



УДК 551.8: 631.4

DOI 10.18413/2712-7443-2020-44-4-446-461

## **Физические свойства почв с признаками древнего педогенеза Барнаульского Приобья (Алтайский край, Россия)**

**Дергачева М.И.<sup>1,2</sup>, Кулижский С.П.<sup>2</sup>, Никифоров А.Н.<sup>2,3</sup>, Захарова Е.Г.<sup>1</sup>**

<sup>1</sup>Институт почвоведения и агрохимии СО РАН,

Россия, 630090, г. Новосибирск, проспект академика Лаврентьева, 8/2;

<sup>2</sup>Национальный Исследовательский Томский государственный университет,  
Россия, 630036, г. Томск, Ленина, 36

<sup>3</sup>Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН,  
Россия, 634055, г. Томск, Академический проспект, 10

E-mail: mid555@yandex.com

**Аннотация.** Материалы статьи посвящены малоизученному вопросу: оценке сохранности-изменчивости во времени физических свойств почв левобережной части Приобья южнее устья р. Алей, имеющих в 1,5–2,0-метровой толще профиля признаки древнего почвообразования. Рассматривается специфика физических свойств почв, содержащих совокупность современных и плейстоценовых горизонтов в едином профильном пространстве. После резкспонирования в прошлом лёссово-почвенный комплекс, относящийся к Беловскому педокомплексу, был перекрыт современным черноземом южным. Педокомплекс представлен тремя палеопочвами, гумусовые горизонты которых вскрываются на разной глубине от поверхности. Аналогичный комплекс физических свойств рассматривается для черноземов южных, сформированных на мощных лёссовых отложениях и не имеющих в профилях признаков древнего почвообразования. Сравнение современных и палеогоризонтов показало, что первые представляют собой легкие (реже средние) суглинки с содержанием илистых частиц не более 20–30 %, с преобладанием в микроагрегатном составе фракций 0,25–0,05 мм и 0,05–0,01 мм с минимальными величинами плотности твердой фазы, как и плотности сложения в верхних гумусо-аккумулятивных горизонтах (что типично для современного почвообразования), а также с высокой микрооструктурностью и очень высокой микроагрегированностью. Палеогоризонты, в отличие от современных, в абсолютном большинстве случаев являются легкими глинами с более низким содержанием в микроагрегатном составе илистых частиц (не более 10–12 %), и, как следствие, низким потенциалом к оструктуриванию. Они отличаются повышенной плотностью, неудовлетворительной микрооструктурностью и весьма слабой микроагрегированностью. Получение и анализ физических свойств палеопочв позволили выявить дополнительные свидетельства специфичности почвообразования на данной территории, где горизонты современных почв и палеопочв находятся в едином профильном пространстве.

**Ключевые слова:** почвы, палеопочвы, средний плейстоцен, физические свойства, Приобское плато, Алтайский край

**Для цитирования:** Дергачева М.И., Кулижский С.П., Никифоров А.Н., Захарова Е.Г. 2020. Физические свойства почв с признаками древнего педогенеза Барнаульского Приобья (Алтайский край, Россия). Региональные геосистемы, 44(4): 446–461. DOI: 10.18413/2712-7443-2020-44-4-446-461

## **Physical properties of soils with features of ancient pedogenesis in Barnaul Ob region (Altai territory, Russia)**

**Maria I. Dergacheva<sup>1,2</sup>, Sergey P. Kulizhsky<sup>2</sup>, Artem N. Nikiforov<sup>2,3</sup>, Elena G. Zakharova<sup>1</sup>**

<sup>1</sup>Institute of Soil Science and Agrochemistry SB RAS,  
8/2 Lavrent'ev Av., Novosibirsk, 630090, Russia



<sup>2</sup>National Research Tomsk State University,  
36 Lenina st., Tomsk, 630036, Russia

<sup>3</sup>Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems SB RAS,  
10 Akademicheskii Pr., Tomsk, 634055, Russia  
E-mail: mid555@yandex.com

**Abstract.** The study is devoted to identifying the specificity of the physical properties of soils containing a set of modern and Pleistocene horizons in a single profile. Soils located on the key area Volodarka in the left-bank part of the Ob region south of the Alei river mouth, on the territory referred in the literature as Barnaul Ob region are considered as the objects. The soils have features of ancient pedogenesis within the 1.5–2.0 m thickness of the profiles in the form of Pleistocene paleosol horizons located at different depths from the lower border of the modern chernozem. According to the literature, they belong to the Belovsky pedocomplex (corresponding to the stage MIS 17). It consists of three paleosols, which position is clearly traced in the outcropping of deposits of the Ob River. The physical properties of chernozem, formed on thick loess deposits, are considered for comparison. A factual analysis of the obtained data characterizing the particle size distribution, microaggregate composition, bulk density and solid phase density, as well as the parameters of porosity, structure, fineness and aggregation calculated on their basis is given. Comparison of soils with features of ancient pedogenesis and without them showed that the latter have very similar physical parameters to modern horizons formed in the upper part of all studied complex soil profiles: according to their particle size distribution, they can be classified as clay-coarse-silty with the content of clay particles in the absolute majority cases no more than 20–30 %; with a predominance in the micro-aggregate composition of fractions 0.25–0.05 mm and 0.05–0.01 mm, having a high microstructure and very high microaggregation. Paleohorizons differ from modern ones in a heavier particle size distribution, representing a coarse silty-clay light clay, with a lower (not exceeding 10–12 %) content of clay particles in the microaggregate composition, which indicates a low potential of paleosols for structuring. In general, paleosol horizons differ from modern ones in higher density, lower porosity, unsatisfactory microstructure, and very weak microaggregation. Receipt and analysis of the physical properties of paleosols revealed further evidence of the specificity of soil formation in the territory, where the horizons of modern soils and paleosols are in a single space of the profile.

**Keywords:** soils, paleosols, Middle Pleistocene, physical properties, Priobskoe Plateau, Altai territory

**For citation:** Dergacheva M.I., Kulizhsky S.P., Nikiforov A.N., Zakharova E.G. 2020. Physical properties of soils with features of ancient pedogenesis in Barnaul Ob region (Altai territory, Russia). *Regional Geosystems*, 44(4): 446–461. (in Russian). DOI: 10.18413/2712-7443-2020-44-4-446-461

---

## Введение

Настоящее исследование лежит в области одной из актуальных проблем современности – выявления направленности эволюции почв и природной среды конкретных (локальных) территорий и прогнозов их поведения в перспективе. Эту проблему невозможно решать без применения информации, заключенной в признаках педогенеза палеопочв, которые позволяют выявлять ретроспективный тренд изменения природной среды, необходимый для построения прогнозов. Представленные в статье материалы и их обсуждение посвящены малоизученному вопросу: оценке сохранности-изменчивости во времени физических свойств почв левобережной части Приобья южнее устья р. Алей (в дальнейшем по тексту Барнаульское Приобье), имеющих в 1,5–2,0-х метровой толще профиля признаки древнего почвообразования. В преобладающих случаях отложения этой территории представляют собой сочетание современных почвенных горизонтов и расположенных под ними на разной глубине горизонтов плейстоценовых палеопочв, что очень хорошо прослеживается в береговых обнажениях р. Обь [Дергачева, Пономарев, 2014].



Физические свойства обсуждаются в палеопочвенных исследованиях редко и применяются, в основном, в качестве вспомогательных признаков для комплексной оценки почвообразования прошлых эпох.

Результаты определения гранулометрического состава используются в большинстве посвященных палеопочвам работ последней четверти XX в. и двух десятилетий XXI в. как отечественных авторов [Евсеев, Хорев, 1972; Морозова, 1981; Yakimenko, 1995; Дергачева и др., 2006; Velichko et al., 2006; Чижикова, Панин, 2007; Фоминых и др., 2010; Макеев, 2012; Хохлова и др., 2014; Дергачева, 2018; Учаев и др., 2018; и др.], так и зарубежных [Vandenberghe et al., 1997; Markovic et al., 2004; Nugteren et al., 2004; Kaiser et al., 2007; Nunez, Recio, 2007; Novothny et al., 2011; Bockheim, 2013; Ottner et al., 2013; at others]. В этих и других работах гранулометрическому составу (текстуре) придается большое значение при реконструкции палеоприродной среды и именно по этому признаку почвенной массы в сочетании с магнитной восприимчивостью и физико-химическими свойствами палеопочв чаще всего проводятся палеоре-конструкции природных обстановок.

Обсуждение других (кроме гранулометрического состава) физических свойств палеопочв встречается в литературе значительно реже. Так, в некоторых работах о палеопочвах рассматривается влияние их погребения наносными породами на степень уплотнения и отдельные свойства палеопочвенной массы [Wright, 1992; Caudill et al., 1997; Retallack, 2001; Sheldon, Retallack, 2001; Хохлова и др., 2014], в ряде случаев при решении разных задач приводятся характеристики, сравнение и оценка изменения плотности и порозности палеопочв [Horton et al., 1988; Sheldon, Retallack, 2001; Архангельская и др., 2008; Tieniu et al., 2011; Хохлова и др., 2014; Shao et al., 2020]. Среди работ, имеющих и обсуждающих сведения о плотности палеопочв, постоянно фиксируется большое уплотнение их горизонтов по сравнению с горизонтами современных почв, что, как правило, связывается с компрессионным воздействием переотложенного на них материала и нисходящими токами почвенной влаги. Отмечается, что в погребяемой толще с течением времени происходит перераспределение частиц и переупаковка агрегатов, а, следовательно, увеличение плотности и ухудшение порозности. Сведения о ней, по мнению ряда авторов [Yakimenko, 1995; Wang et al., 2005; Zhou Yu et al., 2014], могут использоваться в качестве дополнительных представлений об эволюционных изменениях палеопочв. Исследования почвенно-лессовых серий Лёссового Плато Китая [Tieniu et al., 2011] показали, что горизонты педореликтов характеризуются большей плотностью сложения, а, следовательно, меньшей порозностью, обусловленной переуплотнением почвенной массы в диагенезе. О.С. Хохлова и др. [2014] считают, что плотность сложения почвы – это «перспективный показатель, легко измеряемый в поле, который можно использовать при палеопочвенных исследованиях курганов». В других работах [Yakimenko, 1995; Retallack, 2001; и др.] подчеркивается, что использование данных о плотности сложения палеопочв применимо лишь при совокупном анализе с другими показателями и помогает более точно диагностировать палеопочвенные свойства.

Таким образом, изучение физических свойств палеопочв разного возраста и разной географической локализации представляется важным, поскольку использование их при интерпретации материалов о специфике палеопочв и условий их формирования способствуют более точной их диагностике.

В настоящей работе оцениваются физические свойства почвенных толщ, представляющих собой сочетание современных и древних горизонтов в едином профильном пространстве.

### Объекты и методы исследования

В качестве объектов исследования использовались почвы, распространенные на ключевом участке Володарка – стационарной площадке Института почвоведения и агрохимии Сибирского отделения РАН, предназначенной для изучения присутствующих здесь разных видов палеопочв (погребенных, поверхностных и реэкспонированных или эксгумированных, как их называют в зарубежных работах). Территориально ключевой участок расположен в пределах Приобского плато на восточном краю Порозихинско-Алейского увала в 70 км южнее г. Барнаул (Алтайский край, Россия) в 1–3 км южнее села Володарка (рис. 1). Географические координаты района исследований: N 52°41–42' с. ш. и E 83°38' в. д. Высота над уровнем моря составляет около 200 м.

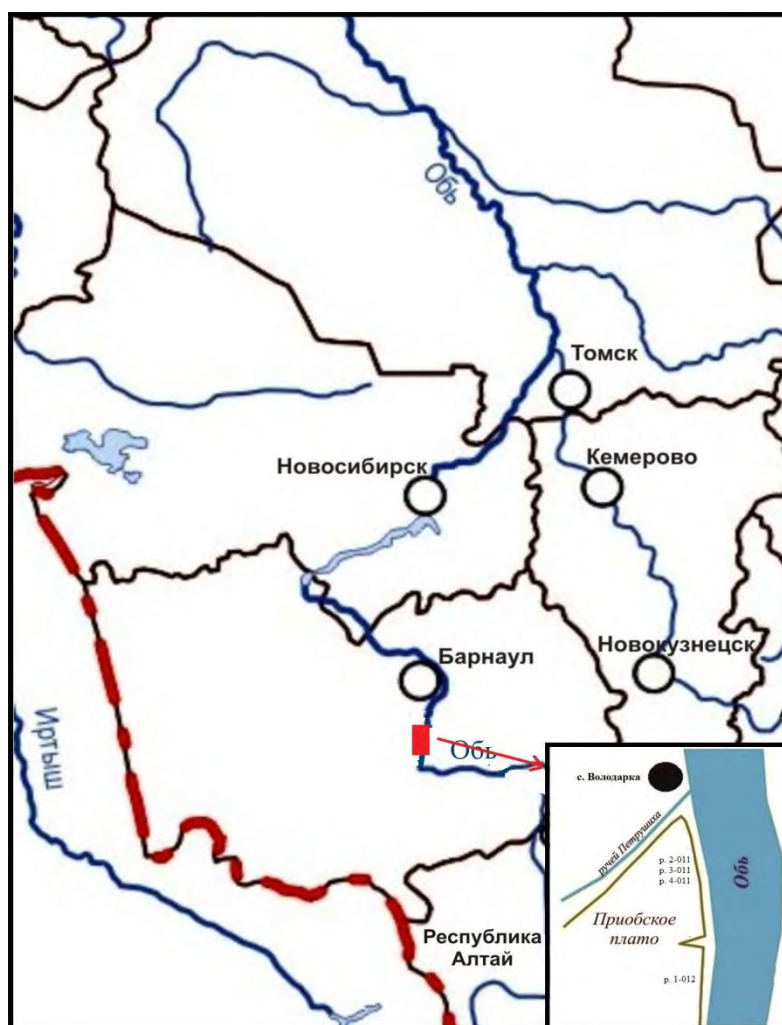


Рис. 1. Карта-схема местоположения ключевого участка Володарка и расположения на нем изученных разрезов

Fig. 1. Schematic map of the Volodarka key area and the location of the studied sections on it

Климат территории умеренно-континентальный, засушливый, растительность представлена типчаково-ковыльной или разнотравно-типчаково-ковыльной степью. В соответствии с классификацией и диагностикой почв СССР [1977], современные почвы этого участка диагностируются как черноземы обыкновенные и южные и отличаются существенным варьированием основных морфологических и аналитических характеристик [Захарова, 2011]. По классификации и диагностике почв России [2004] эти почвы входят в

отдел Акумулятивно-гумусовые, тип Черноземы, подтипы Миграционно-мицелярные и Текстурно-карбонатные. Согласно Мировой реферативной базе почвенных ресурсов эти почвы относятся к реферативной почвенной группе Chernozems с квалификаторами calcic и siltic.

Часть современных почв в этом районе формируется на мощных лёссовидных породах и не имеет признаков древнего почвообразования в пределах вскрытых разрезами 1,5–2,0-х метровых толщ, другие сформированы на ранее реэкспонированных горизонтах плейстоценовых палеопочв и представляют собой почвы со сложным сочетанием горизонтов современного и древнего почвообразования.

Для изучения физических свойств почв с признаками древнего почвообразования и без них были использованы наиболее типичные для данной территории представители обеих групп почв, стратиграфическое положение и морфологические особенности которых хорошо прослеживаются в береговом обнажении реки Обь (рис. 2).

Исследования почв на ключевом участке Володарка ведутся ежегодно с 2004 г., и из всей массы изученных профилей для определения физических свойств были выбраны четыре, вскрытые полнопрофильными разрезами, существенно отличающиеся по формулам почвенных профилей, хотя все они венчаются горизонтами современных черноземов южных [Дергачева, Пономарев, 2014].

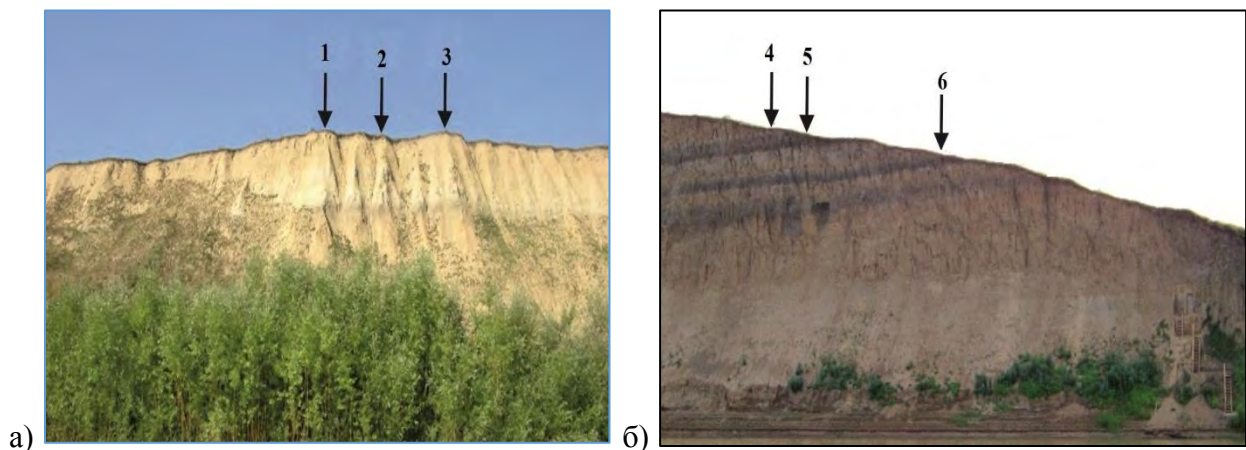


Рис. 2. Расположение почв: *a* – без признаков древнего педогенеза (разрезы: 1 – 1-06; 2 – 1-010Д; 3 – 1-012); *б* – с признаками древнего педогенеза (разрезы: 4 – 3-011; 5 – 32-011; 6 – 4-011)  
Fig. 2. Location of soils: *a* – without features of ancient pedogenesis (sections: 1 – 1-06; 2 – 1-010Д; 3 – 1-012); *б* – with features of ancient pedogenesis (sections: 4 – 3-011; 5 – 32-011; 6 – 4-011)

Черноземы южные без признаков древнего почвообразования, на примере которых рассматривается специфика физических свойств, представлены в настоящей работе разрезом 1-012 (см. рис. 1). Дополнительно в работе обсуждаются особенности гранулометрического состава черноземов южных (разрезы 1-06 и 1-010Д), сформированных на мощных лёссовых отложениях и расположенных на той же территории, что и разрез 1-012 (рис. 2,а).

Современные черноземы южные имеют типичную для этих почв формулу профиля и отличаются небольшой мощностью темно-серой окраски среднесуглинистым с зернистой структурой гумусово-аккумулятивным горизонтом, переходящим постепенно в породу. Для этих почв характерны аккумулятивный тип распределения гумуса.

Выходы горизонтов плейстоценовых палеопочв с наложенными на них горизонтами современных почв наблюдаются на отдельных участках территории. Физические свойства таких почв с сочетанием в едином профильном пространстве в верхней части продуктов современного почвообразования, а в средней и нижней – древнего педогенеза,

рассматриваются на примере разрезов 3-011, 32-011, 4-011 (рис. 2,б). Во всех профилях резкспонированные легкоглинистые палеопочвы перекрываются маломощным черноземом южным.

В целом, по сочетанию морфологических признаков и свойств вещественного состава, находящиеся внутри профильного пространства палеопочвы имеют соответствующий современным зональным почвам черноземный облик и особенности почвенных аналитических характеристик, что позволяет считать их аналогами современных черноземов, сформированных при разной степени увлажнения [Дергачева, Пономарев, 2014].

При проведении аналитических работ использовались общепринятые методики [Аринушкина, 1970; Вадюнина, Корчагина, 1973]. Определение гранулометрического и микроагрегатного состава проводилось пипеточным методом по Н.А. Качинскому [1958] как наиболее подходящим для данных исследований [Кулижский и др., 2010]. Определение плотности сложения почв проведено методом режущего кольца, плотности твердой фазы почвы – пикнометрическим методом, расчеты на основе измеренных физических свойств соответствующих показателей осуществлялись по [Теории..., 2007].

### Результаты и их обсуждение

Как известно, физические свойства почвы, к которым относятся гранулометрический и агрегатный составы, структурное состояние, плотность твердой фазы и сложения почвы,  $г/см^3$ , а также пористость определяют особенности функционирования их в биосфере, обуславливая воздушные, водные, тепловые режимы и другие их свойства, устойчивость в условиях меняющейся природной обстановки, а также одну из важнейших для существования живого характеристик почв – их плодородие.

В палеопочвенных исследованиях общие физические свойства используются пока относительно редко, но их знание может способствовать проведению более точных прогнозов поведения самих почв и природных факторов, их формирующих, выявлению более подробной летописи о стадиях и фазах образования палеопочвенного тела и вмещающих их отложений, уточнению ретроспективной их эволюции, без которой невозможно определить направленность изменений почв и палеопочв во времени и составлять обоснованные прогнозы их поведения. Исследование физических свойств палеопочв разных временных периодов позволяет определить степень сохранности-изменчивости структуры при смене функционирования их во времени, пределы устойчивости в связи с их погребением, а также расширить широко применяемый для реконструкции условий формирования палеопочв комплекс почвенных признаков.

Одной из наиболее часто используемых характеристик физических свойств как современных почв, так и палеопочв является гранулометрический состав. Он формируется на протяжении всего периода образования почвенного профиля и сохраняется во времени. Это один из наиболее консервативных признаков палеопочв.

Гранулометрический состав представленных тремя разрезами современных черноземов южных, сформированных на мощных лёссовых отложениях (рис. 3), отличается за редким исключением относительно равномерным профильным распределением основных фракций. Во всех обсуждаемых профилях наибольшая доля приходится на крупную пыль. Количество ее лежит в диапазоне 33–42 %, что свидетельствует об облессованности почвообразующей породы. Илистая фракция, содержание которой лежит в абсолютном большинстве случаев в диапазоне 20–30 %, имеет некоторую тенденцию к увеличению ее количества только в нижней части почвенного профиля 1-010Д, сформированного в некотором понижении по сравнению с другими разрезами.

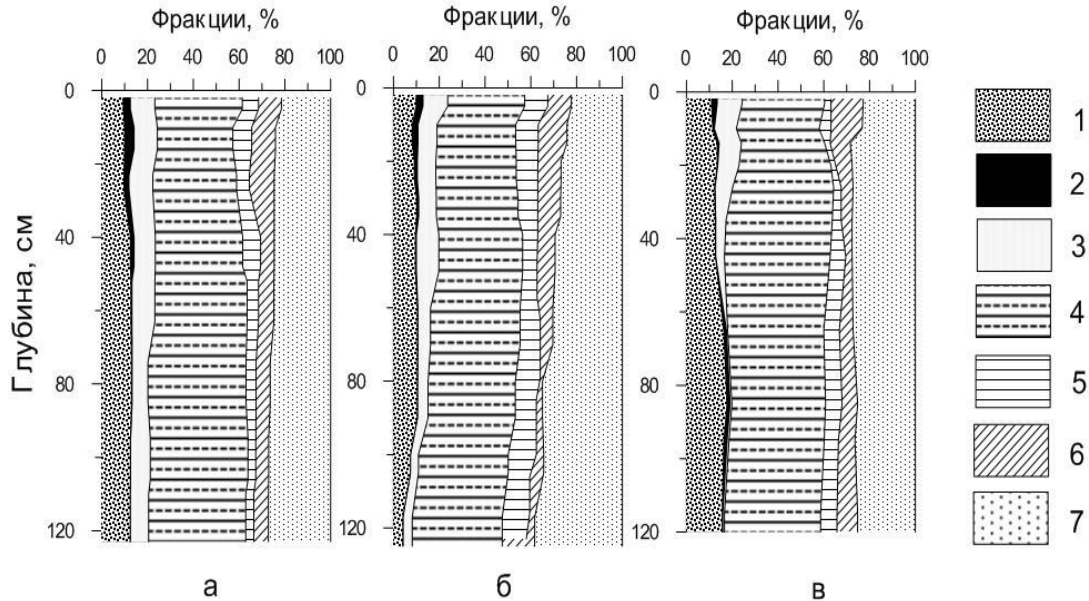


Рис. 3. Профильное распределение гранулометрических фракций в горизонтах современных черноземов южных, сформированных на мощных лёссовых отложениях, разрезы: *а* – 1-06; *б* – 1-010Д; *в* – 1-012Д. Обозначения фракций (мм): 1 – потеря от обработки 10 % HCl; 2 – 1–0,25; 3 – 0,25–0,05; 4 – 0,05–0,01; 5 – 0,01–0,005; 6 – 0,005–0,001; 7 – < 0,001

Fig. 3. Profile distribution of particle size fractions in the horizons of modern chernozem, formed on thick loess deposits, sections: *a* – 1-06; *б* – 1-010D; *в* – 1-012D. Fraction designations (mm): 1 – Loss from treatment with 10 % HCl; 2 – 1–0.25; 3 – 0.25–0.05; 4 – 0.05–0.01; 5 – 0.01–0.005; 6 – 0.005–0.001; 7 – < 0.001

Горизонты палеопочв (рис. 4) имеют преимущественно легкоглинистый состав: содержание фракций физической глины лежит в пределах 60–70 %.

Преобладают в мелкоземе палеопочв илстая и крупнопылеватая фракции, а фракции грубого и среднего песка практически отсутствуют (в редких случаях обнаруживаются в следовых количествах), что обусловлено эоловым характером формирования мощных лёссовых отложений, выступающих на территории в качестве литогенной основы почв разного возраста. Доля крупной пыли редко превышает 40 %, но в целом ее количество указывает на облессованность отложений, выступающих в качестве почвообразующей породы в обозначенный плейстоценовый отрезок времени.

Относительно равномерное внутрипрофильное распределение илстых частиц по профилю свидетельствует об отсутствии перераспределения продуктов выветривания минералов внутри почвенного профиля. Незначительное увеличение доли тонкодисперсных частиц в отдельных горизонтах обусловлено, вероятно, изначальными свойствами палеопочв, находящихся в пределах изученных сложногенетических профилей. Сравнение гранулометрического состава почв с признаками древнего почвообразования и без них (рис. 4) показало, что первые имеют более тяжелый гранулометрический состав, повышенную долю илстых частиц и пониженную долю крупнопылеватых частиц. Повышенное содержание ила в гумусированных горизонтах палеопочв по сравнению с современными может быть связано с особенностями природных условий формирования этих горизонтов.

Физическое состояние почв и палеопочв оценивается по параметрам, вычисляемым на основе гранулометрического и микроагрегатного состава. Последний является одним из важнейших показателей потенциальной оструктуренности почв. В условиях, когда на территории развиты эрозионные процессы, может произойти повторное реэспонирование горизонтов палеопочв, выход их к поверхности и вовлечение в хозяйственный оборот, оструктуренность палеопочв имеет особо важное значение.

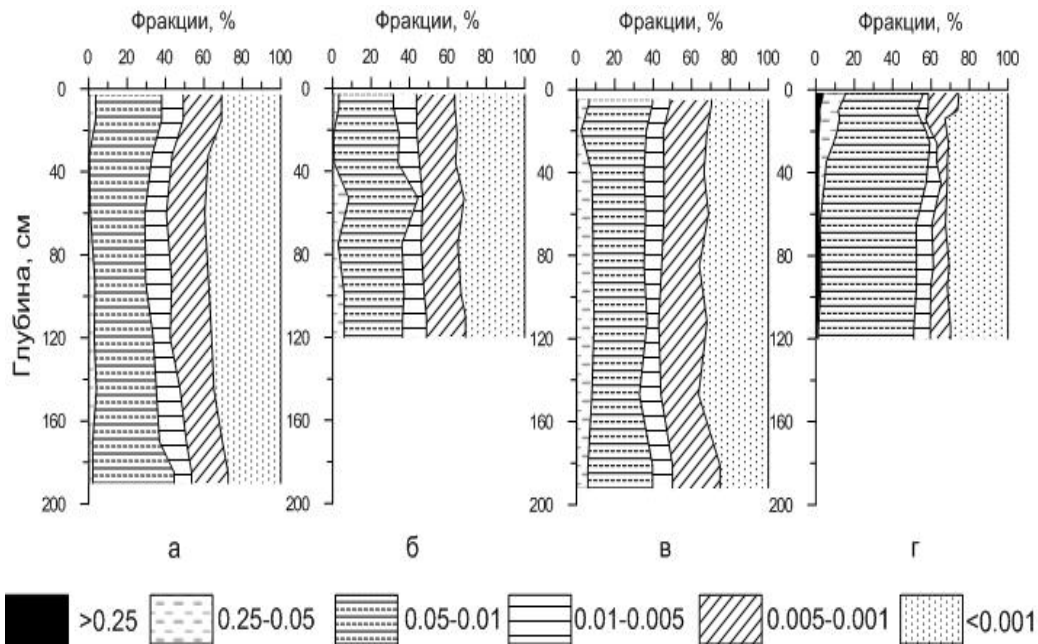


Рис. 4. Гранулометрический состав современной и древней частей почв, разрезы: *a* – 3-011; *б* – 32-011; *в* – 4-011; *г* – 1-012  
Fig. 4. Particle size distribution of modern and ancient paleosol horizons, sections: *a* – 3-011; *б* – 32-011; *в* – 4-011; *г* – 1-012

Анализ данных по микроагрегатному составу современных черноземов южных, сформированных как на лёссовых отложениях, так и на горизонтах палеопочв, показал, что в них преобладают фракции 0,25–0,05 и 0,05–0,01 мм (рис. 5).

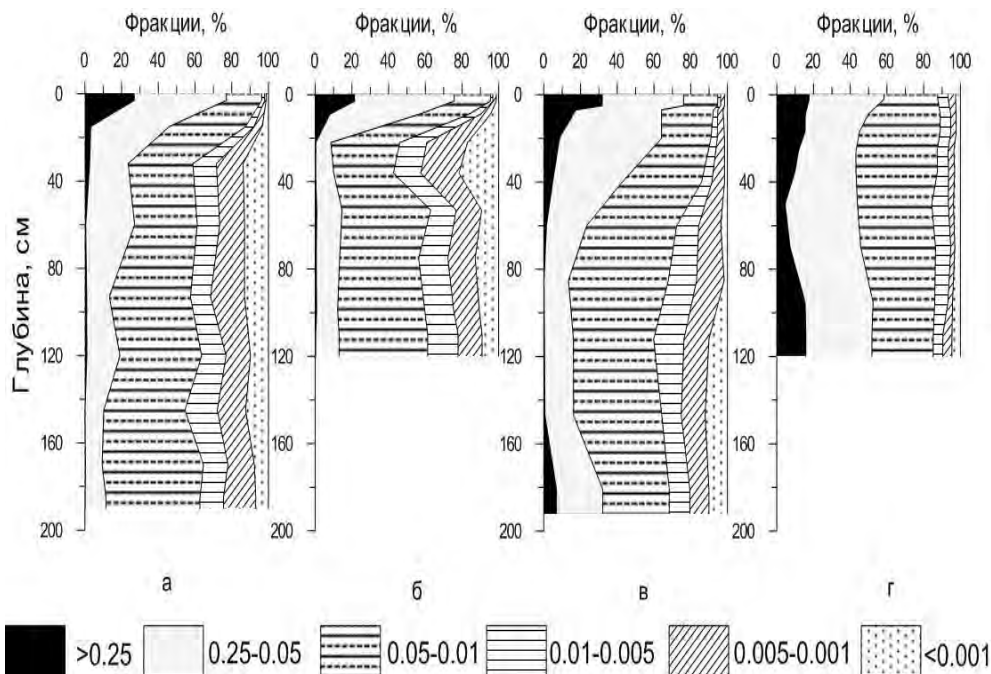


Рис. 5. Профильное распределение микроагрегатов в исследуемых почвах, разрезы: *a* – 3-011; *б* – 32-011; *в* – 4-011; *г* – 1-012  
Fig. 5. Profile distribution of microaggregates in the studied soils, section: *a* – 3-011; *б* – 32-011; *в* – 4-011; *г* – 1-012





В верхних гумусированных горизонтах современных почв, усложненных реликтовыми стадиями педогенеза, идет формирование устойчивых макроагрегатов размером  $> 0,25$  мм. В качестве клеящих компонентов, обеспечивающих сохранность почвенной структуры, выступают здесь как гумусовые вещества, так и педогенные карбонаты.

На основании данных двух сопряженных анализов (гранулометрического и макроагрегатного состава) был рассчитан коэффициент дисперсности (рис. 6, а), показывающий потенциальную способность почв к оструктурированию. В почвах со сложной морфологией профиля наблюдаются низкие показатели дисперсности в верхних горизонтах, сформировавшихся под влиянием современного процесса почвообразования, что свойственно для глинистых и суглинистых черноземов и связано с современной аккумуляцией гумусовых веществ в поверхностных горизонтах почвенного профиля. По сравнению с ними, более высокими значениями «фактора дисперсности» характеризуются палеопочвенные горизонты, где более интенсивно и длительно протекали процессы деструкции и минерализации почвенного органического вещества, от которого зависит склеивание частиц в устойчивые агрегаты. Значения коэффициента дисперсности свидетельствуют, что поверхностные горизонты всех исследованных почв имеют высокую микроструктурность и очень высокую микроагрегированность, тогда как в погребенных горизонтах палеопочв микроструктурность может оцениваться как неудовлетворительная, а микроагрегированность – как весьма слабая.

Плотность твердой фазы может косвенно отражать минералогический состав почв, и чем выше значения этого показателя, тем больше в составе мелкозема тяжелых минералов. Так, средневзвешенное значение плотности твердой фазы для исследуемых почв составляет  $2,39$  г/см<sup>3</sup>. Наименьшие значения закономерно приурочены к верхним гумусо-аккумулятивным горизонтам как современных, так и погребенных почв, при этом абсолютный минимум связан с современным почвообразованием. Минимальные величины обусловлены более высокой интенсивностью гумусообразования и накоплением гумуса. В отдельных горизонтах профилей наблюдается повышение плотности (рис. 6, б), вызванное особенностями осадконакопления и, возможно, различной минералогией этих отложений. Исходя из полученных данных, можно сделать вывод, что в составе мелкозема преобладают вторичные минералы. Первичные минералы кварцевой группы при этом встречаются в отдельных горизонтах исключительно в профиле современной почвы.

Плотность сложения почв напрямую связана как с содержанием органического вещества, так и с порозностью. Немаловажное значение имеет и характер упаковки агрегатов. Характер изменения плотности сложения в верхних частях почвенных профилей типичен для современного почвообразования. Как и в случае с плотностью твердой фазы, минимальные ее величины приурочены к поверхностным гумусо-аккумулятивным горизонтам профилей (рис. 6, в). Нижние (палеопочвенные) горизонты имеют тенденцию к флуктуирующему изменению плотности сложения, что может указывать на проявление кольматирующего эффекта (в случае увеличения плотности сложения) или на влияние трещин усадки (в случае уменьшения значений плотности). Палеопедогенные образования зафиксированы в изменениях плотности сложения, отражающих границу перехода переотложенного материала и реликтового гумусообразования, начиная с кровли погребенных почв. Повышение значений плотности в средней и нижней частях профиля современной почвы, вскрытой разрезом 1-012, может быть связано, кроме того, с образованием во вмещающей массе соответствующих горизонтов конкреционных форм карбонатов.

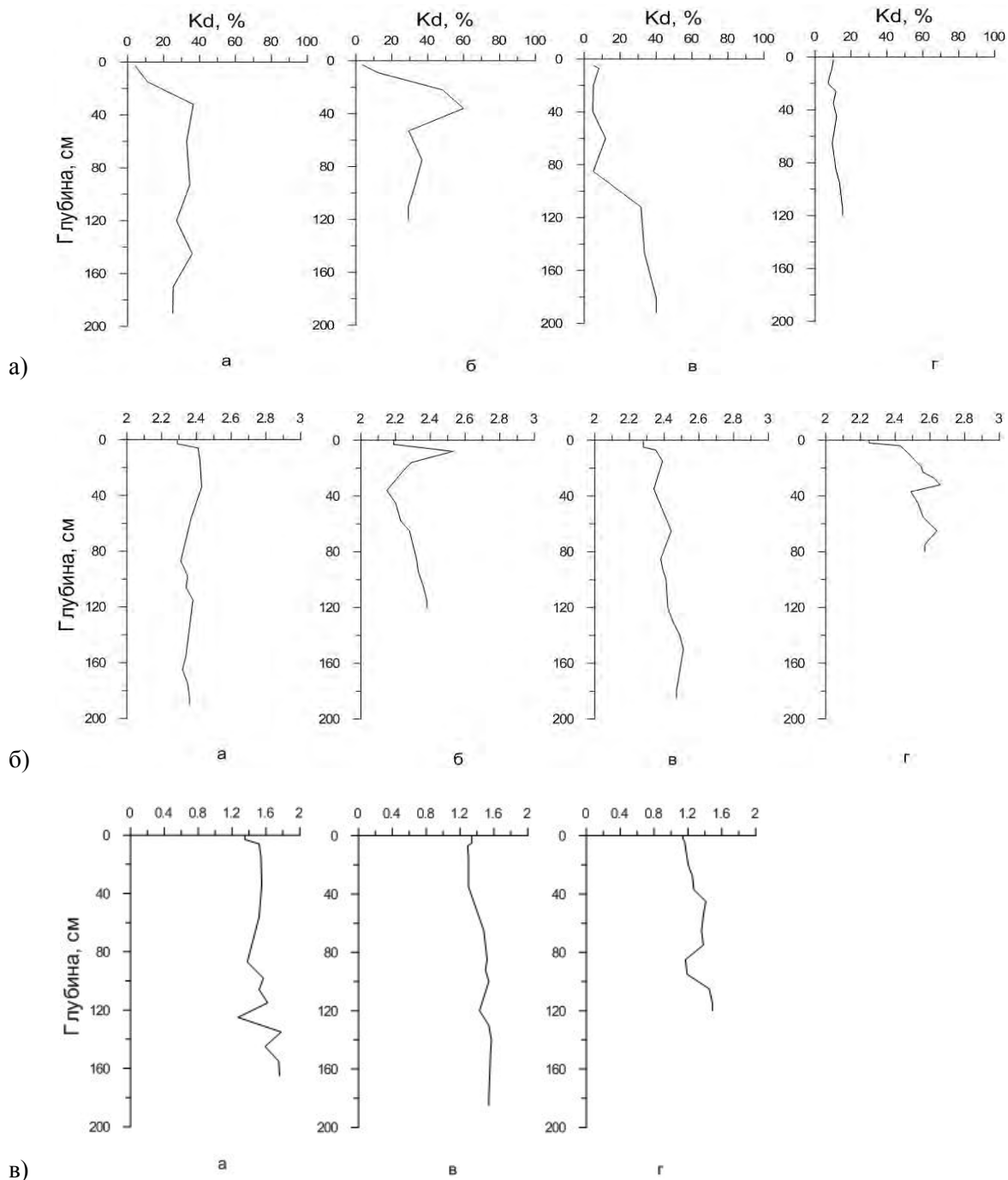


Рис. 6. Некоторые физические характеристики изученных почв: *a* – коэффициент дисперсности; *б* – плотность твердой фазы; *в* – плотность сложения. Обозначение разрезов: *a* – 3-011; *б* – 32-011; *в* – 4-011; *г* – 1-012

Fig. 6. *a* – Variation of dispersion coefficient in soil profiles; *б* – Solid phase density; *в* – Bulk density. Designation of sections: *a* – 3-011; *б* – 32-011; *в* – 4-011; *г* – 1-012

Порозность горизонтов палеопочв (рис. 7, а, б) в разрезах 3-011 и 4-011 варьирует от 24 до 46 %, что характеризует их как горизонты с чрезмерно низкой и неудовлетворительной скважностью. Такие значения характерны для переуплотненных почв, к которым можно отнести и исследуемые палеопочвы. Пористость современных почв в пределах этих же разрезов лимитирована более узкими пределами значений, укладывающихся в диапазон от 35 до 46 %. Несколько иная ситуация (рис. 7, в) складывается в современной

почве, сформированной на лёссовых отложениях. Гумусовый горизонт этой почвы характеризуется удовлетворительными значениями порозности, связанными с активной деятельностью корневой системы трав (рис. 7, в).

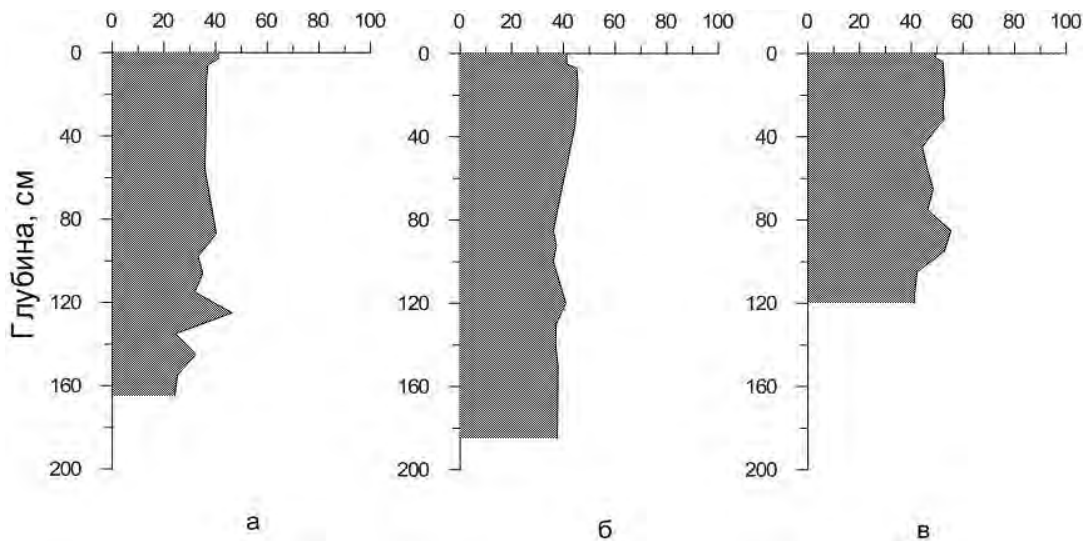


Рис. 7. Общая порозность в исследуемых почвах. Обозначение разрезов:  
*a* – 3-011; *б* – 4-011; *в* – 1-012  
Fig. 7. Total porosity in the studied soils. Designation of sections:  
*a* – 3-011; *б* – 4-011; *в* – 1-012

Таким образом, полученные данные о физических свойствах палеопочв Барнаульского Приобья, реэкспонированных и перекрытых продуктами современного почвообразования, не противоречат имеющимся результатам для других районов Алтайского Приобья. Получение и анализ физических свойств палеопочв позволили выявить дополнительные свидетельства специфичности почвообразования на данной территории, где горизонты современных почв и палеопочв находятся в едином профильном пространстве.

### Заключение

Полученные данные о физических свойствах современных и палеопочвенных горизонтов, находящихся в едином профильном пространстве, имеют как некоторые черты сходства, так и ряд существенных отличий.

Выявлено, что гранулометрический состав и плотность твердой фазы современных и погребенных почв в пределах одного профиля не отличается заметной изменчивостью, указывающей на смену типов почвообразования. Физические свойства гумусовых горизонтов и тех, и других почв значительно отличаются от аналогичных показателей почвообразующих пород.

Наибольшей сохранностью во времени характеризуется гранулометрический состав. В гранулометрическом составе почвы, вскрытой разрезом 3(2)-011, выделены два максимума накопления илистой фракции, приуроченные к отдельным горизонтам современной и погребенной почв. Разрез 4-011 отражает циклическое накопление илистых частиц, обуславливающих наличие двух максимумов в содержании этих частиц в средней части профиля, приуроченных к горизонтам разных палеопочв.

Плотность твердой фазы горизонтов почв, погребенных под лёссовой толщей, варьирует в пределах 2,2–2,5 г/см<sup>3</sup>, что может указывать на преобладание в составе минеральной массы вторичных минералов. В целом же изменение с глубиной в проанализиро-



ванных толщах этой характеристики физического состояния почв отличается наличием некоторой тенденции увеличения по направлению к нижележащим горизонтам.

Наибольшие различия между горизонтами современных и погребенных палеопочв выявлены по показателям почвенной микроструктуры, плотности сложения и порозности.

В микроагрегатном составе современных черноземов южных, сформированных как на лёссовых отложениях, так и на горизонтах палеопочв, преобладают элементарные почвенные частицы (ЭПЧ) размером 0,25–0,05 мм и 0,05–0,01 мм, тогда как в палеопочвенных горизонтах преобладает фракция только последней размерности, а содержание илистых частиц, способствующих оструктуриванию, не превышает 10–12 %, что свидетельствует о низком потенциале их в этом отношении.

Плотность сложения, как и порозность, которая имеет обратную от нее зависимость, существенно различаются в современных и палеогорizontах. Они свидетельствуют, что палеопочвы отличаются чрезмерно низкой и неудовлетворительной скважностью и повышенной уплотненностью.

В заключение следует подчеркнуть, что территория исследований, с одной стороны, находится в районе активного использования земель в сельскохозяйственном обороте и, с другой, широко распространенных здесь эрозионных процессов, что определяет потенциальную возможность повторного реэспонирования (выхода на поверхность) горизонтов палеопочв, погребенных в процессе современного почвообразования. Эти обстоятельства существенно повышают ценность полученных данных для дальнейших работ по интерпретации материалов о специфике палеопочв и условий их формирования.

#### Список источников

1. Классификация и диагностика почв СССР. 1977. М., Колос, 225 с.
2. Классификация и диагностика почв России. 2004. Смоленск, Ойкумена, 341 с.
3. Теории и методы физики почв. 2007. М., Тула, Изд-во Гриф и К., 616 с.

#### Список литературы

1. Аринушкина Е.В. 1970. Руководство по химическому анализу почв. М., Изд-во Московского университета, 487 с.
2. Архангельская Т.А., Прохоров М.В., Мазиров М.А. 2008. Годовая динамика температуры почв палеокриогенных комплексов Владимирского ополья. Криосфера Земли, 12 (3): 80–86.
3. Вадюнина А.Ф., Корчагина З.А. 1973. Методы исследования физических свойств почв и грунтов. М., Изд-во Московского университета, 399 с.
4. Дергачева М.И., Дервянко А.П., Феденёва И.Н. 2006. Эволюция природной среды Горного Алтая в позднем плейстоцене и голоцене. Новосибирск, Изд-во Института археологии и этнографии СО РАН, 144 с.
5. Дергачева М.И., Пономарев С.Ю. 2014. Морфогенетические особенности почв с древними признаками почвообразования восточной части Приобского плато. Вестник Оренбургского государственного университета, 6 (167): 207–212.
6. Дергачева М.И. 2018. Система гумусовых веществ как основа диагностики палеопочв и реконструкции палеоприродной среды. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 292 с.
7. Евсеев А.В., Хорев В.С. 1972. Сравнительная характеристика физических свойств ископаемых и современных почв южного Приобья. Вестник МГУ. Серия географическая, 3: 91–93.
8. Захарова Е.Г. 2011. Варьирование свойств в верхней части современных почв и поверхностных палеопочв ключевого участка Володарка (Барнаульское Приобье). Материалы II Международной научной молодежной школы по палеопочвоведению. Новосибирск, ООО «Талер-Пресс»: 91–94.
9. Качинский Н.А. 1958. Механический и микроагрегатный состав почвы, методы его изучения. М., Изд-во АН СССР, 192 с.
10. Кулижский С.П., Коронатова Н.Г., Артымук С.Ю., Соколов Д.А., Новокрещенных Т.А. 2010. Сравнение методов седиментометрии и лазерной дифрактометрии при определении грану-



лометрического состава почв естественных и техногенных ландшафтов. Вестник Томского государственного университета. Биология, 4 (12): 21–31.

11. Макеев А.О. 2012. Поверхностные палеопочвы лёссовых водоразделов Русской равнины. М., Молнет, 260 с.

12. Морозова Т.Д. 1981. Развитие почвенного покрова Европы в позднем плейстоцене. М., Наука, 280 с.

13. Учаев А.П., Некрасова О.А., Дергачева М.И. 2018. Диагностика палеоприродной среды лесостепной зоны Южного Урала на границе Брюнес-Матуяма. Научные ведомости Белгородского государственного университета. Естественные науки, 42 (2): 142–151.

14. Фоминых Л.А., Золотарева Б.Н., Пинский Д.Л. 2010. Сравнительный анализ палеопочв в древних ландшафтах севера России. Криосфера Земли, 14 (2): 56–68.

15. Хохлова О.С., Хохлов А.А., Купцова Л.В., Моргунова Н.Л. 2014. Почвенно-археологические исследования короткого педохроноряда в курганном могильнике поздней бронзы (срубная культура) в Оренбургском Предуралье. Известия Самарского научного центра Российской академии наук, 16 (3): 298–307.

16. Чижикова Н.П., Панин П.Г. 2007. Информативность тонкодисперсной части палеопочв и лёссов позднего и среднего плейстоцена центра Восточно-Европейской равнины. Бюллетень Почвенного института им. В.В. Докучаева, 59: 28–41.

17. Bockheim J.G. 2013. Paleosols in the Transantarctic Mountains: indicators of environmental change. *Solid Earth*, 4: 451–459.

18. Caudill M.R., Driese S.G., Mora C.I. 1997. Physical compaction of Vertic Paleosols: Implications for burial diagenesis and palaeo-precipitation estimates. *Sedimentology*, 44 (4): 673–685.

19. Horton R., Thompson M.L., McBride J.F. 1988. Determination of effective porosity of soil materials. *Agronomy Reports*, 5.

20. Kaiser K., Schoch W.H., Miede G. 2007. Holocene paleosols and colluvial sediments in Northeast Tibet (Qinghai Province, China): properties, dating and paleoenvironmental implications. *Catena*, 69 (2): 91–102.

21. Marković S.B., Kostić N., Oches E.A. 2004. Paleosols in the Ruma loess section. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 21: 79–87.

22. Novothny Á., Frechen M., Horváth E., Wacha L., Rolf Ch. 2011. Investigating the penultimate and last glacial cycles of the Sütto loess section (Hungary) using luminescence dating, high-resolution grain size, and magnetic susceptibility data. *Quaternary International*, 234 (1-2): 75–85.

23. Nunez M.A.; Recio J.M. 2007. Kaolinitic paleosols in the south west of the Iberian Peninsula Sierra Morena region, Spain; paleoenvironmental implications. *Catena* (Giessen), 70 (3): 388–395.

24. Nugteren G., Vandenberghe J., van Huissteden K., An Z. 2004. A Quaternary climate record based on grain size analysis from the Luochuan loess section on the Central Loess Plateau, China. *Global and Planetary Change*, 41: 167–183.

25. Ottner F., Sedov S., Baatar U.O., Wriessnig K. 2013. Grain size and mineralogical indicators of weathering in the Oberlaab loess-paleosol sequence, Upper Austria. *Quaternary Science Journal*, 62 (1): 34–43.

26. Retallack G.J. 2001. *Soils of the past: an introduction to paleopedology*. Oxford, UK, Blackwell, 550 p.

27. Shao T., Wang R., Xu Z., Wei P., Zhao J., Niu J., Song D. 2020. Permeability and Groundwater Enrichment Characteristics of the Loess-Paleosol Sequence in the Southern Chinese Loess Plateau. *Water*, 12: 870.

28. Sheldon N.D., Retallack G.J. 2001. Equation for compaction of paleosols due to burial. *Geology*, 29: 247–250.

29. Vandenberghe J., An Z., Nugteren G., Huayu L., Van Huissteden K. 1997. New absolute time-scale for the Quaternary climate in the Chinese loess region by grain-size analysis. *Geology*, 25 (1): 35–38.

30. Velichko A.A., Morozova T.D., Nechaev V.P., Rutter N.W., Dlussky K.G., Little E.C., Catto N.R., Semenov V.V., Evans M.E. 2006. Loess/paleosol/cryogenic Formation and structure near the northern limit of loess deposition, East European Plain, Russia. *Quaternary International*, 152–153: 14–30.



31. Wright V.P. 1992. Paleosol Recognition: a Guide to Early Diagenesis in Terrestrial Settings. *Developments in Sedimentology*, 47: 591–619.
32. Yakimenko E.Y. 1995. Pleistocene Paleosols in the loess and loess-like sediments of the central part of the Russian Plain. *Quaternary Science Reviews*, 14 (7): 747–753.
33. Wang X., Peng P.A., Ding Z.L. 2005. Black carbon records in Chinese Loess Plateau over the last two glacial cycles and implications for paleofires. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 223 (1-2): 9–19.
34. Wu T., Wang Y., Lv J., Zhang B. 2011. Soil water characteristics of Middle Pleistocene paleosol layers on the loess Plateau. *African Journal of Biotechnology*, 10 (53): 10856–10863.
35. Zhou Y., Retallack G.J., Huang C. 2014. Early Eocene paleosol developed from basalt in southeastern Australia: implications for paleoclimate. *Arabian Journal of Geosciences*, 8 (3): 1281–1290.

## Reference

1. Arinushkina E.V. 1970. *Rukovodstvo po himicheskomu analizu pochv* [Soil Chemical Analysis Guide]. Moscow, Izd-vo Moskovskogo universiteta, 487 p.
2. Arkhangel'skaya T.A., Prokhorov M.V., Mazirov M.A. 2008. Annual temperature dynamics of Vladimir opolye paleocryogenic complexes. *Earth's Cryosphere*, 12 (3): 80–86 (in Russian)
3. Vadyunina A.F., Korchagina Z.A. 1973. *Metody issledovaniya fizicheskikh svoystv pochv i gruntov* [Methods for studying the physical properties of soils and grounds]. Moscow, Izd-vo Moskovskogo universiteta, 399 p.
4. Dergacheva M.I., Derevyanko A.P., Fedenyova I.N. 2006. *Evolyuciya prirodnoj sredy Gornogo Altaya v pozdnem plejstocene i golocene* [Evolution of the natural environment of Gorny Altai in the late Pleistocene and Holocene]. Novosibirsk, Izd-vo In-ta arheologii i etnografii SO RAN, 144 p.
5. Dergacheva M.I., Ponomarev S.Yu. 2014. *Morfogeneticheskie osobennosti pochv s drevnimi priznakami pochvoobrazovaniya vostochnoj chasti Priob'skogo plato* [Morphogenetic features of soils with ancient features of soil formation in the eastern part of the Ob plateau]. *Vestnik Orenburg State University*, 6 (167): 207–212.
6. Dergacheva M.I. 2018. *The system of humic substances as a basis for the diagnosis of paleosoils and the reconstruction of the paleo-natural environment*. Novosibirsk, Izd-vo SO RAN, 292 p. (in Russian)
7. Evseev A.V., Horev V.S. 1972. *Sravnitel'naya harakteristika fizicheskikh svoystv iskopaemykh i sovremennykh pochv yuzhnogo Priob'ya* [Comparative characteristics of the physical properties of fossil and modern soils of the southern Ob region]. *Vestnik MGU. Seriya geograficheskaya*, 3: 91–93.
8. Zakharova E.G. 2011. *Properties variation of the upper of the modern soils and surface paleosoils of key sity Volodarka (Barnaul priobye)*. Materials of the II International Scientific Youth School on Paleosol Science. Novosibirsk, Taler-Press: 91–94. (in Russian)
9. Kachinskij N.A. 1958. *Mekhanicheskij i mikroagregatnyj sostav pochvy, metody ego izucheniya* [Mechanical and micro-aggregate composition of the soil, methods of its study]. Moscow, Izd-vo AN SSSR, 192 p.
10. Kulizhskiy S.P., Koronatova N.G., Artymuk S.Yu., Sokolov D.A., Novokreshchennykh T.A. 2010. Comparison of the sedimentation method and the laser-diffraction analysis during determination of soil texture of natural and technogenic landscapes. *Tomsk State University Journal of Biology*, 4 (12): 21–31. (in Russian)
11. Makeev A.O. 2012. *Poverhnostnye paleopochvy lyossovyyh vodorazdelov Russkoj ravniny* [Surface paleosols of loess watersheds of the Russian Plain]. Moscow, Molnet, 260 p.
12. Morozova T.D. 1981. *Razvitie pochvennogo pokrova Evropy v pozdnem plejstocene* [Development of soil cover in Europe in the late Pleistocene]. Moscow, Nauka, 280 p.
13. Uchaev A.P., Nekrasova O.A., Dergacheva M.I. 2018. Palaeoenvironment diagnostics of the southern Ural forest-steppe zone at brunes-matuyama boundary. *Belgorod State University Scientific Bulletin. Natural sciences*, 42 (2): 142–151. (in Russian)
14. Fominykh L.A., Zolotareva B.N., Pinsky D.L. 2010. Comparative analysis of paleosoils northern Russia. *Earth's Cryosphere*, 14 (2): 56–68. (in Russian)
15. Khokhlova O.C., Khokhlov A.A., Kuptsova L.V., Morgunova N.L. 2014. *Geoarchaeological study of short-term pedo-chrono-sequence in the Kurgan cemetery of the late Bronze Age (the timber-*



grave culture) in the Orenburg Cis-Ural. *Izvestia of Samara Scientific Center of the Russian Academy of Sciences*, 16 (3): 298–307. (in Russian)

16. Chizhikova N.P., Panin P.G. 2007. Informativnost' tonkodispersnoj chasti paleopochv i lyossov pozdnego i srednego plejstocena centra Vostochno-Evropejskoj ravniny [Information content of the finely dispersed part of paleosols and loesses of the Late and Middle Pleistocene in the center of the East European Plain]. *Dokuchaev Soil Bulletin*, 59: 28–41.

17. Bockheim J.G. 2013. Paleosols in the Transantarctic Mountains: indicators of environmental change. *Solid Earth*, 4: 451–459.

18. Caudill M.R., Driese S.G., Mora C.I. 1997. Physical compaction of Vertic Paleosols: Implications for burial diagenesis and palaeo-precipitation estimates. *Sedimentology*, 44 (4): 673–685.

19. Horton R., Thompson M.L., McBride J.F. 1988. Determination of effective porosity of soil materials. *Agronomy Reports*, 5.

20. Kaiser K., Schoch W.H., Mieke G. 2007. Holocene paleosols and colluvial sediments in Northeast Tibet (Qinghai Province, China): properties, dating and paleoenvironmental implications. *Catena*, 69 (2): 91–102.

21. Marković S.B., Kostić N., Oches E.A. 2004. Paleosols in the Ruma loess section. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 21: 79–87.

22. Novothny Á., Frechen M., Horváth E., Wacha L., Rolf Ch. 2011. Investigating the penultimate and last glacial cycles of the Sütto loess section (Hungary) using luminescence dating, high-resolution grain size, and magnetic susceptibility data. *Quaternary International*, 234 (1-2): 75–85.

23. Nunez M.A., Recio J.M. 2007. Kaolinitic paleosols in the south west of the Iberian Peninsula Sierra Morena region, Spain; paleoenvironmental implications. *Catena (Giessen)*, 70 (3): 388–395.

24. Nugteren G., Vandenberghe J., van Huissteden K., An Z. 2004. A Quaternary climate record based on grain size analysis from the Luochuan loess section on the Central Loess Plateau, China. *Global and Planetary Change*, 41: 167–183.

25. Ottner F., Sedov S., Baatar U.O., Wriessnig K. 2013. Grain size and mineralogical indicators of weathering in the Oberlaab loess-paleosol sequence, Upper Austria. *Quaternary Science Journal*, 62 (1): 34–43.

26. Retallack G.J. 2001. *Soils of the past: an introduction to paleopedology*. Oxford, UK, Blackwell, 550 p.

27. Shao T., Wang R., Xu Z., Wei P., Zhao J., Niu J., Song D. 2020. Permeability and Groundwater Enrichment Characteristics of the Loess-Paleosol Sequence in the Southern Chinese Loess Plateau. *Water*, 12: 870.

28. Sheldon N.D., Retallack G.J. 2001. Equation for compaction of paleosols due to burial. *Geology*, 29: 247–250.

29. Vandenberghe J., An Z., Nugteren G., Huayu L., Van Huissteden K. 1997. New absolute timescale for the Quaternary climate in the Chinese loess region by grain-size analysis. *Geology*, 25 (1): 35–38.

30. Velichko A.A., Morozova T.D., Nechaev V.P., Rutter N.W., Dlussky K.G., Little E.C., Catto N.R., Semenov V.V., Evans M.E. 2006. Loess/paleosol/cryogenic Formation and structure near the northern limit of loess deposition, East European Plain, Russia. *Quaternary International*, 152–153: 14–30.

31. Wright V.P. 1992. Paleosol Recognition: a Guide to Early Diagenesis in Terrestrial Settings. *Developments in Sedimentology*, 47: 591–619.

32. Yakimenko E.Y. 1995. Pleistocene Paleosols in the loess and loess-like sediments of the central part of the Russian Plain. *Quaternary Science Reviews*, 14 (7): 747–753.

33. Wang X., Peng P.A., Ding Z.L. 2005. Black carbon records in Chinese Loess Plateau over the last two glacial cycles and implications for paleofires. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 223 (1-2): 9–19.

34. Wu T., Wang Y., Lv J., Zhang B. 2011. Soil water characteristics of Middle Pleistocene paleosol layers on the loess Plateau. *African Journal of Biotechnology*, 10 (53): 10856–10863.

35. Zhou Y., Retallack G.J., Huang C. 2014. Early Eocene paleosol developed from basalt in southeastern Australia: implications for paleoclimate. *Arabian Journal of Geosciences*, 8 (3): 1281–1290.



## ИНФОРМАЦИЯ ОБ АВТОРАХ

**Дергачева Мария Ивановна**, доктор биологических наук, профессор, главный научный сотрудник лаборатории биогеоценологии Института почвоведения и агрохимии Сибирского отделения РАН (г. Новосибирск, Россия); профессор кафедры почвоведения и экологии почв Биологического института Томского государственного университета (г. Томск, Россия)

**Кулижский Сергей Павлович**, доктор биологических наук, профессор, заведующий кафедрой почвоведения и экологии почв Биологического института Томского государственного университета (г. Томск, Россия)

**Никифоров Артем Николаевич**, младший научный сотрудник лаборатории мониторинга лесных экосистем Института мониторинга климатических и экологических систем Сибирского отделения РАН, старший преподаватель кафедры почвоведения и экологии почв Биологического Института Томского государственного университета (г. Томск, Россия)

**Захарова Елена Геннадьевна**, младший научный сотрудник лаборатории биогеоценологии Института почвоведения и агрохимии Сибирского отделения РАН, г. Новосибирск, Россия

## INFORMATION ABOUT THE AUTHORS

**Maria I. Dergacheva**, Professor, Chief Researcher of Institute Soil Science and Agrochemistry SB RAS and Professor of the Department of Soil Science and Soil Ecology, Biological Institute of Tomsk State University

**Sergey P. Kulizhskiy**, Professor, Head of the Department of Soil Science and Soil Ecology, Biological Institute of Tomsk State University

**Artem N. Nikiforov**, Junior Researcher, Laboratory for Monitoring Forest Ecosystems, Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems of the Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences and Senior Lecturer, Department of Soil Science and Soil Ecology, Biological Institute of Tomsk State University

**Elena G. Zakharova**, Junior Researcher, Laboratory of biogeocenology, Institute of Soil Science and Agrochemistry of the Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences