ им. М.В. Ломоносова, Россия,
119991, Москва, Ленинские горы, 1,
**e-mail: oa_makarov@mail.ru.

*Поступила в редакцию 20.04.2023, после доработки 16.08.2023,
принята к публикации 10.10.2023*

Резюме: Целью проведенных исследований явилась модернизация “Методики определения размеров ущерба от деградации почв и земель” (Роскомзем, Минприроды России, 1994) для расчета величины экономического ущерба от эрозии почв трех модельных участков, расположенных в различных агроэкологических условиях Русской равнины (Белгородская, Орловская, Тамбовская и Воронежская области). Были установлены среднемноголетние темпы эрозии почв, различающиеся между собой в 10 и более раз на разных участках. Различие между указанными участками в площади средне- и сильноэродированных почв доходило до 40 раз. Сочетание более высоких темпов смыва почв, большей длительности протекания антропогенной эрозии, а также исходно относительно малой мощности гумусированной толщи обусловило значительно большую площадь средне- и сильноэродированных почв на участке в Орловской области по сравнению с участками в Белгородской, Тамбовской и Воронежской областях. Были выявлены некоторые недостатки указанной Методики 1994 г., основным из которых является “привязка” суммарного ущерба ко всему агрикультурному периоду. В данной работе Методика 1994 г. была модифицирована с целью расчета ущерба от деградации почв и земель за короткий (годовой) период времени. Сокращение оцениваемого периода в модифицированной методике позволило в определенной степени снизить субъективные составляющие, в частности, не использовать коэффициенты пересчета в зависимости от изменения степени деградации почв (K_c) и в зависимости от периода времени по восстановлению деградированных почв (K_v). Расчет годового ущерба позволил значительно более точно оценить годовой доход с учетом конкретных культур и их урожайности в год исследования. Кроме того, использование годовых оценок имеет высокую практическую значимость, так как позволяет отнести оцененный ущерб адресно к конкретному действующему землепользователю. Ущерб от эрозии почв, рассчитанный по модифицированной методике, составил 11–18 тыс. руб./га в год на участке в Орловской области, 5–6 тыс. руб./га в год на участке в Белгородской области и лишь 0.025 тыс. руб./га в год на участке на границе Тамбовской и Воронежской областей.

Ключевые слова: экономический ущерб, агрикультурный период, WaTEM/SEDEM, Русская равнина.

Modification of the methodology for determining the amount of damage from land degradation caused by soil erosion

© 2023 A.P. Zhidkin^{1*}, O. A. Makarov^{2**}, A. R. Popova¹

¹*Federal Research Centre “V.V. Dokuchaev Soil Science Institute”,
7 Bld. 2 Pyzhevskiy per., Moscow 119017, Russian Federation,
<https://orcid.org/0000-0003-3995-9203>, e-mail: gidkin@mail.ru.

²*Lomonosov Moscow State University,
1 Leninskie Gori, Moscow 119234, Russian Federation,
**e-mail: oa_makarov@mail.ru.*

Received 20.04.2023, Revised 16.08.2023, Accepted 10.10.2023

Abstract: The purpose of the research was to modernize the “Methodology for determining the extent of damage from soil and land degradation” (Roskomzem, Ministry of Natural Resources of Russia, 1994). The modified methodology was used to calculate the economic damage from soil erosion in three key sites located in different agroecological conditions of the Russian Plain (Belgorod, Oryol, Tambov and Voronezh regions). The calculated average annual rates of soil erosion vary by 10 or more times in the sites. The difference between the area of moderately and strongly eroded soils reached 40 times in these sites. The combination of higher rates of soil erosion, a longer duration of anthropogenic erosion, and the initially relatively small thickness of the humus horizons led to a significantly larger area of moderately and strongly eroded soils in the Oryol region compared to the sites in the Belgorod, Tambov, and Voronezh regions. Studies have revealed some shortcomings of the 1994 Methodology. In this work, the 1994 Methodology was modified to calculate damage from soil and land degradation over a short (annual) period of time. Reducing the estimated period in the modified methodology to a certain extent made it possible to reduce subjective components, in particular, not to use conversion factors depending on changes in the degree of soil degradation (Kc) and depending on the time period for restoration of degraded soils (Kv). Calculation of annual damage made it possible to estimate the annual profit and income much more accurately, taking into account the composition of crops and their yield in the year of the study. In addition, the use of annual estimates has high practical significance, since this approach allows us to associate damage with the actions of a specific land user. The damage from soil erosion, calculated according to the modified method, amounted to 11–18 thousand rubles/ha per year on the site

in the Oryol region, 5–6 thousand rubles/ha per year on the site in the Belgorod region and only 0.025 thousand rubles/ha per year on the site on the border of the Tambov and Voronezh regions.

Keywords: economic damage, agricultural period, WaTEM/SEDEM, Russian Plain.

ВВЕДЕНИЕ

Как известно, деградация почв и земель – острейшая проблема сельского хозяйства во всем мире ([Цветнов и др., 2021](#)). Одним из наиболее деструктивных процессов деградации почвенного покрова в глобальном масштабе является эрозия почв. Деградация земельных ресурсов влияет как на экологическое состояние окружающей среды, так и на экономические показатели. В Российской Федерации на законодательном уровне (Федеральный закон об “Об охране окружающей среды” от 10 января 2002 г. № 7-ФЗ) предусмотрена обязанность полного возмещения ущерба/вреда, нанесенного окружающей среде.

Под экономическим ущербом понимается оценка в денежной форме потери почвенного плодородия, потери урожая (возможных и фактических), загрязнения почв и др. в результате хозяйственной деятельности человека, а также затраты на ликвидацию негативных последствий и стабилизации окружающей среды ([Сухомлинова и др., 2015](#)).

Работ по оценкам экономического ущерба от эрозии почв мало по сравнению с количеством публикаций по деградации почв вообще и фундаментальным исследованиям проблем эрозиоведения, в частности. Одной из первых попыток оценки экономического ущерба от эрозии почв стала работа В.В. Звонкова ([1962](#)), в которой рассматривалась методика определения экономических ущербов от эрозии почв в различных отраслях народного хозяйства. При определении суммарного экономического ущерба от эрозии почв в данном подходе предлагалось рассчитывать сумму ущербов от эрозии почв в сельском хозяйстве, в системе транспорта, ущерб гидросооружениям (водохранилищам, прудам, водотокам, водосборным коллекторам), ущерб рыбному хозяйству и ущерб от эрозии почв прочим отраслям народного хозяйства. Ущерб от эрозии почв в сельском хозяйстве определяется как раз-

ница между возможным доходом сельскохозяйственных культур (в расчете, что эрозии нет) и фактическим доходом от сельскохозяйственных культур при наличии эрозии почв. Данный подход представляется логичным, однако он не был широко использован в связи со сложностью и субъективностью вычислений экономических ущербов для разных отраслей. В частности, представляется крайне затруднительным подбор эталонных земель с полным отсутствием эрозионно-аккумулятивных процессов для расчета ущерба от эрозии почв в сельском хозяйстве. При этом представляется спорной репрезентативность таких “эталонных” земель и корректность их сопоставления со склоновыми землями в принципиально иных условиях микроклимата, гидрологического режима почв и, как следствие, их урожайности.

Логичным продолжением работ В.В. Звонкова по изучению экономического ущерба от эрозии почв стали исследования коллектива Д.Е. Ванина, Ю.И. Майорова, В.М. Солошенко и Н.В. Медведева ([Ванин и др., 1987](#); [Майоров, Медведев, 1986](#); [Майоров, Солошенко, 1989, 1991](#)). В данных исследованиях предложено выделить две формы экономического ущерба при расчете ущерба от эрозии почв, а именно, компенсируемую форму, выражаемую в потере потребительской стоимости, которая, в свою очередь, исходя из экономических позиций, должна быть оценена по восстановительной стоимости, и некомпенсируемую, представляющую собой ежегодную потерю прибыли и стоимости валовой продукции. При этом первая форма ущерба является причиной, а вторая следствием. Расчеты некомпенсированного ущерба, представляющие собой потери чистого дохода (прибыли) за счет недобора продукции с эродированных земель и дополнительных затрат, связанных со снижением производительности сельскохозяйственной техники и с текущим ремонтом разрушенных эрозией материальных ценностей, имели практическое значение. В рамках проведенных исследований была предпринята попытка дать всестороннюю количественную оценку экономических последствий эрозии почв сельскому хозяйству Центрально-Черноземного экономического района. По подсчетам авторов, экономический ущерб в виде потери прибыли составил 144.4 млн рублей ([Майоров и др., 1989](#)). В результате были разработаны пособия с методическими

рекомендациями ([Эколого-экономическая оценка..., 1984](#); [Рекомендации по использованию..., 1985](#)). К сожалению, данные разработки редко упоминаются в работах последних десятилетий.

В настоящее время наиболее широко используются следующие основные группы подходов к оценке ущерба/вреда, нанесенного почвам и землям. *Первая группа подходов* основана на экономической оценке ущерба от деградации почв и земель на основе площади деградированных/загрязненных почв и степени их деградации/загрязнения путем сопоставления свойств изучаемых и эталонных почв. Оценка дается по пятибалльной шкале. Из последних методик, созданных на основе данного подхода, следует отметить: [“Порядок определения размеров ущерба от загрязнения земель химическими веществами”](#) (Утвержден приказом 18.11.1993 Минприроды России), [“Методика определения размеров ущерба от деградации почв и земель”](#) (Утверждена приказом Роскомзема и Минприроды России от 17 июля 1994 г.). В “Методике определения размеров ущерба от деградации почв и земель” (1994) указаны показатели деградации земель, которые напрямую показывают наличие эрозионного процесса в почвах – уменьшение запасов гумуса в профиле почвы (% от исходного) и увеличение площади средне- и сильноэродированных почв (% в год).

Существует обновленная версия оценки ущерба/вреда, нанесенного почвам и землям, – [“Методика исчисления размера вреда, причиненного почвам как объекту охраны окружающей среды”](#) (утверждена Минприроды России 8 июля 2010). Однако методика 2010 г. не позволяет учитывать ущерб конкретно от эрозии почв.

Применение Методики 1994 г., как правило, опирается на агрохимические показатели, учитывающие агроистощение почв. Работы по применению Методики 1994 г. для оценки ущерба от эрозии почв единичные. Так, например, в Самарской области рассматривалась оценка ущерба на трех масштабных уровнях: региона, муниципального района и агрохозяйства. Исследование проводилось согласно Методике 1994 г. путем оценки степени деградации почв по пятибалльной шкале, на основе сопоставления агрохимических показателей исследуемых почв и их недеградированных аналогов (эталонных почв). В качестве эталонной почвы были взяты соответствующие типам модели почв высокого плодородия,

преобладающим на исследованной территории. В качестве показателей деградации земель использованы данные по содержанию подвижного фосфора, обменного калия и гумуса. В масштабе муниципального района и агрохозяйства использовали дополнительный показатель изменения кислотности почв для оценки деградации земель. Результатом работы стали данные по расчету общего ущерба от деградации почв и земель для Самарской области в целом (по состоянию территорий на 2020 г.), который составил 167.6 млрд руб., или 28 482 руб./га. На муниципальном уровне для Похвистневского муниципального района величина суммарного ущерба от деградации составляла 5 083 573.8 тыс. руб., или 22 000 руб./га, что значительно ниже величины удельного ущерба по области. На уровне агрохозяйства величина суммарного ущерба от деградации почв и земель Агро-Инновационного центра “Орловка” составила 107.72 млн руб., или 21 618 руб./га удельного ущерба ([Беляева и др., 2022](#)).

Также в качестве примера приведем работу по сравнению оценки ущерба от деградации почв и земель различных муниципальных образований РФ – Калачевского муниципального района Волгоградской области, Волоконовского муниципального района Белгородской области, Озерского муниципального района Калининградской области, Кузнецкого муниципального района Пензенской области ([Макаров и др., 2022](#)). Здесь эталонные значения показателей свойств почв были взяты из научных и методических работ. Следует отметить значительный разброс величин удельного ущерба от деградации почв и земель в исследуемых районах. При этом самые высокие значения установлены для черноземных почв Волоконовского (общий 23 939.9 млн руб., удельный в расчете на 1 га – 319.3 тыс. руб.) и Кузнецкого (35.3 млрд руб., в расчете на единицу площади – 124.2 тыс. руб./га) муниципальных районов. Невысокий уровень агротехнических мероприятий, в первую очередь, недостаточное внесение органических и минеральных удобрений, известкование кислых почв (например, в Озерском районе, где общий ущерб – 4 601.8 млн руб.; удельный – 68.5 тыс. руб./га.) и гипсование солонцеватых почв (в Калачевском районе, где общий ущерб 8 135.4 млн руб., удельный – 19 255 руб./га) является главной причиной столь значительного ущерба.

Вторая группа подходов к оценке ущерба основана на концепции экономики деградации земель. В частности, в основе методики Й. фон Брауна и соавторов ([2013](#)) лежит сравнение экономических показателей сельскохозяйственного производства в условиях устойчивого управления земельными ресурсами, а также при “традиционном” землепользовании ([Макаров и др., 2017](#)). Процедура анализа представляет собой экономическую оценку текущего уровня землепользования на исследуемом участке относительно другого, более совершенного и технологически оправданного вида землепользования, на который землевладелец имеет возможность перейти в ближайшем будущем. Исследования с использованием данного подхода проводились, например, в Московской ([Макаров и др., 2017](#)) и Пензенской ([Строков и др., 2022](#)) областях. Основной трудностью применения данного подхода является точность прогноза комплексных оценок экосистемных услуг будущей системы землепользования относительно текущей системы ([Цветнов и др., 2021](#)). Кроме того, указанная выше методика не позволяет учитывать экономический ущерб конкретно от эрозии почв, возможен лишь учет стоимостных изменений широкого спектра экосистемных услуг.

Третья группа подходов к оценке ущерба основана на концепции “нейтрального баланса деградации земель” (“Land Degradation Neutrality”). Данный подход позволяет проследить динамику деградации земель по следующим индикаторам: наземному покрову, продуктивности земель и запасам почвенного органического углерода на ретроспективной основе ([Лобковский и др., 2018](#)). Состояние земель, при котором объем и количество земельных ресурсов, необходимых для поддержания экосистемных функций и услуг и усиления продовольственной безопасности, остаются стабильными или же увеличиваются в определенных пространственных и временных масштабах и экосистемах, принято считать нейтральным балансом деградации земель (определение принято на 12-ой Конференции сторон Конвенции ООН по борьбе с опустыниванием (КБО ООН) в сентябре 2015 г.). На основе данной методики “нейтрального баланса деградации земель” опробован метод оценки деградации земель ([Андреева, Куст., 2020](#)). Данный метод подходит для сравнения состояния земель в

разных регионах, но с учетом конкретных природных и социально-экономических условий региона требуется совершенствование и адаптация данного метода. Рекомендуемые КБО ООН для вычисления доли деградированных земель три основных индикатора (динамика наземного покрова, динамика продуктивности земель и динамика запасов почвенного органического углерода) сильно различаются по федеральным округам и субъектам Федерации.

Работы с одновременным использованием разных методик единичные. В частности, комплексные оценки были проведены в агрохозяйствах в Волгоградской, Белгородской, Калининградской и Пензенской областях ([Макаров и др., 2022](#)). Использование разных подходов для контрастных ситуаций по степени деградации земель показало близкие результаты. Например, для агрохозяйств Белгородской области выявлены высокий удельный ущерб от деградации земель и убыточность проектов по восстановлению территории.

Цель данного исследования заключается в определении экономического ущерба от эрозии почв на трех модельных участках, расположенных в принципиально разных агроэкологических условиях, на основе действующей Методики Минприроды 1994 г.; в выявлении преимуществ и недостатков полученных результатов; в модификации данной методики с учетом выявленных недостатков.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Объекты исследования находятся на территории Русской равнины и представляют собой распахиваемые поля площадью около 10 тыс. га каждое. Участок “Шебекинский” расположен в северо-восточной части Шебекинского района Белгородской области; участок “Мценский” расположен в Мценском районе Орловской области; участок “Жердевский” расположен на границе Тамбовской области (в Жердевском, Эртильском, Токаревском и Ржаксинском районах) и Воронежской области (в Терновском районе).

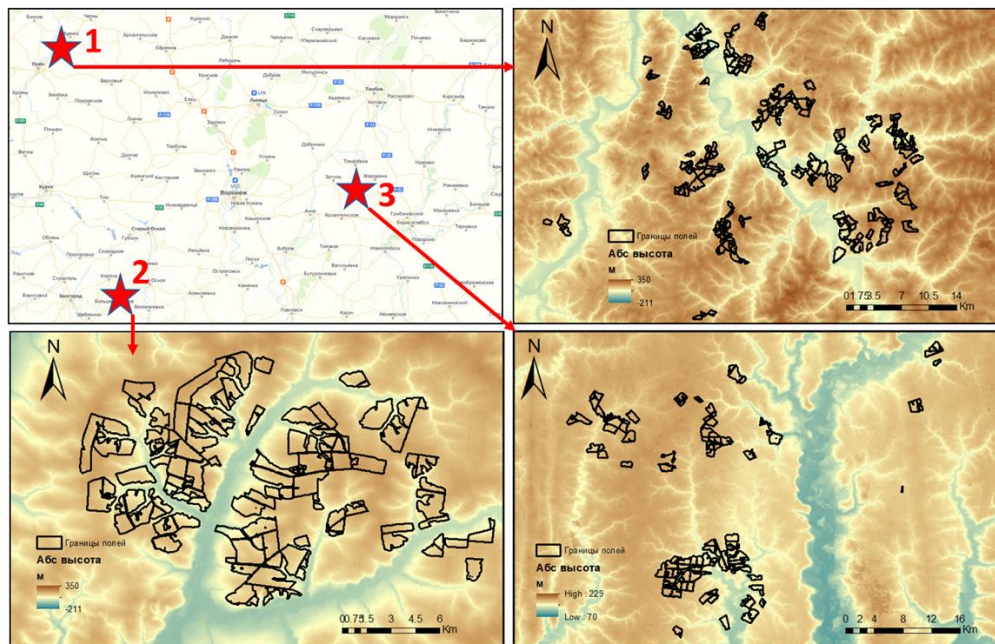


Рис. 1. Схема расположения участков исследования; расположение полей и рельеф участков “Мценский” (1), “Шебекинский” (2), “Жердевский” (3).

Fig. 1. The location of the study sites; fields layout and topography of the “Mtsenskiy” (1), “Shebekinskiy” (2), and “Zherdevskiy” (3) sites.

Рельеф исследованных участков существенно отличается. “Мценский” участок расположен в пределах хорошо дренированных междуречий р. Оки и двух ее притоков р. Зуши и р. Лисицы. Рельеф увалистый с преобладанием покатых (крутизной от 2° до 5°) выпуклых преимущественно рассеивающих склонов средней длины (600–800 м). Склоны данного типа в значительной степени подвержены эрозии, так как при увеличении расстояния от водораздела возрастает крутизна склона и расход потока, следовательно, увеличивается его скорость и эродирующая способность. “Шебекинский” участок характеризуется средней степенью расчлененности овражно-балочной сети. Преобладают выпуклые в продольном сечении склоны и прямые, слабовыпуклые в поперечном сечении склоны. Длина склонов достаточно высокая, в среднем более 500 м, иногда более 1 км. Крутизна склонов также достаточно высокая, с преобладанием уклонов $2-5^{\circ}$. Таким образом рельеф “Шебекинского” участка в целом тоже в значительной степени эрозионно опасен. “Жердевский” участок характеризуется преобладанием широких плоских междуречий, местами осложненных западинами. Крутизна распахиваемых придолинных склонов редко превышает 5° , а преобладающие уклоны составляют $0-3^{\circ}$. Максимальная длина линий стока относительно небольшая и редко превышает 500 м. Специфической региональной особенностью рельефа данной территории является развитая сеть мелких распахиваемых ложбин.

Климат “Мценского” участка характеризуется годовым количеством осадков 400–600 мм. Более половины годовой нормы выпадает с мая по август. Осадки носят преимущественно ливневый характер, в результате чего в летние месяцы возникает высокая вероятность ливневого смыва почв. На “Шебекинском” участке среднегодовое количество осадков составляет около 500–550 мм/год, максимум приходится на летний период. Характер выпадения осадков преимущественно ливневый. Устойчивый снежный покров формируется в начале декабря и продолжается до середины марта. Снежный покров в среднем имеет мощность 11.8 см. Безморозный период длится в среднем около 150 дней. На “Жердевском” участке среднегодовое количество осадков находится в пределах 480–660 мм. Наиболее низкие температуры ха-

рактерны для января и составляют в среднем -9.8°C . Снежный покров устанавливается после 23 октября и может сохраняться до поздней весны. Его характерная высота составляет порядка 25 см.

В структуре почвенного покрова “Мценского” участка преобладают: в северной и центральной частях светло-серые и серые лесные почвы, в южной части – серые и темно-серые лесные почв с черноземами оподзоленными и выщелоченными. Часть поймы р. Зуши распаивается, поэтому также на относительно небольших участках встречаются аллювиальные почвы. На “Шебекинском” участке почвенный покров дифференцирован несильно и представлен преимущественно черноземами типичными, выщелоченными и локально темно-серыми лесными почвами. На “Жердевском” участке господствуют черноземы типичные и выщелоченные, а также лугово-черноземные и черноземно-луговые почвы на плоских междуречьях.

Сельскохозяйственная освоенность всех участков достаточно высокая (рис. 1). На исследованных полях в составе севооборотов преобладают следующие культуры: яровая и озимая пшеница, сахарная свекла, соя и подсолнечник. Преобладание в севообороте пропашных культур способствует высокой эрозийной деградации почв.

Для определения ущерба/вреда, нанесенного почвам и землям, используется “Методика определения размеров ущерба от деградации почв и земель” (Утверждена приказом Роскомзема и Минприроды России от 17 июля 1994 г.).

Расчеты проводились по формуле (1):

$$\text{Ущ} = \text{Нс} \times \text{S} \times \text{Кз} \times \text{Кс} \times \text{Кп} + \text{Дх} \times \text{S} \times \text{Кв}, \quad (1)$$

где **Ущ** – размер ущерба от деградации почв и земель, тыс. руб.; **Нс** – нормативная стоимость участка, тыс. руб./га; **Дх** – годовой доход с единицы площади, тыс. руб.; **S** – площадь деградированных почв и земель, га; **Кз** – коэффициент экологической ситуации территории; **Кв** – коэффициент пересчета в зависимости от периода времени по восстановлению деградированных почв и земель; **Кс** – коэффициент пересчета в зависимости от изменения степени деградации почв и земель; **Кп** – коэффициент для особо охраняе-

мых территорий.

Нормативная стоимость (**Нс**) для “Мценского” участка была приравнена к кадастровой стоимости земельных участков сегмента рынка “сельскохозяйственное использование” согласно Постановлению № 124 правительства Орловской области от 10 марта 2021 г. и составила 51.5 тыс. руб./га; для “Шебекинского” участка нормативная стоимость была взята из Постановления Правительства Белгородской области от 08.11.2021 № 517-пп “Об утверждении среднего уровня кадастровой стоимости земельных участков в составе земель населенных пунктов по муниципальным районам (городским округам) Белгородской области в разрезе сегментов объектов недвижимости” и составила 129.9 тыс. руб./га. Для “Жердевского” участка нормативная стоимость участка была принята равной кадастровой стоимости из Приказа N 532 Комитета по управлению имуществом Тамбовской области от 14 сентября 2020 г. и составила 42 тыс. руб./га.

Для корректировки стоимости земель применяется использование поправочных коэффициентов к стоимости земельных участков, а также разработка специальных методов оценки загрязненных, деградационных и захламленных земель. Поправочные коэффициенты являются табличными величинами и определяются в зависимости от рассчитанной степени деградации, которая изменяется в зависимости от выбранного показателя. Значение коэффициента пересчета в зависимости от периода времени по восстановлению деградированных почв и земель (**Кв**) было принято максимальным – равным 10, поскольку эродированные почвы восстанавливаются очень медленно, в течение столетий – тысячелетий. Коэффициент (**Кп**) для особо охраняемых территорий был приравнен 1 (т. е. не учитывался) в связи с тем, что земли не попадают в категории “земли природно-заповедного фонда”, “земли природоохранного, оздоровительного и охранно-культурного назначения” или “земли рекреационного назначения”. Коэффициент экологической ситуации (**Кэ**) территории был принят равным 2 в соответствии с регионом (все три участка расположены в Центрально-Черноземном экономическом районе РФ).

Площадь деградированных от эрозии почв и земель (**S**) оценивалась на основе данных полевого обследования почвенного

покрова и эрозионных моделей. На участке “Мценский” было проанализировано 556 точек обследования, на участке “Шебекинский” – 362 точки, на участке “Жердевский” – 400 точек. В каждой точке была диагностирована та или иная степень эродированности почв. Темпы эрозионно-аккумулятивных процессов были рассчитаны отдельно для талого смыва по модели ГГИ в модификации Г.А. Ларионова ([Ларионов и др., 2017](#)) и ливневого смыва по модели WaTEM/SEDEM ([Van Oost et al., 2000, 2009](#); [Van Rompay et al., 2001](#)). Для расчетов были использованы входные параметры достаточно высокой детальности. Цифровые модели были созданы на основе съемок рельефа БПЛА и оцифрованных топокарт высокой детальности. Эродируемость почв была оценена на основе данных аналитических измерений содержания органического вещества и гранулометрического состава пахотных горизонтов почв в 624 точках опробования (приблизительно по 200 точек на каждом участке). При помощи авторской методики, описанной в работе ([Жидкин и др., 2021](#)), были построены карты эрозионно-аккумулятивных структур почвенного покрова. Площадь деградированных от эрозии почв и земель была рассчитана для каждого поля в отдельности по площади ассоциаций средне- и сильноэродированных почв с карт эрозионно-аккумулятивных структур почвенного покрова.

Коэффициент пересчета в зависимости от изменения степени деградации почв и земель (**Кс**) также рассчитывался для каждого поля в отдельности на основе темпов увеличения площади средне- и сильноэродированных почв согласно Методике 1994 г. (табл. 1). В свою очередь, темп увеличения площади средне- и сильноэродированных почв был рассчитан как текущая площадь средне- и сильноэродированных почв по каждому полю, отнесенная к количеству лет (деленная на количество лет) распахши.

Годовой доход (**Дх**) с единицы площади, руб./га, был рассчитан для каждого поля с учетом с/х культуры, урожайности поля и стоимости урожая в 2021 г. по формуле (2):

$$Дх = У \times Ст, \quad (2)$$

где **У** – урожайность с поля, ц/га; **Ст** – стоимость с/х продукции, руб./ц.

Таблица 1. Коэффициент пересчета в зависимости от изменения степени деградации почв и земель

Table 1. Conversion factor based on changes in soil and land degradation

Показатель	Степень деградации				
	0	1	2	3	4
Увеличение площади средне- и сильноэродированных почв, % в год	<0.5	0.6–1	1.1–2	2.1–5	>5
Кс	0	0.2	0.5	0.8	1.0

Данные о культурах, урожайности и цене с/х продукции были предоставлены производителями сельскохозяйственной продукции.

Для вычислений из ГИС были экспортированы данные о составе культур, площади средне- и сильноэродированных почв для каждого поля в отдельности. Вычисление проводилось в программе Excel. Пример расчетной таблицы представлен в таблице 2.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Темпы эрозии и степень деградации почв. Средние многолетние темпы водной эрозии почв, оцененные по эрозионным моделям, составили: на “Мценском” участке – 10.4 т/га в год, на “Шебекинском” – 8.2 т/га в год, на “Жердевском” – 0.8 т/га в год. При этом участки принципиально отличаются пространственной структурой протекания эрозионно-аккумулятивных процессов. На “Мценском” и “Шебекинском” участках ярко выражена “дендровидная” структура с высокими темпами эрозии почв на склонах балок и речных долин. Аккумуляция наносов в пределах агроландшафтов, как правило, приурочена к днищам распахиваемых ложбин. На “Жердевском” участке очаги эрозии образуют локальные небольшие по площади ареалы, приуроченные к ложбинам и нижним, наиболее крутым, частям склонов (рис. 2).

Таблица 2. Пример расчета суммарного ущерба от эрозии почв по отдельным полям “Мценского” участка
Table 2. Example of calculating total soil erosion damage for individual fields in the Mtsensk site

ИД поля	Нс, тыс. руб./га	S, га	Кэ	Кс	Кп	Кв	Культура	Дх, тыс. руб/га	Ущерб, тыс. руб
OR-01-01-02-0001	51.5	13.2	2	0.0	1	10	Соя	90	11 852
OR-01-01-03-0001	51.5	2.1	2	0.0	1	10	Пшеница яровая	36	742
OR-01-01-05-0001	51.5	22.4	2	0.0	1	10	Пшеница яровая	53	11 804
OR-01-01-22-0001	51.5	117.2	2	0.0	1	10	Сахарная свекла	9	10 635
OR-01-01-41-0002	51.5	35.0	2	0.0	1	10	Сахарная свекла	105	36 706
OR-01-02-46-0001	51.5	36.0	2	0.2	1	10	Пшеница яровая	166	60 321
OR-01-03-29-0001	51.5	28.4	2	0.2	1	10	Пшеница озимая	34	10 072
OR-01-03-54-0001	51.5	10.4	2	0.0	1	10	Соя	106	11 074
OR-01-03-54-0001	51.5	2.3	2	0.0	1	10	Соя	106	2 423
OR-01-03-73-0001	51.5	42.1	2	0.0	1	10	Пшеница озимая	63	26 414
...	...	...	...	...	...	...	...	...	...
Итого									2 506 323

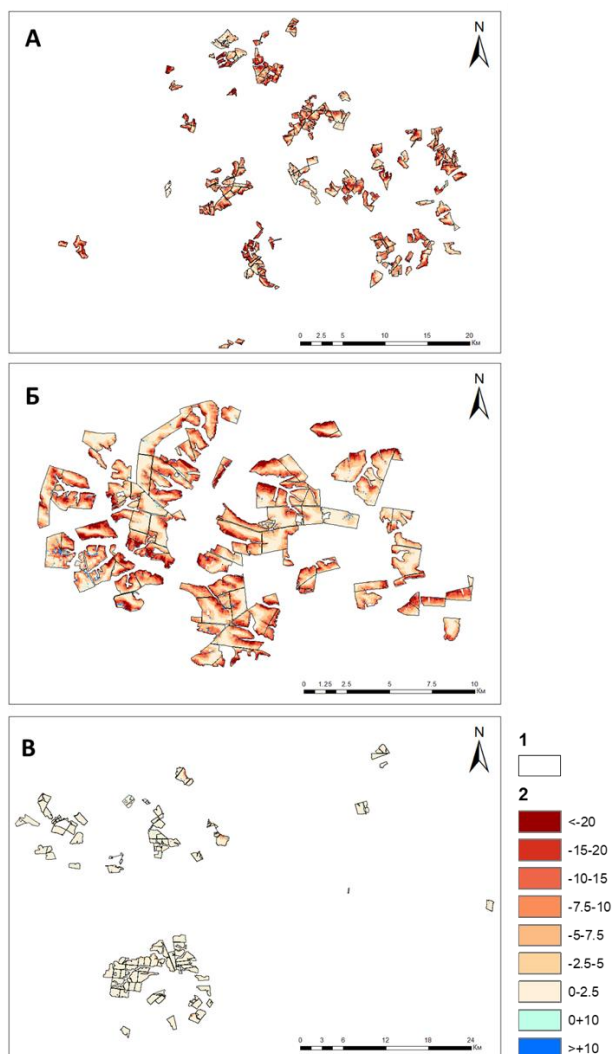


Рис. 2. Темпы эрозионно-аккумулятивных процессов на участках “Мценский” (А), “Шебекинский” (Б), “Жердевский” (В). В легенде: 1 – границы полей, 2 – темпы эрозии (-) и аккумуляции (+), т/га в год.

Fig. 2. Rates of erosion and accumulation processes on the sites “Mtsenskiy” (A), “Shebekinskiy” (B), “Zherdevskiy” (C). Legend: 1 – field boundaries, 2 – erosion (-) and accumulation (+) rates, tonnes/ha per year.

На “Мценском” участке высокие темпы эрозии почв обусловлены сочетанием эрозионно-опасного рельефа и высокой эродуруемостью (смываемостью) почв. На “Мценском” участке среднее значение эродуемости почв достаточно высокое и составляет в среднем $54 \text{ кг} \cdot \text{ч} \cdot \text{МДж}^{-1} \cdot \text{мм}^{-1}$. Данное значение в полтора-два раза выше, чем на “Шебекинском” и “Жердевском” участках, где значения К-фактора в среднем равны около $35 \text{ кг} \cdot \text{ч} \cdot \text{МДж}^{-1} \cdot \text{мм}^{-1}$. При этом важно отметить, что на “Мценском” участке отмечается очень сильное варьирование К-фактора от 24 до $82 \text{ кг} \cdot \text{ч} \cdot \text{МДж}^{-1} \cdot \text{мм}^{-1}$ за счет высокой степени неоднородности почвенного покрова. Кроме того, на “Мценском” участке, расположенном на границе лесной и северной лесостепной зон, помимо ливневого смыва, некоторый вклад в эрозию почв имел также талый смыв почв при весенних снеготаяниях. Расчетная по моделям доля талого смыва на “Мценском” участке составила около 15%.

На “Шебекинском” участке эрозионный потенциал рельефа также в значительной степени высокий, однако почвы в значительно меньшей степени подвержены смыву за счет высокого содержания органического вещества и хорошей водопроницаемой и водоустойчивой структуры черноземов. На “Жердевском” участке все факторы эрозии почв низкие, смыв очень сильно локализован на небольших по площади участках.

Площадь средне- и сильноэродированных почв различается на разных участках намного сильнее, чем среднеголетние темпы эрозии почв. Так, на “Мценском” участке площадь средне- и сильноэродированных почв оказалась очень велика и составила 3 950 га, то есть около 39.5% от площади обследованной пашни. На “Шебекинском” участке данная площадь составила около 1 200 га или 11.9% от площади обследованной пашни. На “Жердевском” участке данная площадь очень низкая – лишь около 8 га или 0.9% от площади обследованной пашни. Таким образом, пространственная вариабельность величины площади средне- и сильноэродированных почв значительно выше, чем пространственная вариабельность осредненных по участкам темпов эрозии почв. В предыдущих исследованиях авторов ([Zhidkin, 2021](#)) на основе анализа всей пашни Прохоровского района Белгородской области отмечалось, что варьирование степени деградации почвенного по-

крова может быть значительно выше, чем варьирование в средне-многолетних темпах эрозии почв. Столь сильное различие в степени эрозионной деградации почвенного покрова на разных участках обусловлено совокупностью следующих причин.

Разная степень деградации почв обусловлена разной интенсивностью воздействия эрозионных процессов. Помимо различий в темпах эрозии почв, о которых было сказано ранее, большое значение имеет продолжительность распашки и, как следствие, длительность эрозии почв. Орловская область в целом распаивается существенно дольше, чем Белгородская, Тамбовская и Воронежская ([Пространственно-временные..., 2019](#)). Однако локально могут встречаться участки длительного освоения и в указанных областях. Для подтверждения данного предположения требуется детальный анализ исторических карт конкретно по данным территориям. Тем не менее, сочетание более высоких темпов смыва и, вероятно, более длительной распашки на “Мценском” участке свидетельствует о значительно большей антропогенной нагрузке на данную территорию по сравнению с остальными участками.

Кроме того, разная степень деградации почв на разных участках обусловлена разной исходной мощностью гумусированной толщи. Существующая классификация диагностики степени эродированности почв опирается на учет остаточной мощности почвы относительно эталона. При этом эталонная мощность зональных типов почв отличается существенно. К примеру, эталонная мощность гумусовых горизонтов серых лесных почв на “Мценском” участке составляет около 40–45 см, а эталонная мощность гумусовых горизонтов черноземов на “Жердевском” участке составляет около 90–110 см. Согласно инструкции ([Общесоюзная инструкция..., 1973](#)), серые лесные почвы и черноземы считаются среднеэродированными при условии, что гумусированная толща смыта более чем наполовину. Таким образом, при одинаковой длительности распашки (к примеру, 200 лет) серая лесная почва на “Мценском” участке достигнет средней степени эродированности при смыве 20–22.5 см, то есть при темпе смыва 12–13 т/га в год (1.0–1.1 мм/год). В свою очередь, чернозем на “Жердевском” участке достигнет состояния средней степени эродированности при смыве 45–55 см или 27–33 т/га в год (2.3–2.8 мм/год). Иначе

говоря, чернозем на “Жердевском” участке достигнет средне-эродированной степени деградации в случае более интенсивного (в 2.5–3 раза), либо более продолжительного эрозионного воздействия, чем серая лесная почва на “Мценском” участке.

Таким образом, сочетание более высоких темпов эрозии почв, большей длительности протекания антропогенной эрозии, а также исходно относительно малой мощности гумусированной тощи обусловили значительно (в 4–40 раз) большую площадь средне- и сильноэродированных почв на “Мценском” участке, по сравнению с “Шебекинским” и “Жердевским” участками.

Оценка экономического ущерба от эрозии почв на основе Методики 1994 г. Суммарная оценка экономического ущерба, рассчитанная по Методике 1994 г., по разным культурам в период 2017–2021 гг. на “Мценском” участке составила в общей сложности около 2.4–2.7 млрд руб.; на “Шебекинском” участке – около 900 млн – 1 млрд руб.; на “Жердевском” участке – лишь около 5 млн руб. Размер удельного ущерба в пересчете на 1 га составил на “Мценском” участке 240 тыс. руб./га, на “Шебекинском” участке – 90 тыс. руб./га, на “Жердевском” участке – 0.5 тыс. руб./га.

Различия в степени эрозионной деградации почв между “Мценским” и “Шебекинским” были существенно снижены в оценке экономического ущерба в связи с учетом нормативной стоимости участков, которая на “Мценском” участке составила 42 тыс. руб./га, а на “Шебекинском” участке – 129 тыс. руб./га. Применение нормативной стоимости при расчете экономического ущерба от эрозии почв вносит неопределенность в расчеты, так как данный показатель в настоящее время не является объективным и общедоступным.

Сравнивая показатели размера удельного ущерба из работ других авторов, можно обратить внимание на максимальные показатели размера удельного ущерба в Волоконовском муниципальном районе Белгородской области – 319.3 тыс. руб./га площади ([Макаров и др., 2022](#)), что больше значения на “Мценском” участке – 240 тыс. руб./га. Минимальный удельный ущерб “Жердевского” участка (0.5 тыс. руб./га) является самым низким показателем

из всех проанализированных литературных данных.

В ходе расчетов были выявлены следующие недостатки Методики 1994 г.:

1) учет суммарного ущерба проводится за весь агрикультурный период, что затрудняет применение Методики в практических целях (не понятно, кто должен нести в этом случае ответственность за многовековой ущерб);

2) отмечается несоответствие левой и правой частей расчетной формулы (1) по времени оценки: левая часть формулы ($H_c \times S \times K_{\varepsilon} \times K_c \times K_p$) учитывает ущерб, нанесенный стоимости земельного участка за счет ухудшения качества земель, то есть за весь агрикультурный период; правая часть формулы ($D_x \times S \times K_v$) рассчитывает недополученный годовой доход из-за снижения урожайности на деградированных землях (с нашей точки зрения, правая часть должна каким-то образом учитывать длительность всего сельскохозяйственного периода);

3) существует сложность использования величины H_c – сначала, как это требует Методика 1994 г., специалисты применяли нормативы стоимости освоения новых земель взамен изымаемых сельскохозяйственных угодий для несельскохозяйственных нужд (по состоянию на 1 ноября 1992 г.), затем – нормативную цену (потребительную стоимость) земель ([Макаров, Каманина, 2008](#)), или (в случае отсутствия нормативной цены) – кадастровую стоимость земель; то есть, в различные периоды времени эта величина имела различные значения;

4) выявляется завышенность пороговых значений определения степени деградации земель (K_c) для показателей эродированности почв: например, темпы прироста средне- и сильноэродированных почв, равные 1% в год, являются катастрофическими, а в Методике они отнесены лишь к 1-ой (т. е. к низкой) степени деградации;

5) является спорным обоснование значений коэффициентов пересчета (K_v) в зависимости от периода времени по восстановлению почв и земель (неоднозначно применение данного коэффициента в правой части формулы (1), скорее, он должен относиться к левой части формулы, где учитывается ущерб, нанесенный стоимости земельного участка из-за ухудшения качества земель).

Оценка экономического ущерба от эрозии почв на основе модифицированной Методики 1994 г. Указанные в предыдущем разделе недостатки Методики 1994 г. натолкнули авторов на модификацию данного подхода, направленную на расчет ущерба от деградации почв и земель за короткий период времени. Для оценки влияния эрозии рекомендуется использовать годовой цикл оценки ущерба.

Модифицированная формула расчета (3) выглядит следующим образом:

$$Ущ = C \times S_{год} \times Kэ \times Kп + Dx \times S \times Кур, \quad (3)$$

где **Ущ** – размер ущерба от деградации почв и земель, тыс. руб.; **C** – стоимость участка, тыс. руб./га; **S_{год}** – среднегодовое увеличение площади деградированных земель, га/год; **Kэ** – коэффициент экологической ситуации территории (аналогично Методике 1994 г.); **Kп** – коэффициент для особо охраняемых территорий; **Dx** – годовой доход с единицы площади, тыс. руб./год; **S** – площадь деградированных почв и земель, га; **Кур** – коэффициент снижения урожайности на эродированных землях.

S_{год} может быть оценено на основе мониторинговых наблюдений, например, при наличии нескольких туров обследования земель; а также, в случае деградации земель от эрозии почв, возможно применение модельных прогнозов деградации земель. В случае отсутствия данной информации возможно применение ретроспективного подхода, при котором общая площадь деградированных земель делится на длительность периода деградации, в случае эрозии почв – на агрикультурный период.

В случае расчета годового ущерба коэффициенты **Kв** (коэффициент пересчета в зависимости от периода времени по восстановлению деградированных почв и земель) и **Kс** (коэффициент пересчета в зависимости от изменения степени деградации почв и земель) могут быть исключены из уравнения.

Кур (коэффициент снижения урожайности земель на эродированных землях) является слабо изученным. Согласно исследованиям ВНИИЗ и ЗПЭ ([Санжарова и др., 2009](#)), урожайность на среднесмытых черноземах снижается на 40–60%, а на сильносмы-

тых черноземах – 60–80%. То есть, для черноземов данный коэффициент можно принять равным 0.5 для среднесмытых и 0.7 для сильносмытых почв. В других регионах данный коэффициент требует уточнения.

Применение данного модифицированного уравнения, на наш взгляд, позволяет устранить большинство методических недостатков Методики 1994 г. В частности, расчет годового ущерба позволяет значительно более точно оценивать годовой доход с учетом конкретной культуры и урожайности этого года, избежать применения коэффициентов K_v и K_s . Кроме того, расчет годовых показателей позволяет отнести данный ущерб адресно к конкретному действующему землепользователю.

Сумма оцененного за 2021 г. ущерба по предложенной модифицированной формуле расчета на “Мценском” участке составила 126.9 млн руб./год при $K_{ур} = 0.5$ и 177.0 млн руб./год при $K_{ур} = 0.7$. В пересчете на 1 га удельный ущерб на “Мценском” участке составил 11–18 тыс. руб./га в год. На “Шебекинском” участке суммарный ущерб составил 46.8 млн руб./год при $K_{ур} = 0.5$ и 64.9 млн руб./год при $K_{ур} = 0.7$; удельный ущерб составил около 5–6 тыс. руб./га в год. На “Жердевском” участке суммарный ущерб составил лишь 0.25 млн руб./год при $K_{ур} = 0.5$; удельный ущерб составил лишь 0.025 тыс. руб./га в год.

Таким образом, можно сделать вывод, что на “Жердевском” участке эрозия почв практически не наносит ущерба, и в ближайшей среднесрочной перспективе вряд ли эта ситуация изменится, согласно прогнозным оценкам рисков деградации земель от эрозии почв.

Однако на “Мценском” и “Шебекинском” участках ущерб достаточно существенный. Важно отметить, доля эродированных почв увеличивается с течением времени, поэтому ущерб от эрозии имеет кумулятивный эффект, т. е. с каждым годом становится все более высоким. Кроме того, динамика прироста эродированных почв не линейна во времени. В настоящее время доля эродированных почв увеличивается намного большими темпами, чем в XIX и начале XX вв. ([Zhidkin, 2021](#)), даже при условии сохранения среднесреднегодных темпов эрозионно-аккумулятивных процессов. В связи с этим важно учитывать, что при отсутствии проведения

почвозащитных мероприятий и частичного вывода из пашни (залужения) средне- и сильноосмытых почв ущерб от эрозии в среднесрочной перспективе будет только возрастать.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В настоящее время существует острый дефицит подходов к определению экономического ущерба от эрозии почв. Существующие подходы крайне малочисленны и достаточно субъективны. “Методика определения размеров ущерба от деградации почв и земель” от 17 июля 1994 г. по сути является единственным регламентированным подходом к количественной оценке ущерба деградации почв и земель от эрозии. Применение Методики 1994 г. на исследованных участках выявило ее определенные недостатки, основной из которых заключается в том, что данный подход направлен на подсчет суммарного ущерба за весь агрикультурный период. Также к недостаткам Методики 1994 г. можно отнести использование нормативной стоимости земель, величина которой существенно менялась за агрикультурный период. Кроме того, были выявлены завышенные пороговые значения определения степени деградации почв, что, вероятно, приводит к занижению ущерба при использовании Методики 1994 г.

Проведенные в различных агроэкологических условиях оценки выявили существенно разные среднесулетние темпы эрозии почв, различающиеся в 10 раз на разных участках. Степень деградации почвенного покрова, выраженная в площади средне- и сильноэродированных почв, различается в 4–40 раз между различными участками. Сочетание более высоких темпов смыва почв, большей длительности протекания антропогенной эрозии, а также исходно относительно малой мощности гумусированной толщи обусловили значительно большую площадь средне- и сильноэродированных почв на участке в Орловской области, по сравнению с участками в Белгородской, Тамбовской и Воронежской областях.

Модификация Методики 1994 г., представленная в данной работе, направлена на расчет ущерба от деградации почв и земель за короткий период времени (год или несколько лет). Применение модифицированной методики на исследованных участках позволило в определенной степени снизить субъективные составляющие

щие при оценке стоимости земельного участка, расчете годового дохода за конкретный период времени, а также избежать применения сомнительного коэффициента по восстановлению деградированных почв и земель в зависимости от периода времени. Ущерб от эрозии почв, рассчитанный по модифицированной методике, составил 11–18 тыс. руб./га в год на участке в Орловской области, 5–6 тыс. руб./га в год на участке в Белгородской области и лишь 0.025 тыс. руб./га в год на участке на границе Тамбовской и Воронежской областей.

Существенное варьирование экономического ущерба на разных участках, свидетельствует о высокой информативности подобного рода оценок. Дальнейшая разработка и апробация в новых условиях данных подходов может иметь высокую практическую значимость для воздействия на сельхозтоваропроизводителей и органы государственной власти в вопросах практического внедрения противоэрозионных мероприятий в будущем.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Андреева О.В., Куст Г.С.* Оценка состояния земель в России на основе концепции нейтрального баланса их деградации // Известия РАН. Серия Географическая. 2020. Т. 84. № 5. С. 737–749.
2. *Беляева М.В., Макаров О.А., Абдулханова Д.Р.* Оценка ущерба от деградации почв и земель Самарской области на уровне региона, муниципального района и агрохозяйства // Земледелие. 2022. № 8. С. 3–7.
3. *Ванин Д.Е., Майоров Ю.И., Солошенко В.М.* Экономические основы оценки эффективности почвозащитных мер. М.: Агропромиздат, 1987. 152 с.
4. *Голосов В.Н., Геннадиев А.Н., Олсон К.Р.* и др. Пространственно-временные особенности развития почвенно-эрозионных процессов в лесостепной зоне Восточно-Европейской равнины // Почвоведение. 2011. № 7. С. 861–869.
5. *Жидкин А.П., Смирнова М.А., Геннадиев А.Н., Лукин С.В., Заздравных Е.А., Лозбнев Н.И.* Цифровое моделирование строения и степени эродированности почвенного покрова (Прохоровский район Белгородской области) // Почвоведение. 2021. № 1. С. 17–30.
6. *Звонков В.В.* Водная и ветровая эрозия земли: АН СССР, 1962. С. 134–141.

7. Ларионов Г.А., Краснов С.Ф., Литвин Л.Ф., Добровольская Н.Г., Кирюхина З.П. Эмпирическая (статистическая) модель эрозии почв // ИНФРА-М г. Москва, 2017. С. 154–173.
8. Лобковский В.А., Куст Г.С., Андреева О.В. Нейтральный баланс деградации земель: возможности интеграции глобальных и национальных индикаторов // Экология урбанизированных территорий, 2018. № 3. С. 45–53.
9. Майоров Ю.И., Медведев Н.В. Расчет ущерба от эрозии почв // Земледелие, 1986. № 3. С. 51–54.
10. Майоров Ю.И., Солошенко В.М. Потери от водной эрозии почв // Земледелие, 1989. № 6. С. 31–33.
11. Майоров Ю.И., Солошенко В.М. Потери от водной эрозии почв в сельском хозяйстве и пути их снижения (экономический аспект). Воронеж: Изд-во ВГУ, 1991. 200 с.
12. Макаров О.А., Каманина И.З. Эколого-экономическая оценка и сертификация почв и земель. М. МАКС Пресс, 2008. 240 с.
13. Макаров О.А., Марахова Н.А., Красильникова В.С., Крючков Н.Р., Чекин М.Р., Абдулханова Д.Р. Опыт оценки ущерба от деградации почв и земель муниципальных образований Российской Федерации // Земледелие, 2022. № 4. С. 3–7.
14. Макаров О.А., Строков А.С., Цветнов Е.В., Бондаренко Е.В., Кубарев Е.Н., Чистова О.А., Ермияев Я.Р. Аprobация методики эколого-экономической оценки деградации земель // Агрохимический вестник. 2017. № 3. С. 55–59.
15. Макаров О.А., Строков А.С., Цветнов Е.В., Марахова Н.А., Красильникова В.С., Крючков Н.Р., Чекин М.Р., Макаров А.О., Абдулханова Д.Р. Опыт эколого-экономической оценки деградации земель агрохозяйств, расположенных в различных субъектах Российской Федерации // Использование и охрана природных ресурсов в России. 2022. № 2. С. 116–120.
16. Методика определения размеров ущерба от деградации почв и земель. М., 1994 (Утверждена приказом Роскомзема и Минприроды России от 17 июля 1994 г).
17. Методика исчисления размера вреда, причиненного почвам как объекту охраны окружающей среды. М., 2010 (Утверждена приказом Минприроды России от 08.07.2010 г. № 238).
18. Об охране окружающей среды: федер. закон Рос. Федерации от 10 января 2002 г. № 7-ФЗ; принят Гос. Думой Федер. Собр. Рос. Федерации 20 декабря 2001 года: Одобр. Советом Федерации Федер. Собр. Рос. Федерации 26 декабря 2001 года // Рос. газ. 2002 – 12 января.

19. Общесоюзная инструкция по почвенным обследованиям и составлению крупномасштабных почвенных карт землепользований М.: Колос, 1973. 48 с.
20. Порядок определения размеров ущерба от загрязнения земель химическими веществами: Утв. Ком. Рос. Федерации по земел. ресурсам и землеустройству и М-вом охраны окружающей среды и природ. ресурсов Рос. Федерации в нояб. 1993 г. М.: Б. и., 1993. 30 с.
21. Продовольственная и сельскохозяйственная организация объединенных наций: официальный сайт. / Нейтральный баланс деградации земель (НБДЗ). 2023. URL: [https://www.fao.org/platforms/green-agriculture/areas-of-work/natural-resources-biodiversity-green-production/land-degradation-neutrality-\(ldn\)/ru](https://www.fao.org/platforms/green-agriculture/areas-of-work/natural-resources-biodiversity-green-production/land-degradation-neutrality-(ldn)/ru).
22. Пространственно-временные закономерности развития современных процессов природно-антропогенной эрозии на Русской равнине / Под. Ред. д. г. н. В.Н. Голосова, д. г. н. О.П. Ермолаева. Казань: Изд-во АН РТ, 2019. 372 с.
23. Рекомендации по использованию нормативных материалов при определении экономического ущерба, причиняемого водной эрозией почв сельскому хозяйству, и эффективности отдельных противоэрозионных мероприятий в Центрально-Черноземном экономическом районе. Курск, 1985. 64 с.
24. Санжарова С.И., Сухановский Ю.П., Пруцик А.В. Статистический анализ влияния эродированности почвы на урожайность сельскохозяйственных культур // Плодородие. 2009. № 5. С. 39–40.
25. Строков А.С., Макаров О.А., Чекин М.Р., Цветнов Е.В., Абдулханова Д.Р., Кубарев Е.Н. Апробация концепции экономики деградации земель (на примере Пензенской области) // Агрохимическая служба. 2022. № 5. С. 93–96.
26. Сухомлинова Н.Б., Петрова И.А. Оценка эколого-экономического ущерба от деградации земельно-ресурсного потенциала (Новочеркасский инженерно-мелиоративный институт им. А.К. Кортунова, филиал ДонГАУ) // Экономика и экология территориальных образований. 2015. № 3. С. 60–68.
27. Цветнов Е.В., Макаров О.А., Строков А.С., Цветнова О.Б. Роль почв в оценке деградации земель (обзор) // Почвоведение. 2021. № 3. С. 363–371.
28. Эколого-экономическая оценка ущерба от эрозии почв (Методические рекомендации по определению ущерба). Ворошиловград, 1984. 110 с.

29. Zhidkin A.P. Mapping and forecasting of changes of eroded soils (Central chernozem region of Russia) // IOP Conference Series: Earth and Environmental Science. 2021. No. 659. p. 012006.
30. Van Oost K., Govers G., Desmet P. Evaluating the effects of changes in landscape structure on soil erosion by water and tillage // Landscape Ecology. 2000. No. 15. P. 577–589. DOI: [10.1023/A:1008198215674](https://doi.org/10.1023/A:1008198215674).
31. Van Oost K., Cerdan O., Quine T.A. Accelerated fluxes by water and tillage erosion on European agricultural land // Earth Surface Processes and Landforms. 2009. No. 34. P. 1625–1634. DOI: [10.1002/esp.1852](https://doi.org/10.1002/esp.1852).
32. Van Rompay A., Verstraeten G., Van Oost K., Govers G., Poesen J. Modelling mean annual sediment yield using a distributed approach // Earth Surface Processes and Landforms. 2001. No. 26 (11). P. 1221–1236. DOI: [10.1002/esp.275](https://doi.org/10.1002/esp.275).
33. Von Braun J., Gerber N., Mirzabaev A., Nkonya E. The Economics of Land Degradation. ZEF Working Paper Series. University of Bonn. 2013. No. 109. 20 p.

REFERENCES

1. Andreeva O.V., Kust G.S., Otsenka sostoyaniya zemel' v Rossii na osnove kontseptsii neutral'nogo balansa ikh degradatsii (Assessment of land conditions in Russia based on the concept of land degradation neutrality), *Izvestiya RAN. Seriya Geograficheskaya*, 2020, Vol. 84, No. 5, pp. 737–749.
2. Belyaeva M.V., Makarov O.A., Abdulkhanova D.R., Otsenka ushcherba ot degradatsii pochv i zemel' Samarskoi oblasti na urovne regiona, munitsipal'nogo raiona i agrokhozyaistva (Assessing damage from soil and land degradation in Samara Oblast at regional, municipal district and farm level), *Zemledelie*, 2022, No. 8, pp. 3–7.
3. Vanin D.E., Maiorov Yu.I., Soloshenko V.M., *Ekonomicheskie osnovy otsenki effektivnosti pochvozashchitnykh mer* (The economic basis for assessing the effectiveness of soil protection measures), Moscow: Agropromizdat, 1987, 152 p.
4. Golosov V.N., Gennadiev A.N., Olson K.R. et al., Prostranstvenno-vremennye osobennosti razvitiya pochvenno-erozionnykh protsessov v lesostepnoi zone Vostochno-Evropeiskoi ravniny (Spatial and temporal features of soil-erosion processes in the forest-steppe zone of the East European Plain), *Pochvovedenie*, 2011, No. 7, pp. 861–869.
5. Zhidkin A.P., Smirnova M.A., Gennadiev A.N., Lukin S.V., Zazdravnykh E.A., Lozbenov N.I., Tsifrovoe modelirovanie stroeniya i stepeni erodirovannosti pochvennogo pokrova (Prokhorovskii raion Belgorodskoi oblasti) (Digital modelling of the structure and degree of soil erosion

(Prokhorovsky district, Belgorod region)), *Pochvovedenie*, 2021, No. 1, pp. 17–30.

6. Zvonkov V.V., *Vodnaya i vetrovaya eroziya zemli* (Water and wind erosion of the land): AN SSSR, 1962, pp. 134–141 (175 p.).

7. Larionov G.A., Krasnov S.F., Litvin L.F., Dobvol'skaya N.G., Kiryukhina Z.P., *Empiricheskaya (statisticheskaya) model' erozii pochv* (An empirical (statistical) model of soil erosion), INFRA-M Moscow, 2017, pp. 154–173.

8. Lobkovskii V.A., Kust G.S., Andreeva O.V., Neitral'nyi balans degradatsii zemel': vozmozhnosti integratsii global'nykh i natsional'nykh indikatorov (Land degradation neutrality: possibilities for integrating global and national indicators), *Ekologiya urbanizirovannykh territorii*, 2018, No. 3, pp. 45–53.

9. Maiorov Yu.I., Medvedev N.V., Raschet ushcherba ot erozii pochv (Calculation of soil erosion damage), *Zemledelie*, 1986, No. 3, pp. 51–54.

10. Maiorov Yu.I., Soloshenko V.M., Poteri ot vodnoi erozii pochv (Losses from water erosion), *Zemledelie*, 1989, No. 6, pp. 31–33.

11. Maiorov Yu.I., Soloshenko V.M., *Poteri ot vodnoi erozii pochv v sel'skom khozyaistve i puti ikh snizheniya (ekonomicheskii aspekt)* (Losses from water erosion in agriculture and ways to reduce them (economic aspect)), Voronezh, Izd-vo VGU, 1991, 200 p.

12. Makarov O.A., Kamanina I.Z., *Ekologo-ekonomicheskaya otsenka i sertifikatsiya pochv i zemel'* (Environmental-economic assessment and certification of soils and land), Moscow: MAKS Press, 2008, 240 p.

13. Makarov O.A., Marakhova N.A., Krasil'nikova V.S., Kryuchkov N.R., Chekin M.R., Abdulkhanova D.R., Opyt otsenki ushcherba ot degradatsii pochv i zemel' munitsipal'nykh obrazovaniy Rossiiskoi Federatsii (Experience in Assessing Damage from Soil and Land Degradation in Municipalities in the Russian Federation), *Zemledelie*, 2022, No. 4, pp. 3–7.

14. Makarov O.A., Stokov A.S., Tsvetnov E.V., Bondarenko E.V., Kubarev E.N., Chistova O.A., Ermiyaev Ya.R., Aprobatsiya metodiki ekologo-ekonomicheskoi otsenki degradatsii zemel' (Validation of the methodology for environmental-economic assessment of land degradation), *Agrokhimicheskii vestnik*, 2017, No. 3, pp. 55–59.

15. Makarov O.A., Stokov A.S., Tsvetnov E.V., Marakhova N.A., Krasil'nikova V.S., Kryuchkov N.R., Chekin M.R., Makarov A.O., Abdulkhanova D.R., Opyt ekologo-ekonomicheskoi otsenki degradatsii zemel' agrokhozyaistv, raspolozhennykh v razlichnykh sub"ektakh Rossiiskoi Federatsii (Experience of ecological and economic assessment of agricultural land degradation located in different constituent entities of the Russian Federation), *Ispol'zovanie i okhrana prirodnnykh resursov v Rossii*, 2022, No. 2, pp. 116–120.

16. *Pis'mo Goskomzema Rossii* (Methodology for Determining the Amount of Damage from Soil and Land Degradation), Moscow: Goskomzem of Russia, 17.07.1994.
17. *Prikaz Minprirody Rossii* (Methodology for calculating the amount of damage caused to soils as an object of environmental protection), Moscow, Ministry of Natural Resources and Environment of Russia, 08.07.2010, No. 238.
18. *FZ* (On environmental protection), Moscow, 26.01.2001, No. 7-FZ.
19. *Obshchesoyuznaya instruktsiya po pochvennym obsledovaniyam i sostavleniyu krupnomasshtabnykh pochvennykh kart zemlepol'zovaniy* (All-Union Instruction on Soil Surveys and Large-Scale Soil Maps of Land Use), Moscow: Kolos, 1973, 48 p.
20. *Poryadok opredeleniya razmerov ushcherba ot zagryazneniya zemel' khimicheskimi veshchestvami*: Utv. Kom. Ros. Federatsii po zemel. resursam i zemleustroystvu i M-vom okhrany okruzhayushchei sredy i prirod. resursov Ros. Federatsii v noyab. 1993 g. (Procedure for determining the amount of damage from pollution of lands with chemical substances: Approved by the Committee of the Russian Federation for Land Resources and Land Management and the Ministry of Environmental Protection and Natural Resources of the Russian Federation in November 1993), Moscow: B. i., 1993, 30 p.
21. *Prodovol'stvennaya i sel'skokhozyaistvennaya organizatsiya ob'edinennykh natsii*: ofitsial'nyi sait (Food and Agriculture Organization of the United Nations: official website), *Neitral'nyi balans degradatsii zemel' (NBDZ)*, 2023. URL: [https://www.fao.org/platforms/green-agriculture/areas-of-work/natural-resources-biodiversity-green-production/land-degradation-neutrality-\(ldn\)/ru](https://www.fao.org/platforms/green-agriculture/areas-of-work/natural-resources-biodiversity-green-production/land-degradation-neutrality-(ldn)/ru).
22. *Prostranstvenno-vremennyye zakonomernosti razvitiya sovremennykh protsessov prirodno-antropogennoi erozii na Russkoi ravnine* (Spatial and temporal patterns of development of modern processes of natural-anthropogenic erosion on the Russian plain), V.N. Golosov, O.P. Ermolaev (Eds), Kazan': Izd-vo AN RT, 2019, 372 p.
23. *Rekomendatsii po ispol'zovaniyu normativnykh materialov pri opredelenii ekonomicheskogo ushcherba, prichinyaemogo vodnoi eroziei pochv sel'skomu khozyaistvu, i effektivnosti otdel'nykh protivoerozionnykh meropriyatii v Tsentral'no-Chernozemnom ekonomicheskom raione* (Recommendations on the use of normative materials in determining the economic damage caused by water erosion to agriculture and the effectiveness of certain erosion control measures in the Central Black Earth Economic Region), Kursk, 1985, 64 p.
24. Sanzharova S.I., Sukhanovskii Yu.P., Prushchik A.V., *Statisticheskii analiz vliyaniya erodirovannosti pochvy na urozhnaynost'*

sel'skokhozyaistvennykh kul'tur (Statistical analysis of the impact of soil erosion on crop yields), *Plodorodie*, 2009, No. 5, pp. 39–40.

25. Stokov A.S., Makarov O.A., Chekin M.R., Tsvetnov E.V., Abdulkhanova D.R., Kubarev E.N., Aprobatsiya kontseptsii ekonomiki degradatsii zemel' (na primere Penzenskoi oblasti) (Testing the concept of the economics of land degradation (case study of the Penza region)), *Agrokhimicheskaya Sluzhba*, 2022, No. 5, pp. 93–96.

26. Sukhomlinova N.B., Petrova I.A., Otsenka ekologo-ekonomicheskogo ushcherba ot degradatsii zemel'no-resursnogo potentsiala (Novocherkasskii inzhenerno-meliorativnyi institut im. A.K. Kortunova, filial DonGAU) (Assessment of environmental and economic damage from degradation of land and resource potential (Novocherkassk Institute of Reclamation Engineering named after A.K. Kortunov, branch of DonSAU. A.K. Kortunov, branch of DonSAU)), *Ekonomika i ekologiya territorial'nykh obrazovaniy*, 2015, No. 3, pp. 60–68.

27. Tsvetnov E.V., Makarov O.A., Stokov A.S., Tsvetnova O.B., Rol' pochv v otsenke degradatsii zemel' (obzor) (The role of soils in assessing land degradation (overview)), *Pochvovedenie*, 2021, No. 3, pp. 363–371.

28. *Ekologo-ekonomicheskaya otsenka ushcherba ot erozii pochv (Metodicheskie rekomendatsii po opredeleniyu ushcherba)* (Ecological and Economic Assessment of Soil Erosion Damage (Methodological Recommendations on Damage Determination)), Voroshilovgrad, 1984, 110 p.

29. Zhidkin A.P., Mapping and forecasting of changes of eroded soils (Central Chernozem region of Russia), *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science*, 2021, No. 659, p. 012006.

30. Van Oost K., Govers G., Desmet P., Evaluating the effects of changes in landscape structure on soil erosion by water and tillage, *Landscape Ecology*, 2000, No. 15, pp. 577–589, DOI: [10.1023/A:1008198215674](https://doi.org/10.1023/A:1008198215674).

31. Van Oost K., Cerdan O., Quine T.A., Accelerated fluxes by water and tillage erosion on European agricultural land, *Earth Surface Processes and Landforms*, 2009, No. 34, pp. 1625–1634, DOI: [10.1002/esp.1852](https://doi.org/10.1002/esp.1852).

32. Van Rompay A., Verstraeten G., Van Oost K., Govers G., Poesen J., Modelling mean annual sediment yield using a distributed approach, *Earth Surface Processes and Landforms*, 2001, No. 26 (11), pp. 1221–1236, DOI: [10.1002/esp.275](https://doi.org/10.1002/esp.275).

33. Von Braun J., Gerber N., Mirzabaev A., Nkonya E., The Economics of Land Degradation, *ZEF Working Paper Series. University of Bonn*, 2013, No. 109, p. 20.

УДК 631.4

DOI: 10.19047/0136-1694-2023-117-208-231



Ссылки для цитирования:

Фомин Д.С., Юдина А.В., Романенко К.А. Неоднородность свойств порового пространства гумусового горизонта темно-серой почвы в масштабе педона // Бюллетень Почвенного института имени В.В. Докучаева. 2023. Вып. 117. С. 208-231. DOI: 10.19047/0136-1694-2023-117-208-231

Cite this article as:

Fomin D.S., Yudina A.V., Romanenko K.A., Heterogeneity of pore space properties at the pedon scale of the Phaeozems humus horizon, Dokuchaev Soil Bulletin, 2023, V. 117, pp. 208-231, DOI: 10.19047/0136-1694-2023-117-208-231

Благодарность:

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда No. 21-74-00090, <https://rscf.ru/project/21-74-00090/>.

Acknowledgments:

The research was conducted with the financial support of the Russian Science Foundation grant No. 21-74-00090, <https://rscf.ru/project/21-74-00090/>.

Неоднородность свойств порового пространства гумусового горизонта темно-серой почвы в масштабе педона

© 2023 г. Д. С. Фомин^{*}, А. В. Юдина^{**},
К. А. Романенко^{***}

ФИЦ “Почвенный институт им. В.В. Докучаева”, Россия,
119017, Москва, Пыжевский пер, 7, стр. 2,

^{*}<https://orcid.org/0000-0003-3733-0284>, e-mail: fomin_ds@esoil.ru,
^{**}<https://orcid.org/0000-0003-2453-3090>, e-mail: yudina_av@esoil.ru,
^{***}<https://orcid.org/0000-0003-0016-5019>.

Поступила в редакцию 15.05.2023, после доработки 21.10.2023,
принята к публикации 10.10.2023

Резюме: Вариабельность параметров почвы зависит от выбранного метода измерений, генезиса и типа землепользования почвы, а также уровня иерархии структурной организации почвы. Компьютерная томография почв – активно развивающийся метод изучения структуры

почвы, для которого остаются актуальным многие методические вопросы. Цель данной работы – изучить вариабельность основных параметров порового пространства (общей пористости, количества и среднего размера пор) на примере гумусового горизонта серой лесной почвы. Для этого было отобрано избыточное количество микромонолитов в количестве 15 штук (объемом 2×3 см). На основе статистической оценки варьирования параметров была поставлена задача определить оптимальное количество повторностей, позволяющее полноценно охарактеризовать микроструктуру порового пространства почвы в масштабе педона. Наименьшая разница неоднородности между педоном и репрезентативным элементарным объемом *REV* наблюдается для общей пористости (~ 12 раз), в то время как для количества и среднего размера пор это соотношение больше (~ 14 раз). В среднем уровень порога, при котором дисперсия свойств прекращала снижаться, для общей пористости равняется 7.3 ± 0.6 шт., для количества пор – 6.5 ± 0.6 шт., для среднего размера пор – 7.5 ± 0.4 шт. Таким образом, минимальное количество повторностей, необходимое для полной характеристики порового пространства исследованной почвы, составило 7 шт. Отбор и анализ микромонолитов в 3-кратной повторности позволили описать неоднородность структуры верхнего горизонта педона только на 25–30%.

Ключевые слова: поровое пространство почвы, структура почвы, пестрота почвенного покрова, компьютерная томография, отбор почвенных образцов.

Heterogeneity of pore space properties at the pedon scale of the Phaeozems humus horizon

© 2023 D. S. Fomin*, A. V. Yudina**, K. A. Romanenko***

*Federal Research Centre “V.V. Dokuchaev Soil Science Institute”,
7 Bld. 2 Pyzhevskiy per., Moscow 119017, Russian Federation,*

*<https://orcid.org/0000-0003-3733-0284>, e-mail: fomin_ds@esoil.ru,
**<https://orcid.org/0000-0003-2453-3090>, e-mail: yudina_av@esoil.ru,
***<https://orcid.org/0000-0003-0016-5019>.

Received 15.05.2023, Revised 21.10.2023, Accepted 10.10.2023

Abstract: The variability of soil parameters depends on the chosen method of measurements, the genesis and type of soil land use, and the level of hierarchy of soil structure organization. Computed tomography of soils is an actively growing method of soil structure study, for which many methodological issues remain relevant. The aim of this work was to examine the variability of the

main parameters of the pore space (total porosity, number and average pore size) by the example of the humic horizon of a Phaeozem soil. For this purpose, an excessive number (15 microcores of 2×3 cm volume) was sampled from soil profile. Based on statistical evaluation of parameter variation, the objective was to determine the optimal number of replicates allowing full characterization of the soil pore space microstructure at the pedon scale. The smallest difference in heterogeneity between pedon and representative elementary volume REV was observed for total porosity (~ 12 times), while this ratio is larger (~ 14 times) for number and average pore size. On average, the threshold level, at which the dispersion of properties stopped decreasing, was 7.3 ± 0.6 monoliths for total porosity, 6.5 ± 0.6 monoliths for pore number, and 7.5 ± 0.4 monoliths for LT. Thus, minimal number of replicates necessary for full characteristic of soil structure is 7 monoliths. Sampling and analysis of microcores in 3 repetitions allows to describe the heterogeneity of the structure of the upper pedon horizon only by 25–30%.

Keywords: soil pore space, soil structure, soil heterogeneity, computed tomography, soil sampling.

ВВЕДЕНИЕ

Вариабельность почвенных свойств зависит от метода измерений, генезиса и типа землепользования почвы ([Дмитриев, 1999](#); [Урусевская и др., 2000](#)), а также от *уровня иерархии структурной организации почвы* ([Yudina, Kuzyakov, 2019](#); [Yudina et al., 2018](#)). Вариабельность почвенных свойств как в пространстве (*пространственная*), так и во времени (*временная*) имеет разные закономерности для разных масштабных уровней. Оба вида вариабельности свойств почв необходимо учитывать при оценке качества почв и, соответственно, при разработке методов измерения, критериев оценки ([Vogel et al., 2019](#)).

Оценка вариабельности параметров почвы проводится на основе дескриптивной статистики с помощью статистических характеристик, обозначающих меры местоположения (центрированности), разброса (рассеивания), формы распределения случайной величины ([Дмитриев, 1999](#); [Самсонова, 2007](#)). Наиболее часто используемыми в почвенных исследованиях являются: среднее (m), стандартное отклонение (*standard deviation*, SD) и коэффициент вариации (*coefficient of variation*, CV , %) ([Самсонова, 2007](#); [Pen-nock et al., 2008](#)). Для оценки степени вариабельности свойств

почв было предложено использовать следующие градации CV: от 0 до 15% – низкая вариабельность, 16–35 – средняя, и > 36 – высокая ([Wilding, 1985](#)). Считается, что такие физические свойства как плотность почвы, общая пористость, содержание ила и песка характеризуются низкой–средней, низкой, средней–высокой и низкой–средней вариабельностью соответственно (диапазоны CV равны 3–26, 7–11, 16–53 и 3–37% соответственно) ([Mulla, McBratney, 2001](#)). Однако в последнее время все больше внимания уделяется динамичности физических параметров и разработке на их основе индикаторов функций почв ([Rabot et al., 2018](#); [Yudina, Kuzyakov, 2019](#)).

Представление о вариабельности почвенных свойств рассматривается через призму конкретного свойства и методики измерения ([Дмитриев, 1999](#)). Классический отбор средней пробы дает ограниченный набор информации прежде всего потому, что нарушается целостность почвенной структуры. Исследования почвенных свойств в образцах, имеющих такое же строение, что и в естественных условиях, позволяет расширить понимание неоднородности почвы на различных уровнях. Компьютерная томография (СТ) почв – активно развивающийся метод изучения структуры почв в ненарушенном состоянии ([Абросимов и др., 2021](#); [Mooney et al., 2022](#)), который в зависимости от используемого разрешения съемки и размера образца почвы позволяет описать неоднородность строения почвы в масштабах агрегатов (мм – см), педона (см – м) и ландшафта (м – км). Характеристика строения агрегатов почв размерами 0.25–10 мм обычно проводится при разрешении в единицы и десятки мкм (например, [Papadopoulos et al., 2009](#); [Zhao et al., 2017](#); [Yudina et al., 2022](#)). Горизонты почв на уровнях педона и ландшафта исследуют с помощью компьютерной макротомографии с разрешением от 10 до 100 мкм и более в монолитах цилиндрической формы объемом от 100 см³ и крупнее (например, [Rab et al., 2014](#); [Luo et al., 2010](#); [Lucas et al., 2019](#)).

Использование компьютерной томографии для изучения почвенной структуры и порового пространства всегда является задачей оптимизации качества изображения и оптимального объема образца. Несмотря на перспективность использования метода СТ, томографическое оборудование мало распространено в поч-

венных лабораториях по причине довольно высокой стоимости и высоких требований к навыкам оператора и аналитика полученных данных. Обычно качество изображения, т. е. разрешение съемки, определяется исследовательской задачей. Разрешение изображения определяет границы возможного размера образца, и, как правило, для получения изображения с разрешением пикселя 30 мкм и меньше требуется отбор микромонолитов диаметром 2–3 см. Вопрос о количестве повторностей, необходимых для полноценной характеристики структуры с помощью микромонолитов, остается актуальным, так как обычно исследователи используют минимальное число повторностей, равное 3 или 4.

Поэтому цель данной работы – изучить вариабельность основных параметров порового пространства гумусового горизонта серой лесной почвы, полученных с помощью компьютерной томографии. Мы отобрали из гумусового горизонта серой почвы микромонолиты в количестве 15 штук и на основе статистической оценки варьирования параметров поставили задачу определить оптимальное количество повторностей, позволяющее полноценно охарактеризовать микроструктуру порового пространства почвы в масштабе педона.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Объект исследования – темно-серая почва со вторым гумусовым горизонтом под широколиственным лесом (Каширский район, Московская обл., Россия; 54°46'37.52" N; 38°01'55.34" E). Название почвы по WRB (2014) – Luvic Retic Greyzemic Phaeozems. Базовые показатели и дополнительная информация об исследованном почвенном разрезе: описание профиля, физические свойства и характеристики порового пространства по генетическим горизонтам, – представлены в работе Сковрцовой и др. (2021); агрегатный состав и механическая устойчивость гумусового горизонта – Fomin et al. (2021).

В работе был исследован гумусовый горизонт AU, имеющий мощность 0–40 см. Все микромонолиты почв размерами 2 см в диаметре и 3 см в высоту были отобраны с глубины 10–15 см в 15-кратной повторности в пределах $\sim 3 \text{ м}^2$ (по трем стенкам разреза). Микромонолиты сразу после отбора были плотно упакованы и

убраны на хранение в холодильную камеру при 4 °С для сохранения естественного состояния влажности.

Микротомографическая съемка. Съемка монолитов производилась на рентгеновском компьютерном микротомографе Bruker SkyScan 1172G (США). Образцы ненарушенного строения снимались с разрешением 11 мкм/пиксель, с оборотом образца на 360° вокруг своей оси, угловым шагом 0.4°, параметрами тока на источнике рентгеновского тока 70 кВ и 130 мА, а также с 0.5 мм Al фильтром рентгеновского излучения. Экспозиция каждого кадра составляла 900 мс. Рентгенограмма на каждой угловой позиции является усреднением трех кадров для повышения качества рентгенограммы и снижения шума.

Реконструкция микротомограмм почв. Реконструкция изображений проведена в программе NRecon (США) v 1.7.4.6 от производителя микротомографа. Для каждого набора рентгенограмм была проведена коррекция несоосности (*misalignment compensation*), чтобы скомпенсировать дрейф оси вращения образца относительно оптической оси пучка рентгеновских фотонов. Были использованы алгоритм маскирования дефектных пикселей, алгоритм подавления кольцевых артефактов и алгоритм нивелирования эффекта ослабления пучка, выражающийся в виртуальном увеличении рентгеновской плотности периферической части образца и уменьшении рентгеновской плотности центральной части образца. Для реконструкции изображений был выбран динамический диапазон черного и белого, где граница черного соответствовала значению рентгеновской плотности равной -1 000 единиц Хаунсфилда (HU), а граница белого соответствовала 3 000 HU. То есть все компоненты почвы, например, газовая фаза, имеющая плотность ниже -1 000 HU, на изображении были отображены черным цветом (интенсивность цвета в серых оттенках $I = 0$); а компоненты почвы, такие как железистые образования или массивные зерна кварца или полевых шпатов, имеющие высокую плотность (3000 HU), отображались белым цветом (интенсивность цвета в серых оттенках $I = 255$). К данному диапазону рентгеновских плотностей принадлежат все имеющиеся в образцах фазы почвы.

Результаты реконструкции изображений были сохранены в формате 8bit BMP в виде стеков файлов с послойными последовательными изображениями двумерных срезов.

Для последующего улучшения качества изображения были обработаны с помощью медианного фильтра с кубическим окном фильтрации со стороной куба 4 пикселя.

После фильтрации изображения были подвергнуты бинаризации (разделению на две томографические фазы) с помощью глобального алгоритма. Таким образом все пиксели делятся на два класса – на поры и твердую фазу – по границе интенсивности цвета в серой шкале. Граница бинаризации выбиралась экспертно, таким образом, чтобы в класс твердой фазы вошли все компоненты твердой фазы, включая минеральные зерна, глинистую матрицу, органическое вещество.

Рассчитанные томографические параметры. Для анализа порового пространства были рассчитаны следующие параметры – общая пористость, количество пор и средний размер пор.

Общая томографическая пористость (P_v , %) – это процентное соотношение количеств пикселей, относящихся к поровому пространству, ко всему объему образца.

Количество пор (NOP , шт./мм³) – это количество отдельных кластеров пикселей, относящихся к поровому пространству, относенное к объему образца.

Средний размер пор (LT , мм) – это средний размер сферы (шара), которую можно вписать в поры. Данный параметр также называется “локальная толщина пор” (*local thickness of pores*).

Все исходные данные приведены в Приложении 1.

Анализ вариограмм. Для выявления количества повторностей, достаточных для описания свойств порового пространства почвы, использовался следующий алгоритм: а) выбиралось конкретное свойство; б) общая выборка разделялась на подвыборки разного размера; в) для каждой подвыборки рассчитывалось среднее значение; г) между средними значениями подвыборок для каждого размера рассчитывалась дисперсия между подвыборками; д) анализировалась взаимосвязь между размерами подвыборки и дисперсией между подвыборками с помощью метода вариограмм;

ф) определялись значение и доверительный интервал порога вариограммы.

Данные для анализа были подготовлены с помощью алгоритма бутстреп (*Bootstrap*). Бутстреп – это метод передискретизации выборки с заменой чисел, который позволяет оценить распределение генеральной совокупности даже по одной выборке. С помощью алгоритма бутстреп были созданы множественные подвыборки с последовательным увеличением размера подвыборки от 2 до 15 повторностей для каждого свойства, т. е. с увеличением числа повторностей отбора образцов. Количество подвыборок для каждого числа повторностей каждого свойства составляло 1 000 шт. Для каждой подвыборки было рассчитано среднее значение, после чего между подвыборками рассчитывалась дисперсия. Для набора дисперсий строились вариограммы, проводились их аппроксимация и анализ. Важно отметить, что по оси абсцисс вместо традиционного для вариографического анализа расстояния между точками, было выбрано количество повторностей отбора образцов.

Аппроксимация вариограмм проводилась экспоненциальной функцией по формуле ([Демьянов, Савельева, 2010](#)):

$$\gamma(h) = c_0 + (c - c_0)[1 - \exp(1 - \frac{3 \times h}{a})], \text{ (уравнение 1)}$$

где $\gamma(h)$ – дисперсия параметра, h – размер подвыборки, т. е. число повторностей; c_0 – наггет или самородок, т. е. точка пересечения функции с осью ординат; c – плато, т. е. минимальная дисперсия свойства; a – действительный радиус или порог, рассчитанный с поправкой ([Chiles, Delfiner, 1999](#)).

Количество повторностей, достаточное для описания свойств порового пространства почвы, определялось на основе величины и доверительного интервала значения порога. Диапазон повторностей определялся на основе округления доверительного интервала до целых чисел. Количество повторностей, достаточное для описания порового пространства профиля темно-серой почвы с 95%-ной вероятностью, рассчитывалось как максимальное значение для всех исследуемых свойств нижнего предела доверительного интервала.

Метаанализ. Для сравнения вариабельности свойств порового пространства с другими почвами и образцами был проведен метаанализ. Основным требованием к отбираемым статьям – это наличие нескольких пространственных повторностей в рамках педона. Из исследовательских работ ([Zhao et al., 2017](#); [Liang et al., 2019](#); [Zhao et al., 2020](#); [Menon et al., 2020](#); [Guo et al., 2020](#)) были собраны и проанализированы данные о количестве повторностей, среднем значении и стандартном отклонении для общей пористости, количества пор и среднего размера пор. На основе собранной информации рассчитывался коэффициент вариации (CV) и соотносился с результатами данной работы.

Статистическая обработка. Статистическая обработка и визуализация выполнялись в среде R 4.2.1. Расчет базовых статистик выполнялся с использованием пакета *broom* ([Robinson, 2014](#)). Бутстрепинг выполнялся с использованием пакета *mosaic* ([Prim et al., 2017](#)). Визуализация – с использованием пакета *ggplot2* ([Wickham et al., 2016](#)). Тест Шапиро–Уилка выполнялся с уровнем значимости $\alpha = 0.1$ ([Royston, 1995](#)) с использованием пакета *stats*. Доверительный интервал рассчитывался как двусторонний с уровнем значимости $\alpha = 0.05$.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Статистическая оценка вариабельности свойств порового пространства. Общая пористость и количество пор характеризуются нормальным распределением (табл. 1).

Общая пористость (P_t) имеет самый низкий коэффициент вариации (17.1%) среди изученных свойств, который позволяет отнести общую пористость к свойствам со средней вариабельностью ([Wilding, 1985](#)). Среднее значение P_t (27.65%) отличается от медианы (26.6%) менее чем на 4%. Минимум и максимум общей пористости различаются в 1.8 раза (табл. 1).

Количество пор (NOP) на основе величины коэффициента вариации относится к свойствам почв с высокой вариабельностью (36.2%). Среднее значение NOP (49.59) отличается от медианы (48.0) на 3.2%. Разброс количества пор между образцами внутри педона составляет 57 пор на мм³.

Средний размер пор (LT) – единственное свойство, не имеющее нормального распределения (табл. 1). Кроме того, LT характеризуется самым высоким коэффициентом вариации (46.2%). Среднее значение и медиана LT различаются на 25% (0.39 и 0.31 мм соответственно). В то же время отношение максимума к минимуму LT лишь немногим выше, чем у NOP , и составляет 4.65 раза.

Таблица 1. Вариабельность параметров порового пространства исследованной серой лесной почвы ($n = 15$)

Table 1. Pore space parameters variability of studied Phaeozem soil ($n = 15$)

Статистический показатель	Параметр		
	Pt (%)	NOP (мм ³)	LT (мм)
Среднее $\pm CO^*$	27.65 $\pm$ 4.72	49.59 $\pm$ 17.94	0.39 $\pm$ 0.18
Коэффициент вариации	17.1%	36.2%	46.2%
Медиана	26.6	48.0	0.31
Минимум	20.19	16.49	0.19
Максимум	36.20	73.50	0.89
Нижний доверительный интервал ($Q2.5$)	20.83	21.46	0.20
Верхний доверительный интервал ($Q97.5$)	34.90	73.21	0.76
Тест Шапиро–Уилка (W/p -value)	0.944/0.44	0.939/0.37	0.847/0.02

Примечание. $*CO$ – стандартное отклонение.

Note. $*CO$ – standard deviation.

Определение оптимального количества повторностей при описании порового пространства почвы. Один из основных методов анализа пространственной неоднородности почвенных свойств – это анализ вариограмм. Анализ основан на описании

дисперсии свойства с помощью модели вариограммы, которая включает параметры: самородок (c_0), плато (c) и порог (a). В контексте данной работы самородок равен полной дисперсии свойства в горизонте на уровне педона и равняется квадрату стандартного отклонения свойства из таблицы 1. Плато – это дисперсии репрезентативного элементарного объема (*representative elementary volume, REV*), внутри которого данное свойство в горизонте стационарно. Идеального значения плато можно достичь при использовании неограниченно большого количества повторностей. Однако количество повторностей, которое достаточно для описания дисперсии свойства в горизонте на уровне *REV*, определяется параметром a , т. е. порогом.

Самородок модели аппроксимации вариограммы P_t показывает значение, описывающее значение дисперсии свойства горизонта на уровне педона (рис. 1А). Неоднородность пространственного распределения общей пористости в горизонте на уровне педона (параметр c_0) более чем в 12 раз выше, чем на уровне репрезентативного элементарного объема (параметр c). Оптимальное количество повторностей, которое требуется для достоверного описания неоднородности ($p = 0.95$) общей пористости внутри горизонта на уровне педона, находится в диапазоне доверительного интервала от 6.11 до 8.80 и в среднем составляет 7.31 шт. При округлении до целого числа минимальное количество повторностей равно 6 шт., а максимальное – 9 шт.

Для общего количества пор пространственная неоднородность в горизонте для педона (параметр c_0) почти в 14 раз больше, чем для *REV* (параметр c), что еще больше, чем для общей пористости (рис. 1В). Однако для достижения дисперсии уровня *REV* потребуется меньше повторностей. Доверительный интервал параметра a составляет 5.11–8.32 шт., а среднее значение равно 6.54. При округлении до целого числа минимальное количество повторностей для достоверного определения количества пор равняется 5, а максимальное – 8.

Масштаб различий пространственной неоднородности среднего размера пор в горизонте для педона и *REV* практически равняется количеству пор (рис. 1С).

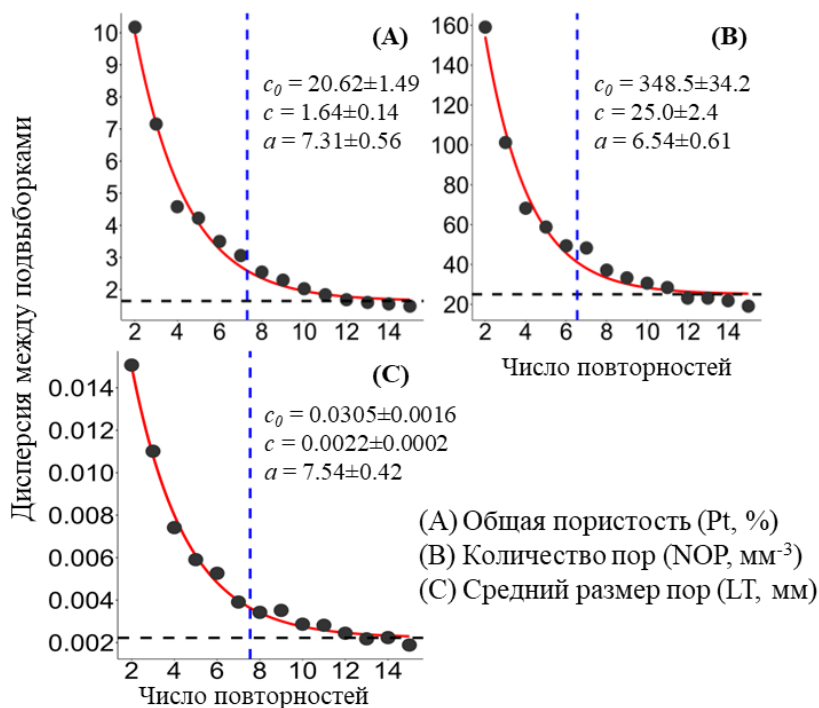


Рис. 1. Модели вариограмм свойств порового пространства гумусового горизонта серой почвы. По оси X – количество повторностей отбора образцов (шт.). По оси Y – дисперсии свойств: **(А)** – общая пористость (%), **(В)** – количество пор (мм⁻³), **(С)** – средний размер пор (мм). Сплошная линия – аппроксимация данных дисперсии на основе экспоненциальной функции (уравнение 1). Вертикальная пунктирная линия обозначает порог (коэффициент a). Горизонтальная пунктирная линия обозначает уровень плато (коэффициент c).

Fig. 1. Variogram models of the pore space properties of the Greyic Phaeozems humus horizon. X-axis is the number of sampling repetitions (pcs). Y-axis is: **(A)** – total porosity (%), **(B)** – number of pores (mm⁻³), **(C)** – average pore size (mm). The solid line is an approximation of variance data based on an exponential function (Equation 1). The vertical dashed line denotes the coefficient a . The horizontal dashed line denotes the plateau level (the coefficient c).

Параметр c_0 почти в 14 раз больше, чем параметр c . Однако нижняя граница доверительного интервала порога (параметра a) для LT на 22% выше, чем для NOR , и на 8% выше, чем для P_t , и составляет 6.66 шт. Верхняя граница доверительного интервала равна 8.6 шт., а среднее значение равно 7.54. При округлении до целого числа минимальное количество повторностей для достоверного определения количества пор равняется 7, а максимальное – 9.

Варьирование свойств гумусового горизонта серых почв на разных масштабных уровнях. Гумусовый горизонт наиболее динамичен и подвержен частым изменениям влажности, температуры, а также является наиболее биологически активным пространством. Однако даже в одном горизонте серой почвы на различных масштабных уровнях вариабельность одного и того же почвенного свойства может иметь различные закономерности.

В *масштабе почвенного покрова* (весь ареал серых лесных суглинистых и глинистых почв на территории бывшего СССР) неоднородность и среднее значение содержания органического углерода гумусового горизонта серых лесных почв сильно различается между лесными и пахотными вариантами ([Урусевская и др., 2000](#)). Для серых лесных почв под лесом содержание органического углерода характеризуется разбросом от 1.53 до 13.91% (среднее значение и стандартное отклонение равно $5.55 \pm 1.10\%$) и коэффициентом вариации 19%. Анализ углерода во всех горизонтах был оценен для 980 образцов, из которых гумусовый горизонт был представлен 146 образцами.

В *масштабе водораздела* химические и физико-химические свойства пахотного горизонта серой лесной почвы Владимирского ополья характеризуются различной степенью варьирования ([Жарова и др., 2002](#)). Актуальная кислотность (рН водный) и удельная поверхность (УП) почвы характеризуются крайне низким коэффициентом вариации (КВ) – 3.22 и 8.9% (среднее значение и стандартное отклонение равны 6.82 ± 0.22 и 85.5 ± 7.6 м²/г для рН и УП соответственно). Наибольшее значение КВ характерно для содержания P_2O_5 и равно 59.2% (9.8 ± 5.8 мг/100 г почвы), в то же время КВ содержания K_2O более чем в 2 раза ниже и равен

22.9% (8.3 ± 1.9 мг/100 г почвы). При этом количество проб для рН составляло 403 образца, для удельной поверхности – 202 образца, для содержания P_2O_5 и K_2O – 279 образцов.

При изучении неоднородности на больших масштабных уровнях минимальной единицей оценки является педон или почвенный индивидуум. В таких исследованиях при изучении поверхностного (гумусового, пахотного) горизонта количество образцов соответствует количеству точек из расчета один образец из одного педона. Данный подход зачастую является вынужденным решением, в рамках которого вариабельность почвенных свойств в масштабе педона игнорируется. Наша работа актуализирует вопрос корректности объединения информации из масштаба педона в масштаб почвенного покрова для оценки физических свойств почвы, которые необходимы для моделирования гидрологического режима в ландшафте.

Варьирование параметров порового пространства различных почв в масштабе педона. Для понимания масштаба пространственной неоднородности свойств порового пространства на уровне педона для разных почв и типов землепользования нами был проведен сбор и анализ данных из научных публикаций по теме работы. Сравнение результатов, полученных для порового пространства гумусового горизонта серой лесной почвы, с данными метаанализа показало, что варьирование свойств исследованного объекта в среднем выше, чем в объектах из метаанализа.

При исследовании Mollisols под вторичным лесом Китая ([Liang et al., 2019](#)) в 4-кратной повторности коэффициент вариации общей пористости и количества пор находится в диапазоне среднее $\pm$ стандартное отклонение CV серой почвы (рис. 2А, 2В). Вероятно, неоднородность порового пространства, сформированного с участием лесной растительности, имеет схожий порядок вариабельности у разных почв.

Почвы Gleysols, Ultisols и Calcicorthic Aridisols на пастбищах при 3-кратной повторности ([Zhao et al., 2020](#)) были исследованы с использованием тех же параметров порового пространства, что и в нашей работе: P_v , NOP , LT . Коэффициент вариации общей пористости выше, чем в среднем у серой почвы, и находится в

диапазоне между средним значением и максимумом. *CV* количества пор практически равен серой почве. Для среднего размера пор *CV* существенно ниже, по сравнению со средним значением для серой почвы. В нашей работе вариабельность параметров возрасла в ряду $Pt - NOP - LT$, в то время как у Zhao et al. (2020) в таком же ряду вариабельность снижалась (рис. 2А, 2В, 2С). Поскольку в работах рассматривались по умолчанию разные почвы, то, вероятно, различия обусловлены типом землепользования. Поэтому можно предположить, что для сельскохозяйственных объектов тенденции вариабельности свойств порового пространства могут в противоположную сторону отличаться от почв под естественными экосистемами.

Гумусовый горизонт почв Mollic Fluvisols под пашней, лугом и лесом при 7–8-кратной повторности показал более низкие значения варьирования общей пористости, чем для серой почвы (Menon et al., 2020). Все *CV* общей пористости всех исследуемых в работе объектов находятся в диапазоне между средним значением и минимумом *CV* серых почв. Данный факт может быть обусловлен тем, что Fluvisols являются молодыми почвами на аллювиальных отложениях с коротким профилем. Вероятно, слабая зрелость аллювиальных почв и близость их состояния к материнской породе обуславливает их однородность и низкую пространственную вариабельность.

В работе Guo et al. (2022) изучались почвы Typic Hapludoll Китая при традиционной вспашке и при использовании технологии no-till в 3-кратной повторности. Общая пористость пахотных объектов крайне однородна, в то время как *CV* при no-till больше в 28 раз, что существенно превышает средние значения *CV* серых почв (рис. 1А). Вариабельность общей пористости и количества пор пахотных почв Calcaric Cambisol Китая при выборке 5 повторностей (Zhao et al., 2017) показали существенно более низкие значения *CV*, чем для серой почвы (рис. 1А, 1В). В обеих работах были исследованы пахотные почвы, в которых естественная вариабельность порового пространства нарушена и обуславливается только воздействием сельскохозяйственной техники. Регулярная вспашка приводит к гомогенизации гумусового горизонта (Bronick, Lal, 2005). При технологии no-till вспашка почвы не про-

изводится, и корневая система сельскохозяйственных растений за несколько лет может сформировать поровое пространство с высокой пространственной неоднородностью.

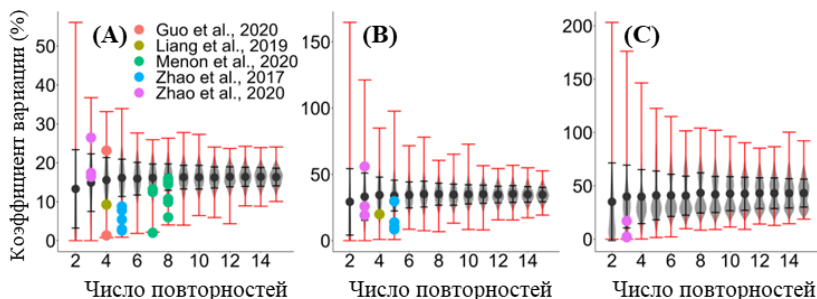


Рис. 2. Зависимость коэффициента вариации (CV) свойств порового пространства для выборок разного размера. (A) – общая пористость (%), (B) – количество пор (мм^{-3}), (C) – средний размер пор (мм). Ось X – число повторностей (шт.). Ось Y – коэффициент вариации (%). Черные точки – среднее значение коэффициента вариации. Черные усы – стандартное отклонение коэффициента вариации. Красные усы – минимум и максимум коэффициента вариации. Цветные точки – данные метаанализа.

Fig. 2. Relationship between the coefficient of variation (CV) of pore space properties for different number of replicates of the sample. (A) – total porosity, (B) – number of pores, (C) – average pore size. X-axis – number of replicates (pcs). Y-axis – coefficient of variation (%). Black points – mean value of the CV. Black whiskers – standard deviation of the CV. Red whiskers – minimum and maximum of the CV. Colored dots – meta-analysis data.

Понимание функционирования почвенного покрова большой территории и на уровне педона основано на предположении о стационарности (однородности) свойств внутри выбранной единицы масштаба ([Козловский, 2003](#); [Gerke, Karsanina, 2020](#)). Описание неоднородности почвы в целом в определенном масштабе является крайне сложной задачей, и для этого используют наборы интегральных свойств или индикаторов ([Козловский, 2003](#); [Pachepsky, Hill, 2017](#)). Индикаторы должны обладать важным свойством – чувствительностью к разнообразию условий в рамках заданного масштаба ([Priorr, 2003](#)). Общая пористость, количество

пор и средний размер пор являются интегральными параметрами порового пространства и почвенной структуры в целом ([Reynolds et al., 2009](#); [Rabot et al., 2018](#)).

Чувствительность индикаторов порового пространства к пространственной неоднородности не означает чувствительность к динамике почвенной структуры во времени и к воздействию внешних факторов на нее ([Vogel et al., 2019](#)). Ранее нами было показано для 3 генетических горизонтов дерново-подзолистой почвы, что общая пористость является плохим индикатором динамики порового пространства при изменении влажности почвы ([Fomin et al., 2023](#)). Как раз одной из причин слабой пригодности общей пористости к оценке динамики структуры является ее высокая пространственная неоднородность.

Важной частью оценки пространственной неоднородности горизонта на уровне педона является отбор достаточного количества образцов для анализа ([Pennock et al., 2008](#)). По результатам проделанной работы на примере гумусового горизонта серой лесной почвы мы можем дать рекомендации по количеству образцов для анализа порового пространства. Минимальный размер выборки определялся как максимальное округленное до целого значение нижнего доверительного интервала порога, т. е. коэффициента a . Для общей пористости минимальное число повторностей равняется 6, для количества пор – 5, для среднего размера пор – 7. Итого, минимальное количество образцов, которое стоит отбирать из профиля почвы для оценки порового пространства, составляет 7 шт. Более того, классический отбор проб для анализа порового пространства почвы (и других свойств в том числе) в 3-кратной повторности даст возможность описать пространственную неоднородность только на 25–30% (для P_t – 29%, для NOP – 25%, для LT – 30%).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В данной работе мы изучили неоднородность распределения на уровне педона общей пористости, количества и среднего размера пор гумусового горизонта серой почвы под лесом. Сравнение результатов при разном размере выборки показало снижение дисперсии при увеличении размера выборки. Анализ вариограмм поз-

волил оценить различия вариабельности свойств для уровня педона и репрезентативного элементарного объема. Наименьшая разница неоднородности между педоном и репрезентативным элементарным объемом REV наблюдается для общей пористости (~ 12 раз), в то время как для количества и среднего размера пор это соотношение больше (~ 14 раз). Анализ порога позволил выявить различия в количестве повторностей, необходимых для полного описания неоднородности на уровне педона для каждого свойства. В среднем уровень порога, при котором дисперсия свойств прекращала снижаться, для P_t равняется 7.31 ± 0.56 шт., для NOP – 6.54 ± 0.61 шт., для LT – 7.54 ± 0.41 шт.

Сравнение результатов работы с данными метаанализа показали, что в среднем поровое пространство гумусового горизонта серой почвы имеет высокую пространственную неоднородность на уровне педона. В пахотных объектах метаанализа неоднородность порового пространства ниже, чем для объектов под лесом или почвосберегающими практиками землепользования.

Результаты работы показали, что общая пористость, количество пор и средний размер пор являются подходящими индикаторами порового пространства и почвенной структуры, которые имеют высокую чувствительность к пространственной неоднородности. По итогам данной работы мы можем дать рекомендации по количеству повторностей микромонолитов для анализа порового пространства на уровне педона, на примере гумусового горизонта серой почвы. Минимальное количество повторностей составляет 7 шт. Отбор и анализ микромонолитов в 3-кратной повторности позволяет описать неоднородность педона только на 25–30%.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абросимов К.Н., Герке К.М., Фомин Д.С., Романенко К.А., Корост Д.В. Томография в почвоведении: от первых опытов к современным методам (обзор) // Почвоведение. 2021. № 9. С. 1097–1112.
2. Демьянов В.В., Савельева Е.А. Геостатистика: теория и практика. М.: Наука, 2010. 327 с.
3. Дмитриев Е.А. Представление о почвах как функция методов их изучения // Почвоведение. 1999. №. 1. С. 145.

4. Жарова Е.В., Железова С.В., Самсонова В.П. Пространственное варьирование свойств агросерой почвы в пределах сельскохозяйственного угодья Владимирского ополья // Почвоведение. 2002. №. 8. С. 936–944.
5. Козловский Ф.И. Теория и методы изучения почвенного покрова. М.: ГЕОС. 2003. 536 с.
6. Самсонова В.П. Пространственная изменчивость почвенных свойств. 2008. 160 с.
7. Скворцова Е.Б. и др. Влияние многократного замораживания-оттаивания на микроструктуру агрегатов дерново-подзолистой почвы (микротомографический анализ) // Почвоведение. 2018. №. 2. С. 187–196.
8. Урусевская И.С., Мешалкина Ю.Л., Хохлова О.С. Географо-генетические особенности гумусного состояния серых лесных почв // Почвоведение. 2000. №. 11. С. 1377–1390.
9. Bronick C.J., Lal R. Soil structure and management: a review // Geoderma. 2005. Vol. 124. No. 1–2. P. 3–22.
10. Chiles J.P., Delfiner P. Geostatistics: modeling spatial uncertainty. John Wiley, 1999. 695 p. DOI: [10.1002/9780470316993](https://doi.org/10.1002/9780470316993).
11. Fomin D. et al. Energy-based indicators of soil structure by automatic dry sieving // Soil and Tillage Research. 2021. Vol. 214. P. 105183.
12. Fomin D.S. et al. Soil pore structure dynamics under steady-state wetting-drying cycle // Geoderma. 2023. Vol. 432. P. 116401.
13. Gerke K.M., Karsanina M.V. How pore structure non-stationarity compromises flow properties representativity (REV) for soil samples: Pore-scale modelling and stationarity analysis // European Journal of Soil Science. 2021. Vol. 72. No. 2. P. 527–545.
14. Guo Y. et al. Tillage-induced effects on SOC through changes in aggregate stability and soil pore structure // Science of the Total Environment. 2020. Vol. 703. P. 134617.
15. Liang A. et al. Investigations of relationships among aggregate pore structure, microbial biomass, and soil organic carbon in a Mollisol using combined non-destructive measurements and phospholipid fatty acid analysis // Soil and Tillage Research. 2019. Vol. 185. P. 94–101.
16. Lucas M. et al., Soil structure formation along an agricultural chronosequence // Geoderma. 2019. Vol. 350. P. 61–72.
17. Luo L., Lin H., Li S. Quantification of 3-D soil macropore networks in different soil types and land uses using computed tomography // Journal of Hydrology. Vol. 393. Iss. 1–2. P. 53–64.
18. Menon M. et al. Pore system characteristics of soil aggregates and their relevance to aggregate stability // Geoderma. 2020. Vol. 366. P. 114259.

19. *Mooney S.J., Young I.M., Heck R.J., Peth S. (Eds.). X-ray Imaging of the Soil Porous Architecture. Springer Nature, 2022. 229 p.*
20. *Mulla D.J., McBratney A.B. Soil spatial variability // Soil physics companion. Boca Raton: CRC Press, 2001. P. 343–77.*
21. *Pachepsky Y., Hill R.L. Scale and scaling in soils // Geoderma. 2017. Vol. 287. P. 4–30.*
22. *Papadopoulos A. et al. Investigating the effects of organic and conventional management on soil aggregate stability using X- ray computed tomography // European Journal of Soil Science. 2009. Vol. 60. No. 3. P. 360–368.*
23. *Pennock D., Yates T., Braidek J. Soil sampling designs // Soil sampling and methods of analysis. 2008. Vol. 2. P. 25–37.*
24. *Piott H.P. Environmental policy, agri-environmental indicators and landscape indicators // Agriculture, Ecosystems & Environment. 2003. Vol. 98. No. 1–3. P. 17–33.*
25. *Prim R.J., Kaplan D.T., Horton N.J. The mosaic package: helping students to “think with data” using R // R Journal. 2017. Vol. 9. No. 1. P. 77.*
26. *Rab M.A., Haling R.E., Aarons S.R., Hannah M., Young I.M., Gibson D. Evaluation of X-ray computed tomography for quantifying macroporosity of loamy pasture soils // Geoderma. 2014. Vol. 213. P. 460–470.*
27. *Rabot E. et al. Soil structure as an indicator of soil functions: A review // Geoderma. 2018. Vol. 314. P. 122–137.*
28. *Reynolds W.D. et al. Use of indicators and pore volume-function characteristics to quantify soil physical quality // Geoderma. 2009. Vol. 152. No. 3–4. P. 252–263.*
29. *Robinson D. broom: And package for converting statistical analysis objects into tidy data frames //arXiv preprint arXiv:1412.3565. 2014.*
30. *Royston J., A remark on algorithm AS-181-The W test for normality (Algorithm R94) // J Appl Stat. 1995. Vol. 44. No. 4. P. 547–551.*
31. *Vogel H.J. et al. Quantitative evaluation of soil functions: Potential and state // Frontiers in Environmental Science. 2019. P. 164.*
32. *Wickham H., Chang W., Wickham M.H. Package ‘ggplot2’ // Create elegant data visualisations using the grammar of graphics. Version. 2016. Vol. 2. No. 1. P. 1–189.*
33. *Wilding L.P. Spatial variability: its documentation, accommodation and implication to soil surveys // Soil Spatial Variability D.R. Nielsen, J. Bouma (Eds.). Pudoc, Wageningen, 1985. P. 166–194.*
34. *Yudina A.V. et al. Micro-within macro: How micro-aggregation shapes the soil pore space and water-stability // Geoderma. 2022. Vol. 415. P. 115771.*
35. *Yudina A., Kuzyakov Y. Saving the face of soil aggregates // Global change biology. 2019. Vol. 25. No. 11. pp. 3574–3577.*

36. Yudina A.V. et al. From the notion of elementary soil particle to the particle-size and microaggregate-size distribution analyses: A review // Eurasian soil science. 2018. Vol. 51. P. 1326–1347.
37. Zhao Y., Hu X., Li X. Analysis of the intra-aggregate pore structures in three soil types using X-ray computed tomography // Catena. 2020. Vol. 193. P. 104622.
38. Zhao D. et al. Quantification of soil aggregate microstructure on abandoned cropland during vegetative succession using synchrotron radiation-based micro-computed tomography // Soil and Tillage Research. 2017. Vol. 165. P. 239–246.

REFERENCES

1. Abrosimov K.N. et al., Tomography in Soil Science: From the First Experiments to Modern Methods (A Review), *Eurasian Soil Science*, 2021, Vol. 54, pp. 1385–1399.
2. Demyanov V.V., Savelyeva E.A., *Geostatistika: teorija i praktika* (Geostatistics. Theory and Practice), Moscow: Nauka, 2010. 327p.
3. Dmitriev E.A., Predstavlenie o pochvah kak funkciya metodov ih izuchenija (The concept of soils as a function of methods of their study), *Pochvovedenie*, 1999, No. 1, pp. 145.
4. Zharova E.V., Zhelezova S.V., Samsonova V.P., Spatial variation of the properties of agrosera soil within the agricultural land of the Vladimir polony (Prostranstvennoe var'irovanie svojstv agrosoroj pochvy v predelakh sel'skohochozajstvennogo ugod'ja Vladimirskogo opol'ja), *Pochvovedenie*, 2002, No. 8, pp. 936–944.
5. Kozlovskii F.I., *Teorija i metody izuchenija pochvennogo pokrova* (Theory and Methods of Studying the Soil Cover), Moscow: GEOS, 2003, 536 p.
6. Samsonova V.P., *Prostranstvennaja izmenchivost' pochvennyh svojstv* (Spatial variability of soil properties), 2008, 160 p.
7. Skvortsova E.B. et al., Vlijanie mnogokratnogo zamorazhivaniya-ottaivaniya na mikrostrukturu agregatov dernovo-podzolistoj pochvy (mikrotomograficheskij analiz) (Influence of repeated freezing-thawing on the microstructure of sod-podzolic soil aggregates (microtomographic analysis)), *Pochvovedenie*, 2018, No. 2, pp. 187–196.
8. Urusevskaya I.S., Meshalkina Y.L., Khokhlova O.C., Geografo-geneticheskie osobennosti gumusnogo sostojaniya seryh lesnyh pochv (Geographic and genetic features of the humus state of gray forest soils), *Pochvovedenie*, 2000, No. 11, pp. 1377–1390.
9. Bronick C.J., Lal R., Soil structure and management: a review, *Geoderma*, 2005, Vol. 124, No. 1–2, pp. 3–22.

10. Chiles J.P., Delfiner P., *Geostatistics: modeling spatial uncertainty*, John Wiley, 1999, 695 p., DOI: [10.1002/9780470316993](https://doi.org/10.1002/9780470316993).
11. Fomin D. et al., Energy-based indicators of soil structure by automatic dry sieving, *Soil and Tillage Research*, 2021, Vol. 214, pp. 105183.
12. Fomin D.S. et al., Soil pore structure dynamics under steady-state wetting-drying cycle, *Geoderma*, 2023, Vol. 432, pp. 116401.
13. Gerke K.M., Karsanina M.V., How pore structure non-stationarity compromises flow properties representativity (REV) for soil samples: Pore-scale modelling and stationarity analysis, *European Journal of Soil Science*, 2021, Vol. 72, No. 2, pp. 527–545.
14. Guo Y. et al., Tillage-induced effects on SOC through changes in aggregate stability and soil pore structure, *Science of the Total Environment*, 2020, Vol. 703, pp. 134617.
15. Liang A. et al., Investigations of relationships among aggregate pore structure, microbial biomass, and soil organic carbon in a Mollisol using combined non-destructive measurements and phospholipid fatty acid analysis, *Soil and Tillage Research*, 2019, Vol. 185, pp. 94–101.
16. Lucas M. et al., Soil structure formation along an agricultural chronosequence, *Geoderma*, 2019, Vol. 350, pp. 61–72.
17. Luo L., Lin H., Li S., Quantification of 3-D soil macropore networks in different soil types and land uses using computed tomography, *Journal of Hydrology*, Vol. 393, Iss. 1–2, pp. 53–64.
18. Menon M. et al., Pore system characteristics of soil aggregates and their relevance to aggregate stability, *Geoderma*, 2020, Vol. 366, pp. 114259.
19. Mooney S.J., Young I.M., Heck R.J., Peth S. (Eds.), *X-ray Imaging of the Soil Porous Architecture*, Springer Nature, 2022, 229 p.
20. Mulla D.J., McBratney A.B., Soil spatial variability, In: *Soil physics companion*, Boca Raton: CRC Press, 2001, pp. 343–77.
21. Pachepsky Y., Hill R.L., Scale and scaling in soils, *Geoderma*, 2017, Vol. 287, pp. 4–30.
22. Papadopoulos A. et al., Investigating the effects of organic and conventional management on soil aggregate stability using X-ray computed tomography, *European Journal of Soil Science*, 2009, Vol. 60, No. 3, pp. 360–368.
23. Pennock D., Yates T., Braidek J., Soil sampling designs, *Soil sampling and methods of analysis*, 2008, Vol. 2, pp. 25–37.
24. Piore H.P., Environmental policy, agri-environmental indicators and landscape indicators, *Agriculture, Ecosystems & Environment*, 2003, Vol. 98, No. 1–3, pp. 17–33.
25. Prim R.J., Kaplan D.T., Horton N.J., The mosaic package: helping students to “think with data” using R, *R Journal*, 2017, Vol. 9, No. 1, pp. 77.

26. Rab M.A., Haling R.E., Aarons S.R., Hannah M., Young I.M., Gibson D., Evaluation of X-ray computed tomography for quantifying macroporosity of loamy pasture soils, *Geoderma*, 2014, Vol. 213, pp. 460–470.
27. Rabot E. et al., Soil structure as an indicator of soil functions: A review, *Geoderma*, 2018, Vol. 314, pp. 122–137.
28. Reynolds W.D. et al., Use of indicators and pore volume-function characteristics to quantify soil physical quality, *Geoderma*, 2009, Vol. 152, No. 3–4, pp. 252–263.
29. Robinson D., broom: *And package for converting statistical analysis objects into tidy data frames* //arXiv preprint arXiv:1412.3565, 2014.
30. Royston J., A remark on algorithm AS-181-The W test for normality (Algorithm R94), *J Appl Stat.*, 1995, Vol. 44, No. 4, pp. 547–551.
31. Vogel H.J. et al., Quantitative evaluation of soil functions: Potential and state, *Frontiers in Environmental Science*, 2019, pp. 164.
32. Wickham H., Chang W., Wickham M.H., Package ‘ggplot2’, Create elegant data visualisations using the grammar of graphics, *Version*, 2016, Vol. 2, No. 1, pp. 1–189.
33. Wilding L.P., Spatial variability: its documentation, accommodation and implication to soil surveys, In: *Soil Spatial Variability* D.R. Nielsen, J. Bouma (Eds.), Pudoc, Wageningen, 1985, pp. 166–194.
34. Yudina A.V. et al., Micro-within macro: How micro-aggregation shapes the soil pore space and water-stability, *Geoderma*, 2022, Vol. 415, pp. 115771.
35. Yudina A., Kuzyakov Y., Saving the face of soil aggregates, *Global change biology*, 2019, Vol. 25, No. 11, pp. 3574–3577.
36. Yudina A.V. et al., From the notion of elementary soil particle to the particle-size and microaggregate-size distribution analyses: A review, *Eurasian soil science*, 2018, Vol. 51, pp. 1326–1347.
37. Zhao Y., Hu X., Li X., Analysis of the intra-aggregate pore structures in three soil types using X-ray computed tomography, *Catena*, 2020, Vol. 193, pp. 104622.
38. Zhao D. et al., Quantification of soil aggregate microstructure on abandoned cropland during vegetative succession using synchrotron radiation-based micro-computed tomography, *Soil and Tillage Research*, 2017, Vol. 165, pp. 239–246.

ПРИЛОЖЕНИЕ

Приложение 1. Исходные данные

Повторность	NOP	LT	Pt
1	35.34732	0.461487	31.83155
2	16.49299	0.18891	32.1104
3	70.23075	0.311226	28.96115
4	48.0025	0.888957	36.19992
5	62.38746	0.515515	31.97288
6	73.49665	0.224321	26.60423
7	37.39783	0.298239	22.01071
8	42.79712	0.214597	25.39324
9	72.67089	0.29925	23.46264
10	30.69543	0.399024	30.84838
11	71.79816	0.280292	20.1869
12	58.00355	0.460414	24.69886
13	31.7377	0.273979	32.49419
14	51.6884	0.49043	24.57977
15	41.07253	0.506368	23.39107

Научное издание

Бюллетень Почвенного института
имени В.В. Докучаева

Выпуск 117

Главный редактор *А.Л. Иванов*

Заместитель главного редактора *И.Ю. Савин*

Редактор, компьютерная верстка *А.Ю. Романовская*

Федеральное государственное бюджетное научное учреждение
Почвенный институт имени В.В. Докучаева
119017, Москва, Пыжевский пер., 7, стр. 2
<https://bulletin.esoil.ru>
e-mail: bulletin@esoil.ru

Сдано в набор 15.12.20223 г.
Подписано в печать 15.12.2023 г.
Формат 60×84/16. Бумага офсетная.
Усл. печ. л. 13,6 Тираж 75 экз. Заказ №

Цена договорная.

Отпечатано с готового макета по заказу
Почвенного института имени В.В. Докучаева
ИП Ерховой И.М. (ОГРНИП 319774600080241)
Тел. (495) 799-48-85
e-mail: apr-rpa@list.ru