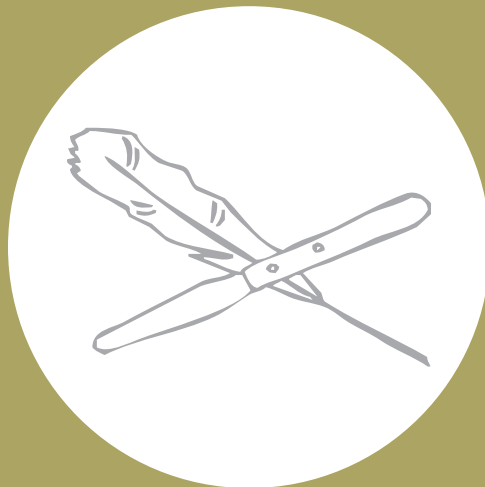


ГРУНТОВЕДЕНИЕ

№1(26)
2026



Охотинское общество грунтоведов

ГРУНТОВЕДЕНИЕ

Gruntovedenie

**№1(26)
2026**

Журнал основан в 2012 г.

Главный редактор
Е. А. Вознесенский

Редакционная коллегия:
Е. А. Вознесенский, А. А. Лаврусевич, В. А. Королев, Б. Ф. Апарин, Г. Г. Болдырев,
Л. П. Норова, А. В. Русаков, А. А. Свертилов, Л. К. Семенова, Л. А. Строкова,
Н. С. Никифорова, А. И. Попов, Г. П. Постоев, С. В. Сольский

Зав. редакцией Ю. Ю. Соколова
Адрес редакции: 199034, Санкт-Петербург, 7-я линия В. О., д. 2/1
тел. +7 921 986 51 06
www.okhotin-grunt.ru
okhotin-grunt@mail.ru

Санкт-Петербург

СОДЕРЖАНИЕ

РЕГИОНАЛЬНОЕ ГРУНТОВЕДЕНИЕ

Т. И. Аверкина
ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ДОЧЕТВЕРТИЧНЫХ
ГЛИНИСТЫХ ГРУНТОВ НА ТЕРРИТОРИИ РОССИИ.3

А. Н. Галкин, А. И. Павловский, Д. С. Лысов
ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ
ОЗЕРНО-ЛЕДНИКОВЫХ ГРУНТОВ ТЕРРИТОРИИ ВИТЕБСКОЙ ОБЛАСТИ13

К. О. Дылевский
ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД
МЕРГЕЛЬНО-МЕЛОВОЙ ФОРМАЦИИ ВЕРХНЕГО МЕЛА
СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ОКРАИНЫ ВОРОНЕЖСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ.29

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ГРУНТОВЕДЕНИЕ

Д. С. Савченко, Е. А. Вознесенский
ВЛИЯНИЕ ВЛАЖНОСТИ ГЛИНИСТЫХ ГРУНТОВ НА ИХ СПЕКТРАЛЬНУЮ
ОТРАЖАТЕЛЬНУЮ СПОСОБНОСТЬ В ДИАПАЗОНЕ 365–1020 НМ41

М. А. Новгородова
ОБЗОР МЕТОДОВ ИЗМЕРЕНИЯ ДАВЛЕНИЯ ВСАСЫВАНИЯ ГРУНТОВ.....52

ИСКУССТВЕННЫЙ ЛИТОГЕНЕЗ

М. В. Гравис, Е. Н. Самарин
ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ ПРИ АКТИВАЦИИ
ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ НАСЫЩЕННЫМ РАСТВОРОМ ГИДРОКСИДА КАЛЬЦИЯ69

ВОПРОСЫ ГРУНТОВЕДЕНИЯ ПРИ ИЗУЧЕНИИ ПОЧВ

Е. В. Гостинцева, Д. Д. Крытин, В. Н. Горячкин
ПОСТАГРОГЕННАЯ ТРАНСФОРМАЦИЯ СВОЙСТВ
ДЕРНОВО-ПОДЗОЛИСТЫХ ПОЧВ ЮГО-ЗАПАДА ЛЕНИНГРАДСКОЙ
ОБЛАСТИ НА ПРИМЕРЕ СЛАНЦЕВСКОГО РАЙОНА.81

ПАМЯТЬ

В. А. КОРОЛЁВ (1948–2026 гг.)91

СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРАХ.....93

DOI 10.53278/2306-9139-2026-1-26-3-12

УДК 624.131.1

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ДОЧЕТВЕРТИЧНЫХ ГЛИНИСТЫХ ГРУНТОВ НА ТЕРРИТОРИИ РОССИИ

REGULARITIES IN THE DISTRIBUTION OF PRE-QUATERNARY CLAY SOILS ON THE TERRITORY OF RUSSIA

© Т. И. Аверкина, 2026

© T. I. Averkina, 2026

*Геологический факультет Московского государственного университета имени М. В. Ломоносова,
Ленинские горы, д. 1, г. Москва, 119991, Россия*

Faculty of Geology of Lomonosov Moscow State University, bld. 1, Leninskie Gory, Moscow, 119991, Russia

averkinati@yandex.ru

Аннотация. Глинистые грунты широко распространены на территории России и являются одним из важнейших объектов исследований инженерной геологии. Однако большинство инженерно-геологических работ посвящено глинистым грунтам четвертичного возраста. Дочетвертичные отложения изучены хуже, в частности, их пространственное распределение в пределах нашей огромной страны. В статье приведена обзорная карта распространения глинистых грунтов дочетвертичного возраста на территории России. На ней выделены включающие глинистые породы дочетвертичные формации, залегающие непосредственно под четвертичными отложениями или выходящие на поверхность. На основе карты выявлены и описаны закономерности пространственного распределения данных отложений в пределах отдельных регионов и страны в целом.

Abstract. Clay soils are a widespread soil type and one of the most important study subject in engineering geology. However, most engineering geological works are devoted to clay soils of Quaternary age. The pre-Quaternary formations studied worse, in particular, their spatial distribution within our vast country. This article provides an overview map of the distribution of pre-Quaternary clay soils on the Russian territory. On its basis, the regularities of the spatial distribution of these deposits within individual regions and the country as a whole have been identified and described.

Ключевые слова: глинистые грунты дочетвертичные; формации; закономерности распространения; Россия; карта; платформы; орогены.

Keywords: Pre-Quaternary clay soils; formations; regularities of distribution; Russia; map; platforms; orogens.

Введение

Глинистые грунты — широко распространенный вид дисперсных грунтов и один из важнейших объектов исследований в инженерной геологии. При этом в большинстве инженерно-геологических работ, посвященных данным грунтам, речь идет о четвертичных отложениях, поскольку в практике изысканий с ними чаще встречаются. Дочетвертичные глинистые грунты изучены значительно хуже, и это касается, в том числе, вопросов их пространственного распределения в пределах нашей огромной страны.

В статье рассматриваются основные закономерности распространения дочетвертичных глинистых грунтов на территории России. На рисунке 1

приведена обзорная карта распространения включающих глинистые грунты дочетвертичных формаций, залегающих непосредственно под четвертичными отложениями или выходящих на дневную поверхность. При её составлении были использованы Геологическая карта России и прилегающих акваторий масштаба 1: 2 500 000 [4], листы Государственной геологической карты России масштаба 1:1 000 000 (второго и третьего поколений), опубликованные на сайте Всероссийского научно-исследовательского геологического института им. А. П. Карпинского (ВСЕГЕИ) [25], а также материалы 1-го и 2-го изданий монографий «Инженерная геология СССР» [16; 17] и монографий «Инженерная геология России» [14; 15].

Основные площади распространения глинистых грунтов дочетвертичного возраста приурочены в России к территориям древней Восточно-Европейской и молодых Скифской, Тимано-Печорской и Западно-Сибирской платформ (плит). В восточных регионах страны рассматриваемые отложения развиты ограниченно. За Уралом значительная часть глин находится в многолетнемерзлом состоянии.

Дочетвертичные глинистые грунты наиболее широко представлены в континентальных и морских терригенных сероцветных и красноцветных формациях, иногда угленосных и молассовых, а также карбонатно-терригенных и терригенно-карбонатных, кремнисто-терригенных и терригенно-кремнистых, реже и в меньшем объеме в других типах формаций. Континентальным отложениям свойственна довольно высокая фациальная изменчивость по площади и разрезу, морские – более выдержаны по простиранию. В возрастном отношении это преимущественно мезо-кайнозойские отложения. Глины, конечно, накапливались и в более ранние геологические эпохи, но большинство из них с момента образования претерпело значительные изменения и превратилось в аргиллиты или сланцы. Тем не менее, глины встречаются в разрезах палеозойских и даже протерозойских пород.

Далее приводится описание закономерностей распространения дочетвертичных глинистых грунтов в пределах отдельных регионов нашей страны. При этом будут рассмотрены только те содержащие глины дочетвертичные формации, которые имеют существенное площадное распространение и отражены на приведенной карте.

Дочетвертичные глинистые грунты платформ европейской части России

Наибольшим разнообразием отличаются дочетвертичные глины *Восточно-Европейской платформы*. Их возрастной диапазон — от позднего венда до неогена включительно. Близко к поверхности, непосредственно под четвертичными отложениями, они залегают в пределах положительных или краевых частях отрицательных тектонических структур: на склоне Балтийского щита, Волго-Уральской и Воронежской антеклиз, в бортах Московской синеклизы, Прикаспийской впадины и др.

На южном склоне Балтийского щита развита самая древняя формация, включающая глины, *верхневендская-нижнекембрийская терригенная сероцветная* (V_2 - C_1). Она сформировалась в морских условиях, представлена чередующимися глинами, алевролитами и песчаниками и имеет мощность до 500 м и более [3]. Глины ламинаритовые

(V_2) и синие (C_1), тонкослоистые, реже массивные, плотные, чаще твердой и полутвердой консистенции. Формация слагает нижнюю часть Балтийско-Ладожского глинта, в Предглинтовой низменности вскрывается под покровом новейших отложений, залегает в основании Волховской и Нарвской ГЭС, других сооружений Ленинградской области и Санкт-Петербурга. В северной столице вендские глины являются практически единственным надежным основанием современных небоскребов, например, башни делового комплекса «Лахта-центр», они залегают в основании объектов Ленинградской атомной станции, в них проходят шахты и тоннели Санкт-Петербургского метрополитена, коллекторы глубокого заложения и т. д.

На востоке Главного девонского поля распространена *континентальная терригенная красноцветная средне-верхнедевонская формация* (D_{2-3}), которая встречается на глубине от нескольких до 200 м и тянется широкой полосой, параллельной западному борту Московской синеклизы. Она сложена переслаивающимися пестрыми глинами, мергелями, песками и песчаниками общей мощностью 240–600 м [22]. На ней построены Нижне-Свирская и Верхне-Свирская ГЭС, а также другие сооружения. Нижнесвирский гидроузел, пущенный в эксплуатацию в 1939 г., был уникальным для своего времени сооружением, в основании которого залегают многочисленные линзы и прослои пластичных глин. Было разработано 6 различных проектов, один из которых даже предполагал строительство плотины на свайном основании. В итоге утвердили распланный подземный контур бетонной плотины и здания ГЭС [23]. До строительства Нижнесвирской ГЭС тяжелые гравитационные плотины на сильносжимаемом основании нигде не возводились, поэтому опыт изысканий, специальных полевых и лабораторных исследований, который получили здесь инженеры-геологи, имел большое значение для развития механики грунтов и геотехники.

В западном и юго-западном бортах Московской синеклизы выделяются две нижнекаменноугольные формации, содержащие глины в значительном количестве. Первая — *континентальная терригенная угленосная визейского яруса нижнего карбона* (C_{1V}), которая простирается от Белого моря до верховьев Дона почти сплошной полосой шириной от 5 км на севере до 130 км на юге. Формация, представленная чередующимися песчаными и глинистыми слоями с пластами бурого угля, имеет мощность до 130 м, в ней на долю глин приходится более 50% разреза [22]. В бортах синеклизы формация вскрывается непосредственно под четвертичным покровом, а к центру впадины ее кровля погружается

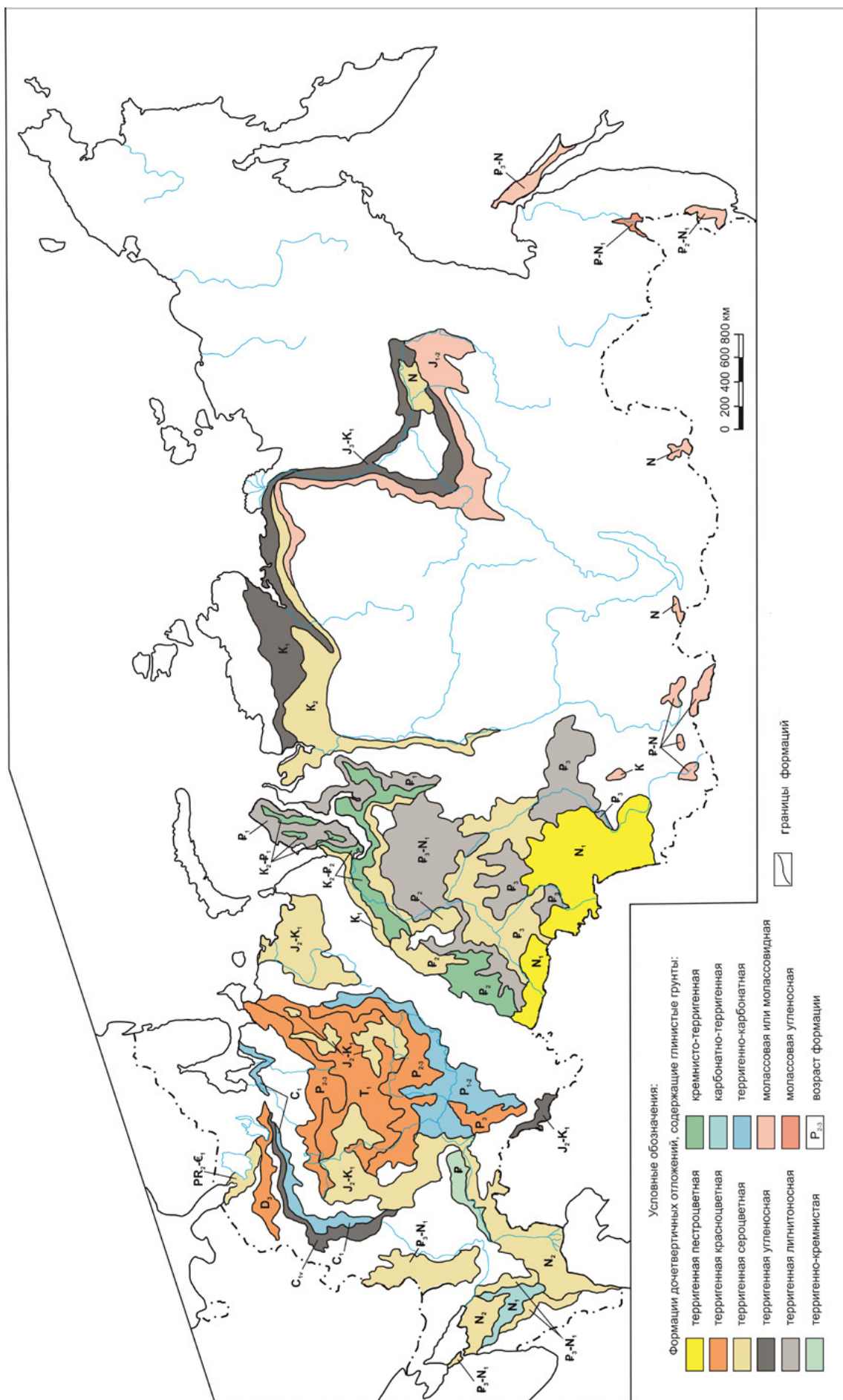


Рис. 1. Карта распространения дочетвертичных глинистых грунтов на территории России

на несколько сотен метров. К отложениям визейского яруса приурочены месторождения Подмосквового угольного бассейна. В подземных выработках уплотненные сланцеватые и углистые визейские глины склонны к пучению, для них характерно как пластичное, так и хрупкое разрушение.

Вторая *нижнекаменноугольная формация* относится к категории *терригенно-карбонатных* (C_1) и протягивается параллельно предыдущей прерывистой полосой на западном склоне Московской синеклизы. Она сложена известняками, в основном, органогенными, реже доломитами, а также глинами с прослоями песчаников, алевролитов, иногда песков. Мощность толщи не превышает 80 м.

На востоке платформы, в том числе в пределах Волго-Уральской антеклизы, глины встречаются в разрезе *карбонатно-терригенной ниже-среднепермской формации* (P_{1-2}). На Бугульмино-Белебеевской возвышенности она перекрыта мало-мощным элювиально-делювиальным чехлом, в северных же районах залегает глубже и вскрывается только в долинах крупных рек. Формация объединяет морские, лагунно-морские, реже континентальные отложения. Преобладающие в разрезе терригенные породы представлены в ней глинами (часто карбонатными плотными, аргиллитоподобными, с достаточно высокими показателями деформационных и прочностных свойств), алевролитами, реже песчаниками, а карбонатные — известняками, доломитами, мергелями. Данные отложения слагают ритмично построенные толщи мощностью от 50 до 400 м. В основании ритмов обычно залегают песчаники, выше по разрезу переслаивающиеся с алевролитами, верхнюю же часть ритма образуют глины и алевролиты с прослоями карбонатов [22].

В конце палеозоя — начале мезозоя на территории Восточно-Европейской платформы в континентальных условиях сформировались терригенные красноцветные формации, занимающие обширные площади в пределах Московской и Мезенской синеклиз, а также Волго-Уральской антеклизы. В Московской и Мезенской синеклизах можно выделить два разновозрастных образования — средне-верхнепермскую и раннетриасовую красноцветные формации. Иногда их объединяют, но нередко рассматривают как два разных образования, тем более нижнетриасовые отложения обычно залегают с угловым несогласием на размытой поверхности верхней перми [9; 26].

Средне-верхнепермская красноцветная формация (P_{2-3}) включает аллювиальные, озерные, иногда озерно-лагунные отложения, характеризуется пестрым литологическим составом и значительной

фациальной изменчивостью. В основном залегает под породами четвертичного возраста, вскрывается только в долинах крупных рек (Северной Двины, Мезени, Сухоны, Волги, Вятки, Ветлуги и др.). В состав формации входят алевролиты, глины и аргиллиты, песчаники, мергели, иногда известняки и доломиты, которые в разных сочетаниях образуют своеобразные ритмопачки, чередующиеся в разрезе. При этом у слоев глин мощность обычно не превышает первых метров [9; 10]. Некоторые разрезы (части разрезов) отличаются особенно тонкой слоистостью, толщина различных прослоев измеряется в них сантиметрами или десятками сантиметров. Мощность средне-верхнепермской формации доходит до 200–300 м. На ней построено множество различных сооружений в Самаре, Ижевске, Йошкар-Оле, а также крупные волжские гидроэлектростанции — Чебоксарская, Горьковская (Нижегородская) и др. Характерный для красноцветных отложений железистый цемент делает их достаточно надежным основанием. Однако опыт строительства Чебоксарской ГЭС и Воткинской ГЭС на р. Каме показал, что красноцветы легко поддаются выветриванию. Наблюдения за данными грунтами в котлованах, а также исследования на специальных опытных площадках показали, что быстрее всего теряют свою прочность алевроитовые глины и глинистые алевролиты, медленнее — карбонатные алевролиты, слабее всего — крепкие песчаники и мергели.

Еще один обширный ареал распространения средне-верхнепермской красноцветной формации находится в пределах Волго-Уральской антеклизы. До недавнего времени ее обозначали здесь как красноцветную формацию татарского яруса верхней перми (в новой стратиграфической шкале нижняя часть этого яруса теперь относится к среднему отделу, а более мощная верхняя — к татарскому отделу пермской системы). В состав формации входит тот же набор пород, что и в предыдущем случае, но есть характерная особенность. С запада на восток по мере приближения к Уралу — области сноса материала — укрупняется гранулометрический состав отложений, уменьшается их карбонатность и увеличивается мощность (от 100 до 400 м). Формация либо залегает под тонким элювиально-делювиальным покровом, либо выходит непосредственно на дневную поверхность.

Нижнетриасовая терригенная красноцветная формация (T_1) также объединяет аллювиальные, озерные и озерно-лагунные отложения, но в отличие от средне-верхнепермской, имеет более однородный и более глинистый состав. Глины пестроокрашенные, преимущественно гидрослюдистые, часто песчаные, плотные. Мощность формации

доходит до 250 м, редко больше; в долинах крупных рек отложения выходят на поверхность.

В пределах Московской синеклизы и на склонах Воронежской антеклизы выделяется более молодая мезозойская морская *терригенная сероцветная формация*, возраст которой датируется как J_2-K_1 . В её состав входят глины и пески, причем глинистая составляющая преобладает в юрской части разреза, песчаная — в меловой. Мощность формации доходит до 100 м и более, а глубина залегания изменяется от 10–50 до 100–200 м. Характерная особенность юрских глин — высокое содержание органики (до 10%), что заметно снижает показатели их деформационных и прочностных свойств. В Центральных районах, в т. ч. в г. Москве, на рассматриваемых отложениях возведено множество самых разных инженерных сооружений, в них проходят некоторые туннели московского метрополитена и т. д. С пластичными юрскими или меловыми глинами связано формирование многочисленных оползней на р. Волге, р. Москве и др.

Аналогичная *терригенная сероцветная формация* J_2-K_1 выделяется на северо-востоке в пределах *Тимано-Печорской плиты*. Она также сложена песчано-глинистыми отложениями и залегает под четвертичным покровом. Ее мощность составляет 300–900 м, а глубина залегания от периферии к центру Печорской впадины увеличивается от 30 до 350 м [22].

Самые молодые, кайнозойские, формации, включающие глинистые отложения, сосредоточены в южной половине Восточно-Европейской платформы и на Скифской плите. К юго-западному склону Воронежской антеклизы приурочена морская *палеоген-миоценовая терригенная сероцветная формация* ($P-N_1$). Она объединяет пески, глины, алевриты, песчаники, общая мощность которых нарастает по направлению к Днепровско-Донецкой впадине от первых метров до десятков и сотен метров. Глины, иногда карбонатные, преобладают в средней части толщи (в разрезе киевской свиты).

На Приволжской возвышенности развита *палеогеновая терригенно-кремнистая формация* (P), сложенная опоками, диатомитами и трепелами, переслаиваемыми с глинами, песками и песчаниками. Она залегает неглубоко (до 30 м), имеет мощность до 200 м, обнажается на высоком правом берегу Волги и прослеживается практически непрерывной полосой от Ульяновска до Волгограда. На отложениях данной формации возведены самые разные инженерные сооружения в городах Поволжья, крупные гидротехнические объекты — Волго-Донской канал, Волжская ГЭС и др.

В Прикаспийской впадине и в пределах *Скифской плиты* кайнозойские формации с включением

глин развиты практически повсеместно. Их накопление происходило, в основном, в морских и прибрежно-морских условиях. Самое широкое распространение получила *терригенная сероцветная олигоцен-миоценовая формация* (P_3-N_1), которая состоит из двух пачек: нижней — глинистой (майкопская серия) и верхней — мергельно-глинистой (чокракский и караганский ярусы). Глины часто карбонатные, иногда пылеватые, горизонтально- и косослоистые, плотные; они включают прослои алевритов и песков, реже песчаников. На склонах Ставропольского поднятия формация выходит на поверхность, а на юге Центрального Предкавказья и в долине Маныча залегает вторым слоем, под четвертичным покровом. В прилегающих прогибах (Азово-Кубанском и Терско-Кумском) она погружается под более молодые отложения, а ее мощность нарастает до 2,5 км и более. Данная формация развита также на Керченском полуострове Крыма. В майкопских отложениях предкавказских прогибов открыто свыше 50 залежей нефти и газа, приуроченных к 25 месторождениям [1]. В основаниях инженерных сооружений плотные маловлажные майкопские глины обладают достаточно высокой несущей способностью, проблемы обычно возникают в случае их увлажнения. Примером этому может служить состояние уникального объекта г. Волгограда — монумента «Родина-мать зовёт!» на Мамаевом кургане. Уже в ходе строительства у сооружения появился крен, который в последующие десятилетия с замедлением нарастал, что связали с ползучестью майкопских глин. В начале 1990-х годов наблюдения за осадками прекратили, посчитав, что деформации полностью затухли. Однако беспокойство по поводу монумента не исчезло, поскольку крен остается, курган периодически обводняется за счет полива зеленых насаждений, и угроза потери устойчивости по-прежнему существует [27].

В Центральном Предкавказье под четвертичными отложениями вскрывается еще одна содержащая глины формация — *миоценовая карбонатно-терригенная* (N_1). Это следы самой крупной черноморской трансгрессии — сарматской. В данной формации, по сравнению с предыдущей, значительно больше прослоев мергелей и известняков, в том числе органогенных. Она тоже обнажается на склонах Ставропольского поднятия, а в прилегающих прогибах погружается под плиоценовые осадки, и ее мощность увеличивается до 300 м. В сарматских отложениях проложены крупнейшие на Северном Кавказе каналы — Право-Егорлыкский и Большой Ставропольский.

В Западном и Восточном Предкавказье, в пределах Азово-Кубанского и Терско-Кумского прогибов

выделяются *терригенные сероцветные формации*, накопившиеся в период *плиоценовых* морских трансгрессий Черного (на западе) и Каспийского (на востоке) морей.

Отложения черноморской трансгрессии мощностью до 440 м образуют так называемые кувальничьи слои, представленные песчано-глинистыми грунтами с преобладанием песков в нижней части и глин в верхней [5]. В Восточном Предкавказье их аналогом являются отложения акчагыльской трансгрессии Каспия, ареал распространения которых охватывает не только Терско-Кумский прогиб, но и Прикаспийскую впадину. Кроме того, эти осадки ингрессивно заполняют древние долины Волги, Урала и других рек. На периферии ареала, относящейся к прибрежной и мелководной частям бассейна, формация имеет песчано-глинистый состав. В центре Прикаспийской впадины, соответствующей глубоководной зоне, в разрезе преобладают глины, иногда с прослоями известняков и мергелей. В Предкавказье в толще встречаются галечники и конгломераты. Глины часто карбонатные, обычно горизонтально-слоистые. Мощность акчагыльских отложений изменяется от 110 до 550 м, а максимальная приурочена к долине палео-Волги [8].

Дочетвертичные глинистые грунты платформ Сибири

За Уралом основные площади распространения дочетвертичных глинистых грунтов приходится на молодую *Западно-Сибирскую плиту*. Развитие данного региона в мезозое и раннем кайнозое привело к формированию огромной мегасинеклизы, в верхах которой оказалась толща сравнительно молодых и слабо литифицированных отложений. Так как прогибание продолжалось и в позднем кайнозое, эта толща была перекрыта новейшими осадками большой мощности (особенно в центральной части плиты). В основания инженерных сооружений дочетвертичные отложения попадают, главным образом, на окраинах плиты, при этом в северных районах они находятся в многолетнемерзлом состоянии. Дочетвертичные глины обычно сильно литифицированы (чем древнее, тем больше), часто трещиноваты, в этом случае их льдистость обусловлена трещинным льдом.

Вдоль восточного склона Урала простирается *нижнемеловая терригенная сероцветная формация* (K_1). Она объединяет пески, глины, отдельные слои песчаников и алевролитов, иногда мергелей и известняков. Некоторые горизонты этой толщи относятся к категории продуктивных нефтеносных [11]. Глины плотные, часто аргиллитоподобные,

с присыпками и гнездами глауконита и включениями растительного детрита. Мощность формации доходит до 1000 м и более.

Аналогичный комплекс пород, только *верхнемеловой*, залегает на северо-восточной окраине плиты и распространяется в пределы Хатангского прогиба. Толща сложена песками, песчаниками, глинами и алевролитами. На севере того же прогиба под четвертичными отложениями вскрывается *нижнемеловая терригенная угленосная формация* (K_2) мощностью до нескольких километров, объединяющая пески, песчаники, алевролиты, глины, аргиллиты, конгломераты с прослоями и линзами углей. В бассейне Хатанги ниже- и верхнемеловая формации выходят на поверхность, а в центре прогиба погружаются под четвертичные отложения на глубину до 250 м. Верхние 500–600 м толщи находятся в многолетнемерзлом состоянии [21].

В центральных и южных районах Западно-Сибирской плиты *терригенная сероцветная формация* датируется как *средне-верхнеэоценовая*. По сравнению с меловыми формациями, она более однородная по составу, более глинистая и менее литифицированная. Мощность толщи изменчивая, в районе г. Тобольска составляет 125–220 м [7].

На Ямале, в Предуралье и Надым-Тазовской области выделяются ареалы *кремнисто-терригенной формации*, возраст которой в разных частях плиты датируется по-разному — K_2-P_1 , K_2-P_2 , P_2 [11; 24]. Терригенная составляющая представлена глинами, аргиллитами, алевролитами, реже песками и песчаниками, кремнистая — опоками, диатомитами и трепелами, часто встречаются переходные разновидности — глины диатомовые и опоквидные, глинистые опоки и глинистые диатомиты. Мощность формации изменяется от 150 до 600 м, в речных врезках она местами выходит на поверхность.

Особое место среди кайнозойских отложений Западной Сибири занимает континентальная *терригенная лигнитоносная формация*, представленная несколькими возрастными генерациями — P_1 , P_3 , P_3-N_1 . Она объединяет песчано-глинистые отложения озерно-аллювиального и болотного генезиса, развита чрезвычайно широко, залегает на глубине от нескольких до десятков метров, второй или третьей от поверхности (под четвертичными или неогеновыми образованиями), вскрывается в речных долинах и глубоких озерных котловинах. Характеризуется высокой фациальной изменчивостью, что обусловлено неравномерным чередованием песков, супесей, суглинков и глин. Некоторые авторы отмечают, что в пределах положительных структур преобладают глинистые породы (40–60%), в отрицательных возрастает роль песков (30–50%) [12]. Глинистые

отложения слюдистые, слоистые, в разной степени пылеватые, иногда песчанистые. В разрезе часто встречаются прослои лигнитизированной растительности (от тонкого фитодетрита до обломков древесины), реже — бурого угля. Мощность этих прослоев обычно составляет 0,3–0,5 м, редко достигает до 1–2 м и более, как, например, в Колпашевском Приобье, под долиной Оби [12]. Мощность формации изменяется от 20 до 300 м, возрастая от периферии к центру плиты.

На юге Западной Сибири от Урала до Алтая распространена *терригенная пестроцветная миоценовая формация* (N_1), сложенная озерно-аллювиальными песчано-глинистыми отложениями таволжанской и павлодарской свит [2; 13]. В разрезе преобладают пестроокрашенные глины (от бурых до темно-серых), слоистые, жирные, плотные. Мощность формации увеличивается с юга на север, достигая 100 м и более.

В пределах древней **Сибирской платформы** дочетвертичные глины развиты ограниченно. В её осадочном чехле вообще немного дисперсных грунтов, при этом широко распространены интрузивные и эффузивные породы — продукты мощного платформенного магматизма, которого практически не было на Восточно-Европейской платформе (был локальным и эпизодическим).

Основным районом развития древних глин является Вилуйская синеклиза и сочлененный с ней Предверхоянский прогиб. Здесь выделяются три терригенных мезо-кайнозойских формации, включающих глины (в небольшом количестве): молассовидная нижней и средней юры, терригенная угленосная верхней юры — нижнего мела и неогеновая терригенная сероцветная. До глубины 400–600 м породы этих формаций находятся преимущественно в многолетнемерзлом состоянии [19].

Молассовидная нижне-среднеюрская формация (J_{1-2}) объединяет континентальные и морские пески, песчаники, алевролиты, глины и аргиллиты, а также конгломераты и галечники. В бортах синеклизы она залегает под кайнозойскими отложениями, в восточном направлении погружается под более молодые мезозойские образования, и в этом же направлении её мощность увеличивается от 100 до 900 м.

Терригенная угленосная верхнеюрско-нижнемеловая формация (J_3-K_1), перекрывающая молассовидную, представлена чередующимися песками, песчаниками, алевролитами с прослоями конгломератов, гравелитов, аргиллитов, глин и углей. Глубина ее залегания изменяется от 3–100 м на западном склоне Вилуйской синеклизы до 500–1000 м в центральной части, а мощность варьирует от 200 до 5200 м (в Предверхоянском прогибе). С рассматриваемыми

отложениями связаны месторождения Ленского угольного бассейна.

В Нижне-Алданской впадине развита *неогеновая терригенная сероцветная формация* (N), сложенная аллювиальными и озерно-аллювиальными песчано-глинистыми породами. Ее мощность изменяется от 45 до 800 м (нарастает от бортов к центру впадины).

Дочетвертичные глинистые грунты горно-складчатых сооружений

В пределах горно-складчатых сооружений глинистые грунты в небольшом объеме можно встретить во впадинах, где скапливаются продукты разрушения окрестных хребтов (молассы). В возрастном отношении это молодые мезо-кайнозойские отложения. В мезозойских толщах глины чаще всего слагают небольшие прослои среди более литифицированных и сцементированных обломочных пород, в кайнозойских молассовых формациях глинистая составляющая более значительная. Как правило, во всех впадинах от бортов к центрам увеличивается дисперсность отложений и возрастает их мощность.

В **Алтае-Саянском орогене** мезозойские глинистые грунты выделяются в Назаровской и Кузнецкой впадинах в составе *меловой молассовой формации* (K), представленной песчаниками, алевролитами, аргиллитами, глинами и песками. Её мощность в центрах впадин может достигать до 600–800 м [18]. Толща подстилается угленосными юрскими отложениями, с которыми связаны месторождения КАТЭКа, и входит в состав вскрышных пород при открытой разработке угля. В южных впадинах (Убсунурской, Чуйской, Курайской, Буренской и др.) описана более молодая *палеоген-неогеновая моласса* ($P-N$), сложенная пестроцветными глинами и суглинками, песками и супесями, переслаивающимися с гравийниками, галечниками, щебнем. Ее мощность достигает до 300 м и более [6]. В Тункинской впадине и южных депрессиях **Забайкальского орогена** (Торейской и др.) подобная молассовая толща датируется как *неогеновая*.

На **Сихотэ-Алине** в Средне-Амурской впадине развита *палеоген-миоценовая молассовая угленосная формация* ($P-N_1$). Она представлена глинами, алевролитами, песками, галечниками, многочисленными прослоями углей, в нижней части прослоями конгломератов и туффитов. В бортах впадины моласса практически выходит на поверхность, а к центру глубоко погружается под четвертичные отложения, в этом же направлении нарастает её мощность от 10–50 до 770 м [20]. Близкая по составу толща описана в Прихантайской впадине, но там она имеет несколько иной возраст, содержит меньше углей

и трактуется как *молаассовая формация эоцена-миоцена* (P_2-N_1).

На **о. Сахалин**, который является продолжением Сихотэ-Алиньского орогена, в центральной полосе между Восточно-Сахалинскими и Западно-Сахалинскими горами, а также в пределах Северо-Сахалинской равнины под четвертичным покровом вскрывается аналогичная, но значительно более мощная *молаассовая олигоцен-плиоценовая формация* ((P_3-N_2)). Она объединяет морские (от прибрежных до глубоководных) и континентальные отложения — алевриты, глины, пески и песчаники, прослой гравелитов и галечников, иногда конгломератов, линзы и прослой лигнитов и бурых углей. В различных частях разреза выявлены скопления углеводородов (нефть, газ, конденсат), особенно продуктивна в этом отношении нутовская свита. Половина открытых нефтегазовых месторождений Сахалинской области сосредоточена в пределах восточной части Северного Сахалина. Мощность молаассовой олигоцен-плиоценовой формации достигает значений 7–8 км [28].

Выводы

1. Основные площади распространения глинистых грунтов дочетвертичного возраста приурочены в России к территориям древней Восточно-Европейской и молодых Скифской, Тимано-Печорской и Западно-Сибирской платформ (плит). В возрастном отношении это преимущественно отложения мезо-кайнозойские, реже палеозойские и более древние. В пределах горно-складчатых сооружений глинистые отложения развиты ограниченно, преимущественно во впадинах.

2. Дочетвертичные глинистые грунты наиболее широко представлены в континентальных и морских терригенных сероцветных и красноцветных формациях, иногда угленосных и молаассовых, а также

карбонатно-терригенных и терригенно-карбонатных, кремнисто-терригенных и терригенно-кремнистых. Мощность слоев глин в составе данных формаций изменяется от метров до десятков и первых сотен метров.

3. Палеозойские и более древние глины обычно плотные, преимущественно твердой и полутвердой консистенции. Для них характерно не только пластичное, но и хрупкое разрушение, нередко отмечается трещиноватость (и, следовательно, водопроницаемость).

4. Глины в составе терригенно-карбонатных и терригенно-кремнистых формаций часто карбонатные или окремненные, аргиллитоподобные с достаточно высокими показателями деформационных и прочностных свойств.

5. Глины терригенных сероцветных формаций иногда содержат значительное количество разложившейся растительной органики, что заметно снижает показатели их деформационных и прочностных свойств. В подземных выработках уплотненные, сланцеватые и углистые глины склонны к пучению. Глины терригенных красноцветных формаций за счет железистого цемента имеют довольно высокую несущую способность, но в открытых котлованах быстро выветриваются.

6. На склонах речных долин и в бортах глубоких карьеров с пластичными дочетвертичными глинистыми грунтами часто связано наличие оползней.

7. На севере Тимано-Печорской и Западно-Сибирской плит, в Хатангском и Предверхолянском прогибах, а также в Вилуйской синеклизе встречаются толщи дочетвертичных глинистых грунтов, которые находятся в многолетнемерзлом состоянии. Их льдистость, как правило, значительно ниже, чем в молодых четвертичных отложениях. Основной объем льда сосредоточен в верхних горизонтах толщ, где породы наиболее выветрелые и трещиноватые, а криогенные текстуры проявляются как унаследованные трещинные и трещинно-жильные.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Анисимов Л. А. Майкопская глинистая формация: приглашение к дискуссии. // Недра Поволжья и Прикаспия. — 2014. — № 77. — С. 24–34.
2. Бабин Г. А., Черных А. И., Головина А. Г., Жигалов С. В. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Алтае-Саянская. Лист N-44 — Новосибирск. Объяснительная записка. — СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2015. — 392 с.
3. Вербицкий В. Р., Вербицкий И. В., Васильева О. В., Саванин В. В. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Центрально-Европейская. Листы О-35 — Псков, (N-35), О-36. Санкт-Петербург. Объяснительная записка. — СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2012. — 510 с.
4. Геологическая карта России и прилегающих акваторий масштаба 1:2 500 000 —

- 2016 г.: <http://www.vsegei.ru/ru/info/atlas/geol/GeologicalMap16-preview.jpg> (даты обращения: январь — декабрь 2021).
5. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1: 1 000 000 (новая серия). Лист L-(37), (38) — Ростов-на-Дону. Объяснительная записка. — СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2000. — 295 с.
 6. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1: 1 000 000 (третье поколение). Серия Алтае-Саянская. Лист М-46 — Кызыл. Объяснительная записка. — СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2008. — 349 с.
 7. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1: 1 000 000 (третье поколение). Серия Западно-Сибирская. Лист О-42 — Тобольск. Объяснительная записка. — СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2009. — 300 с.
 8. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1: 1 000 000 (третье поколение). Серия Центрально-Европейская. Лист М-38 — Волгоград. Объяснительная записка. — СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2009. — 399 с.
 9. Журавлев В. А., Куприн В. Ф., Лукьянова Л. И., Парамонова М. С. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1: 1 000 000 (третье поколение). Серия Мезенская. Лист Q-38 — Мезень. Объяснительная записка. — СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2012. — 311 с.
 10. Застрожная О. И., Кротова-Путинцева А. Е., Лукьянова Н. В., Кирков В. П. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1: 1 000 000 (третье поколение). Лист О-37 — Ярославль. Объяснительная записка. — СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2015. — 356 с.
 11. Зылёва Л. И., Коновалов А. Л., Казак А. П., Жданов А. В. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1: 1 000 000 (третье поколение). Серия Западно-Сибирская. Лист Q-42 — Салехард. Объяснительная записка. — СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2014. — 396 с.
 12. Зылева Л. И., Коркунов К. В., Козырев В. Е. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1: 1 000 000. Третье поколение. Серия Западно-Сибирская. Лист О-44 — Колпашево. Объяснительная записка / Минприроды России, Роснедра, ФГБУ «ВСЕГЕИ», ООО «ГЕОТЭК». — СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2020. — 214 с.
 13. Зылева Л. И., Коркунов К. В., Козырев В. Е. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1: 1 000 000. Третье поколение. Серия Западно-Сибирская. Лист N-43 — Омск. Объяснительная записка / Минприроды России, Роснедра, ФГБУ «ВСЕГЕИ», ООО «ГЕОТЭК». — СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2020. — 172 с.
 14. Инженерная геология России. Т. I. Грунты России / под ред. В. Т. Трофимова, Е. А. Вознесенского, В. А. Королева. — М.: КДУ, 2011.
 15. Инженерная геология России. Т. III. Инженерно-геологические структуры России / Под ред. В. Т. Трофимова, Т. И. Аверкиной. — М.: КДУ, 2015.
 16. Инженерная геология СССР. Т. 1–8. — М.: Изд-во МГУ, 1976–78 гг.
 17. Инженерная геология СССР. — М.: Недра, 1990–92 гг.
 18. Инженерная геология СССР. Алтае-Саянский и Забайкальский регионы. — М.: Недра, 1990. — 375 с.
 19. Инженерная геология СССР. Т. 3. Восточная Сибирь. — М.: Изд-во МГУ, 1977. — 660 с.
 20. Инженерная геология СССР. Т. 4. Дальний Восток. — М.: Изд-во МГУ, 1977. — 502 с.
 21. Инженерная геология СССР. Западно-Сибирская и Туранская плиты. Кн. 2. — М.: Недра, 1990. — 334 с.
 22. Инженерная геология СССР. Платформенные регионы Европейской части СССР. Кн. 2. — М.: Недра, 1991. — 357 с.
 23. Карпышев Е. С. Нижнесвирская плотина на р. Свири // Геология и плотины. Т. VII. — М.: Энергия, 1974. — С. 6–12.
 24. Лебедева Е. А., Файбусович Я. Э., Назаров Д. В. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1: 1 000 000. Третье поколение. Серия Западно-Сибирская. Лист R-43 — Обская губа. Объяснительная записка / Минприроды России, Роснедра, ФГБУ «ВСЕГЕИ». — СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2019. — 182 с.
 25. Листы Государственной геологической карты (Карты четвертичных отложений) масштаба 1:1 000 000 2-го и 3-го поколений: <http://webmapget.vsegei.ru/index.html> (даты обращения: январь–март 2023).
 26. Максимов А. В., Якобсон К. Э., Вовшина А. Ю. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1: 1 000 000. Третье поколение. Мезенская серия. Лист Р-38 — Котлас. Объяснительная записка / Минприроды России, Роснедра, ФГБУ «ВСЕГЕИ», ООО «Архангельские алмазы». — СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2021. — 272 с.

27. Самусь Н. А. Недостатки инженерно-геологических изысканий для строительства уникального по сложности объекта — главного монумента историко-мемориального комплекса на Мамаевом кургане в г. Волгограде и необходимость устранения недочетов // Инженерные изыскания. — 2020. — № 4–5, С. 8–16.
28. Шаруева Л. И., Лопатин Б. Г., Rogанов Г. В., Саутченкова Р. А. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Дальневосточная. Лист N-54 — Николаевск-на-Амуре. Объяснительная записка. — СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2016. — 477 с.

DOI 10.53278/2306-9139-2026-1-26-13-28

УДК 624.131, 551.3.051 (476.5)

ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ОЗЕРНО-ЛЕДНИКОВЫХ ГРУНТОВ ТЕРРИТОРИИ ВИТЕБСКОЙ ОБЛАСТИ

ENGINEERING-GEOLOGICAL FEATURES OF LACUSTRINE-GLACIAL SOILS IN THE VITEBSK REGION

© А. Н. Галкин¹, А. И. Павловский², Д. С. Лысов³, 2026© A. N. Galkin¹, A. I. Pavlovsky², D. S. Lysov³, 2026^{1,3} Витебский государственный университет им. П. М. Машерова,

Московский просп. 33, Витебск, 210038, Белоруссия

Vitebsk State University named after P. M. Masharov, 33 Moskovskiy Ave., Vitebsk, 210038 Belarus

² Белорусский национальный технический университет,

просп. Независимости 65, Минск, 220013, Белоруссия

Belarusian National Technical University, 65 Nezavisimosti Ave., Minsk, 220013, Belarus

galkin-alexandr@yandex.ru¹, aipavlovsky@mail.ru², dmitr123456789@mail.ru³

Аннотация. В статье рассматриваются особенности вещественного состава и свойств озерно-ледниковых грунтов верхней части разреза четвертичной толщи территории Витебской области, активно вовлеченных в инженерно-хозяйственную деятельность. Эти грунты занимают значительное, хотя и пространственно изменчивое, положение в четвертичной толще исследуемого региона. Приводятся подробные сведения об условиях их залегания, территориальном распространении, химико-минеральном и гранулометрическом составе, физических, физико-химических и физико-механических свойствах грунтов. Работа базируется на комплексном инженерно-геологическом исследовании озерно-ледниковых грунтов северной части Белоруссии с привлечением результатов собственных полевых и лабораторных исследований, дополненных анализом опубликованных научных работ, отчетов по инженерно-геологическим изысканиям и геолого-съёмочным работам, проводившимся на данной территории различными геологическими и изыскательскими организациями.

Abstract. This article examines the composition and properties of glaciolacustrine soils in the upper part of the Quaternary strata section in the Vitebsk region, which are actively involved in engineering and economic activities. These soils occupy a significant, albeit spatially variable, position within the Quaternary strata of the study region. The authors provide detailed information on their occurrence conditions, territorial distribution, chemical, mineral, and particle size distribution, as well as their physical, physicochemical, and physicommechanical properties. This work is based on a comprehensive engineering-geological study of glaciolacustrine soils in northern Belarus, drawing on the results of the authors' own field and laboratory research, supplemented by an analysis of published scientific papers, engineering-geological survey reports, and geological surveys conducted in this area by various geological and survey organizations.

Ключевые слова: озерно-ледниковые грунты; условия залегания; распространение; химико-минеральной состав; гранулометрический состав; физические свойства; физико-химические свойства; физико-механические свойства; Витебская область.

Key words: lacustrine-glacial soils; occurrence conditions; distribution; chemical and mineral composition; granulometric composition; physical properties; physic-chemical properties; physic-mechanical properties; Vitebsk region.

Введение

Одной из важнейших особенностей строения четвертичной толщи Витебской области является многократная встречаемость в ее составе озерно-ледниковых

отложений, которые включены в ледниковую толщу и в разрезах залегают обычно выше или ниже морены (рис. 1). Ими сложен ряд геоморфологических районов региона, сформировавшихся на месте древних

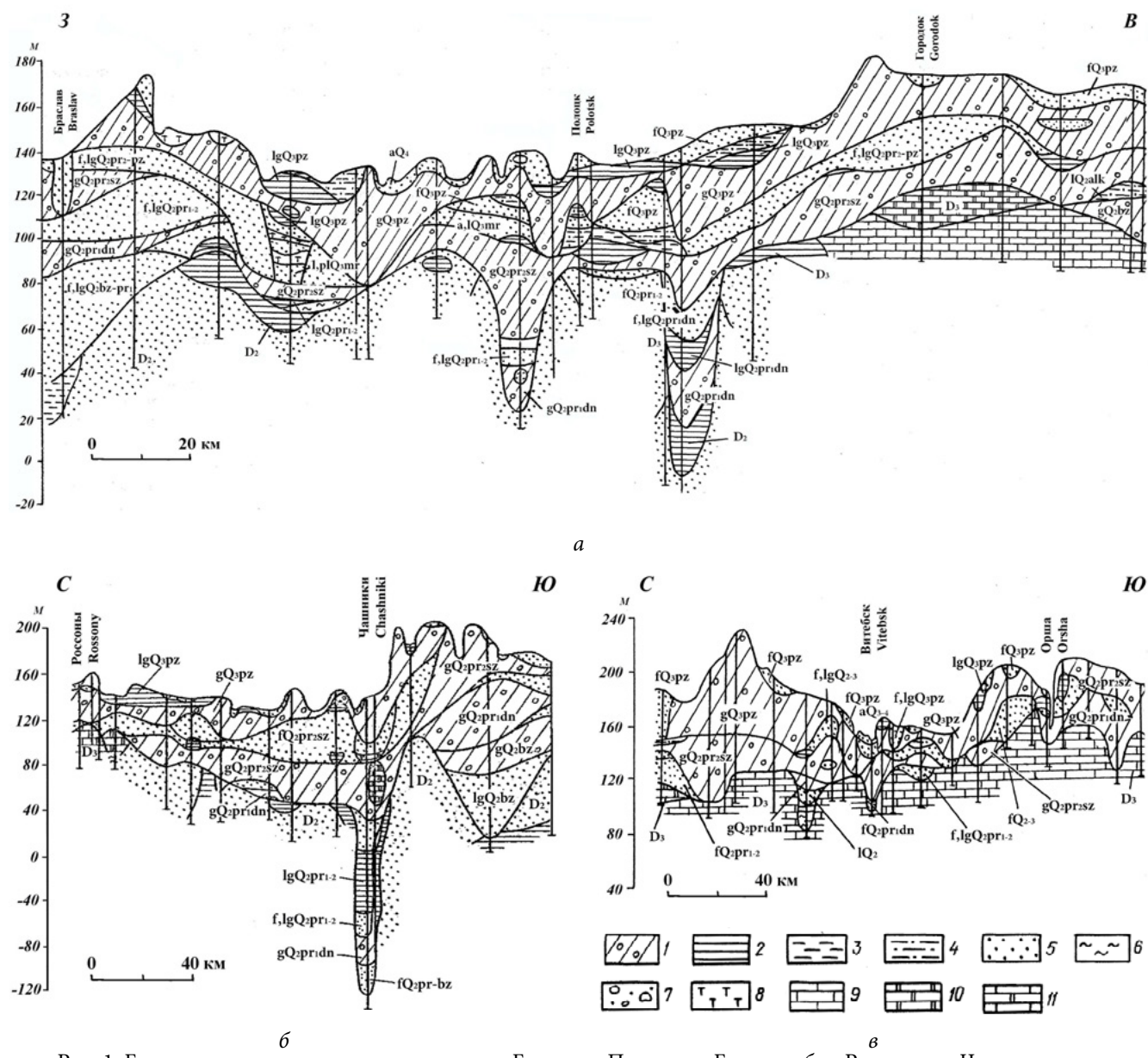


Рис. 1. Геологические разрезы по линиям: а — Браслав — Полоцк — Городок; б — Россоны — Чашники; в — Витебск — Орша [4]. 1 — моренные отложения; 2 — глина; 3 — суглинок; 4 — супесь; 5 — песок; 6 — супесь пылеватая; 7 — галька и валуны; 8 — торф, гиттии; 9 — известняк; 10 — доломит; 11 — доломитизированный известняк

приледниковых бассейнов — Полоцкого, Дисненского, Верхнедвинского, Лучоского и Суражского (озерно-ледниковые Полоцкая низина, Суражская и Лучоская равнины) (рис. 2), а также небольших водоемов, существовавших на поверхности и в полостях ледникового тела, в подпруженных ледником речных долинах, котловинах моренного рельефа и ложбинах ледникового размыва и выпавивания в пределах современных Свенцянских краевых ледниковых гряд, Витебской и Ушачской краевых ледниковых возвышенностей, Сенненской моренной равнины с краевыми ледниковыми образованиями, Шумилинской моренной равнины, Чашникской водно-ледниковой низины и др. (рис. 3).

Исследования керна из буровых скважин и материалы геологических съемок разных лет показали, что на территории Витебской области (в частности, в пределах Полоцкой низины) выделяется до шести горизонтов лимногляциального комплекса. Здесь широкое распространение получили озерно-ледниковые отложения, сформировавшиеся в периоды деградации березинского (Q_{2bz}) оледенения, отступления припятского ледника в днепровскую стадию (Q_{2pr1dn}) своего развития, а также в фазы наступания и отступления припятского ледника в сожское (Q_{2pr2sz}) время и поозерское (Q_{3pz}) оледенение (рис. 1). Грунты первых трех интервалов отмечены лишь на западе Полоцкой низины и сохранились

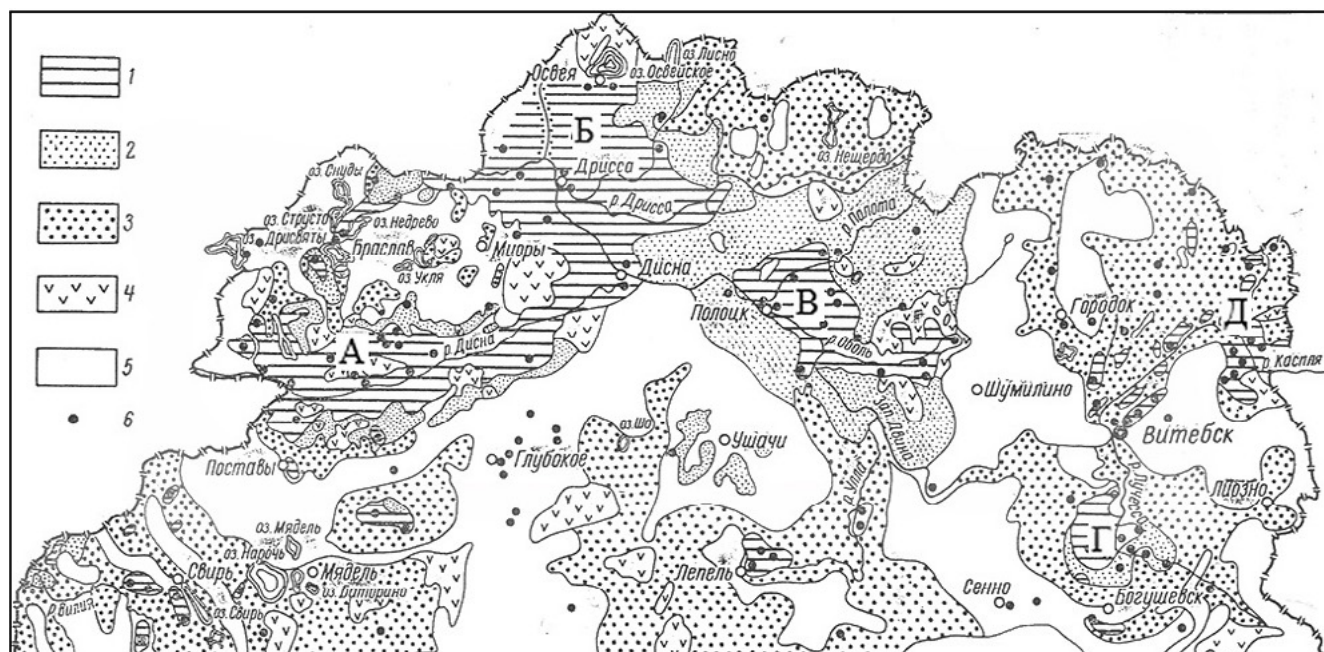


Рис. 2. Картограмма расположения озерно-ледниковых бассейнов Витебской области (по [7] с изменениями): А — Дисненского; Б — Верхнедвинского; В — Полоцкого; Г — Лучосского; Д — Суражского. 1 — ленточные глины; 2 — озерно-ледниковые песок и супесь; 3 — флювиогляциальный песок; 4 — заболоченные участки; 5 — моренные отложения; 6 — месторождения ленточных глин

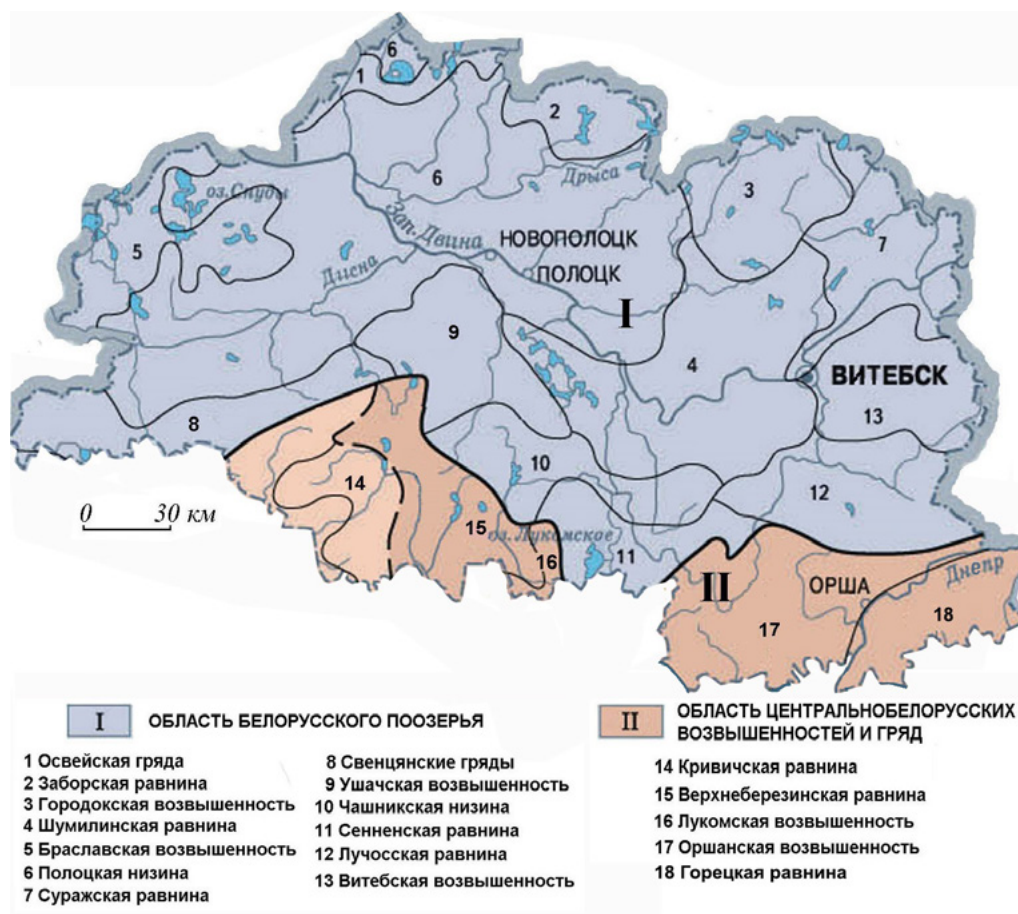


Рис. 3. Геоморфологическое районирование территории Витебской области (по [12])

в глубоких ложбинообразных понижениях. Они не образуют выдержанных по простирацию слоев и залегают на разных абсолютных отметках. Их мощность не превышает нескольких метров. Выше сожских моренных отложений, согласно стратиграфии, залегают озерно-ледниковые отложения, образовавшиеся при отступании припятского ледника в сожскую стадию его развития. В Полоцкой низине они занимают значительные площади, формируют единый лимногляциальный комплекс, расположенный примерно на одном гипсометрическом уровне, и играют роль выравнивающего слоя по отношению к поверхности моренных толщ.

Озерно-ледниковые отложения заполняют все крупные впадины в подстилающих грунтах и простираются вдоль северных и северо-западных склонов возвышенностей, сформированных сожскими образованиями припятского оледенения. Благодаря выравниванию рельефа, вызванному мощным накоплением лимногляциальных грунтов, верхняя граница сожского подгоризонта в целом более ровная по сравнению с его основанием, а мощность сожских грунтов достаточно однородна по простирацию.

Озерно-ледниковые отложения, образовавшиеся при наступлении поозерского ледника, встречаются по всей территории Витебской области, но в виде отдельных участков, ограниченных по площади, имеют небольшую мощность (в среднем 5–6 м) и были в значительной степени вовлечены поозерским ледником в формирование краевых комплексов. Они часто оказываются смещенными или отторгнутыми, входя в состав разреза ледниковых отложений поозерского горизонта.

Самый молодой лимногляциальный комплекс, формирующий верхнюю часть четвертичной толщи на большей части территории Витебского региона, представлен отложениями времени отступления поозерского ледника. Залегают они обычно на поозерской морене и только местами перекрываются маломощным чехлом поозерского флювиогляциала или голоценовыми болотными, эоловыми, аллювиальными и другими образованиями.

Озерно-ледниковые отложения на территории северной части Белоруссии интересовали многих исследователей в различных аспектах. В 1960–1970-е годы. Белорусской геологоразведочной экспедицией Управления геологии при Совете министров БССР достаточно детально были изучены условия залегания и вещественный состав озерно-ледниковых грунтов как полезных ископаемых. Параллельно с этим ряд ученых (З. А. Горелик, Э. Д. Мишагова, Э. А. Левков [6], Н. В. Зайцева [7], А. В. Матвеев [11]) углубленно изучали их гранулометрический и минерально-петрографический состав. Особый

вклад внесла Н. В. Зайцева [7], которая детально проанализировала ленточные отложения приледниковых бассейнов территории страны, включая палеоводоемы Витебского региона (рис. 2), что позволило ей впервые изучить условия залегания ленточных глин, территориальное их распространение, морфологические, литологические и геохимические особенности. Позднее И. Э. Павловская [13] всестороннее изучала Полоцкий озерно-ледниковый бассейн — самый крупный приледниковый палеоводоем позднего плейстоцена на территории Белоруссии, раскрывая особенности его строения, морфологии, а также условия и этапы формирования. Ее работы позволили охарактеризовать четвертичную толщу бассейна, выявить закономерности пространственной дифференциации литофаций и ритмичность их напластования.

В 1970–80-х годах Белгоспроектом, Белпромпроектом и БелГИИЗом (ныне государственное предприятие (ГП) «ГЕОСЕРВИС») был выполнен значительный объем инженерно-геологических работ, направленных на определение физических и физико-механических свойств этих грунтов на различных участках, включая крупные проекты для Новополоцкого нефтехимического комплекса (нефтеперерабатывающего завода и завода «Полимир»). Значительный вклад в изучение свойств ленточных глин севера Белоруссии в своей диссертации внесла И. Г. Лукинская (1972 г.) [10]. В 1989 г. И. А. Бусел расширил эти исследования, проведя комплексный анализ и оценку свойств грунтов ледникового генезиса, в том числе и озерно-ледниковых [2].

Современный этап в изучении озерно-ледниковых отложений (с 1991 г. по настоящее время) совпал с этапом коренных изменений в политической и экономической сферах жизни страны. Все это отразилось на проведении геологических и инженерно-геологических работ, особенно научных, и замедлило темпы исследований.

Интерес к изучению строения озерно-ледниковых толщ, их вещественному составу и свойствам проявился в последние два десятилетия, когда в бортах отдельных карьеров по разработке глинистого сырья, заключенного в этих толщах, начали проявляться существенные оползневые деформации (например, карьеры месторождения Лукомль-1) [5], а в городах Витебской области (Витебск, Новолукомль, Новополоцк, Полоцк, Чашники и др.) стали проектировать и возводить многоэтажные жилые дома на основаниях, сложенных озерно-ледниковыми песчано-глинистыми грунтами, что и определяет актуальность данной работы.

Целью настоящих исследований является комплексная характеристика особенностей вещественного

состава и свойств озерно-ледниковых грунтов верхней части разреза четвертичной толщи территории Витебской области, активно вовлеченных в инженерно-хозяйственную деятельность.

Материалы и методы исследований

Работа базируется на результатах собственных полевых и лабораторных исследований, дополненных анализом опубликованной литературы, отчетов по инженерно-геологическим изысканиям и геологическим работам, выполненным в разные годы на данной территории Белорусской геологоразведочной экспедицией (БГРЭ), Белорусским научно-исследовательским геологоразведочным институтом (БелНИГРИ), Витебским отделом ГП «ГЕОСЕРВИС» и другими организациями. Для изучения состава и свойств грунтов было отобрано свыше 30 образцов. Отбор производился из естественных обнажений и горных выработок в соответствии с ГОСТ 12071-2000 «Грунты. Отбор, упаковка, транспортирование и хранение образцов». Исследования выполнялись в лаборатории почвоведения факультета химико-биологических и географических наук Витебского госуниверситета им. П. М. Машерова и грунтоведческой лаборатории ГП «ГЕОСЕРВИС» и включали в себя определения гранулометрического состава грунтов по ГОСТ 12536-2014 «Грунты. Методы лабораторного определения гранулометрического (зернового) и микроагрегатного состава», а также их физических и физико-механических свойств (ГОСТ 30416-2020 «Грунты. Лабораторные испытания. Общие положения», ГОСТ 5180-2015 «Грунты. Методы лабораторного определения физических характеристик» и ГОСТ 20276.4-2020 «Грунты. Метод среза цилиндров грунта»). Статистическая обработка данных осуществлялась на персональном компьютере с помощью программного продукта Microsoft Excel.

Результаты и их обсуждение

Одна из главных инженерно-геологических особенностей территории Витебской области — наличие относительно устойчивой по простираению мощной (до 37 м) озерно-ледниковой толщи, представленной отложениями времени отступления поозерского ледника (рис. 1), в том числе предфронтальных (приледниковых) и зафронтальных (внутриледниковых) озер.

Приледниковые отложения часто имеют форму вытянутых линз длиной в несколько километров,

лишь изредка занимая площадь в сотни и тысячи квадратных километров. В современном рельефе Витебского региона эти аккумуляции обычно создают довольно ровные, плоские или пологие, местами слабоволнистые заболоченные низменные участки. По периферии распространения палеоводоемов в некоторых случаях выявляется до двух-трех террасовидных аккумулятивно-денудационных площадок и валов, сложенных этими осадками.

Мощность поозерских озерно-ледниковых отложений изменяется в пределах от 0,5 до 2–3 м, однако в отдельных крупных и глубоких депрессиях она возрастает до 25 м и более. Вблизи ледника в приледниковых озерах нередко накапливались пески, которые по составу мало отличаются от озерных осадков. Чаще же формировались слоистые ленточные глины¹, для которых характерна четко выраженная сезонная слоистость, проявляющаяся в монотонном повторении тонких, миллиметрово-сантиметровых, годовых лент осадков, обычно состоящих из более мощного летнего слоя тонкопесчаного, пылеватого или пылевато-глинистого состава, образующегося при интенсивном поступлении наносов, и более тонкого глинистого зимнего слоя, формирующегося в спокойной воде подо льдом (рис. 4а). Толщина годовых лент в преобладающем большинстве случаев изменяется от 0,1–0,3 до 5–10 см, а обычно в еще более узких пределах (0,3–2 см), причем толщина глинистых слоев падает к краевым частям залежей, тогда как толщина пылеватых в том же направлении возрастает. Иногда наблюдаются аномально мощные (до 20–50 см) прослои глинистого, пылеватого или песчаного материала (рис. 4б). Нередко в отдельных лентах удается различить более тонкую слоистость [11]. Местами встречаются неслоистые массивные глины, которые, по А. Б. Басаликасу [1], получили название гляциальных, мощность которых может достигать половины и более толщины озерно-ледниковых отложений, что свидетельствует о накоплении глинистого материала без существенных сезонных различий. В верхней части озерно-ледниковой толщи эти грунты приобретают вид настоящих ленточных глин.

Окраска ленточных глин неоднородна, преимущественно темно-коричневых и красно-бурых тонов, реже серых. На глубине до 1,5–2,0 м они, как правило, подвержены гипергенезу, что проявляется в изменении их цвета на сизо-серый, размывании границ между слоями и появлении карбонатных и железистых новообразований — корок,

¹ Высокодисперсные отложения приледниковых озер с ленточной слоистостью, по выражению В. Т. Трофимова и В. Н. Соколова [8], можно классифицировать как глины только условно. Обычно это название корректно лишь по отношению к зимним глинистым прослоям. На самом деле гранулометрический состав ленточных глин может изменяться от глин до супесей.

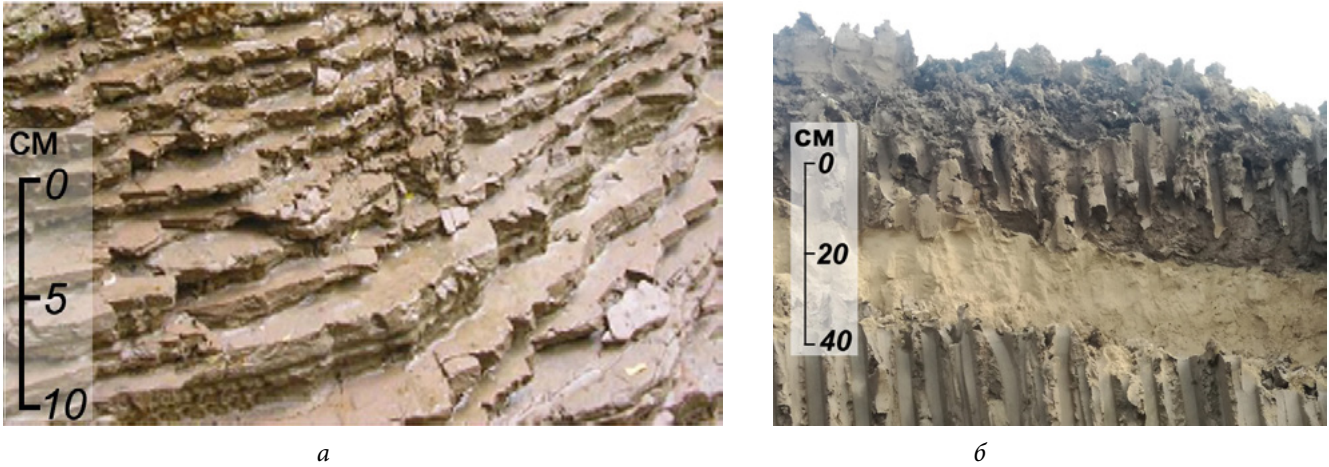


Рис. 4. Характер залегания ленточных глин, получивших распространение на территории Витебской области: а — с четко выраженной сезонной слоистостью с монотонным повторением тонких годовичных лент осадков (г. Верхнедвинск); б — с аномально мощным прослоем пылеватого песка (месторождение Лукомль-1 Чашникского района)

Таблица 1. Химический состав валовых проб озерно-ледниковых ленточных глин Витебской области

Пункт опробования (месторо-ждение)	Содержание, %							$\frac{\text{SiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3}$
	SiO_2	Al_2O_3	TiO_2	Fe_2O_3	CaO	MgO	п. п. п.	
Поставский район (Дисненский приледниковый бассейн)*								
Голбея [7]**	$\frac{52,62-60,73^{***}}{57,07}$	$\frac{16,80-23,54}{20,42}$	не опр.	$\frac{5,97-8,91}{7,51}$	$\frac{0,96-5,59}{2,70}$	$\frac{0,88-1,37}{1,1}$	$\frac{5,18-8,54}{6,59}$	$\frac{2,33-3,40}{2,69}$
Поставское [7]	$\frac{48,70-55,30}{51,33}$	$\frac{14,90-20,14}{17,20}$	$\frac{0,50-0,80}{0,69}$	$\frac{4,60-6,22}{5,43}$	$\frac{4,67-8,40}{6,43}$	$\frac{0,90-3,69}{2,37}$	$\frac{7,30-11,00}{9,27}$	$\frac{2,46-3,81}{3,03}$
Шарковщинский район (Дисненский приледниковый бассейн)*								
Барсуки [9]	$\frac{59,44-65,32}{62,80}$	$\frac{13,70-21,50}{17,46}$	не опр.	$\frac{4,80-7,60}{6,09}$	$\frac{0,77-5,20}{2,58}$	$\frac{1,81-3,01}{2,14}$	$\frac{4,75-7,13}{5,93}$	$\frac{2,76-4,73}{3,65}$
Браславский район (Верхнедвинский приледниковый бассейн)*								
Болойки [4]	$\frac{48,76-53,74}{50,82}$	$\frac{17,34-19,76}{18,41}$	не опр.	$\frac{5,90-8,18}{6,61}$	$\frac{6,50-7,62}{7,01}$	$\frac{3,26-4,40}{3,86}$	$\frac{9,27-11,10}{10,23}$	$\frac{2,45-3,09}{2,77}$
Миорский район (Верхнедвинский приледниковый бассейн)*								
Малая Глиновка [9]	$\frac{49,65-58,55}{54,36}$	$\frac{17,00-19,83}{18,36}$	не опр.	$\frac{7,58-8,23}{7,86}$	$\frac{1,27-6,21}{3,60}$	$\frac{1,43-3,38}{2,80}$	$\frac{8,15-10,75}{9,56}$	$\frac{2,10-3,12}{2,77}$
Полоцкий район (Полоцкий приледниковый бассейн)*								
Лозовка [2]	$\frac{46,65-47,30}{47,18}$	$\frac{20,42-21,18}{20,80}$	$\frac{0,94-1,07}{1,01}$	$\frac{5,90-8,08}{6,99}$	$\frac{3,18-3,33}{3,26}$	$\frac{3,13-3,54}{3,34}$	$\frac{7,86-8,30}{8,08}$	$\frac{2,23-2,88}{2,56}$
Шумилинский район (Полоцкий приледниковый бассейн)*								
Ловжа [1]	$\frac{49,28}{49,28}$	$\frac{20,98}{20,98}$	$\frac{0,90}{0,90}$	$\frac{7,78}{7,78}$	$\frac{3,09}{3,09}$	$\frac{3,24}{3,24}$	$\frac{8,61}{8,61}$	$\frac{2,35}{2,35}$
Оболь [1]	$\frac{51,19}{51,19}$	$\frac{20,94}{20,94}$	$\frac{0,89}{0,89}$	$\frac{6,39}{6,39}$	$\frac{3,76}{3,76}$	$\frac{2,93}{2,93}$	$\frac{8,42}{8,42}$	$\frac{2,44}{2,44}$
Витебский район (палеоводоем в котловине моренного рельефа)****								
Пуца [7]	$\frac{49,83-54,15}{52,40}$	$\frac{15,50-20,46}{17,62}$	не опр.	$\frac{6,09-8,27}{7,13}$	$\frac{4,45-6,82}{5,68}$	$\frac{2,44-3,19}{2,69}$	$\frac{6,94-9,50}{9,05}$	$\frac{2,31-3,05}{2,50}$
Чашникский район (палеоводоем в котловине моренного рельефа)****								
Лукомль-1 [9]	$\frac{43,66-61,02}{52,11}$	$\frac{12,05-21,28}{16,51}$	$\frac{\text{сл.}-1,46}{0,84}$	$\frac{4,66-9,55}{7,31}$	$\frac{3,61-10,28}{5,78}$	$\frac{1,43-3,89}{2,92}$	$\frac{7,74-11,60}{9,50}$	$\frac{1,80-3,10}{2,30}$

Примечания:
* — по данным Н. В. Зайцевой [7]; ** — количество определений в квадратных скобках; *** — в числителе — минимальное и максимальное содержание химических компонентов в валовых пробах озерно-ледниковых ленточных глин, в знаменателе — среднее значение их содержания; **** — по данным Белорусской геологоразведочной экспедиции (1987).

конкреций, стяжений причудливых форм размером от 0,5 до 20 см. Примечательно, что карбонатные формы чаще встречаются в летних слоях, а железистые — в зимних [9].

Зафронтальные или внутриледниковые озерно-ледниковые отложения, лимнокамы и звонцы, наиболее часто встречаются на склонах ледниковых возвышенностей, представлены ритмично построенными, хорошо сортированными глинисто-пылеватыми, пылевато-песчаными и песчано-гравийными грунтами, иногда с включениями более крупнообломочного материала. Пески часто характеризуются однородным зерновым составом, примерно одинаковой крупностью и хорошей проницаемостью.

Слоистость лимнокамовых отложений чаще всего горизонтальная, ленточная или ленточноподобная, на склонах участками отмечается облекающая и наклонная, а также волнистая, косо- и диагонально-волнистая. Толщина лент небольшая, обычно в пределах 0,1–0,4 см. Мощности пачек, составляющих разрез лимнокамовых отложений, как правило, не превышают 1–1,5 м. Их особенностью является присутствие следов обрушения и оползания осадков. Подобные нарушения возникали при таянии ледяных берегов и дна ледниковых озер [14].

Прямым следствием неоднородной структуры озерно-ледниковых глинистых толщ является неоднородность их химико-минерального состава. Результаты химического анализа образцов озерно-ледниковых ленточных глин из различных месторождений Витебской области демонстрируют значительные колебания в содержании основных химических элементов (табл. 1).

Особенно показательным индикатором этой неоднородности служит соотношение $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$. Его увеличение свидетельствует о повышении концентрации свободного кремнезема (SiO_2), который не входит в состав алюмосиликатов и представлен кварцем. Так как пылеватые и песчаные ленты преимущественно состоят из кварца, то увеличение коэффициента $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ в определенной мере служит показателем того, в каком соотношении находятся глинистые и пылевато-песчаные слои в разрезе. При возрастании роли пылеватых и песчаных лент в разрезе толщи ленточных глин соотношение между SiO_2 и Al_2O_3 , как правило, увеличивается, и, наоборот, при уменьшении их роли это соотношение уменьшается [7].

Весьма специфичен и минеральный состав рассматриваемых грунтов. Крупные фракции (более 0,25 мм) озерно-ледниковых глин состоят в основном из кварца, полевых шпатов, карбонатов и обломков изверженных и метаморфических

пород. Содержание кварца в этих крупных фракциях варьируется в зависимости от размера зерен: оно минимально в частицах крупнее 1 мм (около 50%) и достигает максимума (80–82%) во фракции 0,5–0,25 мм. Полевые шпаты присутствуют во всех фракциях крупнее 0,25 мм примерно в одинаковом количестве (10–12%).

В отличие от кварца, количество карбонатов уменьшается с уменьшением размера частиц, составляя около 20% в самой крупной фракции (более 1 мм) и около 5% в фракции 0,5–0,25 мм. Преобладающим карбонатным минералом является кальцит. Фрагменты изверженных и метаморфических пород встречаются редко, обычно не превышая 10%.

В состав фракции 0,25–0,1 мм входят кварц, полевые шпаты, карбонаты, слюды, рудные и другие тяжелые минералы. Иногда обнаруживаются отдельные зерна глауконита и фосфатов. По сравнению с фракцией 0,5–0,25 мм, содержание кварца в данной мелкой фракции несколько снижается и в среднем составляет 75%.

На отдельных участках, в районах Верхнедвинска, Бешенковичей, глинистые отложения характеризуются относительно низким содержанием кварца во фракции 0,25–0,1 мм — менее 50%. Минимальное содержание полевых шпатов (в среднем 7,5%, иногда до 10% и больше) и карбонатных минералов (в среднем 4,5%) также приходится на эту фракцию. При увеличении размера зерен и уменьшении доли мелких фракций количество карбонатных включений возрастает. Среди карбонатных минералов доминирует кальцит, на который приходится до 70% всех карбонатов. Слюды встречаются в очень малых количествах, редко превышая 1%, за исключением месторождений глин Полоцкой низины, где доля слюды порой достигает 37%. Глауконит и фосфаты встречаются эпизодически и в небольших объемах, однако в некоторых образцах количество фосфатов может достигать более 9% (месторождение «Мартиново» Верхнедвинского района).

Фракция зерен размером 0,1–0,05 мм состоит из кварца, полевых шпатов, карбонатов, слюд, рудных и других тяжелых минералов. Глауконит встречается редко. Доля кварца в этой фракции снижается и в среднем составляет 59%. Полевые шпаты присутствуют в количестве, примерно, 10–12%. Распределение этих минералов по районам схоже с распределением кварца: там, где кварца меньше всего, содержание полевых шпатов также ниже 10%. Карбонаты в этой фракции составляют около 8–10%. Значительно возрастает количество слюд. В большинстве районов Витебской области их содержание достигает 10% от общей массы фракции 0,1–0,05 мм, а в районах Полоцка, Дисны и Видз — превышает

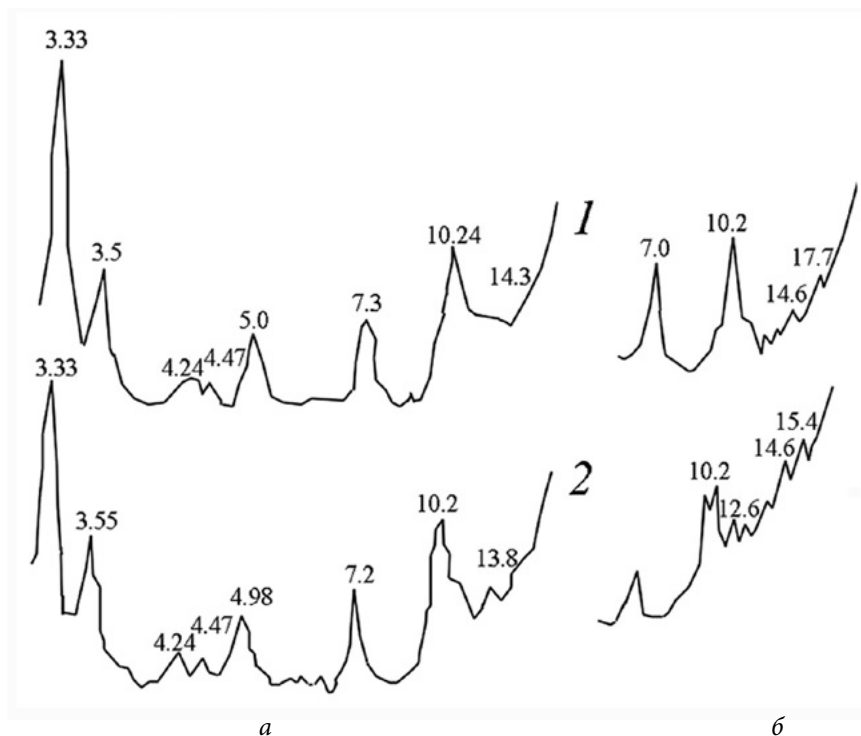


Рис. 5. Рентгенодифрактограммы ленточных глин территории Витебской области [3]: а — исходный образец; б — насыщенный глицерином. 1–2 — номера образцов

20%. Тяжёлые минералы представлены в небольших количествах — около 1%.

Состав фракции 0,05–0,01 мм примерно аналогичен описанной выше: основную часть занимают кварц, полевые шпаты и карбонаты, тогда как слюды, рудных и других тяжёлых минералов значительно меньше. Глауконит встречается очень редко. В большинстве месторождений Витебского региона доля кварца в этой фракции озерно-ледниковых глин минимальна — в среднем 43,5%. Полевые шпаты во фракции 0,05–0,01 мм имеют наивысшее содержание — в среднем 14,5%, что не наблюдается ни в одной другой песчано-пылевой фракции озерно-ледниковых глин. На западе Витебской области в пределах Суражской равнины количество полевых шпатов ещё выше.

Фракция 0,05–0,01 мм отличается и самым высоким содержанием карбонатных минералов — в среднем около 28%. В большинстве случаев карбонаты представлены доломитом, который составляет примерно 75% их общего объема. Содержание слюды в этих фракциях обычно не превышает 10%. Рудные и другие тяжёлые минералы встречаются в очень малых количествах.

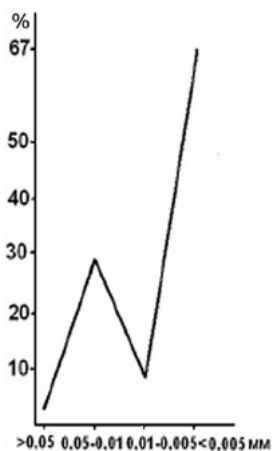
Глинистая тонкодисперсная часть озерно-ледниковых глин Витебской области состоит преимущественно из гидрослюды (10,2; 4,98–5,0 Å) (рис. 5). К основным примесям относятся каолинит (7,2; 3,55 Å) — до 25%, и смешаннослойные минералы — до 35%, в отдельных образцах присутствует монтмориллонит

и хлорит. Неглинистые минералы (кварц, кальцит) содержатся в небольших количествах.

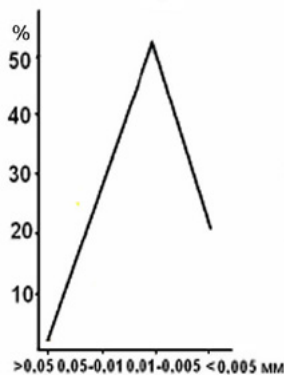
В поглощающем комплексе ленточных глин содержится кальций (16–20 мг/экв на 100 г грунта), натрий (5–8 мг/экв на 100 г грунта) и калий (1–3,5 мг/экв на 100 г грунта). Емкость поглощения этих образований колеблется от 18 до 24,5 мг/экв на 100 г грунта, что обусловлено высоким содержанием глинистых частиц и гидрослюдистым составом глинистой фракции [3; 7].

Реакция водных вытяжек нейтральная (рН=7,5). В составе катионов преобладают кальций (16–20 мг на 100 г грунта), магний (2,6–4,0 мг на 100 г грунта) и сульфаты (0,2–10,6 мг на 100 г грунта). Суммарное содержание водорастворимых солей не превышает 94 мг на 100 г грунта, что свидетельствует о слабой минерализации порового раствора грунтов. С увеличением глубины залегания ленточных глин содержание кальция, магния и сульфатов возрастает, степень минерализации достигает 128 мг на 100 г грунта и выше [7].

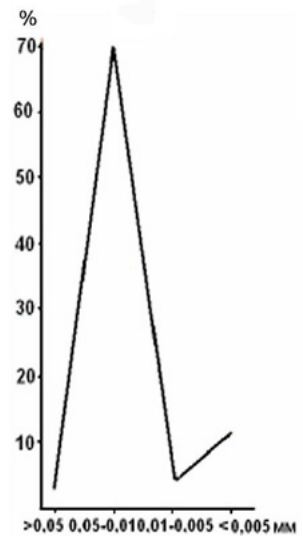
На основании анализа химико-минерального состава ленточных глин Витебской области можно сделать вывод, что гидрохимические условия их формирования в приледниковых бассейнах были схожими. Однако характер чередования тонких слоев глины и песка существенно отличается, что свидетельствует о том, что внутренние водные процессы в разных участках этих палеоводоемов развивались по-разному. В озерно-ледниковых песках



а



б



в

Рис. 6. Гранулометрический состав ленточных глин (по средним пробам) с преобладанием фракции: а) $<0,005$ мм, б) $0,01-0,005$ мм, в) $0,05-0,01$ мм (по [7] с изменениями)

преобладают легкие минералы, представленные кварцем и полевыми шпатами, биотит и мусковит присутствуют в небольших количествах. Содержание кварца изменяется в зависимости от размера зерен: оно может быть максимальным как в самых мелких фракциях (менее $0,1$ мм), так и в более крупных ($0,25-0,1$ мм). В целом, в мелких зернах (менее $0,1$ мм) кварц составляет от 84% до 96%, а во фракции $0,25-0,1$ мм — от 87% до 92%. Полевые шпаты, соответственно, занимают от 3% до 14% в мелкой фракции и от 6% до 12% в более крупной. Биотит и мусковит присутствуют в очень малых количествах, не превышающих 1%.

Тяжелая фракция этих песков в основном состоит из ильменита, граната, амфиболов, циркона и турмалина, часто с добавлением эпидота и рутила. Лейкоксен, лимонит, ставролит и магнетит встречаются реже. В малых количествах, но в большинстве образцов присутствуют дистен и пироксены. В отдельных пробах обнаружены также монацит, карбонаты, апатит и редкие зерна хлорита и гематита. В редких случаях, например, на северо-западе Витебской области, в этих песках можно обнаружить тонкие миллиметровые прослойки и линзочки естественных шлихов.

Характерной чертой гранулометрического состава практически всех озерно-ледниковых накоплений — полное преобладание частиц мельче $0,1$ мм над остальными (табл. 2). Поскольку такие образования обычно имеют ленточную текстуру, каждый строящий ее элемент обладает специфическими гранулометрическими характеристиками.

Так, согласно исследованиям Н. В. Зайцевой [7] и А. В. Матвеева [11], в глинистых лентах доминируют

тонкодисперсные частицы (мельче $0,001$ мм), которые составляют обычно от 60 до 80% объема всех фракций. Фракция $0,005-0,001$ мм значительно уступает тонкодисперсной, но также играет заметную роль (в большинстве случаев 15–30%). Остальные фракции встречаются в меньших количествах.

В пылеватых прослойках тонкодисперсные частицы составляют обычно 10–20%, а фракции $0,005-0,001$ мм, $0,01-0,005$ мм и $0,1-0,01$ мм имеют примерно равные доли — от 20 до 35% каждая. В сумме их содержание достигает 69–90%. В тех случаях, когда лента выполнена тонкопесчаным материалом, на компоненты мельче $0,001$ мм чаще приходится 2–5%, частицы размером $0,01-0,001$ мм обычно не превышают 10–12%, тогда как частицы крупнее $0,01$ мм составляют от 85 до 97% [11].

Соотношение между материалом различных лент весьма изменчиво и не остается постоянным. Пересчет на грунтовый слой в целом показывает, что в ленточных отложениях по преобладанию частиц различной крупности можно выделить три группы. Грунты первой группы встречаются преимущественно в центральных частях бассейнов и распространены шире других разностей. В них превалирует фракция мельче $0,005$ мм, которая обычно составляет 50–70% от общего объема всех фракций (рис. 6а). В отложениях краевых частей бассейнов, а также в изолированных небольших линзах в основном проявляются грунты двух других групп: с преобладанием частиц $0,01-0,005$ мм (их содержание обычно составляет 40–65%) и $0,05-0,01$ мм (с содержанием в большинстве случаев 40–70%) (рис. 6б, в).

Таблица 2. Гранулометрический состав озерно-ледниковых ленточных глин Витебской области (по [7] с дополнениями)

Пункт опробования (месторождение / населенный пункт)	Элемент глинистой тощи	Размер фракций, мм				
		>0,1	0,1–0,01	0,01–0,005	0,005–0,001	<0,001
Поставский район (Дисненский приледниковый бассейн)						
Поставское	Пылеватый слой	2	25	46		27
	Песчанистый слой	2	64	34		
Верхнедвинский район (Верхнедвинский приледниковый бассейн)						
Новая жизнь / г. Верхнедвинск	Глинистый слой	0	2	4	28	66
	Глинистый слой	0	1	2	25	72
	Пылеватый слой	0	8	58	15	20
Миорский район (Верхнедвинский приледниковый бассейн)						
Голомысль	Глинистый слой	0	5	10	30	55
	Глинистый слой	0	2	1	6	91
	Пылеватый слой	0	6	60	15	19
	Песчанистый слой	0	97	3		
	Песчанистый слой	1	95	4		
	Песчанистый слой	1	84	15		
Полоцкий район (Полоцкий приледниковый бассейн)						
Лозовка	Глинистый слой	0	9	5	22	64
	Глинистый слой	0	5	5	32	58
	Глинистый слой	1	11	6	23	59
	Глинистый слой	0	1	9	33	57
	Пылеватый слой	0	19	29	33	19
	Пылеватый слой	0	15	35	29	21
Шумилинский район (Полоцкий приледниковый бассейн)						
Ловжа	Глинистый слой	0	0	2	43	55
	Глинистый слой	0	9	20	20	51
Оболь / г. п. Оболь	Глинистый слой	0	8	23	16	53
	Глинистый слой	1	13	3	29	55
	Глинистый слой	0	4	3	32	61
	Пылеватый слой	0	47	26	19	8
Витебский район (палеоводоем в котловине моренного рельефа)						
Журжево / г. Витебск	Глинистый слой	0	1	1	15	83
	Глинистый слой	0	5	4	26	65
	Пылеватый слой	0	29	32	26	13
	Пылеватый слой	1	12	39	30	18
Чашинский район (палеоводоем в котловине моренного рельефа)						
Лукомль-1 / г. Новолукомль	Глинистый слой	0	8	7	16	69
	Глинистый слой	0	3	1	8	88
	Глинистый слой	0	10	4	11	76
	Глинистый слой	0	9	9	13	69
	Глинистый слой	0	10	8	15	67
	Глинистый слой	0	7	9	14	70

Рядом специфических черт гранулометрического состава характеризуются пески, обычно размещающиеся по периферии и в верхней части разреза крупных озерно-ледниковых бассейнов. Иногда песчаные толщи формируют весь разрез озерно-ледниковых отложений (лимнокамы, осадки мелких озер и др.). В песках основная масса относится к фракциям

мельче 0,25 мм, которые обычно составляют 85–99% от общего объема частиц. Чаще всего преобладают частицы размером 0,1–0,05 мм, их содержание изменяется от 20 до 75%. Фракция 0,25–0,1 мм присутствует в пределах 5–65%, но чаще она составляет 10–40% (рис. 7). Иногда эта фракция может стать преобладающей, превысив 60%.

Остальные фракции, как правило, представлены в незначительном объеме. Только в отдельных образцах сумма частиц 0,5–0,25 мм может достигать 7–21%, в то время как в большинстве случаев их содержание составляет от долей процента до 1–3%. Более крупные зерна (1,0–0,5 и 2,0–1,0 мм) присутствуют в крайне малых количествах, не превышающих сотых и десятых долей процента.

По данным З. А. Горелика и др. [6], медианный диаметр озерно-ледниковых песков колеблется в узких пределах — от 0,07 до 0,3 мм, при этом чаще всего отмечаются значения 0,10–0,20 мм. Коэффициент сортировки изменяется от 0,07 до 0,23, но в большинстве случаев составляет 0,12–0,16. По степени сортировки среди песков выделяются сильно отсортированные, составляющие 1,5% от всего количества изученных проб, хорошо отсортированные — 87%, и средне отсортированные — 12%.

Зерновой состав озерно-ледниковых песков характеризуются некоторыми территориальными различиями. Так, например, в Полоцкой низине в большинстве случаев доминирует тонкопесчаная фракция (0,1–0,05 мм), которая составляет обычно 40–77%. Содержание пылеватых и глинистых частиц (мельче 0,05 мм) составляет 4–50%, иногда больше. Остальные, более крупные, зерна чаще всего присутствуют в количествах от 8 до 25%, причем практически все они относятся к фракции 0,25–0,1 мм. Частицы крупнее 0,25 мм в озерно-ледниковых песках встречаются крайне редко [6].

Среди озерно-ледниковых отложений восточной части Витебской области (Суражская равнина) чаще всего отмечаются пески с относительно повышенным содержанием мелких фракций. Количество пылеватых и глинистых частиц у них меньше — от долей процента до 20%, в редких случаях достигая 35%. Зерна размером 0,1–0,05 мм также встречаются в несколько меньшем объеме — от 34 до 53%. Особое значение для песков данного района имеет фракция 0,25–0,1 мм, доля которой может изменяться от 18 до 64%. Зерна более крупного размера встречаются редко, как правило, не превышая 1%. Озерно-ледниковые отложения Суражской равнины чаще всего представлены разнотонкозернистыми песками с преобладанием тонких или мелких фракций. Аналогичные песчаные грунты встречаются и в других местах, например, на участке между Чашниками и Сенно. Следует также отметить, что если для песков Полоцкой низины более характерны колебания медианного диаметра от 0,12 до 0,15 мм и коэффициента сортировки от 0,12 до 0,16, то у озерно-ледниковых песков восточной части региона они обычно составляют соответственно 0,16–0,21 мм и 0,16–0,22 [6]. Приведенные данные позволяют сделать вывод о том, что

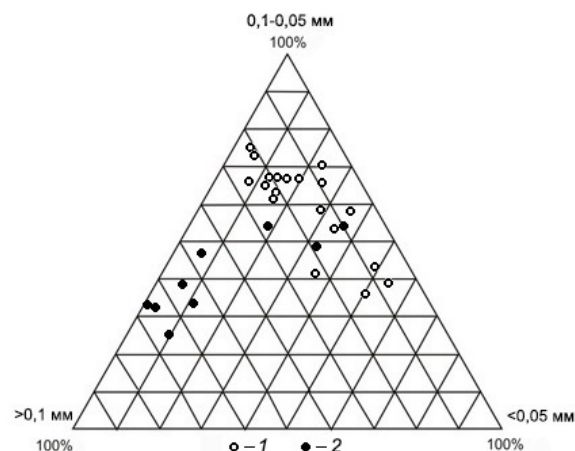


Рис. 7. Треугольник Ферре гранулометрического состава озерно-ледниковых песчаных грунтов (по [6]). 1 — грунты Полоцкой низины; 2 — грунты Суражской равнины

озерно-ледниковые песчаные отложения по своим гранулометрическим свойствам отличаются от других генетических типов песков четвертичной толщи. Обычно они сложены более отсортированными тонко- и мелкозернистыми разностями; при этом содержание глинистых и пылеватых частиц (менее 0,05 мм) сравнительно высокое, а зерна крупнее 0,25 мм представлены в небольшом количестве. Окатанность зерен в озерно-ледниковых грунтах близка к таковой у флювиогляциальных отложений.

Микроструктура озерно-ледниковых ленточных глин смешанная, характеризуется наличием тонкодисперсных анизометричных микроагрегатов, толщина которых не превышает 0,3 мкм, а максимальный линейный размер составляет всего 2–4 мкм. Песчаные и пылеватые обломочные зерна присутствуют редко. Контактуют микроагрегаты в основном базальными плоскостями или по типу «базис–скол» под небольшими углами. Поровое пространство на 97–98% заполняют межмикроагрегатные мелкие анизометричные микропоры со средним размером 2,8 мкм. Внутримикроагрегатные поры в основном представлены щелевидными межчастичными ультрамикропорами шириной до 0,06 мкм и тонкими анизометричными межультрамикроагрегатными микропорами размером до 0,22 мкм [3].

Для супесчано-суглинистых разностей микроструктура определяется присутствием многочисленных окатанных и полуокатанных кварцевых зерен размером 30–60 мкм, обычно покрытых глинистыми «рубашками». В тяжелых суглинках пылеватые частицы, как правило, не контактируют друг с другом, а располагаются в среднеориентированной глинистой массе. В средних суглинках, в которых

глинистые частицы сосредоточены на поверхности пылеватых зерен либо частично заполняют пространство между ними, контакт пылеватых зерен осуществляется через глинистые «рубашки» или «мостики». Поровое пространство в основном (на 85–89%) представлено крупными изометричными межмикроагрегатными и межмикроагрегатно-зернистыми микропорами со средним размером 19 мкм. Меньший вклад вносят внутримикроагрегатные поры, среди которых преобладают тонкие и мелкие анизометричные межультрамикроагрегатные микропоры со средними размерами 0,36 и 4,5 мкм соответственно, межчастичные ультрамикропоры отсутствуют [3].

Озерно-ледниковые отложения слабо- и средне-литифицированы, обладают невысокой плотностью, их пористость изменяется от 29 до 46%, а коэффициент пористости — от 0,35 до 0,87, естественная влажность варьирует в широком диапазоне — от 13 до 30% и более (табл. 3). В природном сложении глинистые грунты часто имеют в полутвердую и тугопластичную консистенции. При нарушении этого сложения они часто переходят в текучее или мягкопластичное состояние. Коэффициент фильтрации глинистых грунтов составляет порядка 10^{-4} – 10^{-5} м/сут, песчано-пылеватых — 10^{-1} – 10^{-2} м/сут. При этом следует заметить, что фильтрация вдоль слоев значительно превышает перпендикулярную фильтрацию. Глинистые грунты способны набухать ($\epsilon_{sw} = 0,01$ – $0,07$), быстро размокать, что нередко является причиной их сползания или оплывания в откосах [5], также они склонны к пучению при промерзании. В естественном залегании суглинки и глины характеризуются низкой ($2,5 \times 10^{-6}$ см²/с < $D_{эф}$; 2×10^{-5} см⁵/моль·с < $K_{осм}$) степенью диффузионно-осмотической проницаемости. Это позволяет широко использовать данные грунты при устройстве противофильтрационных экранов [3].

Озерно-ледниковые суглинки и глины обладают повышенной и весьма неоднородной сжимаемостью. По данным компрессионных испытаний модуль деформации в интервале удельных нагрузок 1 – 2×10^5 Па изменяется от 5,3 до 25,1 для суглинков и от 1,5 до 12,2 МПа для глин. По результатам штамповых испытаний модуль деформации глинистых грунтов значительно выше и составляет соответственно 20,0–29,0 МПа при пределе линейной пропорциональности между нагрузкой и осадкой штампа $2,0$ – $3,5 \times 10^5$ Па для суглинков и $10,0$ – $20,0$ МПа при пределе пропорциональности $1,5$ – $2,0 \times 10^5$ Па для глин. Следует отметить, что для последних в интервале удельных нагрузок от 2 до 3×10^5 Па модуль деформации уменьшается до 1–5 МПа [2; 3].

Супеси и пески в основном характеризуются средней степенью сжимаемости: по результатам компрессионных испытаний модуль общей деформации супесей при нагрузках в диапазоне 1 – 2×10^5 Па изменяется от 10,9 до 25,5 МПа, у песков этот показатель варьирует от 9,2 до 26,6 МПа [3]. Вместе с тем, согласно данным штамповых испытаний, в условиях естественного залегания их деформационные свойства оказываются значительно выше [2]. Так, по результатам шести полевых штамповых испытаний из двенадцати, проведенных на площадке Новополюцкого производственного объединения «Полимир» при удельном давлении 5 – 6×10^5 Па не были достигнуты ни критическая нагрузка, соответствующая разрушению грунта, ни предел линейной зависимости между нагрузкой и осадкой штампа [2]. При этом модули деформации песков изменялись в широком диапазоне — от 16,2 до 127 МПа. По мнению И. А. Бусела [2], такая вариативность обусловлена различиями в плотности песков, а также неодинаковыми вторичными эпигенетическими процессами: в некоторых случаях пески теряют прочность из-за выщелачивания и суффозии, а в других — укрепляются в результате образования цементационных связей, вызванных коагуляцией свободной кремниевой кислоты и осаждением гидроокислов железа. Средние значения показателей консолидированного сдвига, выполненного по стандартной методике при удельных нагрузках 1, 2, 3×10^5 Па, для озерно-ледниковых отложений приведены в таблице 4, из которой видно, что относительно более высокие параметры сдвига имеют супеси и пески.

Заключение

Ленточные глины обладают рядом специфических характеристик, которые определяют их инженерно-геологические особенности, а именно: являются малоглиноземными по химическому составу с преобладанием кремнезема и высоким содержанием красящих оксидов; в них доминирует каолинито-гидрослюдистая группа глинистых минералов с присутствием неустойчивых силикатов; имеют своеобразную слоистую текстуру, представленную чередованием слоев различного гранулометрического состава и строения; характеризуются тяжелым гранулометрическим составом при варьировании содержания отдельных гранулометрических фракций; обладают низкой водопроницаемостью в вертикальном направлении и заметной фильтрацией параллельно слоистости. Озерно-ледниковым грунтам присуща изменчивость вещественного состава и свойств

Таблица 3. Основные показатели физических свойств озерно-ледниковых грунтов Витебской области

Пункт опробования	Грунт	Естественная влажность, %	Плотность, г/см³		Степень влажности, д.е.	Коэффициент пористости, д.е.	Показатели пластичности, %							
			влажной породы	скелета грунта			граница текучести	число пластичности						
Полоцкий район (Полоцкий приледниковый бассейн)														
г. Полоцк	Сугли- нок*	21,20** 3,30	2,05 0,07	(38)	1,69 0,09	(38)	0,94 0,08	(38)	0,61 0,09	(38)	31,40 5,60	(38)	12,10 3,30	(38)
	Глина*	26,80 2,50	1,98 0,06	(122)	1,57 0,07	(122)	0,97 0,05	(122)	0,75 0,08	(122)	46,00 4,60	(122)	21,70 2,80	(122)
	Супесь*	17,30 2,70	2,06 0,08	(23)	1,77 0,06	(23)	0,83 0,15	(34)	0,55 0,13	(23)	25,90 2,20	(34)	5,00 2,10	(34)
г. Новополоцк	Сугли- нок*	21,90 2,80	2,02 0,05	(105)	1,66 0,07	(107)	0,94 0,10	(107)	0,64 0,08	(120)	29,70 2,70	(120)	10,90 3,10	(120)
	Глина*	28,80 3,60	1,93 0,06	(22)	1,51 0,08	(22)	0,94 0,06	(22)	0,82 0,08	(22)	40,80 6,30	(24)	20,70 3,00	(24)
Шумилинский район (Полоцкий приледниковый бассейн)														
г.п. Оболь	Глина	27,00 3,04	1,94 0,05	(7)	1,51 0,03	(7)	1,00 —	(7)	0,81 0,10	(7)	38,70 4,08	(14)	18,20 —	(12)
Миорский район (Верхнедвинский приледниковый бассейн)														
г. Дисна	Суглинок	23,60 2,18	2,03 0,04	(6)	1,65 0,06	(6)	0,98 0,02	(6)	0,65 0,06	(6)	31,90 4,67	(6)	12,70 3,28	(6)
	Глина	30,50 2,27	1,92 0,04	(6)	1,47 0,01	(6)	1,00 —	(6)	0,86 0,07	(6)	56,80 5,48	(6)	27,70 —	(6)
Верхнедвинский район (Верхнедвинский приледниковый бассейн)														
г. Верхне- двинск	Глина	25,60 2,85	2,04 0,04	(7)	1,63 0,07	(7)	1,00 0,01	(7)	0,68 0,07	(7)	41,70 5,51	(7)	19,40 3,06	(7)
аг. Сарья	Суглинок	25,70 2,54	1,98 0,03	(66)	1,58 0,05	(16)	1,00 0,04	(16)	0,72 0,06	(16)	31,00 2,33	(68)	12,90 2,54	(68)
	Суглинок	24,60 2,71	2,00 0,02	(17)	1,60 0,00	(6)	1,00 0,05	(6)	0,69 0,02	(6)	30,40 2,49	(18)	12,00 —	(18)
Шарковщинский район (Дисненский приледниковый бассейн)														
г.п. Шарков- щина	Глина	30,00 3,25	1,97 0,04	(27)	1,52 0,08	(21)	1,00 —	(21)	0,81 0,10	(21)	45,80 3,01	(27)	21,70 —	(27)

Таблица 3 (окончание). Основные показатели физических свойств озерно-ледниковых грунтов Витебской области

Пункт опробования	Грунт	Естественная влажность, %	Плотность, г/см³		Степень влажности, д.е.	Коэффициент пористости, д.е.	Показатели пластичности, %								
			влажной породы	скелета грунта			граница текучести	число пластичности							
Витебский район (налеводоем в котловине моренного рельефа)															
г. Витебск	Супесь	$\frac{19,40}{1,85}$	(8)	$\frac{1,97}{0,08}$	(7)	$\frac{0,80}{-}$	(7)	$\frac{23,10}{1,26}$	(8)	$\frac{6,70}{-}$	(7)				
	Суглинок	$\frac{18,50}{3,78}$	(7)	$\frac{1,75}{0,10}$	(7)	$\frac{0,60}{-}$	(7)	$\frac{27,20}{3,01}$	(7)	$\frac{8,90}{-}$	(7)				
	Сугли- нок*	$\frac{26,40}{3,50}$	(12)	$\frac{1,97}{0,05}$	(12)	$\frac{0,96}{0,09}$	(12)	$\frac{29,60}{3,30}$	(12)	$\frac{12,20}{3,30}$	(12)				
	Глина*	$\frac{31,50}{4,30}$	(45)	$\frac{1,93}{0,08}$	(45)	$\frac{0,91}{0,13}$	(45)	$\frac{50,20}{7,50}$	(45)	$\frac{25,50}{5,60}$	(45)				
Чашицкий район (налеводоем в котловине моренного рельефа)															
г. Новолукомль	Супесь	$\frac{12,70}{1,08}$	(36)	$\frac{2,25}{0,04}$	(33)	$\frac{1,98}{0,22}$	(37)	$\frac{1,00}{-}$	(33)	$\frac{0,35}{0,03}$	(33)	$\frac{17,30}{1,51}$	(35)	$\frac{6,50}{-}$	(35)
	Суглинок	$\frac{14,30}{2,01}$	(19)	$\frac{2,21}{0,04}$	(19)	$\frac{1,90}{0,24}$	(22)	$\frac{1,00}{-}$	(19)	$\frac{0,40}{0,05}$	(19)	$\frac{19,30}{2,73}$	(19)	$\frac{7,8}{-}$	(19)
	Глина	$\frac{23,70}{2,88}$	(33)	$\frac{2,07}{0,05}$	(28)	$\frac{1,69}{0,07}$	(23)	$\frac{1,00}{-}$	(28)	$\frac{0,64}{0,07}$	(28)	$\frac{42,10}{4,57}$	(33)	$\frac{19,9}{-}$	(33)
	Глина	$\frac{24,40}{2,10}$	(33)	$\frac{2,06}{0,04}$	(32)	$\frac{1,65}{0,07}$	(18)	$\frac{1,00}{-}$	(32)	$\frac{0,65}{0,06}$	(32)	$\frac{42,70}{4,57}$	(33)	$\frac{19,3}{-}$	(33)

Примечания:

* – по данным И. А. Бусела [2],

** – в числителе — среднее арифметическое значение, в знаменателе — среднее квадратическое отклонение, в скобках — число определений.

Таблица 4. Средние значения показателей сдвига озерно-ледниковых грунтов при нагрузках 1, 2, 3 × 10⁵ Па

Пункт опробования	Грунт	Сдвигающие усилия τ , 10 ⁵ Па						Удельное сцепление c , 10 ⁵ Па		Коеф. внутрен. трения $\operatorname{tg} \varphi$		Угол внутр. трения φ , град.
		τ_1		τ_2		τ_3						
г. Витебск	Глина*	$\frac{0,74^{**}}{0,09}$	(20)	$\frac{0,88}{0,11}$	(13)	$\frac{1,29}{0,10}$	(19)	$\frac{0,54}{0,13}$	(20)	$\frac{0,34}{0,10}$	(20)	19 (20)
г. Верхне- двинск	Глина	$\frac{0,78}{0,15}$	(10)	$\frac{1,26}{0,14}$	(10)	$\frac{1,81}{-}$	(4)	$\frac{0,51}{7,87}$	(10)	$\frac{0,26}{0,03}$	(10)	14 (10)
г. Новолу- комль	Глина	$\frac{0,95}{0,12}$	(6)	$\frac{1,26}{0,10}$	(6)	$\frac{1,49}{0,10}$	(6)	$\frac{0,70}{7,00}$	(6)	$\frac{0,27}{0,03}$	(6)	15 (6)
	Суглинок	$\frac{0,79}{0,08}$	(7)	$\frac{1,22}{0,11}$	(7)	$\frac{1,83}{-}$	(7)	$\frac{0,25}{7,40}$	(7)	$\frac{0,51}{0,04}$	(7)	27 (7)
	Супесь	$\frac{0,91}{0,11}$	(7)	$\frac{1,58}{0,10}$	(10)	$\frac{2,00}{0,21}$	(7)	$\frac{0,41}{11,10}$	(7)	$\frac{0,55}{0,05}$	(7)	29 (7)
г. Полоцк	Глина*	$\frac{0,71}{0,15}$	(54)	$\frac{1,04}{0,16}$	(54)	$\frac{1,35}{0,22}$	(54)	$\frac{0,39}{0,21}$	(54)	$\frac{0,32}{0,11}$	(54)	18 (54)
	Суглинок*	$\frac{0,71}{0,08}$	(17)	$\frac{1,18}{0,14}$	(17)	$\frac{1,75}{0,25}$	(17)	$\frac{0,24}{0,11}$	(17)	$\frac{0,47}{0,09}$	(17)	25 (17)
г. Новополоцк	Глина*	–		–		–		$\frac{0,40}{0,06}$	(13)	$\frac{0,27}{0,10}$	(13)	15 (13)
	Суглинок*	–		–		–		$\frac{0,26}{0,13}$	(86)	$\frac{0,42}{0,09}$	(86)	23 (86)
	Супесь*	–		–		–		$\frac{0,33}{0,21}$	(11)	$\frac{0,58}{0,06}$	(11)	30 (11)
	Песок*	–		–		–		$\frac{0,09}{0,23}$	(39)	$\frac{0,56}{0,12}$	(39)	29 (39)

Примечания:

* – по данным И. А. Бусела [2],

** – в числителе — среднее арифметическое значение, в знаменателе — среднее квадратическое отклонение, в скобках — число определений.

на территориальном уровне, даже в пределах одного геоморфологического района, и в вертикальном разрезе грунтовой толщи.

С точки зрения инженерно-строительной практики, озерно-ледниковые глины и суглинки характеризуются пониженной несущей способностью. В то же время песчаные и супесчаные отложения могут служить достаточно надежным основанием для большинства промышленных и жилых зданий и сооружений.

При проектировании фундаментов и возведении зданий на озерно-ледниковых глинистых грунтах с ленточными и столбчатыми фундаментами рекомендуется ограничивать удельные нагрузки в пределах 1,5–2,0×10⁵ Па и уделять особое внимание сохранению естественного состояния грунта: необходимо избегать искусственного увлажнения, промерзания, динамических воздействий и прочих природно-техногенных факторов. При строительстве на слабых ленточных глинах целесообразно использовать свайные фундаменты, опирающиеся на более плотные природные грунтовые основания.

Аналогичные рекомендации следует применять и при разработке озерно-ледниковых глинистых грунтов в качестве полезных ископаемых. Исследования оползневых участков в карьерах по добыче озерно-ледниковых глин выявили, что деформации откосов часто обусловлены совокупностью естественных факторов, включая сезонное увлажнение грунтовых толщ атмосферными осадками и квази-однородное строение массивов ленточных глин, характеризующееся наличием тонких алевроитовых прожилок, а также прослоев и линз тонкозернистого песка. Их наличие в совокупности с водонасыщением грунтового массива облегчает возникновение горизонтальных сдвигов в глинистой толще по контакту с прослойками, способствуя тем самым быстрому обрушению карьерных откосов.

Данное исследование выполнено в рамках задания 8.3.04 «Геоинформационное моделирование и изучение особенностей геологических процессов в формировании инженерно-геологических условий Беларуси» подпрограммы 8.3 «Белорусские недра» Государственной программы научных исследований «Рациональное природопользование» на 2026–2030 годы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Басаликас А. В. Разнообразие рельефа ледниково-аккумулятивной области // Материковое оледенение и ледниковый морфогенез. — Вильнюс: Минтис, 1969. — С. 65–154.
2. Бусел И. А. Прогнозирование строительных свойств грунтов. — Минск: Наука и техника, 1989. — 246 с.
3. Галкин А. Н. Инженерная геология Беларуси: в 3 ч. Ч. 1: Грунты Беларуси / под науч. ред. В. А. Королева. — Витебск: ВГУ имени П. М. Машерова, 2016. — 367 с.
4. Галкин А.Н., Матвеев А. В. Типизация геологических разрезов четвертичных отложений территории Витебской области // Вестник Воронеж. гос. ун-та. Серия: Геология. — 2023. — № 3. — С. 57–66. DOI: <https://doi.org/10.17308/geology/1609-0691/2023/3/57-66>.
5. Галкин А.Н., Торбенко А. Б., Красовская И. А., Павловский А. И. Исследование оползневых процессов в откосах бортов карьера глин «Лукомль-1» инженерно-геологическими и дистанционными методами // Літасфера. — 2024. — № 1 (60). — С. 53–67.
6. Горелик З.А., Мишагова Э. Д., Левков Э. А. Пески БССР и их промышленное использование. — Минск: АН БССР, 1961. — 170 с.
7. Зайцева Н. В. Ленточные глины Белоруссии. — Минск: Наука и техника, 1968. — 216 с.
8. Инженерная геология России. Т. 1. Грунты России / под ред. В. Т. Трофимова, Е. А. Вознесенского, В. А. Королева. — М.: КДУ, 2011. — 672 с.
9. Кухарчик Ю. В. Геология четвертичных отложений: уч. пособие. — Минск: БГУ, 2011. — 160 с.
10. Лукинская И. Г. Исследование строительных свойств ленточных отложений севера Белоруссии: автореф. дис. на соиск. уч. степ. канд. техн. наук / Белорус. политехн. ин-т. — Минск, 1972. — 18 с.
11. Матвеев А. В. Ледниковая формация антропогена Белоруссии. — Минск: Наука и техника, 1976. — 160 с.
12. Мацвееў А. В. Геамарфалагічнае раянаванне. Маштаб 1:5750000 // Беларуская энцыклапедыя: у 18 т. / Рэдкал.: Г. П. Пашкоў і інш. — Мінск: БелЭн, 2004. — Т. 18. — Кн. II. — С. 38.
13. Павловская И. Э. Полоцкий ледниково-озерный бассейн: строение, рельеф, история развития. — Минск: Навука і тэхніка, 1994. — 128 с.
14. Чистяков А.А., Макарова Н. В., Макаров В. И. Четвертичная геология: учеб. — М.: ГЕОС, 2000. — 303 с.

DOI 10.53278/2306-9139-2026-1-26-29-40
УДК 624.131.43

ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД МЕРГЕЛЬНО-МЕЛОВОЙ ФОРМАЦИИ ВЕРХНЕГО МЕЛА СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ОКРАИНЫ ВОРОНЕЖСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ

ENGINEERING-GEOLOGICAL FEATURES OF THE MARL-CHALK FORMATION OF THE UPPER CRETACEOUS ON THE NORTHWESTERN MARGIN OF THE VORONEZH ANTECLISE

© К. О. Дылевский, 2026
© Konstantin O. Dylevskiy, 2026

*Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова, геологический факультет,
кафедра инженерной и экологической геологии,
Ленинские горы, д. 1, г. Москва, 119234, Россия
Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geology, Department of Engineering and Ecological Geology,
str. 1, Leninskie gory, Moscow, 119234, Russia*

k_dylevskiy@mail.ru

Аннотация. В статье рассмотрены результаты комплексного инженерно-геологического исследования пород мергельно-меловой формации верхнего мела северо-западной окраины Воронежской антеклизы (Брянская и Курская области). Проведено сравнение мелов и мергелей по составу, строению, физическим и механическим свойствам. Установлены различия в степени литификации, пористости и водостойкости пород, определяющие особенности их деформирования и разрушения под нагрузкой. Показано, что мел проявляет свойства связных дисперсных грунтов с тенденцией к размоканию, как и мергели, обладающие большей цементацией и содержанием кремнезема. Приведены характеристики, полученные в результате лабораторных испытаний (плотность, влажность, пористость, прочность, деформируемость), подтверждающие высокую изменчивость свойств в пределах одной формации. Сравнение с литературными данными показало, что полученные значения прочности мела и мергелей не в полной мере согласуются с диапазонами, установленными для аналогичных пород других регионов.

Abstract. The paper presents the results of a comprehensive engineering-geological study of the rocks of the marl-chalk formation of the Upper Cretaceous on the northwestern margin of the Voronezh anteclise (Bryansk and Kursk regions). A comparison of chalks and marls in terms of composition, structure, physical and mechanical properties is carried out. Differences in the degree of lithification, porosity and water resistance of the rocks are established, which determine the features of their deformation and failure under load. It is shown that chalk exhibits the properties of cohesive dispersed soils with a tendency to slaking, unlike marls, which have greater cementation and silica content. The characteristics obtained from laboratory tests (density, moisture content, porosity, strength, deformability) are presented, confirming the high variability of properties within a single formation. Comparison with literature data showed that the obtained strength values of chalk and marls do not fully agree with the ranges established for similar rocks in other regions.

Ключевые слова: мел; мергель; полускальные грунты; дисперсные грунты; физико-механические свойства; Воронежская антеклиза; инженерно-геологическая характеристика; лабораторные испытания.

Keywords: chalk; marl; semirocky soils; dispersed soils; physical and mechanical properties; Voronezh anteclise; engineering-geological characterization; laboratory tests.

Введение

Мергельно-меловая формация верхнего мела занимает особое место среди карбонатных отложений

платформенного типа. Эти породы — мел, мергели и переходные разновидности — широко распространены в Центральной России, включая северо-западную

окраину Воронежской антеклизы, и нередко служат основаниями сооружений различного назначения. В настоящее время увеличивается темп застройки данных территорий, в связи с чем у изыскательских компаний все острее встает вопрос изучения данной формации.

Несмотря на значительный объем геологической информации об этих отложениях, их инженерно-геологические свойства до настоящего времени характеризуются неполнотой и неоднозначностью. Одним из спорных вопросов является классификационное положение мела — отнесение его к классу дисперсных или полускальных грунтов. Мел традиционно рассматривается как полускальный грунт [15; 24]. Однако практика показывает, что при водонасыщении многие разности мела теряют форму и размокают.

Целью настоящей работы является сравнительная инженерно-геологическая характеристика мелов и мергелей северо-западной окраины Воронежской антеклизы, выявление различий в их составе, строении и физико-механических свойствах.

Современные представления об условиях формирования и инженерно-геологических особенностях пород мергельно-меловой формации

Геотектонические циклы определяют закономерную смену осадконакопления мергельно-меловой формации: в начале цикла при размыве поднятий формируются терригенные отложения (нижняя формация), в середине, в максимум трансгрессии при минимуме сноса обломочного материала, накапливаются мощные карбонатные толщи [2], которые при обогащении кремнеземом, согласно закону Головкинского — Вальтера, могут сменяться кремнистым мелом и опоками, а в конце цикла, в связи с новыми поднятиями, карбонаты вновь сменяются терригенными отложениями (верхняя формация). Именно к таким карбонатным формациям середины цикла принадлежат широко распространенные на территории бывшего СССР верхнемеловые мелы и мергели [1; 3; 10], представляющие собой планктоногенные образования из известковых остатков (кокколитов, фораминифер) с примесью глины (10–90%), сформировавшиеся на глубинах от шельфа до 200–500 м, причем на Воронежской антеклизе эти породы подвергались преимущественно эпигенезу высыхания и увлажнения при незначительном гравитационном уплотнении и давлении ледника.

Писчий мел представляет собой рыхлую, слабо сцементированную карбонатную породу, в составе которой преобладают (31–50% [7; 10] или 15–70% [1])

остатки кокколитофоридов — пелагических водорослей с известковым панцирем размером около 3 мкм. Высокодисперсный кальцит (35–50%), долгое время считавшийся загадочным компонентом, ныне рассматривается как продукт распада этих панцирей [9]. Дополнительными компонентами служат фораминиферы (до 22%), обломки иноцерамов, а также примеси глинистых минералов, глауконита, опала и кварца [18].

Характерной особенностью мела и мелоподобных пород является присутствие аморфной кремнекислоты [14]: в меле ее содержание достигает 10% [10], а в мергелях — до 16% [16]. Накопление кремнезема происходило благодаря микроорганизмам, а при диагенезе он растворялся, становясь источником окремнения. Этим объясняется обилие кремней в меле Англии и Франции и их отсутствие на территории СССР, где кремнезем был вымыт [1]. Часть кремнезема закрепляется в тонкодисперсной фракции, повышая устойчивость карбоната кальция [17]. Сохранение рыхлости мела на протяжении миллионов лет связывают с наличием на поверхности частиц защитного коллоида из органических веществ (гумуса) и кремнезема, препятствующего перекристаллизации [3; 10].

Для мела характерна трещиноватость и разнообразные текстуры. При обработке маслом выявляются ихнитовые текстуры (следы ходов илоедов), часто сплюснутые при уплотнении, а также брекчиевидные разности. Брекчиевидный мел представляет собой рыхлую породу, образующуюся при оползнях и обвалах; в водонасыщенном состоянии он становится мягким и пластичным. В речных долинах встречаются разжиженные и глиноподобные разности, а при механическом воздействии мел способен проявлять плавунные свойства [4].

Физико-механические свойства мела варьируют в широких пределах. Плотность скелета чистых разностей составляет 1,2–1,8 г/см³, пористость — 47–54%, причем с увеличением глинистых примесей эти показатели снижаются. Естественная влажность (20–35%) часто близка к границе текучести. По гранулометрическому составу 77–80% частиц имеют размер 0,05–0,005 мм [14], хотя преобладают частицы около 3 мкм [7]. Малогигроскопичный (0,1–0,3%), но влагоемкий мел не достигает полного водонасыщения из-за защемленного воздуха; рыхлые разности набухают под нагрузкой до 2,5 МПа. Коэффициент фильтрации плотного мела крайне мал (10⁻⁵–10⁻⁶ см/с), фильтрация осуществляется преимущественно по трещинам.

Прочностные характеристики мела существенно зависят от влажности и нарушения структуры. При ненарушенной структуре мел водостоек,

но при нарушении мгновенно размокает [4]. Временное сопротивление сжатию в сухом состоянии составляет 2,0–4,5 МПа для чистых разностей и до 15 МПа — для глинистых; прочность на разрыв изменяется в пределах 20–90 кПа и 170–260 кПа соответственно, величина угла внутреннего трения колеблется от 24° до 30°, сцепление находится в диапазоне 0,7–0,8 МПа [8]. При увлажнении прочность снижается в 2–3 раза, угол внутреннего трения при водонасыщении может уменьшиться с 25° до 2° за три месяца [11], а истинное сцепление — до 5–30 кПа [6]. Влажный мел переходит в пластичное состояние, хотя длительное пластическое течение не зафиксировано. Встречаются также переотложенные, пластичные и разжиженные разности [13].

При взаимодействии с водой, насыщенной углекислотой, мел интенсивно растворяется (до 68 г/сутки с 1 м²), что ведет к росту пористости и фильтрационной способности, а также снижению прочности на 32–56% [15], что свидетельствует о подверженности чистого мела карстообразованию. Устойчивость к растворению обеспечивает защитный стабилизатор: кремнезем при старении образует жесткие структуры, цементируя зерна в точках контакта и повышая прочность породы [12].

Мергели представляют собой полупелагические отложения, переходные от карбонатных пород к глинам. Присутствие аморфного кремнезема (до 16%) повышает их прочность и водостойкость [3; 16]. Инженерно-геологические свойства мергелей определяются преобладанием глинистого или карбонатного материала: глинистые разности пластичны, сжимаемы и склонны к набуханию, тогда как жесткие разности менее сжимаемы и более водостойчивы. Естественная влажность мергелей невелика, пористость составляет около 35%, а прочность колеблется от 6 до 30 МПа. Выщелачивание кремнезема щелочными растворами приводит к дезинтеграции породы, снижению прочности и увеличению сжимаемости [16].

Отложения верхнемелового белого писчего мела имеют глобальное распространение. На территории Европейской части СНГ они протягиваются широкой полосой через северную Украину, Белоруссию, Брянскую, Воронежскую и Курскую области, бассейн среднего Дона, Среднюю Волгу до Западного Казахстана.

В Западной и Центральной Европе мел широко развит в Англии (где мощность меловой группы достигает 500 м), Франции, Германии, Дании, Нидерландах и Бельгии [20]. В Северной Америке мергельно-меловые толщи представлены формацией Ниобрара (штаты Колорадо, Небраска, Канзас) и мелом Остина (штат Техас) мощностью до 250 м [19].

На Ближнем Востоке мел-мергельные отложения известны как формация Йехуд и Иудейская группа на территории Израиля, а также в Египте, Ливии и Сирии [20]. В Австралии и Океании мел встречается в бассейне Мюррей и на плато Онтонг-Джава [21; 22]. На Африканском континенте выходы мела зафиксированы в Марокко, Тунисе и Нигерии, а также в бассейне Кавери на юге Индии.

Геологическое строение северо-западной окраины Воронежской антеклизы

Северо-западная часть Воронежской антеклизы приурочена к одноименному кристаллическому массиву — крупному мегаблоку фундамента Восточно-Европейской платформы. В тектоническом отношении регион представляет собой переходную зону между плитной частью платформы и выступами докембрийского фундамента, перекрытого мощным осадочным чехлом. В неотектоническом плане изучаемая окраина приурочена к Днепро-Деснинской впадине, Брянскому, Дмитровскому и Курскому поднятиям, Деснинскому и Михайловскому прогибам, а также Крупской структурной террасе. Участки непосредственных исследований располагались на границе Деснинского прогиба и Брянского поднятия, а также в пределах Курского поднятия.

Несмотря на общую тектоническую стабильность региона, локальные разломы и моноклиналильные складки оказывают влияние на трещиноватость пород меловой формации, их фильтрационные свойства и развитие суффозионных процессов. Мел и мергель залегают моноклиналино с общим падением на юго-восток под углами 2–5°.

В геологическом строении территории выделяются кристаллический фундамент и перекрывающий его осадочный чехол, в составе которого присутствуют отложения от палеозоя до кайнозоя.

Кристаллический фундамент (AR-PR) сложен гнейсами, гранитоидами, амфиболитами и кристаллическими сланцами. Глубина залегания его кровли увеличивается с северо-запада на юго-восток и составляет в Брянской области — 900–1100 м, в Курской — 750–950 м, в Орловской — 650–850 м.

Палеозойская группа представлена отложениями нескольких систем:

Кембрий–девон (Є–D): аргиллиты, песчаники, глинистые карбонаты с прослоями кремнистых пород. Мощность 50–150 м, распространены фрагментарно.

Каменноугольная система (C): известняки, углистые алевролиты, глины, содержащие фаунистические комплексы фораминифер и кораллов. Находятся в гидравлической связи с пермскими отложениями. Мощность 100–250 м.

Пермская система (Р): известняки, доломиты, мергели, глинистые карбонаты; в нижней части разреза — аргиллиты и алевролиты, часто трещиноватые. Мощность 200–300 м.

Мезозойская группа включает юрские и меловые отложения:

Юрская система (J): пески серые пылеватые, глины и супеси темно-серые, полутвердые. Мощность возрастает в южном направлении от 30 до 80 м.

Меловая система (К) подразделяется на нижний и верхний отделы. Нижний мел (K_1 , апт-альб) развит преимущественно в погребенном состоянии и представлен голубовато-серыми пластичными глинами, средне- и мелкозернистыми песками, тугопластичными глинистыми мергелями с прослоями углестых и глауконитовых пород. Контакт с юрскими отложениями часто размыт и отмечен присутствием фосфатных конкреций. Мощность 40–100 м.

Верхнемеловые отложения (K_2) залегают повсеместно. Они представлены белым или серо-белым писчим мелом с микрофауной (кокколиты, фораминиферы, радиолярии, диатомеи), содержание в них $CaCO_3$ составляет более 90%, пористостью достигает 45%; мергелями ($CaCO_3$ 40–75%) с примесью иллита, смектита, кремнезема, иногда глауконита.

В разрезе также присутствуют прослои глин, фосфатные конкреции, характерна четкая слоистость, следы биотурбации, первичная и вторичная трещиноватость, кремневые включения и редкие прослои опок. Мощность верхнемеловой толщи составляет 30–70 м, достигая 90 м в Курской области.

Кайнозойская группа представлена палеоген-неогеновыми и четвертичными отложениями:

Палеоген–неоген (Р–N): алевролиты, буровато-серые глины, мергели, пески, залегающие фрагментарно (преимущественно на юге Курской области) и часто перекрытые четвертичными суглинками. Мощность 10–50 м.

Четвертичная система (плейстоцен-голоцен): покровные и аллювиальные отложения — лёссовидные суглинки, супеси, пески, торф. Вдоль речных долин развиты пойменные и надпойменные террасы мощностью до 10–15 м; на водоразделах залегает выветрелая покровная толща мощностью 3–8 м. Общая мощность четвертичных отложений составляет 5–25 м.

Фактический материал и методы исследования

Отбор образцов пород мергельно-меловой формации производился в рамках инженерно-геологических изысканий, выполненных в Брянской и Курской областях. В ходе исследования были проанализированы полученные из керна скважин

22 образца: 12 образцов мела, 10 мергеля. Отбор осуществлялся из 7 скважин в Брянской и 8 в Курской областях в интервалах глубин 24–30 м — для мела и 11–20/14–18 м — для мергеля.

Для комплексной инженерно-геологической характеристики пород мергельно-меловой формации были исследованы их минеральный состав, структурно-текстурные особенности и физико-механические свойства.

Минеральный состав образцов изучался методом рентгеновской дифрактометрии. Подготовка и съемка образцов проводились С. А. Гариной, анализ дифрактограмм — С. В. Закусиным и В. В. Крупской. Анализ порошковых препаратов выполнялся при помощи рентгеновского дифрактометра ULTIMA-IV фирмы Rigaku (Япония), приобретенного за счет средств Программы развития МГУ им. М. В. Ломоносова. Количественный анализ осуществлялся методом полнопрофильной обработки рентгеновских картин от неориентированных препаратов по методу Ритвельда в программе BGMN. Микростроение грунтов изучалось с использованием растровой электронной микроскопии (РЭМ) с помощью растрового электронного микроскопа LEO 1450VP. Подготовка образцов и само исследование были выполнены с. н. с. М. С. Черновым. При помощи томографа Yamato TDM-1000H-II изучалось строение грунтов. Для проведения исследования, выполненного аспирантом кафедры А. Б. Ермолинским, были вырезаны и запафенированы цилиндры диаметром 38 мм и высотой 76 мм.

Гранулометрический и микроагрегатный составы определялись ареометрическим методом, подготовка проб осуществлялась по методике П. Ф. Мельникова для гранулометрического и методике Н. А. Качинского для микроагрегатного анализа. Плотность грунта определялась методом режущего кольца [26], естественная влажность — весовым способом по ГОСТ 25100-2020, влажности верхнего и нижнего пределов пластичности, максимальной молекулярной влагоёмкости были определены согласно ГОСТ 5180-2015. Определение плотности твердых частиц выполнялось на приборе В. Я. Калачева аналитиком М. В. Коптевой-Дворниковой, а для брянского мергеля применялся пикнометрический способ по ГОСТ 5180-2015.

С целью определения структурной прочности грунтов были проведены испытания на трехосное сжатие, в соответствии с ГОСТ 12248.3-2020, на автоматизированном комплексе АСИС, приобретенном за счет средств Программы развития МГУ им. М. В. Ломоносова (контракт № 040-44-2019 от 24.09.2019) (использовались монолиты в виде цилиндров диаметром 38 мм и высотой 76 мм).

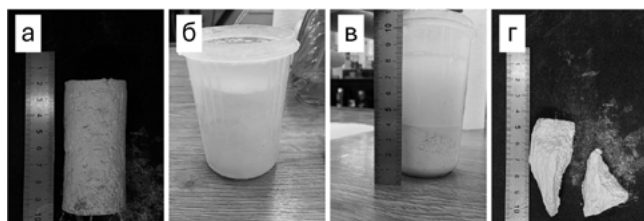


Рис. 1. Эксперимент по замачиванию мела Курской области в воде: а) образец мела до испытания; б) начало испытания; в) конец испытания, основная масса; г) наиболее сохранившиеся части мела после замачивания

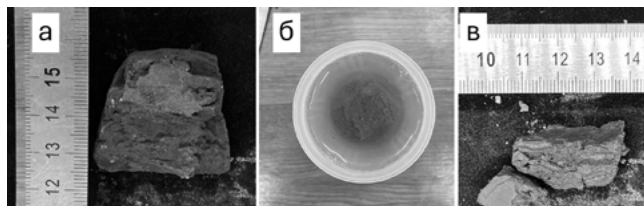


Рис. 3. Эксперимент по замачиванию мергеля Курской области в воде: а) образец мергеля до испытания; б) начало испытания; в) наиболее сохранившиеся части мергеля после замачивания

Режим нагружения — кинематический. Скорость нагружения: для мергелей — 0,05 мм/мин, для мела — 0,10 мм/мин.

Результаты и их обсуждение

Литологическая характеристика

Образцы мела из Брянской и Курской областей имеют светло-серый до белого цвет, беспорядочную, иногда слоистую текстуру, прилипают к рукам. При замачивании мел в течение 30 мин. полностью теряет форму, распадаясь на рыхлую массу и небольшие обломки до 6 см (рис. 1).

Образцы мергеля из Брянской и Курской областей от светло-серого до рыжевато-серого цвета имеют блочную, иногда слоистую текстуру, пелитоморфную структуру, сильно трещиноватые (рис. 2).

При замачивании мергель сразу теряет форму и размокает за первые минуты, что показано на примере образца из Курской области (рис. 3). При размокании, в первую очередь, осыпается внешняя часть образца, далее образец начинает разваливаться на крупные блоки. Эти блоки продолжают размокать, но со значительно меньшей скоростью (теряют форму за первые часы).

Макроскопические особенности

Мел как Брянской, так и Курской областей характеризуется выраженной неоднородностью по плотности, что было заметно уже на этапе пробоподготовки. Местами фиксируются слабое ожелезнение

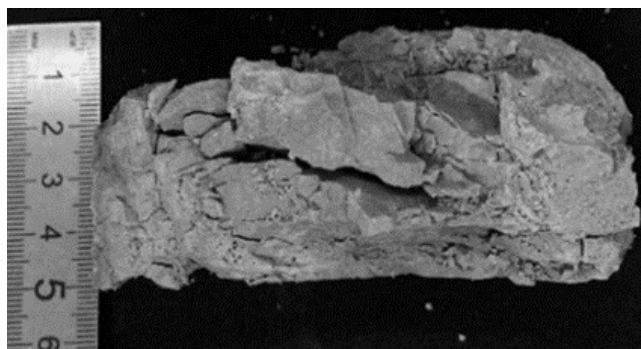


Рис. 2. Общий вид мергеля из Брянской области

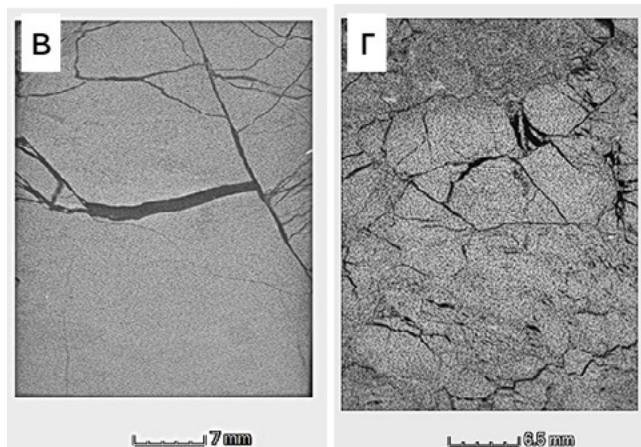
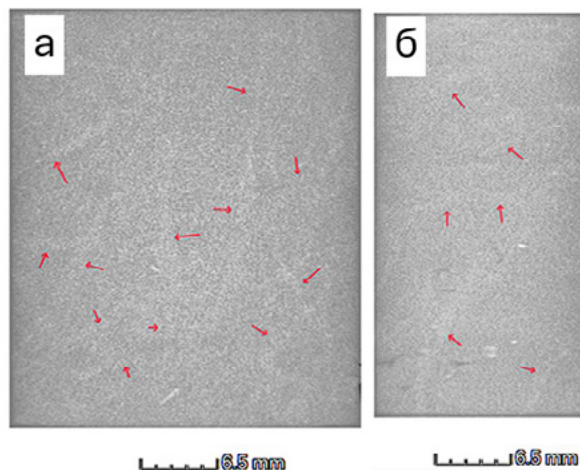


Рис. 4. Строение грунтов по данным компьютерной микротомографии: а) брянский мел; б) курский мел; в) брянский мергель; г) курский мергель. Красными стрелками указаны границы блоков (фото А. Б. Ермолинского)

по трещинам и единичные мелкие конкреции до 1 мм. По данным микротомографии (рис. 4) мел имеет блочное строение: протяжённые границы блоков ориентированы преимущественно субвертикально, ширина отдельных блоков варьирует от 1 до 5 мм, при этом некоторые из них достигают всей высоты образца (76 мм). Субвертикальная ориентировка блоков предполагает их формирование под воздействием

проникающих сверху вниз поверхностных вод, в результате взаимодействия которых с карбонатным материалом на границах блоков сформировались более плотные зоны шириной до 0,5 мм (светлые участки на рисунке 4). Таким образом, контакты между блоками плотней чем вещество, слагающее сами блоки.

Мергели трещиноваты и имеют блочную структуру. При этом брянский мергель отличается более высокой трещиноватостью и легко распадается на блоки разной плотности. Курский мергель внешне более однороден, однако также содержит многочисленные скрытые трещины и имеет блочную структуру. Размеры блоков различаются: у брянского мергеля они крупнее (до 20 мм по ширине и 15 мм по высоте), тогда как у курского – 6 мм по ширине и 5 мм по высоте. Раскрытие трещин и прилегающих зон пониженной плотности в обоих типах мергеля может достигать 1 мм.

Минеральный состав

По данным рентгеновской дифрактометрии мел из Брянской и Курской областей является практически чистым карбонатным материалом: содержание кальцита превышает 98% (табл. 1).

Мергели отличаются более сложным минералогическим составом. Курский мергель содержит больше карбонатной и меньше глинистой фазы по сравнению с брянским (табл. 1). Глинистая составляющая курского мергеля представлена в основном иллитом (около 10%) и каолинитом (3%), тогда как в брянском типе преобладают смектиты (до 16%). Оба мергеля содержат заметное количество цеолитов (13–14%), кварца (8–10%) и небольшие примеси флогопита (3–6%). В составе брянского мергеля дополнительно присутствует рентгеноаморфное вещество (около 12%), вероятно соответствующее аморфному кремнезёму (опалу), характерному для подобных пород.

Микростроение

В электронном микроскопе при больших увеличениях хорошо видно, что мел состоит главным образом из кокколитофоров (рис. 5), которые «...

представляют собой известковые фрагменты панцирей (коккосфер) микропланктонных микроорганизмов — кокколитофоридов [18]. На фоне основной массы, представленной кокколитами (диаметр ~ 3–4 мкм) и их частями («порошковатый кальцит» размером 0,5–1,0 мкм), на снимках различаются отдельные зерна цеолитов.

Реже встречаются фрагменты раковин фораминиферов, размеры которых на порядок больше кокколитофоров (30–40 мкм) (рис. 6). Для них характерны особые микроструктуры в виде гранул и волокон.

Мергель состоит из глинисто-карбонатного вещества (рис. 7). На фоне основной массы, представленной кокколитами (3–4 мкм), их частями («порошковатый кальцит») и глинистыми частицами, на снимках различаются отдельные зерна цеолитов и пластины флогопита.

Для курского мергеля характерна большая сохранность раковин кокколитофоридов (3–5 мкм) (рис. 8). Цеолиты имеют таблитчатую форму.

Гранулометрический и микроагрегатный составы

Результаты гранулометрического и микроагрегатного анализов мела и мергеля представлены на рисунке 9.

Кривые распределения гранулометрического состава мела подтверждают литературные данные [14] о преобладании фракции <0,05 мм. Сопоставление результатов гранулометрического анализа с электронно-микроскопическими снимками показывает, что основную массу частиц составляют фрагменты кокколитофоридов, их размер по РЭМ составляет 0,003–0,004 мм, что согласуется с преобладающей фракцией 0,001–0,005 мм.

Сравнение гранулометрического и микроагрегатного составов свидетельствует о том, что практически все частицы мела находятся в агрегированных формах. Размер агрегатов составляет преимущественно 0,01–0,05 мм. Коэффициент

Таблица 1. Минеральный состав мела и мергеля, % (по данным рентгеновской дифрактометрии)

Порода	Мел		Мергель	
Место отбора	Брянская область	Курская область	Брянская область	Курская область
Кальцит	98,7	100	43,7	57,4
Цеолиты	1,3	-	14,4	12,9
Кварц	-	-	8	9,7
Флогопит	-	-	6,3	3,4
Микроклин	-	-	-	2,3
Смектиты	-	-	15,6	-
Иллит	-	-	-	10,2
Каолинит	-	-	-	2,9
Кристаллит	-	-	-	1,2
Аморфное вещество	-	-	12	-

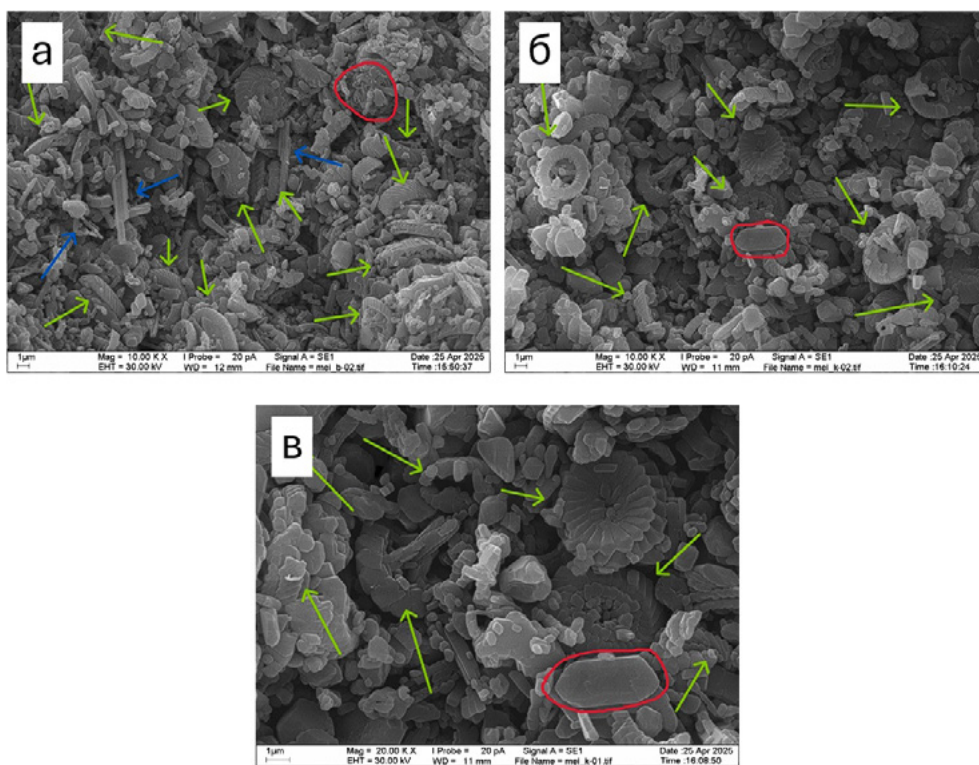


Рис. 5. Электронно-микроскопический снимок естественной поверхности скола писчего мела: а) Брянская область, увеличение 10000; б) Курская область, увеличение 10000; в) увеличение 20000. В красном контуре цеолит, зеленые стрелки указывают на раковины кокколитофоридов, синие стрелки указывают на «стебли» кокколитофоридов (фото М. С. Чернова)

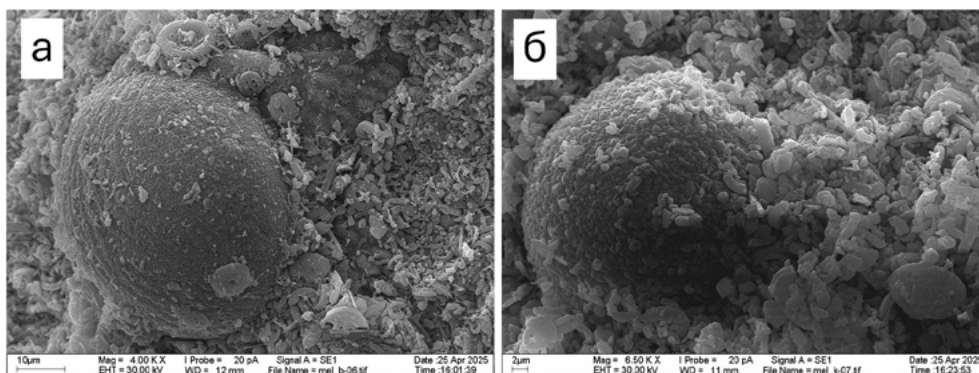


Рис. 6. Электронно-микроскопический снимок естественной поверхности скола писчего мела: а) Брянская область, увеличение 4000; б) Курская область, увеличение 6500. Раковина фораминиферы (фото М. С. Чернова)

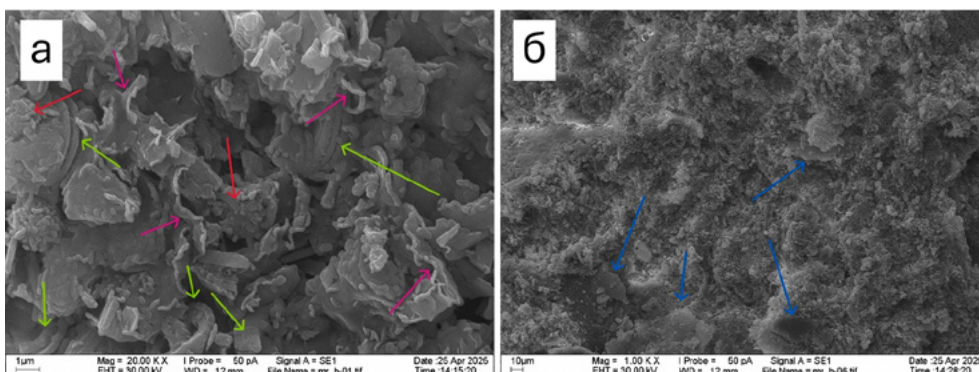


Рис. 7. Электронно-микроскопический снимок естественной поверхности скола мергеля, Брянская область, а) увеличение 10000; б) увеличение 1000. Красными стрелками показан цеолит, зелеными составные части кокколитофоридов, розовыми глинистые частицы, синими флогопит. (фото М. С. Чернова)

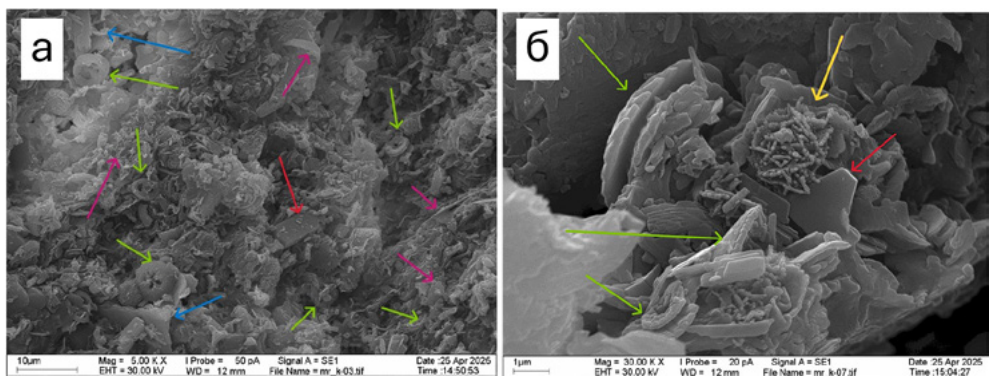


Рис. 8. Электронно-микроскопический снимок естественной поверхности скола мергеля, Курская область, а) увеличение 5000; б) увеличение 30000. Красными стрелками показан цеолит, зелеными составные части кокколитофоридов, синими флогопит, розовыми глинистые частицы, желтым кристобалит. (фото М. С. Чернова)

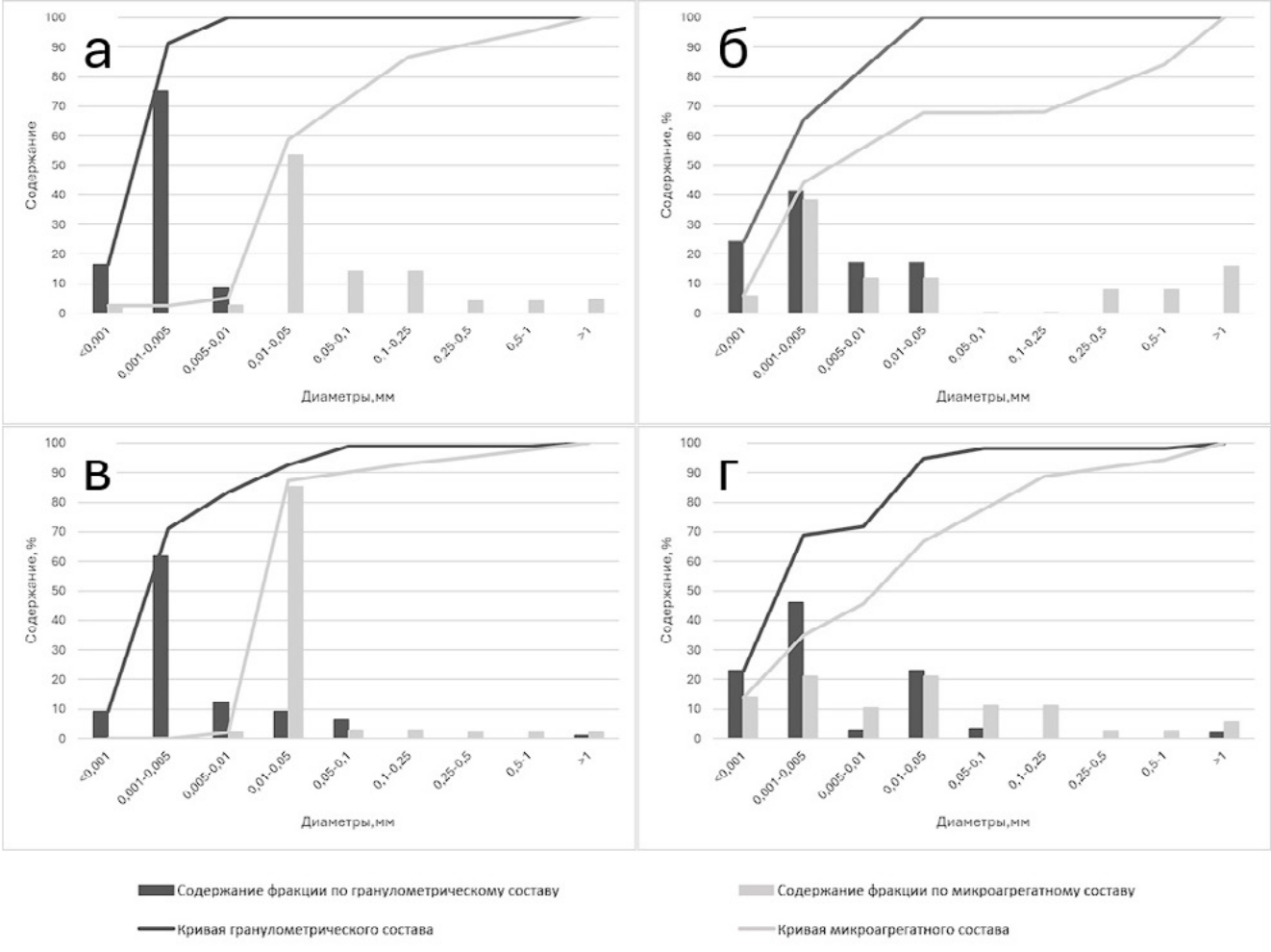


Рис. 9. Кривые распределения гранулометрического и микроагрегатного состава: а) брянского мела; б) курского мела; в) брянского мергеля; г) курского мергеля

агрегированности фракции <0,005 мм у брянского мела превышает 34, а у курского его можно считать практически бесконечным, что означает полную агрегированность мелких частиц.

По классификации В. В. Охотина брянский мел относится к породам от тяжелого пылеватого суглинка до пылевой глины, а курский — от легкого

пылеватого суглинка до пылевой глины. По классификации структурных связей [5] мел характеризуется цементационным типом — конденсационным или кристаллизационным.

Гранулометрический состав брянского и курского мергеля сходный, в обоих случаях преобладают фракции <0,05 мм. Для курского мергеля отмечается

пик содержания частиц диаметром 0,001–0,005 мм, что может быть связано с более высоким содержанием кокколитовых фрагментов.

В микроагрегатном составе максимальная доля частиц приходится на фракции <0,05 мм, однако их общее содержание существенно ниже, чем в гранулометрическом — менее 65% против почти 100%. Такая степень агрегированности обусловлена высоким содержанием глинистых частиц. Высокие пики крупных фракций в брянском мергеле могут отражать присутствие более крупных пластинок слюды.

Коэффициенты агрегированности частиц <0,005 мм для брянского и курского мергеля составляют 1,5 и 2,0 соответственно.

По классификации В. В. Охотина оба мергеля относятся к породам от тяжелого пылеватого суглинка до пылеватой глины. По классификации структурных связей [5] мергели характеризуются пластифицированно-коагуляционным типом структурных связей.

Физические свойства и влажностные показатели

Физические свойства пород мергельно-меловой формации существенно варьируют в зависимости от литологического состава, структуры, степени уплотнения и влажности. В таблице 2 приведены основные показатели, полученные по результатам лабораторных исследований образцов мела и мергеля из Брянской и Курской областей.

Плотность твердых частиц для мела составляет 2,71 г/см³, что характерно для грунтов, содержащих большое количество кальцита. Для мергеля ρ_s изменяется в пределах 2,65–2,76 г/см³. Причиной этого может служить различное содержание других компонентов, кроме кальцита (кварц, цеолиты, глинистые минералы и др.). Для брянского мергеля характерно большее содержание глинистых минералов, а также присутствие рентгеноаморфного вещества (вероятно, опала), что приводит к меньшей плотности твердых частиц.

Средняя плотность пород составляет: мел — 1,75 г/см³ (Брянск) и 1,81 г/см³ (Курск); мергель — 1,65 г/см³ (Брянск) и 1,69 г/см³ (Курск). Значения плотности соответствуют значениям, встречающимся в литературных источниках [14].

Плотность скелета в среднем изменяется от 1,21 до 1,48 г/см³, указывая на высокую степень рыхлости пород.

Пористость ниже у мела (для брянского мела — 49%, для курского мела — 46%), по сравнению с мергелями (54% и 57%, соответственно), что возможно обусловлено большим содержанием глинистой компоненты у вторых и более развитой микропористостью.

Крайне низкая или отсутствующая гигроскопическая влажность у мела ($W_r=0-0,5\%$) связана с отсутствием глинистой составляющей. У мергелей, в состав которых помимо карбонатов входят глинистые минералы, гигроскопическая влажность повышается до 2,2–2,8%.

Естественная влажность выше у мергелей и составляет 35–40%, по сравнению с 25–26% у мелов. Это отражает большую водоудерживающую способность глинистых компонентов мергелей.

По числу пластичности все исследуемые группы грунтов близки ($I_p=2,1-3,6\%$) и относятся к супеси [25].

По показателю текучести мел считается текучим, брянский мергель — полутвердым, а курский мергель — твердым [25]. В тоже время по внешним признакам консистенцию мела трудно назвать текучей. В данном случае можно говорить о скрытотекучем состоянии, которое обусловлено специфическим строением мела, а именно, относительно жесткий каркас из дисперсных кальцитовых частиц с большим количеством микропор между ними, в которых может находиться вода. В таблице 3 представлены прочностные и деформационные характеристики пород.

Прочностные характеристики

В первую очередь следует отметить, что полученные по результатам данных исследований показатели

Таблица 2. Физические свойства, влажностные показатели, пластичность исследованных грунтов

<i>Порода</i> <i>Место отбора</i>	<i>Мел</i>		<i>Мергель</i>	
	<i>Брянская область</i>	<i>Курская область</i>	<i>Брянская область</i>	<i>Курская область</i>
Плотность, г/см ³	1,75	1,81	1,65	1,69
Плотность тв. частиц, г/см ³	2,71	2,72	2,65	2,76
Плотность скелета, г/см ³	1,39	1,48	1,22	1,21
Гигроскопическая влажность, W_r , %	0	0,5	2,2	2,8
Естественная влажность, W , %	26	25	35	40
Пористость, n , %	49	46	54	57
Число пластичности, I_p , %	2,1	3,3	3,6	3,5
Показатель текучести, IL	1	1,3	0,3	-0,2

Таблица 3. Прочностные и деформационные характеристики исследованных грунтов при трехосном сжатии

Порода	Мел		Мергель	
Место отбора	Брянская область	Курская область	Брянская область	Курская область
Прочностные характеристики				
Угол внутреннего трения, φ , °	36	30	27	25
Удельное сцепление, c , кПа	66	72	60	80
Деформационные характеристики				
Модуль деформации, E , МПа	41,2–88,8	50,7–74,5	14,4–18,7	10,4–20,1
Секущий модуль деформации, E_{50} , МПа	43,4–78,1	34,6–48,2	13,4–20,8	11,1–14,6
Коэффициент Пуассона, ν	0,29	0,28	0,29	0,28

свидетельствуют о значительно меньшей прочности мела и мергеля по сравнению с литературными данными [6; 8; 11].

Некоторая разница в значениях угла внутреннего трения между брянским и курским мелом может быть обусловлена степенью сохранности раковин кокколитофоридов, так как раковины внутри себя имеют более крепкие связи, чем их составляющие по отдельности. Так для первого, с большей сохранностью раковин, значение φ выше. Значения удельного сцепления довольно близки между собой (рис. 10).

Низкие значения удельного сцепления для мела могут быть связаны с блоковой структурой грунтов, вследствие чего разрушение проходит по контактам блоков (рис. 11).

Для мергеля характерны меньшие значения угла внутреннего трения из-за большего содержания глинистой составляющей, при этом чем её больше, тем меньше угол. Различие в значениях сцепления может быть обусловлено различным соотношением минеральных компонентов грунта.

Деформационные свойства

Анализ значений модуля деформации не выявил четких закономерностей. Модуль деформации мергелей в среднем в 3–5 раз ниже, чем у мела, что в первую очередь обусловлено высоким содержанием глинистых минералов. Для мела характерен широкий разброс значений E . По-видимому, это связано со специфической блочной структурой исследуемых образцов, для которых характерна сильная неоднородность внутри по плотности и влажности (рис. 12). Коэффициент Пуассона для образцов мела и мергеля можно считать одинаковым ($\nu = 0,28–0,29$ д. ед.).

Заключение

Проведённые исследования показали, что мергельно-меловая толща представляет собой специфический тип карбонатных пород, сочетающий черты как полускальных, так и дисперсных грунтов. Мел сложен почти чистым кальцитом, тогда как мергель содержит

значительную долю глинистых минералов, кварца, цеолитов и, в брянском варианте, аморфного кремнезёма. Микростроение пород характеризуется развитой трещиноватостью, блочностью и высокой микропористостью, что существенно влияет на их свойства. Для мела свойственны скрытые плотные контакты блоков, а в мергеле блоки разделены трещинами.

Полученные физические и влажностные характеристики хорошо согласуются с литературными данными. Плотность мела составляет 1,75–1,81 г/см³, мергеля — 1,65–1,69 г/см³; пористость изменяется в пределах 46–49% и 54–57% соответственно. Для гранулометрического и микроагрегатного составов обоих типов пород характерно преобладание высокодисперсных фракций (<0,005 мм), соответствующих размерам кокколитофорид. Мел отличается существенно большей агрегированностью частиц по сравнению с мергелем. Классификационно (по В. В. Охотину) исследованные породы относятся к тяжелым глинам или пылеватым глинам, согласно же грунтовой классификации (ГОСТ 25100-2020), они относятся к супеси. Тип структурных связей мела цементационный, что не соотносится с его размоканием. У мергеля связи пластифицированно-коагуляционного характера.

Результаты трёхосных испытаний показали, что прочностные характеристики исследованных пород ниже, чем указано в литературе. Значения угла внутреннего трения сопоставимы (25–36°), однако сцепление (0,06–0,08 МПа) значительно меньше классических оценок. Брянский мел оказался наиболее прочным, тогда как мергель характеризуется наименьшей прочностью, что связано со значительной трещиноватостью и высоким содержанием глинистой фракции.

Полученные результаты подтверждают высокую чувствительность мела и мергеля к увлажнению и внешним нагрузкам: от относительно устойчивого состояния в сухом состоянии до резкого снижения прочности и развития пластических деформаций при насыщении водой.

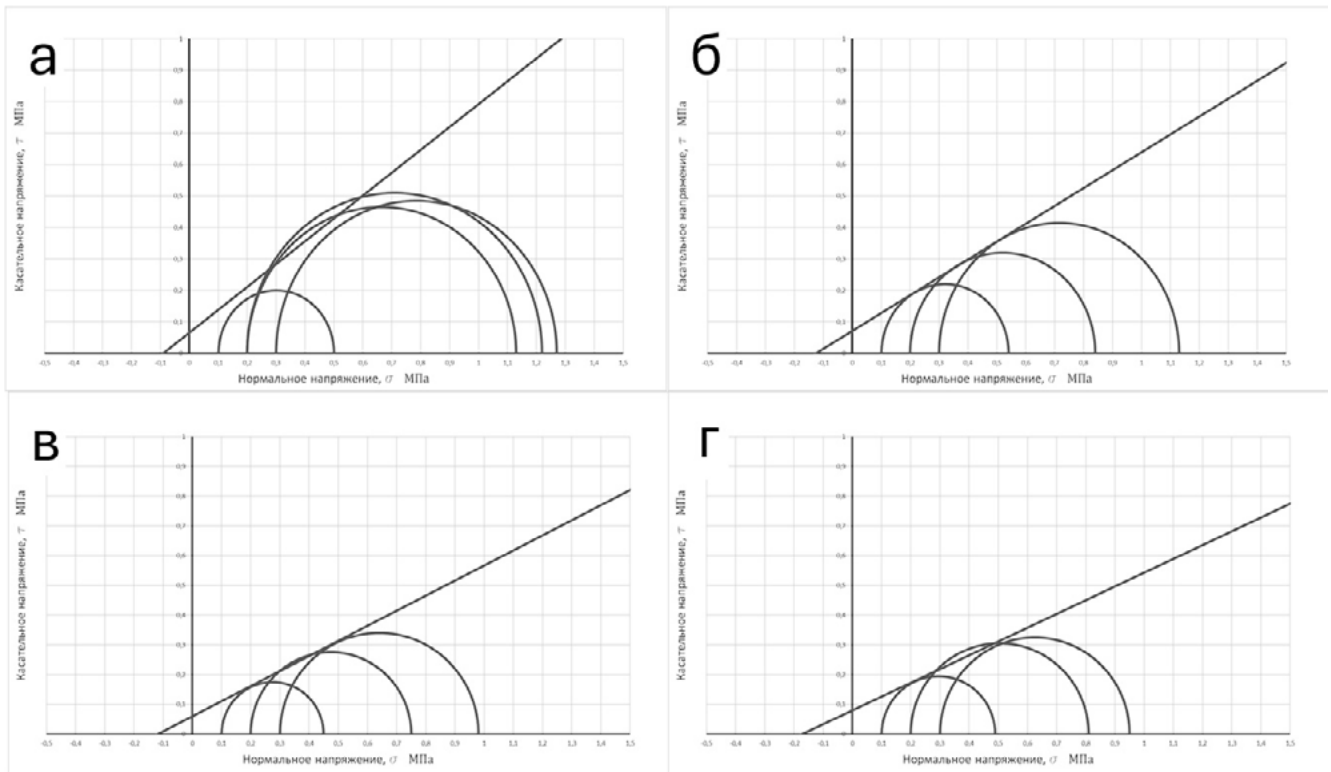


Рис. 10. Паспорта прочности, построенные по результатам трехосного сжатия: а, б — образцы мела Брянской (а) и Курской (б) областей; в, г — образцы мергелей Брянской (в) и Курской (г) областей

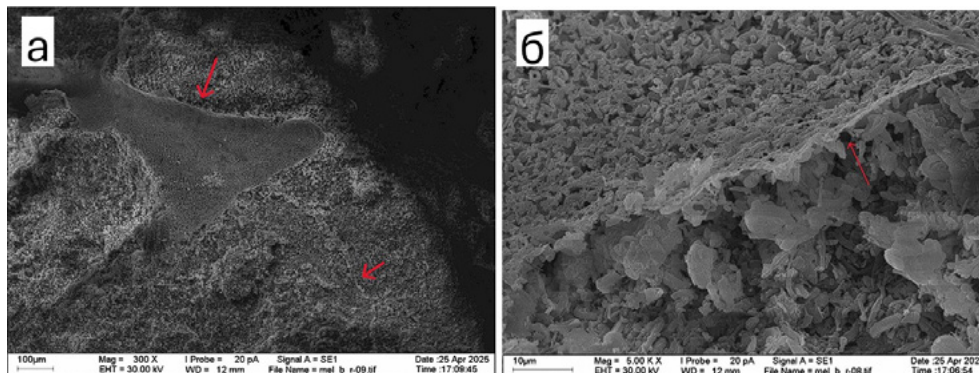


Рис. 11. Электронно-микроскопический снимок естественной поверхности скола разрушенного мела, Брянская область, увеличение а) 300; б) 5000. Красные стрелки указывают на поверхности разрушения (фото М. С. Чернова)

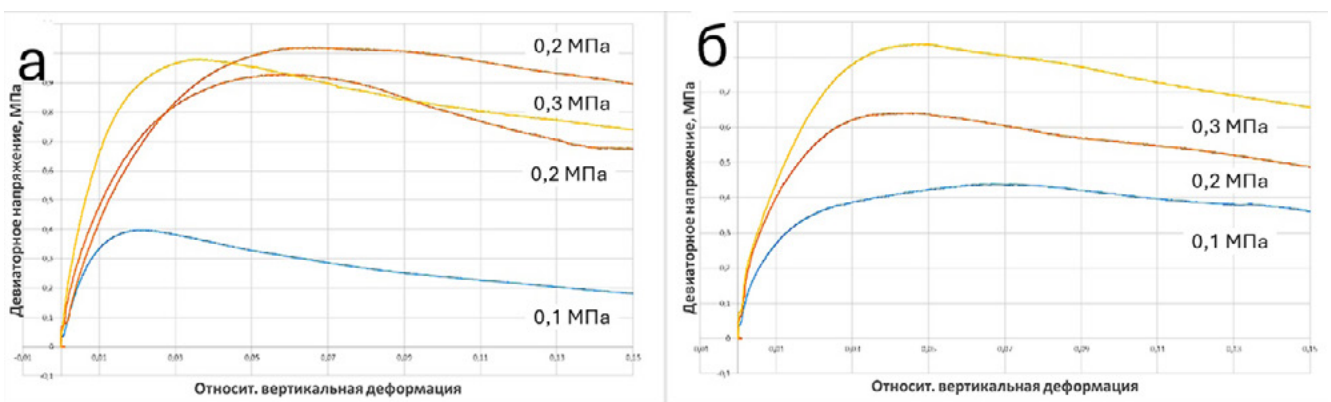


Рис. 12. Деформационные кривые мела при трехосном сжатии: а — образцы из Брянской области, б — образцы из Курской области. Синим показаны испытания при обжимающем давлении 0,1 МПа; оранжевым при обжимающем давлении 0,2 МПа; желтым при обжимающем давлении 0,3 МПа

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Архангельский А. Д. Верхнемеловые отложения востока Европейской России // Материалы для геологии России. — СПб., 1912. — Т. 25. — 631 с.
2. Белоусов В. В. Фация и мощности осадочных толщ Европейской части СССР // Труды ин-та геол. наук. Геол. серия (23). — 1944. — Вып. 76. — 116 с.
3. Бушинский Г. И. Литология меловых отложений Днепро-Донецкой впадины // Труды ин-та геол. наук. Геол. серия (67). — 1954. — Вып. 156. — 307 с.
4. Горькова И. М., Душкина Н. А., Окнина Н. А., Рябичева К. Н., Сафохина И. А., Чепик В. Ф. Природа прочности и деформационные особенности мела и некоторых мелоподобных пород // Труды Лабор. гидрогеол. проблем им. Ф. П. Саваренского АН СССР. — 1962. — Т. 44. — 136 с.
5. Горькова И. М. Физико-химические исследования дисперсных осадочных пород в строительных целях. — М.: Стройиздат, 1975. — 151 с.
6. Дзилина И. Л. Об инженерно-геологических свойствах мергельно-меловых пород восточной части БССР // Вопросы географии Беларуси. — Минск, 1960. — Вып. 1. — 74–80 с.
7. Иванов А. И. Мел. — М.-Л.: Госгеолиздат, 1946. — 44 с.
8. Маслов Н. Н. Инженерная геология. — М.: Госстройиздат, 1957. — 408 с.
9. Мощанский В. А. О микростроении и классификации мелов // Литология и полезные ископаемые. — 1977. — № 3. — С. 67–77.
10. Носов Г. И. Литология и инженерно-геологическая характеристика писчего мела долины Дона // Труды совещаний по инженерно-геологическим свойствам горных пород и методов их изучения. — М., 1956. — Том 2.
11. Приклонский В. А. Грунтоведение. Часть 2. — М.: Госгеолтехиздат, 1952. — 371 с.
12. Ребиндер П. А. Структурно-механические свойства глинистых пород, как показатель степени их литификации / Доклады Академии наук СССР. — 1957. — Т. 113. — № 6. — С. 1344–1346.
13. Саваренский Ф. П. Инженерная геология. — М.-Л.: ОНТИ, 1937. — 443 с.
14. Сергеев Е. М., Сидорова Г. А. К вопросу о составе и свойствах меловых толщ Воронежской области // Вестник Московского университета. Геология. — 1950. — № 12. — С. 133–144.
15. Трофимов В. Т., Вознесенский Е. А., Королев В. А. Инженерная геология. Том 1. Грунты России. — М.: КДУ, 2011. — 672 с.
16. Фролова Н. В. Химико-петрографический очерк «сантонских глин» водораздела Волга-Дон // Труды ин-та геол. наук АН СССР. — 1939. — Т. 9. — С. 49–65.
17. Чухров Ф. В. Коллоиды в земной коре. — М.: изд-во АН СССР. — 1955. — 671 с.
18. Шуменко С. И. Генезис мергельно-меловых пород на основе их изучения под электронным микроскопом // Литология и полезные ископаемые. — 1970. — № 4. — С. 83–91.
19. Hattin D. E. Stratigraphy and depositional environment of the Niobrara Chalk (Upper Cretaceous) of Kansas. Kansas Geological Survey Bulletin. — 1982. — No. 225. — 108 p.
20. Hattin D. E. Cretaceous shelf-sea chalk deposits: a global synthesis. AAPG Annual Convention, Houston, TX, March 20–23, 1988.
21. Haq B. U., Hardenbol J., Vail P. R. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. — Science, 1991 — Vol. 251. — P. 1156–1167.
22. ODP Leg 130 Final Report. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, Leg 130 — Ontong Java Plateau, 1993. — 867 p.

НОРМАТИВНЫЕ ДОКУМЕНТЫ

23. ГОСТ 12248.3-2020 Грунты. Определение характеристик прочности и деформируемости методом трехосного сжатия.
24. ГОСТ 25100-2011 Грунты. Классификация.
25. ГОСТ 25100-2020 Грунты. Классификация.
26. ГОСТ 5180-2015 Грунты. Методы лабораторного определения физических характеристик.

DOI 10.53278/2306-9139-2026-1-26-41-51

УДК 624.131.1

ВЛИЯНИЕ ВЛАЖНОСТИ ГЛИНИСТЫХ ГРУНТОВ НА ИХ СПЕКТРАЛЬНУЮ ОТРАЖАТЕЛЬНУЮ СПОСОБНОСТЬ В ДИАПАЗОНЕ 365–1020 НМ

MOISTURE-DEPENDENT SPECTRAL REFLECTANCE OF CLAYEY SOILS IN THE 365–1020 NM RANGE

© Д. С. Савченко¹, Е. А. Вознесенский², 2026© D. S. Savchenko¹, E. A. Voznesensky², 2026

^{1,2} Институт геоэкологии им. Е. М. Сергеева РАН, Уланский пер. д. 13 стр.2, Москва, 101000, Россия
Sergeev Institute of Environmental Geoscience RAS, 13 bld 2 Ulansky lane, Moscow, 101000, Russia

^{1,2} Геологический факультет МГУ им. М. В. Ломоносова, Ленинские горы, д. 1, Москва, 119234, Россия
Faculty of Geology, Lomonosov Moscow State University, str.1, Leninskie Gory, Moscow, 119234, Russia

¹ ООО «Соилбокс», проезд Ольминского, д. 5, Москва, 129085, Россия
Soilbox LLC, 5 Olminskogo Drive, Moscow, 129085, Russia

danilsavch@yandex.ru¹, eugene@geoenv.ru²

Аннотация. В работе исследовано влияние влажности на спектральную отражательную способность (СОС) глинистых грунтов различного состава. На 270 модельных пробах выполнены лабораторные измерения отражения в диапазоне 365–1020 нм и определены физические показатели грунтов. Показано, что с увеличением влажности наблюдается снижение СОС во всех спектральных каналах до достижения влажности близкой к пределу раскатывания, по достижении которой механизм отражения осложняется появлением зеркального отражения, что проявляется в увеличении СОС с дальнейшим ростом влажности. Предложена физическая интерпретация наблюдаемого эффекта, связанная со сменой доминирующего механизма отражения при формировании капиллярной воды в поровом пространстве грунта и переходом от преимущественно диффузного к смешанному (диффузно-зеркальному) отражению. Полученные результаты уточняют границы применимости спектральных методов определения влажности глинистых грунтов для диапазона длин волн 365–1020 нм.

Abstract. This study examines the effect of moisture content on the spectral reflectance (SR) of clay soils of various compositions. Laboratory measurements of reflectance in the 365–1020 nm range were performed on 270 model samples, and the physical properties of the soils were determined. It is shown that as moisture content increases, SR decreases in all spectral channels until a moisture content close to the plasticity limit is reached; upon reaching this limit, the reflection mechanism becomes complicated by the appearance of specular reflection, which manifests as an increase in SR with further increases in moisture content. A physical interpretation of the observed effect is proposed, associated with a change in the dominant reflection mechanism during the formation of capillary water in the soil pore space and a transition from predominantly diffuse to mixed (diffuse-specular) reflection. The results obtained clarify the limits of applicability of spectral methods for determining the moisture content of clay soils for the wavelength range of 365–1020 nm.

Ключевые слова: глинистые грунты; спектральная отражательная способность; влажность; степень водонасыщения; коэффициент пористости; плотность; плотность скелета; диффузное отражение; зеркальное отражение; LOWESS

Key words: clayey soils; spectral reflectance; moisture content; degree of saturation; void ratio; density; dry density; diffuse reflection; specular reflection; LOWESS

Введение

Изучение спектральных характеристик грунтов необходимо для развития дистанционных, полевых

и лабораторных методов оценки их состава и состояния и наблюдения за динамикой их изменения. Современные технологии открывают новые перспективы

для количественных оценок показателей физических свойств глинистых грунтов. Но для реализации такого потенциала в инженерной геологии необходимы работы по решению прямой задачи — определению взаимосвязи показателей физических свойств грунтов и спектральной отражательной способности (СОС).

Методы измерения спектральной отражательной способности варьируют от лабораторных исследований отдельных образцов до аэрокосмического мониторинга обширных территорий [2]. Каждый уровень наблюдений имеет свои преимущества и ограничения, связанные с пространственным разрешением, спектральной детальностью, контролем условий измерения, влиянием атмосферы, неоднородностью поверхности и геометрией освещения и наблюдения. Лабораторные измерения позволяют изолированно исследовать влияние отдельных факторов и тем самым формировать физически обоснованную базу для интерпретации полевых и дистанционных данных. Для вопросов, связанных с изучением глинистых грунтов, перспективным направлением является создание и развитие спектральных библиотек грунтов, содержащих эталонные спектры с определенными классификационными характеристиками, например, [14]. Такие библиотеки [4; 8; 17; 18] могут использоваться для калибровки моделей, проверки спектральных индексов, разработки алгоритмов классификации и сопоставления полевых, лабораторных и дистанционных данных. Для инженерно-геологических задач особенно важно, чтобы такие библиотеки учитывали разновидности грунтов в терминах действующей классификации грунтов ГОСТ 25100-2020.

Известно, что СОС грунтов определяется сложным взаимодействием множества факторов, к которым относятся минеральный состав, влажность, содержание органического вещества, гранулометрический состав, плотность, пористость, шероховатость поверхности. Из них в исследованиях с применением методов дистанционного зондирования Земли (ДЗЗ) чаще всего оценивают влажность [18], содержание карбонатов, сульфатов и гидроксидов [6], органического вещества и гранулометрический состав [14]. Среди этих факторов влажность представляет особый интерес, так как она быстро изменяется во времени и существенно влияет на общий уровень отражения, форму спектральной кривой, условия поглощения и рассеяния электромагнитного излучения.

В отличие от песков и крупнообломочных грунтов, для глинистых грунтов влияние влажности на СОС выражено сложнее. Это связано с их физико-химическими особенностями и наличием связанной, капиллярной, осмотической и свободной воды в различных соотношениях. В связи с этим близкие значения весовой влажности у грунтов разного состава

и генезиса не означают их схожую СОС. В существующих публикациях влажность часто рассматривается как основной параметр, определяющий изменение СОС. Однако для глинистых грунтов важно учитывать не только количество воды, но и степень водонасыщения, коэффициент пористости и плотность сложения, что может позволить перейти от описания зависимости «влажность — отражательная способность» к физической интерпретации механизма отражения при водонасыщении грунта и, как следствие, открыть возможность для корректного решения обратной задачи. Поэтому целью данного исследования стала оценка влияния влажности на СОС глинистых грунтов различного состава и генезиса в диапазоне 365–1020 нм. Выбор диапазона 365–1020 нм обусловлен его широким применением в дистанционном зондировании и при фотодокументации керна, образцов грунтов и обнажений в видимом и ближнем инфракрасном диапазонах. Этот диапазон охватывает спектральную область, в которой доступны массовые оптические сенсоры и камеры, что делает его перспективным для сопоставления лабораторных, полевых и дистанционных данных.

Теоретические основы метода

СОС грунтов определяется взаимодействием падающего излучения с твердой, жидкой и газообразной компонентами грунта. В видимом и ближнем инфракрасном диапазонах спектр формируется преимущественно поверхностным отражением, многократным рассеянием и поглощением излучения отдельными компонентами грунта. Для грунта с малой степенью водонасыщения существенную роль играет контраст между минеральными частицами и воздушными порами. Часть падающего излучения отражается от поверхности частиц, часть рассеивается внутри порового пространства, а часть теряется в результате многократного переотражения и поглощения.

Влажность является одним из наиболее значимых факторов, определяющих СОС грунтов. Вода обладает характерными полосами поглощения в ближнем и среднем инфракрасном диапазонах спектра: ярко выраженными 1400 нм и 1900 нм, а также слабо выраженными 970 нм, 1200 нм и 1770 нм. Традиционно считается, что с увеличением влажности СОС грунта уменьшается [8]. Такая закономерность выполняется для песков [12] и для грунтов с низким содержанием воды, порядка первых процентов [11]. С ростом степени водонасыщения уменьшается доля газообразного компонента, что снижает контраст показателей преломления между минеральными частицами и поровым пространством. Это может приводить к изменению

интенсивности отражения и формы спектральной кривой. Однако для глинистых грунтов такая зависимость не всегда является монотонной. Ряд исследователей отмечают рост спектральной отражательной способности с повышением влажности в диапазоне 400–900 нм, например, [13], а в работе [4] описано, что закономерность наблюдается только в специфических для каждого грунта диапазонах влажности.

Весовая влажность W характеризует отношение массы воды к массе сухого грунта, но не описывает непосредственно объёмное соотношение твёрдой, жидкой и газовой фаз. Из-за этого одинаковые значения W для грунтов различного состава и генезиса могут соответствовать разной толщине гидратных плёнок, разной степени заполнения пор водой и разной доле воздуха в поровом пространстве. Для интерпретации изменения СОС необходимы дополнительно и другие показатели, например, объёмная влажность W_n и степень водонасыщения S_r .

Воду в глинистом грунте возможно охарактеризовать не только через её количество, но и через энергетическое состояние. Одной из таких характеристик является всасывание, отражающее свободное энергетическое состояние воды внутри грунта. Обычно выделяют полное, структурное и осмотическое всасывание, при этом для низких значений влажности особое значение имеет матричное всасывание, связанное с капиллярными силами и взаимодействием воды с поверхностью частиц [2]. Для спектральных методов в контексте влияния всасывания может представлять интерес влияние формы менисков. В соответствии с критерием Рэлея, поверхность может рассматриваться как оптически гладкая, если характерная высота неровностей меньше $\lambda/(8 \cos \theta)$, где λ — длина волны, θ — угол падения или наблюдения относительно нормали к поверхности. Для диапазона длин волн 365–1020 нм и при измерениях отражения под наклоном 10–60° критическая высота неровностей составляет примерно 50–250 нм. Если считать, что высота неровности, связанной с кривизной мениска воды в капилляре, сопоставима с радиусом капилляра, то основное влияние оказывают капилляры диаметром порядка 100–500 нм. Согласно классификации [3], данный диапазон охватывает тонкие (100–1000 нм) микропоры.

Влияние влажности не ограничивается изменением СОС. Водонасыщение может также влиять на оптическую анизотропию поверхности. В результате лабораторных исследований СОС с применением гониометра группой авторов [16] был сделан вывод о том, что коэффициент отражения определяется не только влажностью, но и изменением анизотропии рассеяния поверхности. Вероятно, влияние анизотропии поверхности возможно уменьшить

при помощи предварительного уплотнения, а также выполнением дополнительных измерений проб со схожими характеристиками, но влияние такого эффекта следует принимать во внимание.

Несмотря на большое количество исследований, посвящённых вопросам взаимосвязи СОС и влажности, только в редких случаях влажность рассматривается наряду с другими показателями физических свойств грунтов.

Характеристика изученных грунтов

Для исследования были выбраны три образца глинистых грунтов различного генезиса и состава (табл. 1). Выбор образцов различного генезиса и географического происхождения был обусловлен необходимостью рассмотрения образцов, контрастных по значениям показателей физических свойств. Суглинок (А) погребенной перегнойно-глеевой почвы был выбран как пример распространенного грунта с органическим веществом, моренный суглинок (Б) — как широко распространенный минеральный глинистый грунт ледникового генезиса, а бентонитовая глина (В) — как образец с ярко выраженной способностью к набуханию. Образцы подбирались таким образом, чтобы они различались по значениям влажности на границе раскатывания и влажности на границе текучести, так как эти показатели задают характерные интервалы состояния глинистых грунтов при увлажнении.

Из выбранных образцов всего было подготовлено и измерено 270 модельных проб: 155, 41 и 74 для образцов А, Б и В соответственно. Подготовленные пробы охватывали диапазон состояний от твердой до текучей консистенции. Диаграммы размаха для полученных показателей физических свойств представлены на рисунке 1.

Исследованные грунты существенно различались по диапазонам плотности, плотности скелета, коэффициента пористости и влажности. Образец моренного суглинка характеризуется наибольшей плотностью (1,64–2,24 г/см³) и плотностью скелета грунта (1,54–2,04 г/см³) при том, что плотность частиц (2,61 г/см³) образца ниже, чем у образца А и В. Такая особенность характерна для грунтов ледникового генезиса и обуславливается высокой степенью неоднородности гранулометрического состава и, как следствие, низким коэффициентом пористости (0,28–0,69). Достигнутый размах весовой влажности составляет менее 24%.

Для модельных проб глины тяжёлой бентонитовой наблюдались наименьшие значения плотности скелета грунта и наибольшие значения коэффициента пористости. Плотность грунта изменялась в пределах 1,06–1,88 г/см³, а плотность скелета грунта — в пределах 0,31–1,51 г/см³. У данного грунта

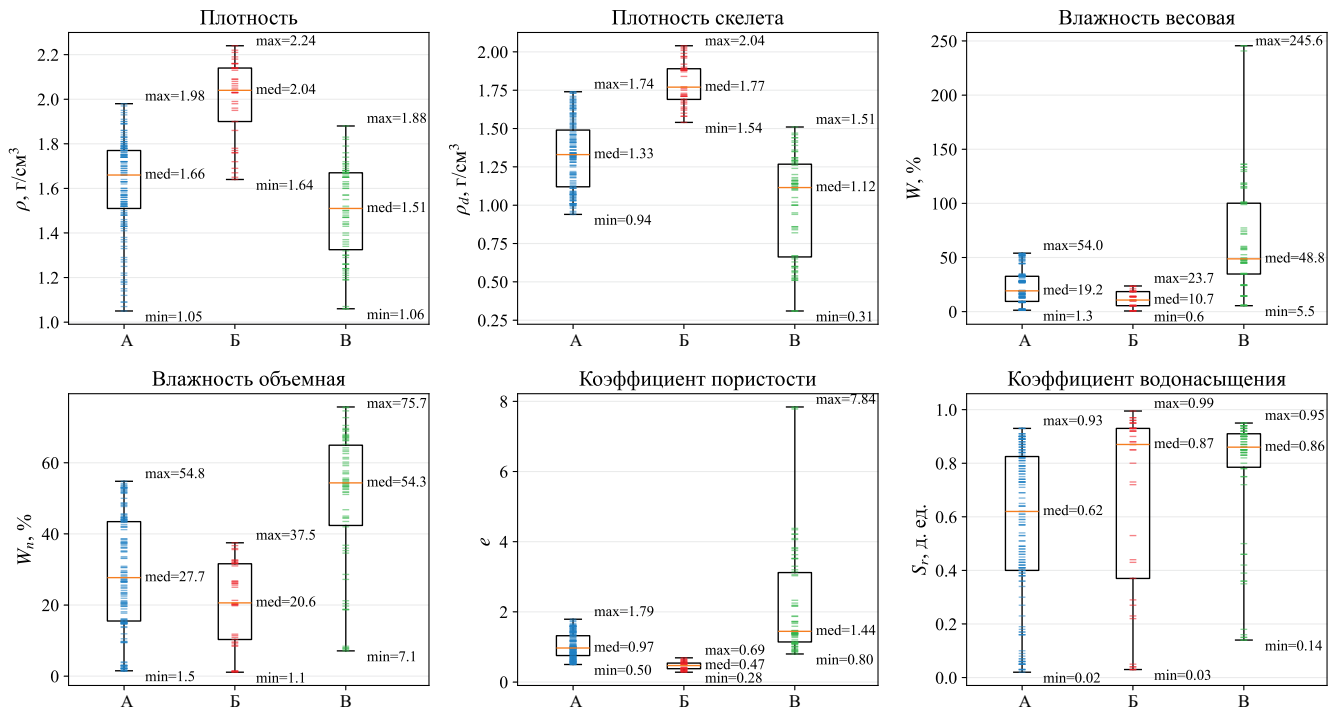


Рис. 1. Диаграммы размаха показателей физических свойств исследованных проб для образцов: А — Суглинок тяжелый пылеватый погребенной перегнойно-глеевой почвы, tIV; Б — суглинок легкий песчанистый моренный, gIIms; В — глина тяжелая бентонитовая, C₁₋₂sr

Таблица 1. Характеристика изученных образцов

Обр.	Грунт	Географическое происхождение	ρ_s , г/см ³	W_g , %	W_p , %	W_L , %	I_p
А	Погребенная перегнойно-глеевая почва, перегнойный горизонт, суглинок тяжелый пылеватый, tIV	г. Ростов Великий, Ярославская область	2,68	1	24	37	13
Б	Суглинок легкий песчанистый (московская морена), gIIms	Район г. Вышний Волочек, Тверская область	2,61	< 1	11	22	11
В	Глина тяжелая бентонитовая Саарской свиты, C ₁₋₂ sr	Месторождение «10-й Хутор», Республика Хакасия	2,72	8	44	123	79

наблюдается большой размах коэффициента пористости 0,80–7,84. Такой широкий диапазон обусловлен высоким содержанием смектита (75,8%) и, как следствие, набухаемостью. Для бентонитовой глины был получен максимальный среди исследованных образцов диапазон весовой влажности — 5,5–245,6%.

Образец суглинка тяжелого пылеватого перегнойно-глеевой почвы относительно других образцов характеризуется промежуточными значениями плотности и плотности скелета грунта. Коэффициент пористости изменяется в диапазоне 0,50–1,79, что выше, чем у моренного грунта, и указывает на больший объем порового пространства. Вследствие этого в эксперименте удалось получить более широкий диапазон весовой влажности — 1,3–54,0%.

Выборка охватывает различные состояния исследуемых грунтов. Для всех образцов удалось получить представительный диапазон для степени водонасыщения,

включая значения от близких к нулю до близких к единице, а также для состояния, соответствующего всем возможным разновидностям по консистенции в соответствии с ГОСТ 25100-2020. Это позволяет рассматривать полученные данные как репрезентативные для анализа спектральной отражательной способности в широком диапазоне состояний грунтов.

Методика исследования

Общая схема лабораторного исследования каждой пробы включала пять этапов: приготовление образцов заданной влажности; подготовку проб к измерению; измерение спектра отражения в диапазоне 365–1020 нм; определение весовой влажности; расчёт показателей физических свойств пробы.

Подготовка образцов заданной влажности. Образцы грунта высушивались при температуре

105 °С. После высушивания агрегаты измельчались механическим способом, а включения крупнее 2 мм удалялись. Для доведения образцов до заданной влажности добавлялась дистиллированная вода. Увлажненные образцы перемешивались и выдерживались в течение 7 суток в герметичных контейнерах для равномерного распределения влаги внутри образца.

Подготовка проб производилась по разработанной авторами методике. Непосредственно перед измерениями производилось формование и механическое уплотнение проб в металлическую гильзу цилиндрической формы (рис. 2А) с внутренним диаметром 16,65 мм, съемная крышка которой имеет выступ в 0,11 мм для плотной фиксации пробы. Для получения проб с различной плотностью сложения и коэффициентом пористости при каждой заданной влажности применяли разные усилия уплотнения. Величина приложенного усилия специально не нормировалась, фактическая плотность каждой пробы определялась по массе грунта в гильзе и ее внутреннему объему. После высушивания и определения весовой влажности рассчитывались плотность скелета грунта и коэффициент пористости, которые использовались как фактические характеристики состояния пробы.

Особое внимание было уделено минимизации различий в шероховатости поверхности грунта. Для этого поверхность пробы формировалась с использованием шлифованной поверхности крышки металлической уплотнительной гильзы. Для проб с высокой липкостью (из бентонитовой глины) между съемной крышкой и поверхностью грунта при уплотнении помещалась прокладка из пищевой алюминиевой фольги толщиной 9 мкм. Применение фольги, в отличие от традиционной фильтровальной бумаги, позволило при удалении прокладки непосредственно перед измерением спектра отражения сохранять механически сформированную шероховатость поверхности.

Механическая формовка пробы позволила обеспечить постоянное расстояние между рабочей головкой спектрометра и поверхностью образца независимо от фактической высоты пробы, исключить использование защитного стекла между фотодиодом спектрометра и исследуемой поверхностью, а также снизить испарение влаги до момента измерения. Крышка гильзы с прокладкой из фольги снималась непосредственно перед измерением, что уменьшало вероятность высыхания приповерхностного слоя.

Для измерений спектров отражения использовался спектрометр RT-12S производства ООО «РАСТР ТЕХНОЛОДЖИ» [1]. Особенность прибора заключается в том, что измерения производятся посредством последовательного облучения образца 12 светодиодами, максимумы спектров излучения которых составляют 365, 400, 470, 520, 590, 660, 720, 770, 810, 850, 940

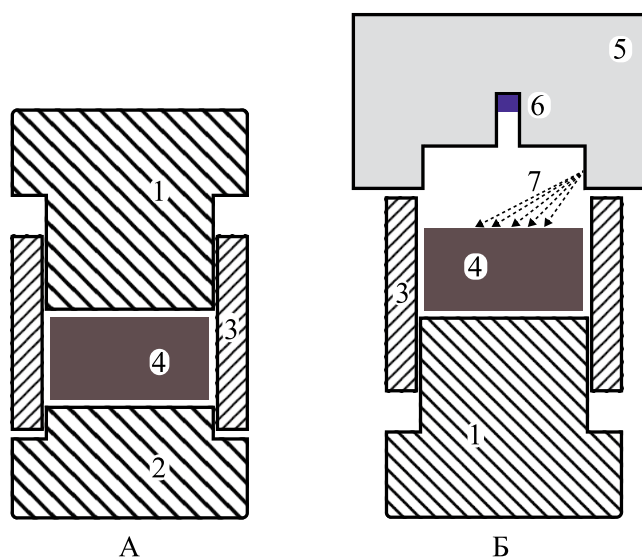


Рис. 2. Схема эксперимента: А — пробка грунта в гильзе, Б — схема измерения спектра отражения грунта в гильзе. 1 — уплотнительный поршень, 2 — съемная крышка, 3 — корпус гильзы, 4 — грунт, 5 — рабочая головка спектрометра, 6 — фотодиод, 7 — направленное излучение светодиодов

и 1020 нм. Отражённое излучение от образца регистрировалось многоканальным фотодиодом AS7341 с радиометрическим разрешением 16 бит. Измерения каждой пробы производились непосредственно в металлической гильзе (рис. 2Б).

Для калибровки спектрометра в качестве эталона диффузного отражения был выбран 99,1% сернокислый барий. По литературным данным [5; 15], высушенный и уплотненный порошок BaSO_4 в диапазоне 173–2500 нм сопоставим с коммерческими эталонами диффузного отражения на основе политетрафторэтилена. Такие эталоны, как правило, представляют собой твердые пластины, тогда как в настоящей работе требовалось сформировать эталонную поверхность непосредственно в измерительной гильзе. Поэтому выбор BaSO_4 был связан с возможностью размещения эталона в условиях, аналогичных условиям измерения исследуемых проб. Калибровка прибора производилась однократно, а впоследствии выполнялись контрольные измерения эталона. Абсолютная погрешность измерения отсчёта спектра диффузного отражения не превышала заявленную производителем величину в 0,25%.

Влажность проб определялась весовым способом. ГОСТ 5180-2015 регламентирует массу пробы для определения влажности от 15–50 г. Ввиду небольших размеров (объем пробы составляет от 0,5 до 3 см³), минимальное требование по массе недостижимо при используемых геометрических размерах гильз, поэтому массы грунтов определялись на аналитических весах с точностью до 0,001 г и составляли от 0,534 до 7,329 г.

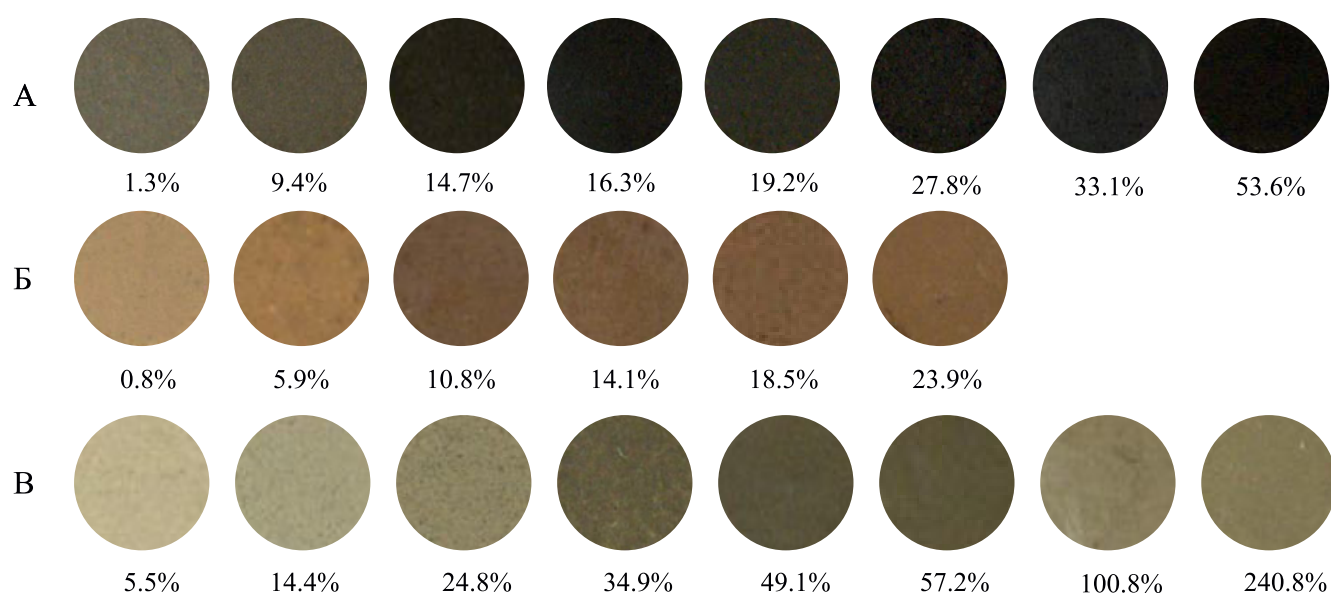


Рис. 3. Фотографии поверхностей отдельных подготовленных проб на оптическую фотокамеру и их весовая влажность. А — суглинок тяжелый пылеватый погребенной перегнойно-глеевой почвы, tIV; Б — суглинок легкий песчанистый моренный, gIIms; В — глина тяжелая бентонитовая, C_{1-2st}

По полученным данным рассчитывалась плотность ρ , плотность скелета ρ_d , коэффициент пористости e , коэффициент водонасыщения S_r , объемная влажность W_n и показатель текучести I_L для каждой пробы.

Анализ данных производился с использованием языка программирования Python 3.14.4: модули NumPy [9], statsmodels [17] и matplotlib [10].

Для анализа связи между СОС и показателями физических свойств грунтов была предпринята попытка аппроксимировать экспериментальные зависимости с использованием полиномиальной и сплайновой моделей [17]. Однако данные подходы не обеспечили устойчивого описания формы зависимости. В связи с этим дальнейшая обработка была ориентирована не на построение единой аппроксимирующей функции, а на сглаживание экспериментальных данных с целью выделения устойчивой формы зависимости.

Для выделения общей формы зависимости применялась двухэтапная обработка. На первом этапе рассчитывались медианные значения коэффициента отражения в скользящем окне по весовой влажности шириной $\pm 3\%$. Такой диапазон был выбран как компромисс: при большем окне сглаживались различия, связанные с исследуемыми показателями физических свойств, а для меньшего окна требовался больший объем выборки. На втором этапе по медианным значениям строились кривые LOWESS (Locally Weighted Scatterplot Smoothing) — метода локально взвешенного сглаживания [7].

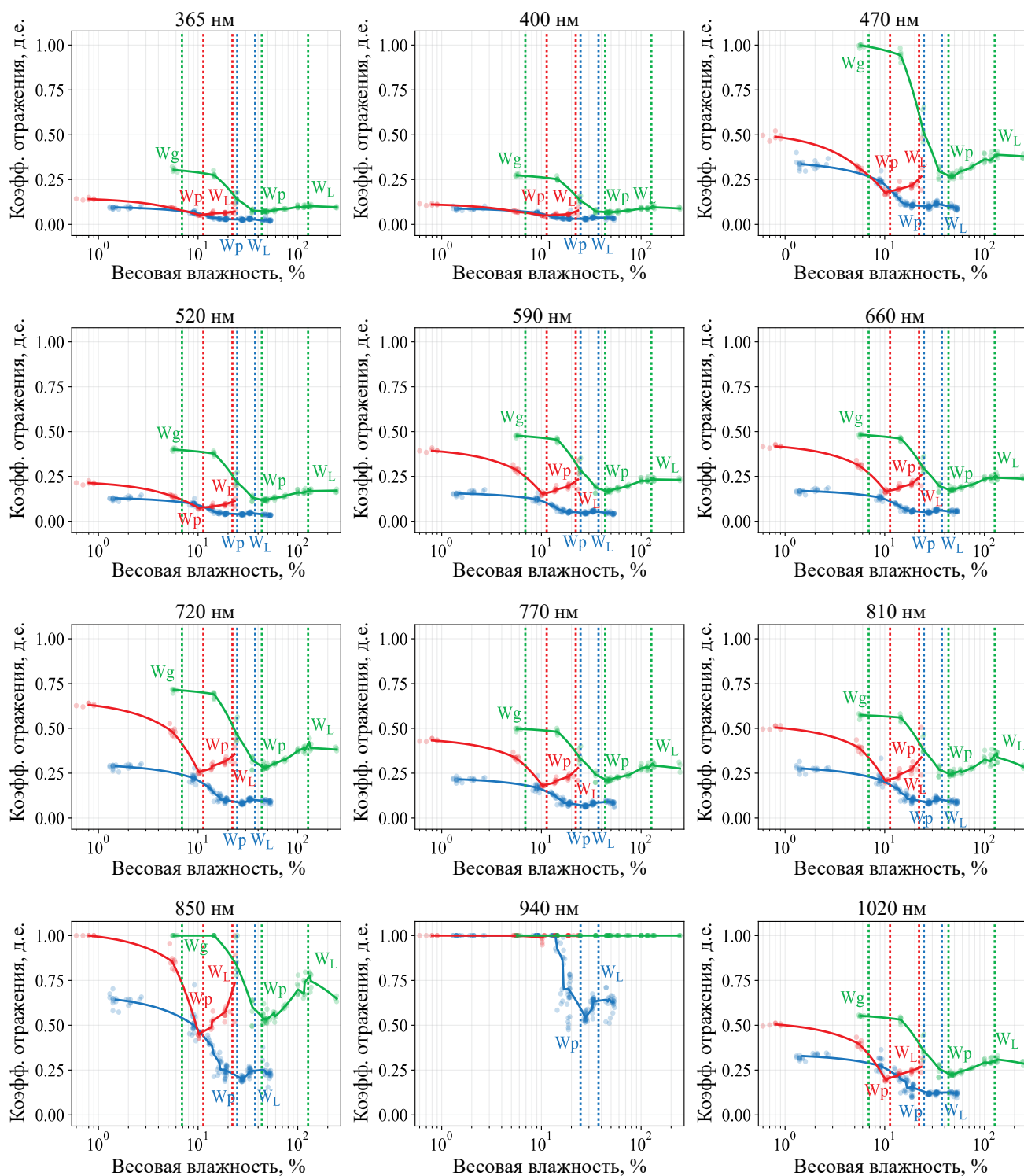
Сравнение исходных и сглаженных значений выполнялось только в пределах фактического

диапазона наблюдений, так как метод LOWESS основан на локально взвешенной регрессии по ближайшим наблюдениям и не предназначен для экстраполяции. Качество аппроксимации оценивалось по коэффициенту детерминации R^2 , средней абсолютной ошибке MAE и среднеквадратичной ошибке, нормированной на размах NRMSE. Для анализа связи степени водонасыщения с отражательной способностью дополнительно рассчитывался локальный коэффициент корреляции $r(S_r, R)$ в интервалах влажности шириной 6%.

Результаты и обсуждение

Первичная визуальная оценка подготовленных проб (рис. 3) показала, что изменение влажности сопровождается изменением цвета поверхности грунта. С увеличением влажности до значений, близких к границе раскатывания W_p , поверхность проб темнеет. При дальнейшем увлажнении, особенно вблизи и выше границы текучести W_L , для отдельных образцов наблюдается частичное осветление поверхности и появление бликовой составляющей. Наиболее выраженно этот эффект проявляется у тяжелой бентонитовой глины.

Зависимости коэффициента отражения от весовой влажности (рис. 4) показывают, что изменение СОС при увлажнении имеет нелинейный характер во всем исследованном диапазоне 365–1020 нм. Для всех образцов на начальном этапе увлажнения наблюдается снижение коэффициента отражения. Этот участок соответствует увеличению доли



Условные обозначения

А	Б	В	Измеренные значения коэффициента отражения относительно эталона BaSO ₄
•	•	•	
—	—	—	LOWESS-сглаживание по медианному окну ($W \pm 3\%$)
---	---	---	Характеристические влажности W_g , W_p , W_L

Рис. 4. Зависимость коэффициента отражения от весовой влажности в 12 спектральных каналах для исследуемых образцов А — суглинок тяжелый пылеватый погребенной перегнойно-глеевой почвы, tIV; Б — суглинок легкий песчаный моренный, gIIms; В — глина тяжелая бентонитовая, C₁₋₂sr. По горизонтальной оси показана весовая влажность в логарифмическом масштабе, по вертикальной оси — коэффициент отражения, д. ед.

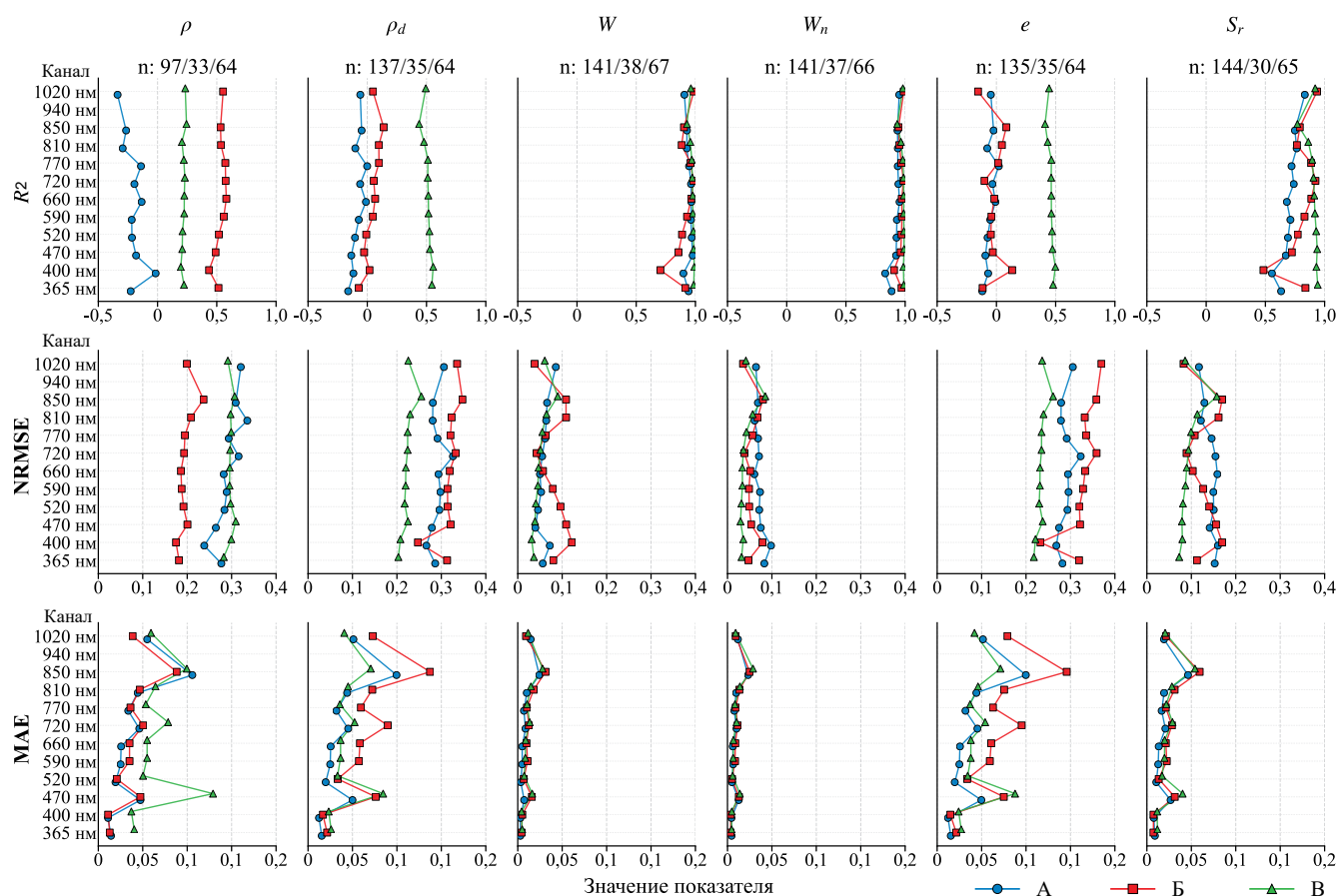


Рис. 5. Сравнительная оценка LOWESS-сглаженных и измеренных значений коэффициента отражения для показателей физических свойств модельных проб глинистых грунтов. В столбцах приведены показатели физических свойств (ρ , ρ_d , W , W_n , e , S_r), в строках — показатели соответствия сглаженных и измеренных значений (R^2 , NRMSE, MAE). Значения приведены по спектральным каналам для трёх образцов: А — суглинок тяжелый пылеватый погребенной перегнойно-глеевой почвы, tIV; Б — суглинок легкий песчаный моренный, gIIms; В — глина тяжелая бентонитовая, C_{1-2st}. Число использованных наблюдений (n) для расчета показателей указано над графиками

плёночной и капиллярной воды, уменьшению оптического контраста между минеральными частицами и воздушными порами, а также росту поглощения излучения водной фазой. Полученные зависимости демонстрируют сходную закономерность не только в видимом диапазоне, но также в ультрафиолетовом и ближнем инфракрасном диапазонах.

Значения для канала 940 нм были исключены из дальнейшего анализа вследствие нестабильной регистрации сигнала для большей части проб. Так как этот канал расположен вблизи области поглощения воды, полученные для него значения демонстрировали наибольший контраст СОС при изменении влажности, однако из-за ограниченной полноты и устойчивости измерений канал 940 нм не использовался при дальнейшей интерпретации зависимостей.

После достижения влажности, близкой к границе раскатывания, характер зависимости изменяется. В ряде спектральных каналов снижение СОС

замедляется, сменяется стабилизацией или даже ростом коэффициента отражения с увеличением влажности. Такой эффект наиболее заметен при высоких влажностях и может быть связан с появлением свободной воды и увеличением вклада зеркального отражения от поверхности образца.

Для количественной оценки связи СОС с физическими показателями LOWESS зависимость сравнивалась с измеренными значениями: были рассчитаны коэффициент детерминации R^2 , среднеквадратичная ошибка, нормированная на размах измеренных значений NRMSE и средняя абсолютная ошибка MAE (рис. 5). Наиболее устойчивые зависимости получены для показателей, непосредственно связанных с содержанием воды в поровом пространстве: весовой влажности W , объёмной влажности W_n и степени водонасыщения S_r . Связь с плотностью ρ , плотностью скелета грунта ρ_d и коэффициентом пористости e выражена слабо, что указывает на их опосредованное влияние на СОС через изменение

объёма порового пространства и формы присутствия воды.

Более содержательная интерпретация результатов измерений требует учёта объёмного соотношения твёрдой, жидкой и газообразной фаз. Для оценки влияния соотношения жидкой и газовой фаз в поровом пространстве была проанализирована взаимосвязь между степенью водонасыщения S_r и коэффициентом отражения R в скользящих интервалах весовой влажности $\pm 3\%$ (рис. 6). С этой целью в окне $W \pm 3\%$ рассчитывались значения локального коэффициента корреляции Пирсона r (S_r, R), характеризующие знак корреляции и выраженность линейной связи между S_r и R . Такой подход позволил оценить, как при близких значениях весовой влажности изменение заполненности пор водой связано с коэффициентом отражения.

Корреляции между S_r и R изменяются по мере увлажнения грунта. Это указывает на смену доминирующего механизма отражения и позволяет выделить четыре характерных интервала влажности. Так как степени гидратации глинистых грунтов хорошо описываются характеристическими влажностями, а шаг по влажности составляет 6%, то привязка производилась к влажности гигроскопической W_g , влажности границы раскатывания W_p и влажности границы текучести W_L . Дополнительно для каждого значения влажности была рассчитана медианная зависимость по всем спектральным каналам, характеризующая обобщённую связь между S_r и коэффициентом отражения. S_r и СОС.

Анализ корреляций показал, что знак и выраженность связи между степенью водонасыщения и коэффициентом отражения изменяются по мере увлажнения грунта. Это указывает на смену доминирующего механизма отражения, при этом влажности W_g , W_p и W_L целесообразно рассматривать не как жёсткие границы оптических режимов, а как ориентиры, связанные со стадиями гидратации рассматриваемых глинистых грунтов. Особенно важно это для бентонитовой глины, высокая набухаемость которой приводит к смещению оптических переходов относительно характеристических влажностей.

1. Влажность до W_g : наблюдается положительная корреляция степени влажности и отражательной способности грунта. Присутствует только связанная вода. При уплотнении уменьшается доля крупных воздухонаполненных пор, где свет поглощается, поэтому отражение в большей степени определяется поверхностью минеральных частиц, что приводит к повышению СОС в более плотных пробах.

2. Интервал от W_g до W_p : наблюдается отрицательная корреляция. На данном участке увеличивается толщина гидратных пленок за счет полислойной

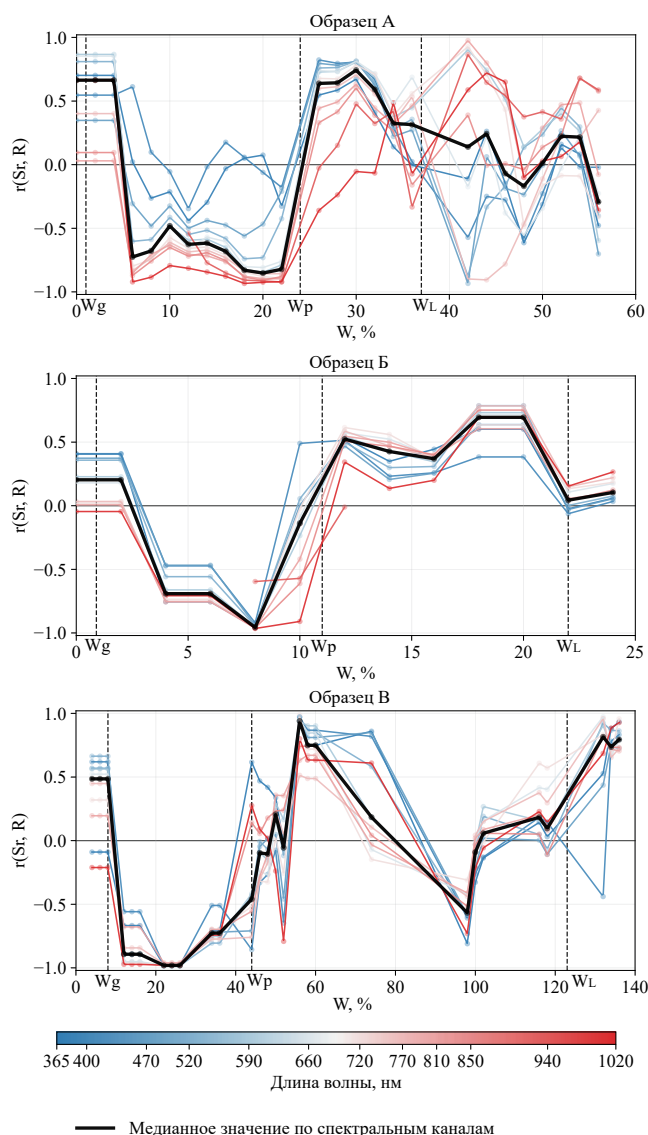


Рис. 6. Локальная корреляция Пирсона между степенью водонасыщения и коэффициентом отражения в скользящих интервалах влажности $\pm 3\%$ для исследуемых образцов А — суглинок тяжелый пылеватый погребенной перегнойно-глеевой почвы, tIV; Б — суглинок легкий песчаный моренный, gIIms; В — глина тяжелая бентонитовая, C_{1-2sr}

адсорбции, осмотической влаги и появления капиллярной воды. Появление осмотической и капиллярной воды приводит к тому, что при уплотнении грунта снижается отражательная способность, т. к. больший объем пор занимает вода. Заполнение пор водой уменьшает контраст между минеральными частицами и воздухом, снижает рассеяние и увеличивает поглощение излучения.

3. Переходная область от W_p до W_L : наблюдается слабая преимущественно положительная корреляция. Для моренного суглинка и суглинка перегнойно-глеевой почвы данный интервал сопоставим с диапазоном от W_p до W_L , в то время как для

бентонитовой глины его границы (70–90%) выражены менее однозначно и смещены относительно границы текучести (123%). Ослабление степени связи может быть связано с тем, что дальнейшее увеличение влажности способствует островному формированию свободной воды на поверхности грунта. В результате возрастает вклад направленного, или зеркального, отражения, что может приводить к стабилизации или росту СОС в отдельных спектральных каналах.

4. Влажность выше W_L : корреляция практически отсутствует. В этом состоянии поверхность образца в значительной степени покрыта свободной водой, а влияние строения пор на СОС ослабевает. Низкая корреляция с переменным знаком может объясняться тем, что на спектр отражения влияет толщина слоя свободной воды и, как следствие, изменяется соотношение зеркальной и диффузной составляющих отражения. Ввиду того, что с повышением влажности усиливается эффект анизотропии отражения [16], то измеряемый коэффициент отражения в текучих глинистых грунтах при фиксированном угле может существенно варьировать.

Таким образом, локальный корреляционный анализ показывает, что влияние степени водонасыщения на СОС является переменным во всем диапазоне влажности. Так как состояние грунта, обуславливается его составом, строением и свойствами, то изучение спектральных характеристик грунтов возможно только совместно с определением их разновидностей по действующей классификации грунтов.

Выводы

В работе исследовано влияние влажности и степени водонасыщения на спектральную отражательную способность глинистых грунтов различного состава и генезиса в диапазоне 365–1020 нм. По результатам лабораторных измерений 270 модельных проб установлено, что зависимость СОС от влажности имеет нелинейный характер. Наиболее существенное влияние плотности сложения на СОС проявляется при влажности от значений, близких к гигроскопической,

до границы раскатывания. При дальнейшем увеличении влажности взаимосвязь с показателями состава постепенно перестает проявляться за счет появления свободной воды, а при влажности выше границы текучести СОС определяется преимущественно свободной водой на поверхности образца и соотношением анизотропной зеркальной и диффузной составляющих отражения.

Характеристические влажности (гигроскопическая, на границе раскатывания и на границе текучести) могут использоваться как ориентиры для интерпретации смены оптических режимов, однако они не являются универсальными жёсткими границами. Наиболее заметное смещение оптических переходов относительно характеристических влажностей наблюдается для бентонитовой глины, что связано с её высокой набухаемостью и значительной долей связанной воды.

Полученные результаты имеют значение для решения обратной задачи — определение влажности по спектру отражения. Резкая смена механизма взаимодействия электромагнитного излучения и воды при влажности, близкой к границе раскатывания, свидетельствует о том, что дистанционными методами в диапазоне 365–1020 нм для схожих грунтов возможно достоверное определение влажности только до достижения влажности на границе раскатывания. Иными словами, для глинистых грунтов возможно оценивать влажность весовую, влажность объемную и коэффициент водонасыщения в данном диапазоне только для грунтов твердой консистенции. Также это указывает, что при разработке лабораторных, полевых и дистанционных методов спектральной диагностики необходимо учитывать классификационную разновидность грунта.

Перспективы дальнейших исследований связаны с расширением набора разновидностей грунтов, прямым учётом большего количества показателей состава и свойств грунтов, раздельным анализом диффузной и зеркальной компонент отражения, а также с проведением измерений в более широком спектральном диапазоне, включая области выраженного поглощения воды.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бондаренко М. А. [и др.]. Рабочая головка светодного спектрометра: пат. на полезную модель RU 219174 U1. Заявка № 2023109199; заявл. 12.04.2023; опубл. 03.07.2023. — Бюл. № 19.
2. Новгородова М. А., Ярз Л. А., Горобцов Д. Н. Понятие матричного всасывания в теории поведения ненасыщенных грунтов // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. — 2025. — Т. 336. — № 10. — С. 213–221.
3. Осипов В. И., Соколов В. Н. Глины и их свойства. Состав, строение и формирование свойств. — М.: ГЕОС, 2013. — 576 с.
4. Савин И. Ю., Виндекер Г. В. Некоторые особенности использования оптических свойств поверхности почв для определения их влажности // Почвоведение. — 2021. — № 7. — С. 806–814.
5. Baumgardner M. F., Silva L. F., Biehl L. L., Stoner E. R. Reflectance properties of soils // Advances in Agronomy. — 1985. — Vol. 38. — P. 1–44.
6. Ben-Dor E. [et al.]. Using imaging spectroscopy to study soil properties // Remote Sensing of Environment. — 2009. — Vol. 113. — Suppl. 1. — P. S38–S55.
7. Cleveland W. S. Robust locally weighted regression and smoothing scatterplots // Journal of the American Statistical Association. — 1979. — Vol. 74. — No. 368. — P. 829–836.
8. Goswami C., Singh N. J., Handique B. K. Hyperspectral spectroscopic study of soil properties — a review // International Journal of Plant & Soil Science. — 2020. — Vol. 32. — No. 7. — P. 14–25.
9. Harris C. R. [et al.]. Array programming with NumPy // Nature. 2020. — Vol. 585. — No. 7825. — P. 357–362.
10. Hunter J. D. Matplotlib: a 2D graphics environment // Computing in Science & Engineering. — 2007. — Vol. 9. — No. 3. — P. 90–95.
11. Kong J. L. [et al.]. Monitoring soil moisture in a coal mining area with multi-phase Landsat images // The International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences. — 2016. — Vol. XLI-B7. — P. 537–542.
12. Lee K., Park J., Hong G. Prediction of ground water content using hyperspectral information through laboratory test // Sustainability. — 2022. — Vol. 14. — No. 17. — Article 10999.
13. Levy J. S., Nolin A. W., Fountain A. G., Head J. W. Hyperspectral measurements of wet, dry and saline soils from the McMurdo Dry Valleys: soil moisture properties from remote sensing // Antarctic Science. — 2014. — Vol. 26. — No. 5. — P. 565–572.
14. Okin G. S., Painter T. H. Effect of grain size on remotely sensed spectral reflectance of sandy desert surfaces // Remote Sensing of Environment. — 2004. — Vol. 89. — No. 3. — P. 272–280.
15. Poh A. H. [et al.]. Diffuse reflectance spectroscopic analysis of barium sulfate as a reflection standard within 173–2500 nm: from pure to sintered form // Journal of Near Infrared Spectroscopy. — 2019. — Vol. 27. — No. 6. — P. 393–401.
16. Roosjen P. P. J., Bartholomeus H. M., Clevers J. G. P. W. Effects of soil moisture content on reflectance anisotropy: laboratory goniometer measurements and RPV model inversions // Remote Sensing of Environment. — 2015. — Vol. 170. — P. 229–238.
17. Seabold S., Perktold J. Statsmodels: econometric and statistical modeling with Python // Proceedings of the 9th Python in Science Conference. — 2010. — P. 92–96.
18. Singh A. [et al.]. Strategies to measure soil moisture using traditional methods, automated sensors, remote sensing, and machine learning techniques: review, bibliometric analysis, applications, research findings, and future directions // IEEE Access. — 2023. — Vol. 11. — P. 13605–13635.

DOI 10.53278/2306-9139-2026-1-26-52-68

УДК 624.131.432

ОБЗОР МЕТОДОВ ИЗМЕРЕНИЯ ДАВЛЕНИЯ ВСАСЫВАНИЯ ГРУНТОВ

METHODS FOR MEASURING SUCTION PRESSURE OF UNSATURATED SOILS

© М. А. Новгородова, 2026

© Margarita A. Novgorodova, 2026

*Российский государственный геологоразведочный университет им. Серго Орджоникидзе,**ул. Миклухо-Маклая, д. 23, г. Москва, 117997, Россия**Sergo Ordzhonikidze Russian State University for Geological Prospecting;**Bld. 23, Miklouho-Maclay St., Moscow, 117997, Russia*

novgorodovama@mgri.ru

Аннотация. В основе современного проектирования лежат модели, решение которых обычно предполагает использование параметров физико-механических свойств водонасыщенных грунтов. В то же время часто фундаменты зданий и сооружений располагаются в зоне переменного увлажнения неводонасыщенных грунтов. Общим для всех этих грунтов является условно «отрицательное» давление содержащейся в них поровой воды, которое играет важную роль в оценке механических свойств и затрудняет их исследования в лаборатории. Для определения механического поведения неводонасыщенного грунта существует такое понятие как всасывание или давление всасывания. Всасывание грунта является важной переменной для определения напряженного состояния неводонасыщенных грунтов. Величина всасывания влияет на сдвиговые деформации, характер изменения объема и гидравлическую проводимость неводонасыщенных грунтов. Оценка давления всасывания грунта является сложной задачей, и для его измерения используют косвенные и прямые методы как в полевых, так и в лабораторных условиях. На сегодняшний день существуют различные виды приборов для измерения давления всасывания грунта, причем часть из них были разработаны на основе оборудования, существующего в смежных с грунтоведением областях — почвоведении, химии и др. Однако у большинства из них существуют ограничения в отношении надежности, диапазона всасывания, применения и т. д. В данной статье проводится сравнительный обзор прямых и косвенных методов оценки давления всасывания грунта на основе последних исследований с акцентом на диапазон измерений, методологию, тип всасывания, время эксперимента и применение в лабораторных или полевых условиях. Приведены примеры использования методов измерения давления всасывания в неводонасыщенных глинистых грунтах.

Abstract. Modern design is based on models whose solution involves the use of parameters of physical and mechanical properties of only water-saturated soils. But often the foundations of buildings and structures are located in the zone of variable moisture in unsaturated soils. Common to all these soils is the negative pressure of the pore water contained in them, which plays an important role in assessing the mechanical properties and complicates their study in the laboratory. To determine the hydrogeomechanical behavior of unsaturated soil, there is such a concept as suction, or suction pressure. Soil suction is an important variable for determining the stress state of unsaturated soils. The magnitude of soil suction affects shear deformations, the nature of volume changes and hydraulic conductivity of unsaturated soils. Estimating soil suction pressure is a complex task and indirect and direct methods are used to measure it both in the field and in the laboratory. Currently, there are various types of soil suction pressure measuring instruments, some of which were developed based on the equipment existing in related fields such as soil science, chemistry, etc. However, most of them have limitations in terms of reliability, suction range, application, etc. This paper provides a comparative review of direct and indirect methods for estimating soil suction pressure based on recent research, focusing on the measurement range, methodology, suction type, experimental time, and application in laboratory or field conditions.

Ключевые слова: всасывание; давление всасывания; неводонасыщенный грунт; структурное всасывание; осмотическое всасывание; методы измерения всасывания

Keywords: unsaturated soil; suction; suction pressure; matric suction; osmotic suction; methods for measuring suction

Введение

Одной из важных характеристик грунтов, о которой в отечественных научных работах информация практически отсутствует, является всасывание или давление всасывания. Данный термин употребим для дисперсных грунтов, у которых поровое пространство частично заполнено водой, а частично — воздухом. При этом именно соотношение «вода — воздух» во многих случаях определяет поведение грунта при проектировании и строительстве зданий и сооружений.

Всасывание — это показатель энергетического состояния воды внутри грунта.

В инженерно-геологической интерпретации давление всасывания целесообразно рассматривать в связи с традиционными показателями влажностного состояния грунтов. При низкой влажности, когда в грунте преобладает прочносвязанная вода, высокие значения всасывания соответствуют области максимальной молекулярной влагоемкости W_{mm} , характеризующей количество воды, удерживаемой преимущественно молекулярными силами на поверхности минеральных частиц. По мере увеличения влажности и формирования капиллярно удерживаемой воды значение всасывания уменьшается, а состояние грунта переходит в область, сопоставимую с капиллярной влагоемкостью, при которой вода удерживается не только адсорбционными, но и капиллярными силами. При дальнейшем заполнении пор водой и приближении грунта к полной влагоемкости давление всасывания становится минимальным, поскольку снижается энергетический дефицит поровой воды и уменьшается роль межфазных сил на границе «вода — воздух». Таким образом, давление всасывания может рассматриваться как количественный энергетический показатель состояния воды в неводонасыщенном грунте, а его изменение отражает переход от прочносвязанной воды к капиллярной и далее к практически полному заполнению порового пространства водой. Давление всасывания влияет на сдвиговые деформации, характер изменения объема грунта и гидравлическую проводимость неводонасыщенных грунтов, а также отражает энергетическое состояние воды внутри грунта [18].

Полное (общее) всасывание — это сумма структурного и осмотического всасывания. Соотношение полного Ψ_t , структурного¹ Ψ_m и осмотического всасывания Ψ_o представлено в формуле (1):

$$\Psi_t = \Psi_m - \Psi_o \quad (1)$$

Структурное всасывание определяется как разница между поровым давлением воздуха u_a и поровым давлением воды u_w

$$\Psi_m = u_a - u_w \quad (2)$$

Осмотическое всасывание — это давление, создаваемое молекулами жидкости, мигрирующими под действием разницы концентраций, возникающее в результате растворения веществ и влияющее на перемещение воды из области с более низкой концентрацией растворенного вещества в область с более высокой. Осмотическое всасывание является одним из основных факторов, влияющих на гидрогеомеханическое поведение грунта при засолении. В целом признано, что рассмотрение осмотического всасывания как разницы между общим и структурным всасыванием может быть проблематично из-за влияния сил гидратации. Проблема заключается в том, что гидратация ионов в поровой воде создаёт дополнительный осмотический эффект, который сложно учесть при прямых измерениях.

Механизм влияния заключается в следующем: гидратные оболочки вокруг ионов уменьшают количество «свободной» воды в растворе, что искажает реальное осмотическое давление в плёнке воды. При этом измеренное структурное всасывание не учитывает вклад гидратационных сил, что приводит к некорректной оценке осмотического компонента.

Для описания зависимости между влажностью грунта, степенью водонасыщения и давлением всасывания широко используется характеристическая кривая «грунт — вода» SWCC (Soil Water Characteristic Curve, кривая водоудерживающей способности). В общем случае SWCC представляет собой отношение между структурным всасыванием (энергетическим потенциалом поровой воды) и содержанием воды в грунте или степенью водонасыщения, строится по результатам лабораторных испытаний либо принимается по рекомендованным параметрам для типовых грунтов. На рисунке 1 показан схематический пример типовой кривой SWCC, демонстрирующий характерное изменение содержания воды при росте давления всасывания и позволяющий выделить основные участки кривой, используемые в инженерных расчетах (зона высокой водоудерживающей способности при малом всасывании, переходная область и зона низкой влажности).

В ранних исследованиях SWCC рассматривалась как средство оценки всасывания грунта в полевых условиях по измеренному содержанию воды, при этом кривая использовалась как фиксированная зависимость между всасыванием и влажностью.

¹ Из-за особенностей перевода структурное всасывание также называют матричным (matric suction).

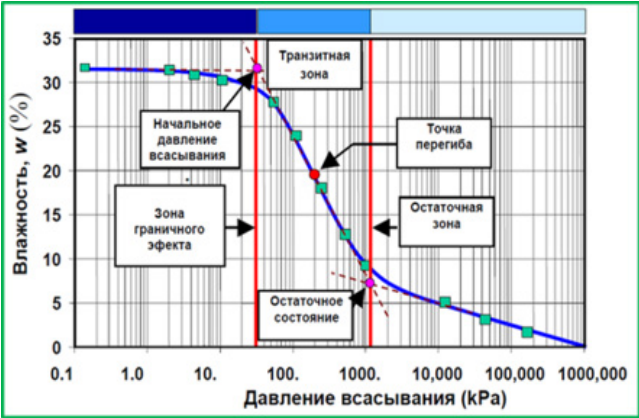


Рис. 1. Пример характеристической кривой с основными определяемыми точками

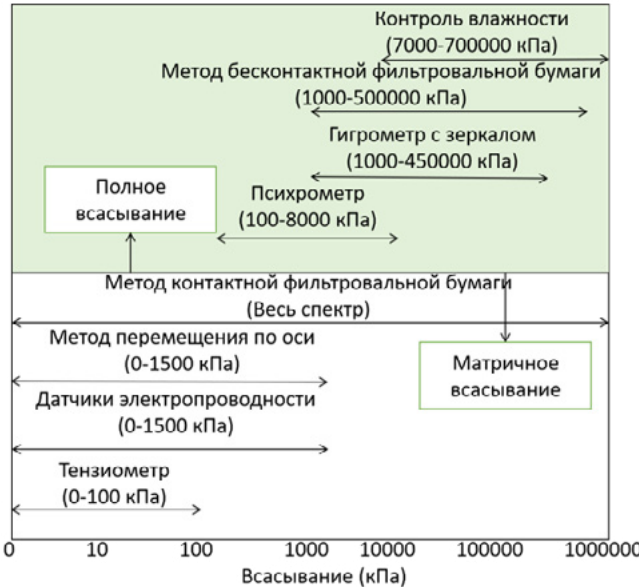


Рис. 2. Разность измеряемых диапазонов в зависимости от методов измерения

Определение давления всасывания грунта является задачей, для решения которой на сегодняшний день существуют прямые и косвенные методы. Прямой метод измерения основан на измерении порового давления воды, в т. ч. отрицательного. Косвенный метод включает в себя определение параметров, связанных с энергетическим потенциалом воды в грунте [15].

На сегодняшний день разработано несколько основных методов измерения всасывания грунта. Каждый из них имеет свои преимущества и ограничения в отношении измеряемого диапазона (рис. 2), времени установления равновесия, надежности, типа

измеряемого всасывания (полное, структурное или осмотическое), условий определения (лабораторные или полевые), доступности, технического обслуживания, калибровки процесса и т. д.

Прямые методы измерения всасывания

В связи со сложностями, возникающими при определении осмотического всасывания, прямыми методами определяется общее и структурное всасывание. Поскольку полное всасывание равняется сумме осмотического и структурного, а при условии незасоленности грунтов осмотическое всасывание принимают равным нулю, то общее приравнивается к матричному. Его измеряют при определении отрицательного давления воды в порах с помощью пористого керамического стакана для разделения водной и воздушной фаз. Максимальное значение структурного всасывания ограничено значением количества входящего воздуха в керамический стакан. Методы для прямой оценки всасывания представляют собой тензиометры высокого давления, состоящие из всасывающей и прижимной пластин, которые перемещаются по оси. Преимущества и недостатки прямых методов представлены в таблице 1.

С практической точки зрения прямые методы измерения давления всасывания наиболее востребованы в тех случаях, когда необходимо получить значение структурного всасывания непосредственно в процессе лабораторного испытания образца. В инженерно-геологических исследованиях их применение особенно целесообразно при трехосных испытаниях, испытаниях на сдвиг и при изучении деформируемости неводонасыщенных глинистых грунтов, где изменение порового давления воды существенно влияет на прочность и характер деформаций. Использование тензиометров высокого давления и всасывающих зондов позволяет отслеживать изменение всасывания во времени и сопоставлять его с изменением напряженно-деформированного состояния грунта. Вместе с тем практическое применение прямых методов ограничивается необходимостью тщательной калибровки приборов, поддержания надежного контакта между измерительной системой и образцом, а также риском кавитации и сравнительно узким диапазоном работы части приборов.

Обычные тензиометры²

Метод работы заключается в том, что вода, которая содержится в материале с высокой степенью

² Тензиометр — это прибор, предназначенный для измерения поверхностного натяжения жидкостей. Он работает на основе принципа отрыва кольца или пластины от поверхности жидкости и измерения силы, необходимой для этого отрыва. Эта сила пропорциональна поверхностному натяжению жидкости и смачиваемости материала устройства.

Таблица 1. Прямые методы измерения давления всасывания

Метод		Преимущества	Недостатки
Структурное всасывание	Обычный тензиометр	Быстрое измерение давления всасывания как в полевых, так и в лабораторных условиях. Простота использования с минимальным повреждением грунта. Простой физический принцип работы. Сменная пористая керамическая чашка	Прямое измерение давления всасывания проблематично из-за кавитации воды [19]. Недостаточный охват диапазона всасывания переуплотненных глинистых грунтов. Занижение показаний порового давления воды при определенных условиях. Применим не для всех типов грунтов. Требуется регулярного технического обслуживания
	Тензиометры высокого давления и Имперского колледжа (всасывающий зонд)	Быстрое измерение давления всасывания как в полевых, так и в лабораторных условиях. Простота использования с минимальным повреждением грунта. Простой физический принцип работы. Ремонтопригоден. Способен преодолевать кавитацию	Требуется высокоточной калибровки. Занижение показаний порового давления воды при определенных условиях. Применим не для всех типов грунтов. Требуется регулярного технического обслуживания
	Всасывающая пластина	Простой физический принцип работы. Относительно легкий механизм работы, не требующий долгой настройки	Прямое измерение давления всасывания проблематично из-за кавитации воды. Небольшой диапазон измерений — 20–85 кПа
	Стабилометр с системой измерения всасывания [1,3,9]	Точность и детализация измерений. Контроль условий дренирования. Измерение порового давления. Распределение напряжений	Сложность и высокая стоимость оборудования. Ограничения по размеру образцов. Длительность процесса испытаний. Ограничения по типам грунтов. Точность результатов зависит от правильной калибровки оборудования
	Прижимная пластина	Ненарушенная структура грунта. Выполнение опыта может происходить сразу на нескольких образцах. На основании данных можно сразу построить характеристическую кривую водоудерживающей способности грунтов SWCC	Зависимость от точности калибровки. Точность зависит от определения начала отсчета испытания
	Методика «перемещения по оси»	Отсутствует риск изменения химического состава поровой жидкости. Легкая модификация для испытания насыщенных грунтов при наличии источника давления воздуха. Метод эффективно применяется для испытаний на изменение объема и сдвиг неводонасыщенных грунтов с помощью стабилометра [21; 41]	Необходимо соблюдение условия, чтобы контакт воздуха и воды были непрерывными между поровой водой в грунте и водой в оценочном устройстве [3534]. Длительное время опыта. Сложность при оценке давления поровой воды или объема

пористости внутри тензиометра, формирует отрицательное поровое давление в грунте, когда достигается равновесие между образцом и прибором. Поскольку в тензиометре отсутствует полупроницаемая мембрана для растворимых солей, влияние осмотического всасывания на общее всасывание не измеряется. В связи с этим, измеренное поровое давление воды является составляющей грунта, которая отвечает за матричное всасывание. В тоже время из-за явления кавитации³ воды в тензиометре

керамический стакан с высокой пропускной способностью воздуха ограничивает оценку структурного всасывания максимум до 90 кПа. Отрицательное давление создается за счет испарения воды из керамического стакана после его погружения в воду (рис. 3).

Тензиометры высокого давления и Имперского колледжа (всасывающий зонд)

В отличие от обычного тензиометра, его модификация высокого давления представляет собой датчик, который может измерять большое напряжение

³ Кавитация — (от лат. *cavitas* — пустота) (гидродинамическая кавитация) образование в жидкости пузырьков или полостей, заполненных паром, газом или их смесью, при обтекании жидкостью твердых тел. Кавитация возникает при вскипании жидкости за счет гидродинамического понижения давления. В местах сужений (особенно на передних кромках обтекаемых препятствий), где давление жидкости становится ниже некоторой величины p_H , практически равной давлению насыщенного пара, происходит образование кавитационных пузырьков. Величина p_H обычно невысокая, для воды при $t = 18^\circ\text{C}$ она составляет $2 \cdot 10^3$ Па [2].

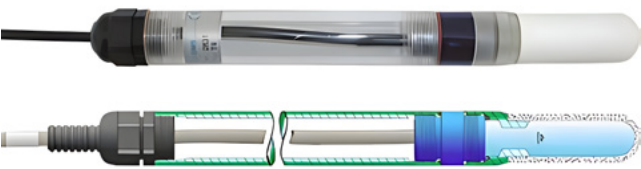


Рис. 3. Тензиометр Т4

поровой воды, намного превышающее порог кавитации воды — 90 кПа (максимальное — 1100 кПа [28]), с относительно быстрым откликом и хорошей точностью. Первый прототип тензиометра высокого давления был разработан А. М. Ridley, J. B. Burland в 1993 г. [33]. Эти типы тензиометров лишены кавитации, при которой объем резервуара для воды под керамическим дном уменьшается, а вода в резервуаре для воды находится под предварительным давлением (рис. 4).

А. М. Ridley, J. B. Burland в 1999 г. [34] разработали небольшие всасывающие зонды для прямой оценки структурного всасывания в диапазоне от 100 до 500 кПа. В 2002 г. при доработке прибора I. Meilani,

D. G. Fredlund [30] предложили зонд меньшего размера для оценки всасывания по высоте образца во время трехосного испытания ненасыщенного грунта. Этот зонд способен выполнять прямую оценку всасывания грунта порядка 1500 кПа. Кроме того, N. K. Toker с соавторами в 2004 г. в публикации [39] представили разработку тензиометра Имперского колледжа в виде всасывающего зонда с шириной лицевой стороны 38 мм для использования во время трехосных испытаний образцов грунта (рис. 5). Принцип проведения оценки давления всасывания с использованием тензиометра Имперского колледжа зависит от равновесия между поровым давлением воды в водном отсеке и давлением поровой воды в грунте. Принцип работы устройств для измерения всасывания (тензиометров и всасывающих зондов) основан на измерении разницы давлений между жидкостью в приборе и поровой водой в грунте, а также на измерении момента равновесия давлений.

Всасывающая пластина

Представляет собой прямой метод измерения давления структурного всасывания в лаборатории.

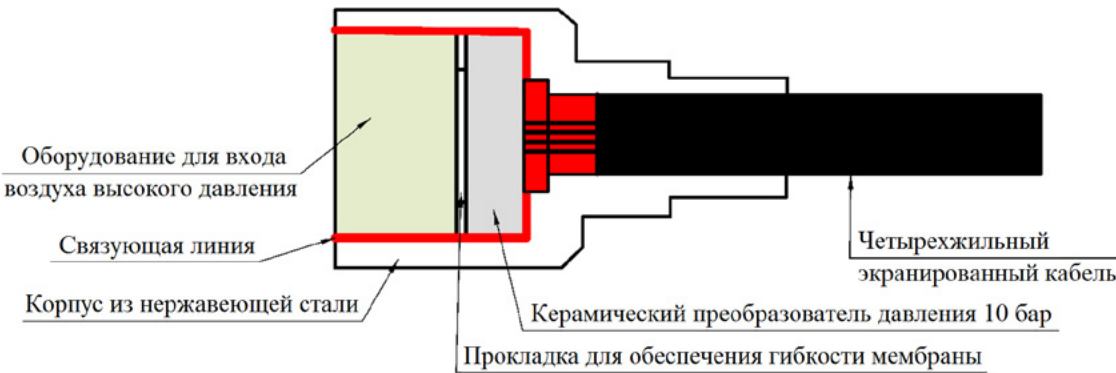


Рис. 4. Схема тензиометра высокого давления (без масштабирования)

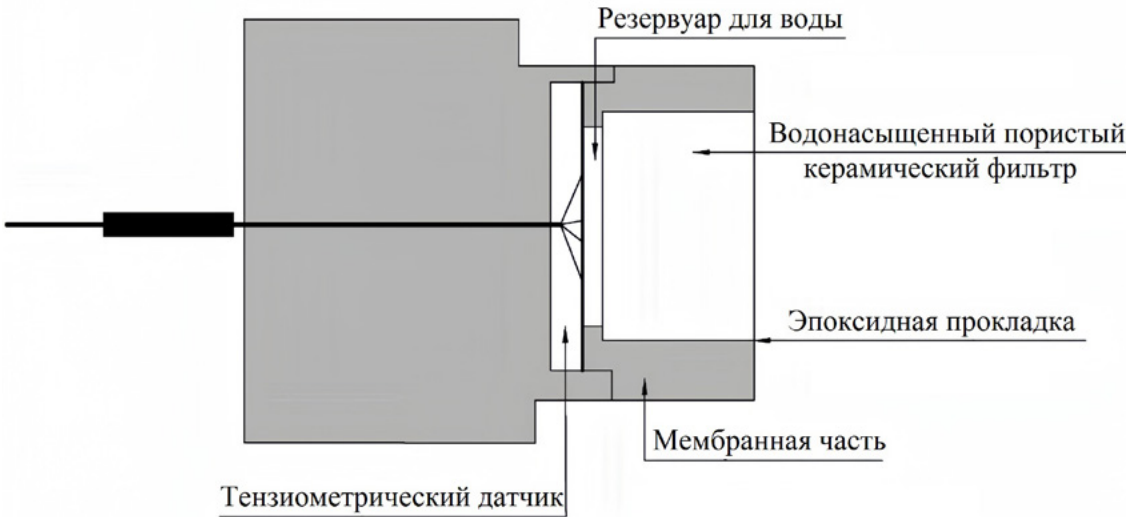


Рис. 5. Схема тензиометра Имперского колледжа (всасывающий зонд) [17]

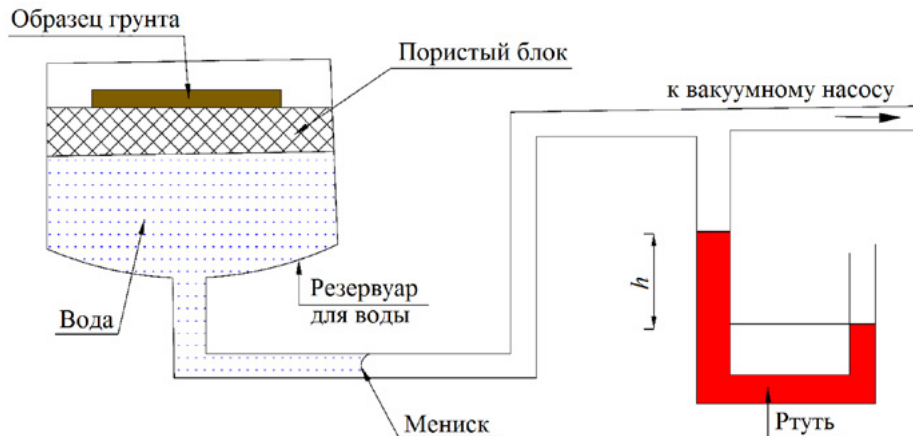


Рис. 6. Метод всасывающей пластины

Основной принцип заключается в том, что образец грунта поглощает воду из резервуара через керамический диск. В момент достижения равновесия между образцом и резервуаром показатель давления на манометре является показателем давления структурного всасывания грунта. Всасывающая пластина оснащена диском с высоким показателем входа насыщенного воздуха, соединенным с резервуаром для воды, прикрепленным к U-образной трубке, к которой присоединен манометр или вакуумметр, как показано на рисунке 6.

Устройство с прижимной пластиной

Представляет собой прямой метод измерения структурного всасывания в лаборатории. Основной принцип заключается в отжатии воды из образцов в контролируемых условиях без нарушения структуры образца. С использованием этого метода можно получить характеристические кривые для каждого типа грунта. К камере (рис. 7) прикладывается небольшое давление, образцы впитывают некоторое количество воды из резервуара через керамический диск, и тогда давление воздуха в камере увеличивается до заданного ожидаемого значения. Когда просачивание завершено, барокамера открывается и измеряется содержание воды в образце. Это показание является начальной точкой на характеристической кривой водоудерживающей способности. Последовательное увеличение давления воздуха проводят одновременно с оценкой содержания воды во всех исследуемых образцах для получения других точек на кривой водоудерживающей способности.

Методика «перемещения по оси»

Метод «перемещения по оси» применяется для оценки структурного всасывания грунта в лабораторных условиях.

Диапазон измеряемого давления всасывания составляет от 0 до 1500 кПа, а время установления равновесия варьируется от 1 до 16 часов.

Суть метода заключается в следующем: начало отсчёта порового давления воды (u_w) переводится от текущего значения к более высокому, которое эквивалентно давлению воздуха, приложенного к образцу грунта (u_a). В результате всасывание образца грунта ($u_a - u_w$) остаётся постоянным — независимо от изменений порового давления воздуха и порового давления воды.

В работе J. W. Hilf [24] представлен метод «перемещения по оси», разработанный для решения проблемы кавитации при низком отрицательном поровом давлении.

Для реализации метода необходим постоянный контроль:

- порового давления воздуха (для измерения структурного всасывания);



Рис. 7. Устройство с прижимной пластиной: вид прибора в лаборатории

- порового давления воды (поддерживается при атмосферном давлении).

Поскольку давление воды в резервуаре поддерживается максимально близким к нулю, метод получил название «перемещения по оси» нулевого типа [25].

Косвенные методы измерения всасывания

Для косвенного измерения всасывания используются методы: электропроводности, теплопроводности, относительной влажности (транзисторный психрометр), фильтровальной бумаги, рефлектометрии, отжатия, психрометра с термопарой и гигрометра с охлажденным зеркалом. Положительные и отрицательные стороны их применения представлены в таблице 2.

Косвенные методы измерения всасывания в наибольшей степени ориентированы на практическое использование в инженерной геологии, когда требуется оперативно оценить состояние неводонасыщенных грунтов в поле или при выполнении большого числа лабораторных определений.

Метод фильтровальной бумаги широко используется для оценки структурного всасывания и построения характеристических кривых «грунт — вода» при исследовании глинистых грунтов, в том числе при определении максимальной молекулярной влагоёмкости и характеристик водоудерживающей способности. В полевых условиях датчики электропроводности и приборы, основанные на измерении относительной влажности или температуры точки росы (гигрометры с охлаждённым зеркалом), позволяют в непрерывном режиме контролировать изменение всасывания в зоне аэрации и сопоставлять его с изменением влажности и температуры грунта. Благодаря относительной простоте конструкции и возможности многократных измерений во времени, эти методы удобны для мониторинга состояния грунтовых массивов в районах застройки, на склонах и в зонах возможного подтопления, хотя и требуют тщательной калибровки и учёта влияния засоленности.

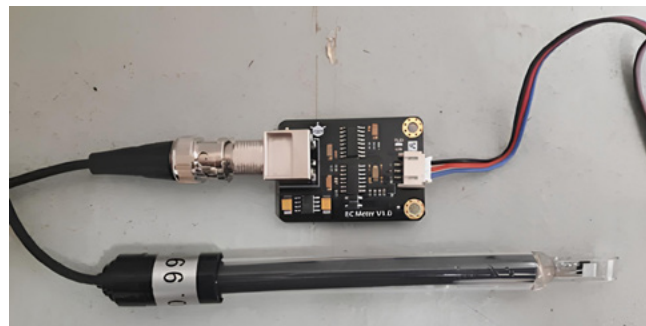


Рис. 8. Типовой датчик электропроводности (гипсовый блок)

Следует подчеркнуть, что метод фильтровальной бумаги имеет не только самостоятельное значение как способ косвенной оценки давления всасывания, но и напрямую связан с традиционными инженерно-геологическими приёмами определения гидрофильности глинистых пород. Согласно «Руководству к лабораторным занятиям по инженерной геологии» В. Д. Ломтадзе, метод влагоёмких сред используется для определения максимальной молекулярной влагоёмкости $W_{мм}$, характеризующей количество воды, прочно удерживаемой в тонких плёнках на поверхности частиц. По существу, в обоих случаях реализуется один и тот же физический принцип: фильтровальная бумага как пористая среда приходит в равновесие с водой, удерживаемой грунтом, что позволяет судить о величине энергетического потенциала связанной воды и, следовательно, о уровне давления всасывания. Таким образом, результаты, полученные методом фильтровальной бумаги, могут рассматриваться как количественная характеристика нижнего диапазона влажности, соответствующего области максимальной молекулярной влагоёмкости, и использоваться для сопоставления параметра всасывания с $W_{мм}$ и другими показателями влагоёмкости.

Датчик электропроводности

Удельное сопротивление грунта и всасывание зависят от степени водонасыщения и засоленности грунта. Но в связи с тем, что оценить отдельно влияние осмотического всасывания невозможно, принято использовать датчик для незасоленных грунтов, следовательно, осмотическое давление равно нулю, а значит общее равно структурному. Датчик электропроводности оценивает электрический импеданс пористого блока, находящегося в контакте с грунтом, в котором должно быть измерено всасывание.

Типичное изображение датчика электропроводности представлено на рисунке 8. Электрический импеданс пористого блока уменьшается с увеличением содержания влаги. Этот аппарат разработан с двумя концентрическими электрическими электродами, установленными в проницаемом блоке, сделанном из гипса [32]. Строится калибровочный график между косвенно коррелирующим с всасыванием содержанием влаги и электрическим импедансом блока.

Датчик теплопроводности

Отрицательное поровое давление в грунте оценивается косвенно с помощью датчика теплопроводности. Основной принцип заключается в том, что изменение структурного всасывания между образцом и пористым блоком вызывает перемещение воды до тех пор, пока значения давления всасывания не придут в равновесие. Содержание воды внутри пористого блока зависит от структур-

Таблица 2. Косвенные методы измерения давления всасывания

Метод	Преимущества	Недостатки
Структурное		
Датчик электропроводности [6]	Эффективен для определения всасывания в незасоленных грунтах. Может оценивать значения всасывания от 30 до 1500 кПа. Прост в обращении и использовании как в лабораторных, так и в полевых условиях. Техника может применяться для испытаний на изменение объема и сдвиг неводонасыщенных грунтов с помощью стабилметра	Чувствительность датчика уменьшается при структурном всасывании больше 300 кПа. Блок подвергается гистерезису во время цикла смачивания и высыхания. Ошибка в значении содержания воды внутри пористого блока при концентрации солей в грунте. Время равновесия может достигать 2–3 недели
Датчик теплопроводности	Широкий диапазон всасывания. На измерения не влияет содержание солей в грунте [20, 26]. Возможность непрерывной регистрации данных и удаленного мониторинга. Измерение всасывания можно проводить как в полевых, так и в лабораторных условиях	Переменная однородность пористого блока от одного датчика к другому. Для каждого датчика теплопроводности требуется отдельная калибровочная кривая перед их использованием. Проявляет гистерезис в циклах смачивания и высыхания. При диапазоне всасывания больше 1000 кПа обычно возникает неточность измерений
Рефлектометрия	Качественная оценка объемного содержания воды выполняется за короткое время [8]. Объемное содержание воды может быть получено с более высоким разрешением по вертикали, а непрерывное исследование оценок влажности грунта возможно с помощью компьютеризации и мультиплексирования [36]. Метод подходит для оценки объемного содержания воды с точностью 1–2%	Высокая стоимость оборудования. Точность метода для оценки структурного всасывания зависит от точной оценки характеристической кривой водоудерживающей способности исследуемого грунта. Высокая погрешность между фактическим и измеренным содержанием воды. Существует высокая вероятность затухания сигнала в засоленных грунтах
Осмотическое		
Отжатие	Единственный метод для оценки осмотического всасывания. Оценка всасывания в засоленных или органо-генных грунтах	Сложность калибровки в зависимости от концентрации и состава солей. Зависимость от температуры и давления. Высокая стоимость
Общее		
Психрометр с термпарой	Методика охватывает широкий диапазон всасывания. Не требует постоянства жидкой фазы. Устройство коммерчески доступно для использования в полевых и лабораторных испытаниях. Быстрая оценка всасывания с использованием автоматизированного устройства сбора данных. Для лабораторной оценки требуется небольшой образец	Должно быть оценено влияние температурного градиента. Возможны ошибки, связанные с потерями при испарении во время работы с образцами. Зависимость от калибровки. Уязвимость к ошибкам в средах с быстро меняющейся температурой. Потребность в чувствительном измерительном оборудовании. Короткий срок службы оборудования
Датчик относительной влажности (транзиторный психрометр)	Высокая точность, достигающая $\pm 5-7\%$. Низкая стоимость. Простота использования	Необходимость обеспечения постоянной аспирации воздуха с определенной скоростью. Длительное время ожидания перед началом измерений. Отсутствует возможность измерения влажности при температурах ниже 20 °С. Необходимость работы в незапыленных помещениях с наличием дистиллированной воды. Необходимость корректировки данных из-за отклонения атмосферного давления от номинального значения
Гигрометр с охлажденным зеркалом	Высокая точность измерений точки росы, достигаая класса точности А, В и С в зависимости от модели. Наличие оптического увеличения и подсветки т. Способность измерять точку росы в широком диапазоне температур. Возможность автономной работы	Высокая стоимость оборудования. Требуется определенного уровня подготовки и опыта для правильной настройки и интерпретации результатов измерений. Ограничения по температуре и давлению. Зависимость от электропитания

Таблица 2 (окончание). Косвенные методы измерения давления всасывания

Метод	Преимущества	Недостатки
Фильтровальная бумага	Простота, дешевизна, достаточная точность. Не требует специального оборудования. Широкий диапазон измерений значений всасывания. Общее и структурное всасывание оцениваются как в полевых, так и в лабораторных условиях	Во время процедуры испытаний требуется специальная подготовка и оперативность. Необходимо использовать подходящие калибровочные кривые [22]. Точность значений измерения всасывания зависит от точности калибровочных кривых [27]. Длительность эксперимента

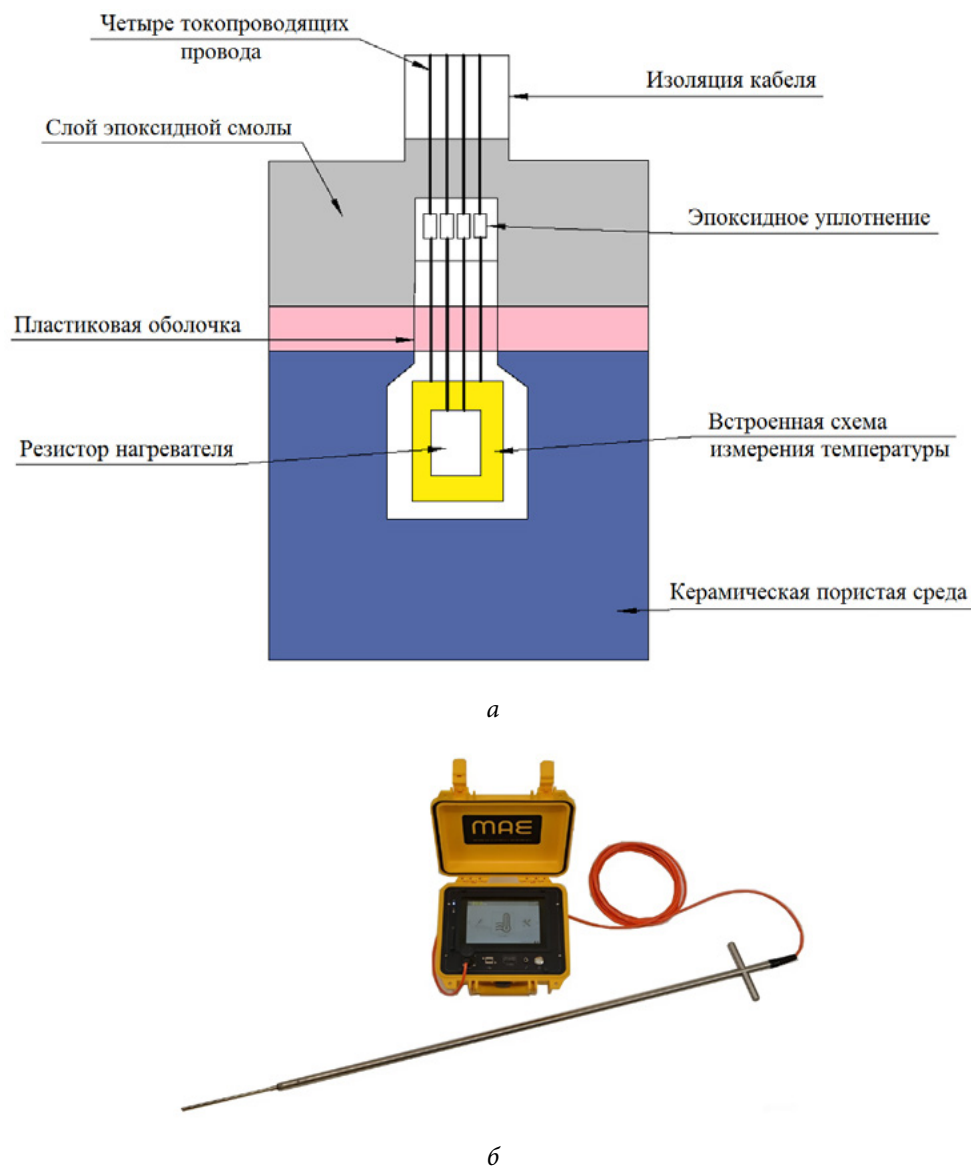


Рис. 9. Датчик теплопроводности: а — схема [17]; б — прибор с датчиком теплопроводности

ного всасывания, оказываемого на блок окружающим грунтом. Время равновесия зависит от изменения температуры, гидравлической проводимости пористой среды и окружающего грунта. Всасывание оценивается с помощью калиброванного датчика, который устанавливается в грунт и позволяет ему прийти в равновесие с давлением поровой воды.

На рисунке 9 а показано поперечное сечение типичного датчика теплопроводности, а на рисунке 9 б — вид прибора с датчиком теплопроводности.

Рефлектометрия

Метод используется для косвенного измерения структурного всасывания в полевых и лабораторных условиях. Впервые метод рефлектометрии для

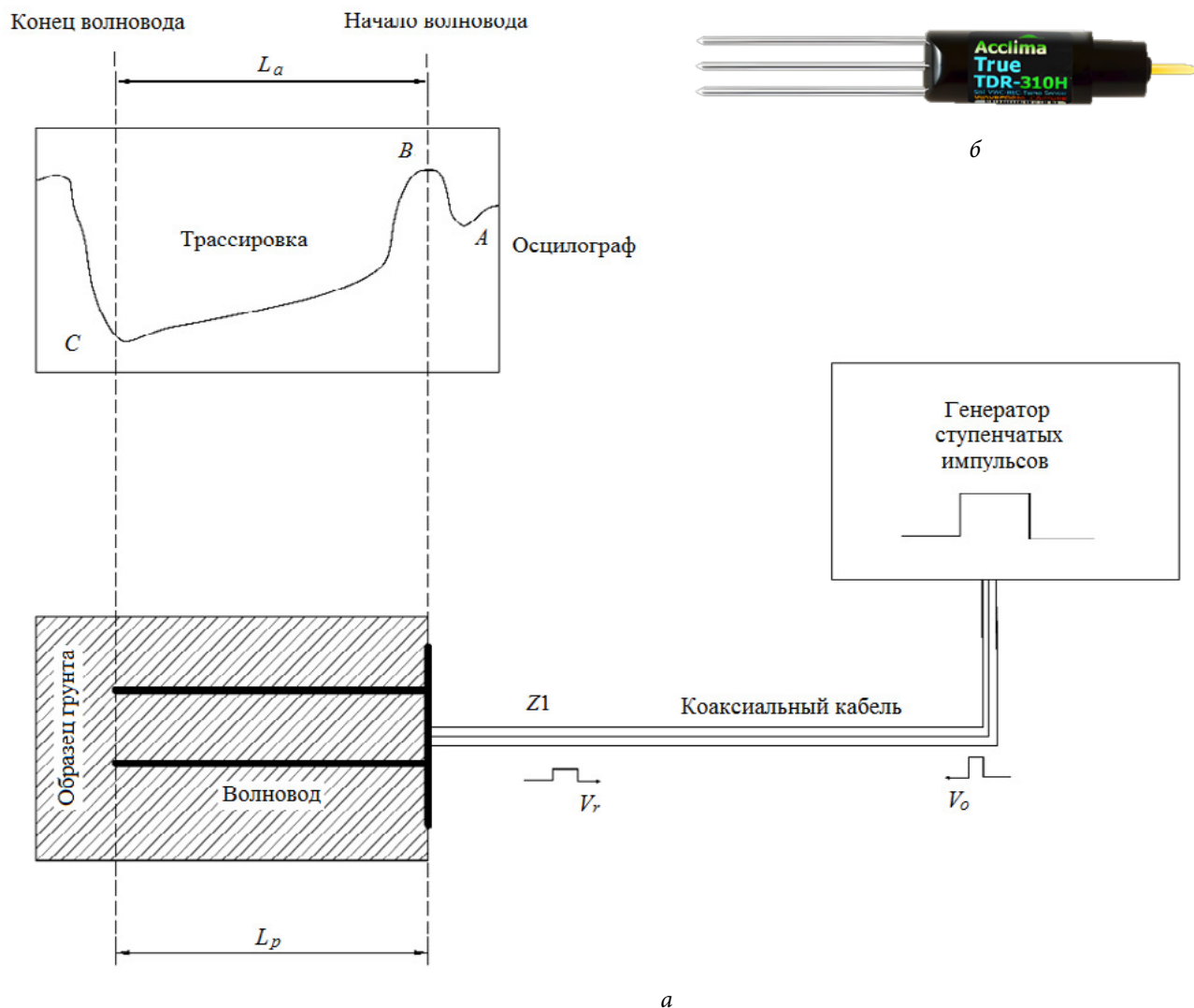


Рис. 10. Рефлектометр: а — схема; б — вид современного прибора

оценки содержания воды в грунте был предложен в работе [40].

Он основан на оценке кажущейся диэлектрической проницаемости грунта, которая связана с содержанием воды в грунте [40]. Поровая вода, удерживаемая в пустотах между пластинами глины, представляет собой объемную поровую воду, которая приводит к капиллярному явлению (т. е. структурному всасыванию) в отсутствии настоящей пористой мембраны. Таким образом, метод рефлектометрии количественно определяет только структурное всасывание. На рисунке 10 а показаны основные компоненты типичного рефлектометра: осциллограф, коаксиальный кабель, волновод и генератор ступенчатых импульсов. На рисунке 10 б показан общий вид прибора.

Метод отжатия

Многие исследователи обращают внимание на корреляцию между структурным всасыванием и содержанием воды. Тем не менее осмотическое всасывание может также играть значительную роль

в гидромеханическом поведении глинистых грунтов [31]. Осмотическое всасывание зависит от концентрации растворенных ионов в поровой воде. Метод отжатия обычно используется для косвенного измерения осмотического всасывания в грунте. Типичное изображение устройства для отжатия порового флюида показано на рисунке 11.

Метод отжатия поровой воды позволяет оценить весь диапазон осмотического всасывания и дать точную оценку всасывания [35].

Термопарный психрометр

Психрометр с термопарой — это метод, который определяет всасывание жидкой фазы образца на основе оценки внутри паровой фазы, находящейся в равновесии с образцом [37]. Общее отрицательное поровое давление в грунте оценивается по относительной влажности или воздушной фазе пустот. Теоретически корреляция относительной влажности паровой фазы и водного потенциала жидкой фазы описывается соотношением Кельвина [13; 19].

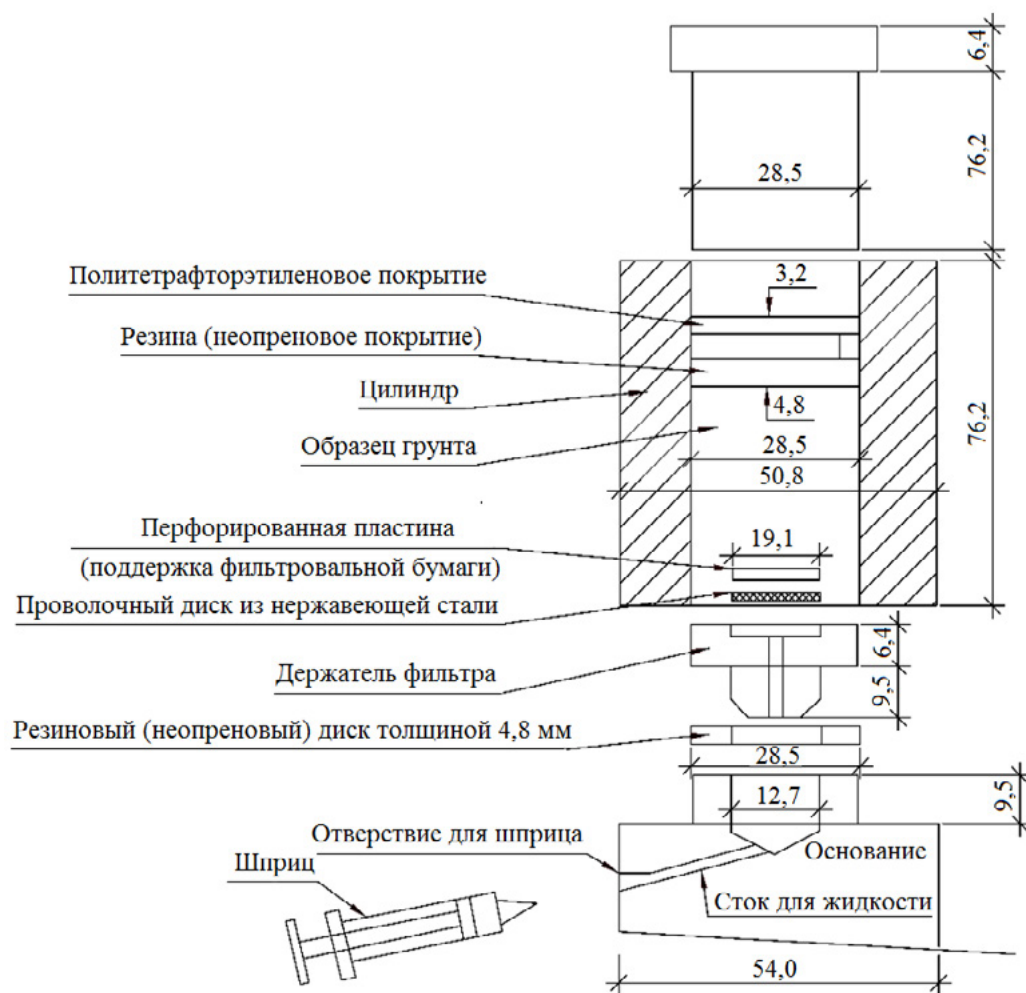


Рис. 11. Конструкция выдавливателя поровой жидкости [17; 29]

Психрометр Пельтье является одним из основных типов психрометров [14; 34] и используется обычно в строительстве для измерения полного всасывания в диапазоне от 100 до 800 кПа как в полевых, так и лабораторных условиях. Его вид показан на рисунке 12 а, б. Радиатор поглощает тепло, выделяемое вблизи эталонного спая, когда оцениваемый спай охлаждается. Это охлаждение показывает минимальную относительную влажность или самый высокий предел общего всасывания, который можно оценить с помощью психрометра с термпарой. Оценку полного всасывания осуществляют, помещая психрометр рядом с образцом в замкнутом пространстве. В точке, где достигается равновесие, измеряют относительную влажность. Перед записью психрометра проводят изотермическое равновесие между воздухом и грунтом. Точность контроллера температуры $\pm 0,001$ °C необходима для измерения полного всасывания с точностью ± 10 кПа [25].

При использовании в полевых условиях температура грунта, прилегающего к каждому психрометру, должна оцениваться другой калиброванной

термпарой. Это гарантирует, что калибровка психрометра действительна при температуре грунта.

Гигрометр с охлажденным зеркалом

Гигрометр с охлажденным зеркалом — это косвенный метод, используемый для измерения общего всасывания грунта [11]. На рисунке 13 показан гигрометр с охлажденным зеркалом марки Chilled Mirror 1850–2.

В геотехнических исследованиях этот метод используется для измерения отрицательного порового давления грунта [7]. Гигрометр с охлажденным зеркалом использует процесс точки росы для определения общего всасывания. Процесс проводят в изотермических условиях в закрытой камере. Оценка общего отрицательного порового давления зависит от флюидно-равновесной фазы воды в образце грунта с фазой водяного пара в воздушном пространстве над образцом грунта в герметичной камере [12]. Устройство прибора похоже на термпарный психрометр. Общий расчетный диапазон всасывания находится в диапазоне от 150 до 3000 кПа со средним расчетным временем уравнивания 10 мин. Температурный контроль



Рис. 13. Гигрометр с охлажденным зеркалом

изменении относительной плотности окружающего воздуха [7].

Датчик относительной влажности (транзисторный психрометр)

Датчик относительной влажности используется для косвенного измерения общего отрицательного порового давления в грунте и, как следствие, общего всасывания. Диапазон и точность оценок зависят от чувствительности транзисторов к изменениям температуры. Компания Soil Mechanics Instrumentation производит два вида термозащитных контейнеров для транзисторных датчиков, блоки с 8 и 12 датчиками. Психрометр с 8 зондами снабжен изолирующей крышкой для лучшего контроля температуры, а каждый датчик может измерять общее всасывание за 1 ч. Оценки общего отрицательного

порового давления для 8 и 12 образцов могут быть получены соответственно за 1 ч с помощью установок с 8 и 12 зондами. В [10] сообщается, что транзисторный психрометр обладает высокой способностью оценивать общее всасывание при более низком содержании влаги. Измеряются относительная влажность и температура порового пространства грунта, а общее всасывание рассчитывается с использованием закона Кельвина [19]. Прибор аналогичен в работе термопарному психрометру [10].

Метод фильтровальной бумаги

Представляет собой косвенный метод оценки отрицательного порового давления в грунте и одновременно самый простой метод оценки структурного всасывания грунта. Впервые он был использован W. H. Gardner [23] в Дании. Тем не менее, до 1970-х гг. метод был недостаточно востребован, и специалисты старались использовать его в смежных науках. Например, метод фильтровальной бумаги можно использовать для измерения потенциального профиля набухания подстилающего слоя дорожной одежды в пучинистых грунтах. В дальнейшем были предприняты попытки использования метода в инженерно-геологической практике. В последние годы метод фильтровальной бумаги широко применялся для оценки всасывания грунта и в настоящее время положен в основу одного из нормативных документов США: ASTM D5298 «Standard test method for measurement of soil potential (suction) using paper filter», т. к. является экономически доступным ввиду появления недорогих и точных цифровых весов [12]. Метод основан на водопоглощающих свойствах фильтровальной бумаги. Когда фильтровальная бумага взаимодействует с грунтом, она либо высвобождает, либо поглощает влагу до тех пор, пока

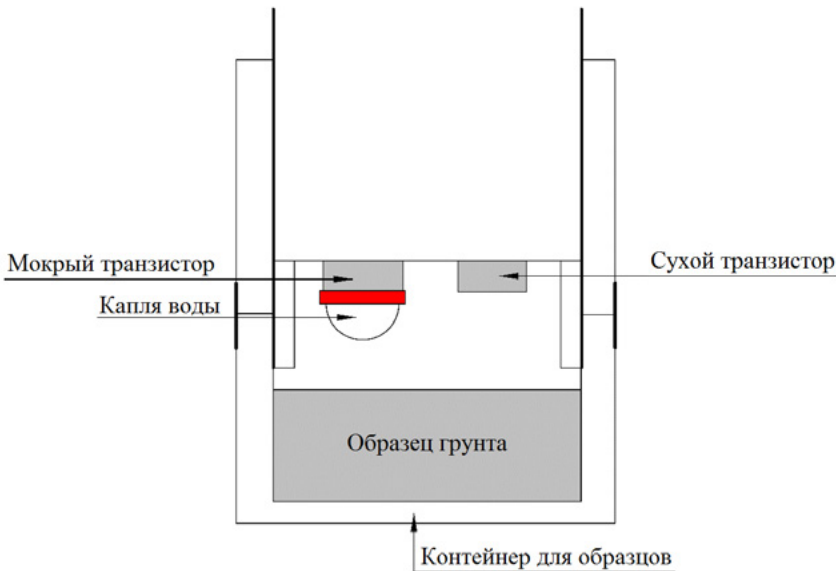


Рис. 14. Схема транзисторного психрометрического зонда [19]

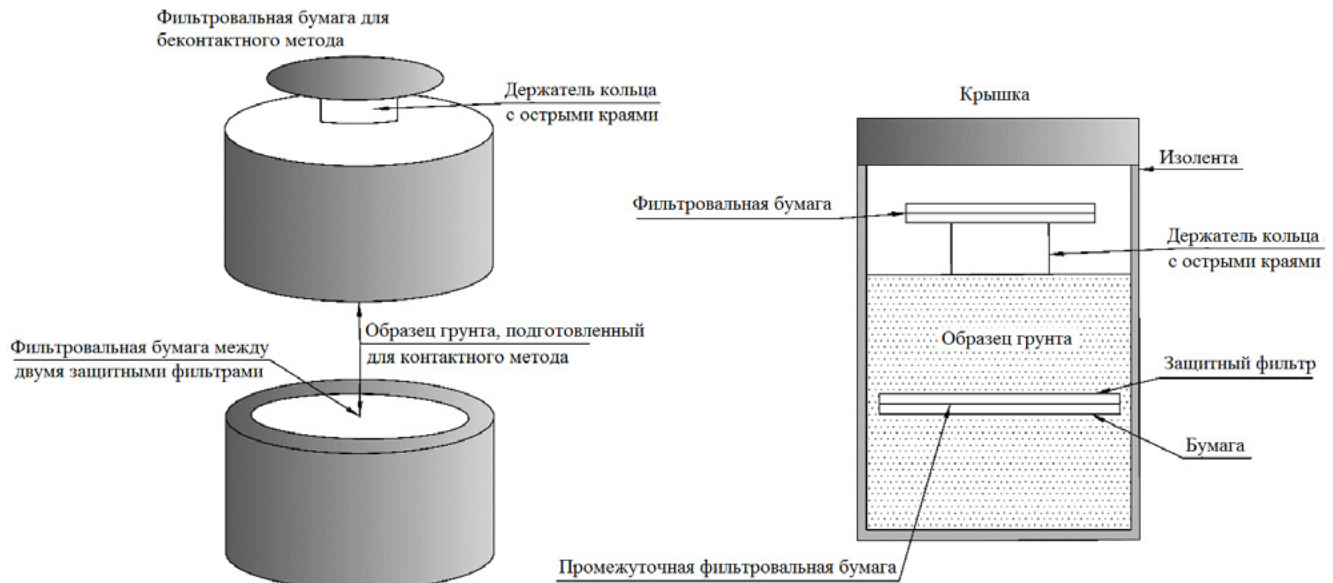


Рис. 15. Методы бесконтактной и контактной фильтровальной бумаги для измерения общего и структурного всасывания

всасывание внутри фильтровальной бумаги и грунта не станет равновесным. По существу, фильтровальная бумага достигает равновесия с образцом с помощью жидкости (оценка структурного всасывания) или пара (оценка осмотического всасывания). [16; 38]

Метод фильтровальной бумаги — это универсальный метод испытаний для оценки всасывания грунта из-за его преимуществ по сравнению с другими методами оценки давления всасывания [4; 5]. На рисунке 15 показана схема бесконтактного и контактного методов для оценки осмотического и структурного всасывания соответственно. Для оценки давления всасывания обычно используются два типа бумаги: Schleicher and Schuel No. 589 WH и Whatman No. 42 (беззольные круги диаметром 70 мм, категория No. 1442–070) (рис. 16).

Бесконтактный метод используется для оценки общего отрицательного порового давления. Также принято считать, что метод является недорогим, простым и надежным. E. C. Leong, L. He, H. Rahardjo [27] были изучены факторы, влияющие на оценку структурного всасывания по фильтровальной бумаге. В результате характер фильтровальной бумаги, состояние исследуемого образца и время достижения равновесия с учетом запаздывания оказывают значительное влияние на оценку всасывания грунта.

Выводы

Приведенный выше обзор показывает, что давление всасывания является одним из ключевых параметров, определяющих поведение неводонасыщенных



Рис. 16. Фильтровальная бумага Whatman No. 42

грунтов, так как связано с их прочностью, деформируемостью, водоудерживающей способностью и гидравлической проводимостью. В инженерно-геологической практике учет данного параметра особенно важен для оценки состояния грунтов зоны аэрации, прогноза изменения свойств оснований при увлажнении, а также анализа устойчивости откосов и насыпей.

Анализ рассмотренных методов измерения показал, что прямые методы ориентированы прежде всего на определение структурного всасывания и представляют наибольший интерес при лабораторных испытаниях, где требуется непосредственная регистрация изменения порового давления воды в образце. Вместе с тем, их применение ограничено технической сложностью, необходимостью

тщательной калибровки, риском кавитации для части приборов и сравнительно узкой областью практического использования. Косвенные методы отличаются большей гибкостью и удобством применения, так как позволяют использовать их как в лабораторных, так и в полевых условиях, а также получать оценки общего, структурного и, в ряде случаев, осмотического всасывания.

Выполненный анализ показывает, что универсального метода измерения давления всасывания грунтов не существует, а выбор конкретного способа должен определяться типом измеряемого всасывания, диапазоном измерений, продолжительностью опыта, стоимостью оборудования, доступностью методики и требуемой точностью результата. С этой точки зрения, метод фильтровальной бумаги целесообразно рассматривать как один из наиболее

простых, доступных и экономически оправданных способов оценки всасывания, особенно при массовых лабораторных определениях и построении характеристических кривых «грунт — вода». Гигрометр с охлажденным зеркалом, в свою очередь, представляет особый интерес при необходимости более точной оценки общего всасывания, хотя его применение определяется стоимостью оборудования, требованиями к калибровке и условиям измерений.

Таким образом, дальнейшее развитие методов определения давления всасывания в инженерной геологии связано не только с повышением точности измерений, но и с адаптацией существующих методик к практическим задачам исследования неводонасыщенных грунтов, включая сопоставление параметра всасывания с традиционными показателями влажностного состояния и водоудерживающей способности.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Болдырев Г. Г., Колесников А. С., Новичков Г. А. Часть 2. Интерпретация результатов лабораторных испытаний с целью определения прочностных характеристик грунтов. // Инженерные изыскания. — 2014. — № 5–6. — С. 78–85.
2. Голубятников А. Н., Волианик В. В. Кавитация / Большая Российская энциклопедия. 2016. — URL: <https://old.bigenc.ru/physics/text/2031396> (дата обращения 09.04.2024).
3. Гольдин А. Л., Нгуен Фьонг Зунг. Построение траектории напряжений для ненасыщенного грунта при консолидированно-недренированных испытаниях в стабилometре // Инженерно-строительный журнал. — 2012. — № 9. — С. 1–8, [https://engstroy.spbstu.ru/userfiles/files/2012/9\(35\)/06.pdf](https://engstroy.spbstu.ru/userfiles/files/2012/9(35)/06.pdf).
4. Новгородова М. А. Определение параметров всасывания ненасыщенных грунтов методом фильтровальной бумаги // Перспективы развития инженерных изысканий в строительстве в Российской Федерации: материалы Семнадцатой Общероссийской научно-практической конференции и выставки изыскательских организаций. — Москва, 2022, — С. 39–51.
5. Новгородова М. А., Горобцов Д. Н. Экспериментальное определение давления всасывания ненасыщенных глинистых грунтов // Материалы докладов VI Российского совещания по глинам и глинистым минералам «Глины-2023». — Санкт-Петербург, 2023. — С. 111–113.
6. Abedi-Koupai J., Mehdizadeh H. Estimation of osmotic suction from electrical conductivity and water content measurements in unsaturated soils // *Geotechnical Testing Journal*. 2008. — Vol. 31. — No. 2. — P. 142–148. — <https://doi.org/10.1520/GTJ100322>.
7. Albrecht B. A., Benson C. H., Beuermann S. Polymer capacitance sensors for measuring soil gas humidity in drier soils // *Geotechnical Testing Journal*. — 2003. — Vol. 26. — No. 1. — P. 3–11. — <https://doi.org/10.1520/GTJ11101J>.
8. Benson C. H., Bosscher P. J. Time-domain reflectometry (TDR) in geotechnics: a review. In *Non-destructive and automated testing for soil and rock properties*. — 1999. — P. 113–136. — <https://doi.org/10.1520/STP13313S>.
9. Bishop A. W., Donald I. B. The experimental study of partly saturated soil in the triaxial apparatus // *Proceeding of the 5 th International Conference on soil mechanics and foundation engineering*. Paris, France. — 1961. — Vol. 1. — P. 13–21.
10. Brown R. W., Collins J. M. A screen-caged thermocouple psychrometer and calibration chamber for measurements of plant and soil water potential // *Agronomy Journal*. — 1980. — Vol. 72. — No. 5. — P. 851–854. — <https://doi.org/10.2134/agronj1980.00021962007200050036x>.
11. Bulut R., Hineidi S. M., Bailey B. Suction measurements — filter paper and chilled mirror psychrometer // *Proceedings of the Texas section American Society of civil engineers*. — Waco, Texas, USA, 2002. — P. 1–10.
12. Bulut R., Leong E. C. Indirect measurement of suction // *Geotechnical and Geological Engineering*. — 2008. — Vol. 26. — No. 6. — P. 633–644. — <https://doi.org/10.1007/s10706-008-9197-0>.

13. Bulut R., Park S. W., Lytton R. L. Comparison of total suction values from psychrometer and filter paper // Proceeding of the 1st Asian Conference on Unsaturated Soils. — Singapore, 2000. — P. 269–273. — <https://doi.org/10.1201/9781003078616-44>.
14. Campbell G.S., Gardner W. H. Psychrometric measurement of soil water potential: temperature and bulk density effects // Soil Science Society of America Journal. — 1971. — Vol. 35. — No. 1. — P. 8–12.
15. Delage P., Romero E., Tarantino A. Recent developments in the techniques of controlling and measuring suction in unsaturated soils // Proceedings of the 1st European Conference on unsaturated soils. — Durham, UK, 2008. — P. 33–52.
16. Fawcett R. G., Collis-George N. A filter-paper method for determining the moisture characteristics of soil // Australian Journal of Experimental Agriculture. — 1967. — Vol. 7. — No. 25. — P. 162–167. — <https://doi.org/10.1071/EA9670162>.
17. Fondjo A. A., Theron E., Ray R. P. Assessment of various methods to measure the soil suction // International Journal of Innovative Technology and Exploring Engineering. — 2020. — Vol. 9, Issue 12. — P. 171–184. — <https://doi.org/10.35940/ijitee.L7958.1091220>.
18. Fredlund D. G. Soil suction monitoring for roads and air fields // Proceedings of the Symposium on the state of the art of pavement response monitoring systems for roads and airfields. — West Lebanon, NH, USA, 1989. — P. 113–121.
19. Fredlund D. G., Rahardjo H., Fredlund M. D. Unsaturated soil mechanics in engineering practice. Wiley and Sons. — Hoboken, NJ, USA, 2012
20. Fredlund D. G., Wong D. K. Calibration of thermal conductivity sensors for measuring soil suction // Geotechnical Testing Journal. — 1989. — Vol. 12. — No. 3. — P. 188–194. — <https://doi.org/10.1520/GTJ10967J>.
21. Gan J. K. M., Fredlund D. G., Rahardjo H. Determination of the shear strength parameters of an unsaturated soil using the direct shear test // Canadian Geotechnical Journal. — 1988. — Vol. 25. — No. 3. — P. 500–510.
22. Haghighi A., Medero G. M., Marinho F. A., Mercier B., Woodward P. K. Temperature effects on suction measurement using the filter paper technique // Geotechnical Testing Journal, — 2012. — Vol. 35, — No. 1 — P. 83–90.
23. Hansen H. C. The water-retaining power of the soil // Journal of Ecology. — 1926. — Vol. 14. — No. 1. — P. 111–119.
24. Hilf J. W. An investigation of pore water pressure in compacted cohesive soils // Technical Memo No. 654, US Bureau of Reclamation. — Denver, CO, USA, 1956.
25. Krahn J., Fredlund D. G. On total, matric and osmotic suction // Soil Science. — 1972. — Vol. 114. — No. 5. — P. 339–348.
26. Lee R. K. C., Fredlund D. G. Measurement of soil suction using the MCS 6000 sensor // Proceedings of the 5th International Conference on expansive soils. — Adelaide, Australia, 1984. — P. 50–54.
27. Leong E. C., He L., Rahardjo H. Factors affecting the filter paper method for total and matric suction measurements // Geotechnical Testing Journal. — 2002. — Vol. 25. — No. 3. — P. 322–333. — <https://doi.org/10.1520/GTJ11094J>.
28. Li L., Zhang X. Development of a new high-suction tensiometer // Proceedings of the Geo-Shanghai 2014 International Conference. — Shanghai, China, 2014. — P. 416–425, — <https://doi.org/10.1061/9780784413388.043>.
29. Manheim F. T. A hydraulic squeezer for obtaining interstitial water from consolidated and unconsolidated sediments / US Geological Survey Professional Paper. — 1966. — Vol. 550. — P. 256–261.
30. Meilani I., Rahardjo H., Leong E. C., Fredlund D. G. Mini suction probe for matric suction measurements // Canadian Geotechnical Journal. — 2002. — Vol. 39. — No. 6. — P. 1427–1432. — <https://doi.org/10.1139/t02-101>.
31. Pan H., Qing Y., Pei-Yong L. Direct and indirect measurement of soil suction in the laboratory // Electronic Journal of Geotechnical Engineering. — 2010. — Vol. 15. — No. 3. — P. 1–14.
32. Phene C. J., Rawlins S. L., Hoffman G. J. Measuring soil matric potential in situ by sensing heat dissipation within a porous body: II. Experimental results. // Soil Science Society of America Journal. — 1971. — Vol. 35. — No. 2. — P. 225–229.
33. Ridley A. M., Burland J. B. A new instrument for the measurement of soil moisture suction. // Géotechnique. — 1993. — Vol. 43, Issue 2. — P. 321–324. — <https://doi.org/10.1680/geot.1993.43.2.321>.
34. Ridley A. M., Burland J. B. Use of the tensile strength of water for the direct measurement of high soil suction: discussion // Canadian Geotechnical Journal. — 1999. — Vol. 36. — No. 1. — P. 178–180. — <https://doi.org/10.1139/t98-080>.
35. Romero E. Controlled-suction techniques. // Proceedings of the 4th Simposio Brasileiro de solos nao saturados. — Porto Alegre, Brasil, 2001. — P. 535–542.
36. Roth K., Schuln R., Flühhler H., Attinger W. Calibration of time domain reflectometry for water content measurement using a composite dielectric approach // Water Resources Research. — 1990. — Vol. 26. — No. 10. — P. 2267–2273.
37. Spanner D. C. The peltier effect and its use in the measurement of suction pressure // Journal of

- Experimental Botany. — 1951. — Vol. 2. — No. 5. — P. 145–168.
38. *Swarbrick G. E.* Measurement of soil suction using the filter paper method // Proceedings of the 1st International Conference on unsaturated soils. — Paris, France, 1995. — Vol. 2 — P. 653–658.
39. *Toker N. K., Germaine J. T., Sjoblom K. J., Culligan P. J.* A new technique for rapid measurement of continuous soil moisture characteristic curves // *Géotechnique*. — 2004. — Vol. 54, Issue 3. — P. 179–186. — <https://doi.org/10.1680/geot.2004.54.3.179>.
40. *Topp G. C., Davis J. L., Annan A. P.* Electromagnetic determination of soil water content: measurements in coaxial transmission lines // *Water Resources Research*. — 1980. — Vol. 16, Issue 3. — P. 574–582. — <https://doi.org/10.1029/WR016i003p00574>.
41. *Wheeler S. J., Sivakumar V.* An elasto-plastic critical state framework for unsaturated soil // *Géotechnique*. — 1995. — Vol. 45, Issue 1. — P. 35–53. — <https://doi.org/10.1680/geot.1995.45.1.35>.

DOI 10.53278/2306-9139-2026-1-26-69-80

УДК 624.131.1

ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ ПРИ АКТИВАЦИИ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ НАСЫЩЕННЫМ РАСТВОРОМ ГИДРОКСИДА КАЛЬЦИЯ

FEATURES OF MINERAL FORMATION ASSOCIATED WITH THE ACTIVATION OF CLAY MINERALS SATURATED WITH CALCIUM HYDROXIDE SOLUTION

© М. В. Гравис¹, Е. Н. Самарин², 2026© 2026, Margarita V. Gravis¹, Evgeniy N. Samarin², 2026

^{1,2} Геологический факультет Московского государственного университета имени М. В. Ломоносова,
Ленинские горы, д. 1, г. Москва, 119991, Россия

Faculty of Geology of Lomonosov Moscow State University, bld. 1, Leninskie Gory, Moscow, 119991, Russia

mv.gravis@gmail.com¹, samarin@mail.ru²

Аннотация. В работе описаны изученные особенности трансформации мономинеральных глин при их взаимодействии с насыщенным раствором гидроксида кальция, ее практическая значимость обусловлена реализацией данных типов реакции при известковании грунтов. В качестве объектов исследования были выбраны образцы мономинеральных глинистых материалов, включающие каолинит, монтмориллонит и гидрослюда. Методика исследования включала контроль концентрации ионов кальция и измерение общей щелочности контактирующего раствора, а также рентгеновскую дифрактометрию обработанных образцов глин. Установлена высокая пуццолановая активность всех исследованных мономинеральных глин при их длительном взаимодействии с насыщенным раствором гидроксида кальция. Процесс носит многостадийный характер: интенсивный катионный обмен, завершающийся в течение первой недели, сменяется этапом долгосрочных химических преобразований с синтезом вторичных фаз — низкоосновных гидросиликатов и гидроалюмосиликатов кальция, типичных для состава цементного камня. Наиболее высокая реакционная способность и максимальное видовое разнообразие новообразований отмечены для монтмориллонита.

Abstract. The study investigates the transformation patterns of monomineral clays during their interaction with a saturated calcium hydroxide solution. The practical significance of the work stems from the implementation of such reaction types in soil liming. Samples of monomineral clay materials, including kaolinite, montmorillonite, and hydromica, were selected as the objects of the study. The research methodology included monitoring the concentration of calcium ions and measuring the total alkalinity of the solution in contact with the samples, as well as X-ray diffraction analysis of the treated clay samples. A high pozzolanic activity was established for all studied monomineral clays upon prolonged interaction with saturated calcium hydroxide solution. The process is multistage: intense cation exchange, completed within the first week, is followed by a stage of long-term chemical transformations involving the synthesis of secondary phases — low-basic calcium hydrosilicates and hydroaluminosilicates, typical of the composition of cement stone. The highest reactivity and greatest species diversity of newly formed phases were observed for montmorillonite.

Ключевые слова: глинистые минералы; гидроксид кальция; продукт гидратации; гидросиликат кальция; гидроалюмосиликат кальция; тоберморит; пуццолановая реакция.

Key words: clay minerals; calcium hydroxide; hydration product; calcium hydrosilicate; calcium hydroaluminosilicate; tobermorite; pozzolanic reaction.

Введение

В настоящее время строительство критически важных промышленных объектов все чаще осуществляется в сложных инженерно-геологических условиях.

Такие условия, ранее считавшиеся непригодными даже для менее ответственных конструкций, представляют собой серьезные препятствия, так как они затрудняют ведение работ, увеличивают их

стоимость и продолжительность. Данный факт свидетельствует о большой экономической значимости вопросов, связанных с совершенствованием процессов возведения различных объектов в сложной инженерно-геологической обстановке, а полноценное использование физических свойств и потенциальных возможностей грунтов в таких условиях является весьма актуальной проблемой современной строительной практики [4]. Разработка теоретических основ и методов искусственного улучшения свойств грунтов, адаптированных к различным типам инженерно-хозяйственного освоения верхних горизонтов земной коры, составляет сущность технической мелиорации грунтов — ключевого направления инженерной геологии и строительства.

В строительной практике водонасыщенные глинистые грунты признаны одним из наиболее сложных типов оснований для строительства разнообразных инженерных объектов. Одним из наиболее перспективных методов для химической стабилизации таких грунтов является технология устройства известковых свай (далее нами будет использоваться термин «химические сваи», введенный С. Д. Воронкевичем в 2005 г. [4]). Данный метод физико-химического воздействия на водонасыщенный глинистый грунт позволяет значительно улучшить его свойства в достаточно короткие сроки и с минимальными затратами. Для эффективной стабилизации водонасыщенных глинистых грунтов с использованием химических свай первостепенное значение приобретает комплексное теоретическое обоснование данного метода. Не менее важным фактором является изучение инженерно-геологических и физико-механических характеристик грунтового массива, для которого предполагается применение данной методики. С другой стороны, для прогнозирования эффективности любого метода технической мелиорации грунтов требуется переход от комплексных полевых исследований к прецизионному изучению структуры и состава новообразований с использованием комплекса современных методов анализа. Выбор индикаторных минералов и рациональных аналитических подходов в данном случае является кардинальной задачей [6].

На протяжении последних десятилетий в инженерно-геологической практике признано, что модификация глинистых грунтов известью, в сочетании с последующим технологическим уплотнением и твердением, приводит к формированию прочного массива, обладающего выраженной устойчивостью к увлажнению [1; 8]. Несмотря на повсеместное использование извести в качестве эффективного стабилизирующего агента, особенно в области дорожного строительства, фундаментальные механизмы

физико-химических превращений и фазовый состав продуктов взаимодействия долгое время оставались недостаточно изученными, ограничивая возможности научно-обоснованного прогнозирования свойств закрепленных грунтов [22].

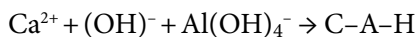
В 1980-х годах попытки изучения химических механизмов взаимодействия грунта с гидравлическими вяжущими на основе извести были весьма малочисленными [25]. Современные исследования в этой тематике часто проводятся под нужды цементной промышленности [18; 23; 31; 33; 35], для обезвреживания и укрепления грунтов, загрязненных тяжелыми металлами и другими токсикантами [26], а также для изучения механизмов стабилизации грунтов [3; 17; 20].

В этой связи, основной целью данной работы является выявление особенностей трансформации глинистых минералов при их взаимодействии с насыщенным раствором гидроксида кальция $\text{Ca}(\text{OH})_2$, поскольку именно такой тип реакции реализуется при известковании грунтов, в частности, при устройстве химических свай. Изучение химических превращений, протекающих в мономинеральных глинах при их взаимодействии с раствором гидроксида кальция, позволит в дальнейшем теоретически обосновать процессы стабилизации глинистых грунтов составами на основе извести, так как преобладание того или иного глинистого минерала в грунтах способно коренным образом изменить итоговый результат стабилизации.

Глинистые минералы и механизм их взаимодействия с щелочным раствором гидроксида кальция

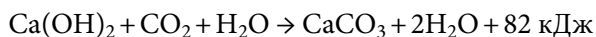
Большинство слоистых силикатов проявляет высокую реакционную способность по отношению к гидроксиду кальция [15]. Процесс химической стабилизации глинистого грунта при введении гидроксида кальция инициируется электролитической диссоциацией извести, сопровождающейся высвобождением катионов Ca^{2+} и гидроксид-ионов OH^- [3]. Резкое повышение показателя pH системы до уровня 12,4 приводит к интенсивному щелочному гидролизу глинистых минералов, вследствие чего контактирующий раствор обогащается ионами кремния и алюминия. В результате последующего взаимодействия высвобожденных компонентов с ионами кальция происходит синтез вторичных фаз — групп гидросиликатов (C–S–H) и гидроалюминатов кальция (C–A–H), способных связывать частицы грунта в прочную матрицу [15; 29; 36]. Количественный выход данных новообразований в условиях химического равновесия зависит

от минералогического состава грунтов, pH системы и количества вводимого реагента $\text{Ca}(\text{OH})_2$ [13; 14; 38]. Приведем упрощенное качественное описание типичных реакций, протекающих при взаимодействии глинистых грунтов с известью:



где C = CaO, S = SiO₂, A = Al₂O₃, H = H₂O, C-S-H₂ — запись состава тоберморита по Х. Тейлору

Параллельно с основными процессами минералообразования протекает и частичная карбонизация свободной извести, которая всегда присутствует в избытке, с образованием карбоната кальция:



В это же время углекислый газ диффундирует в открытые поры грунта. При этом происходит его частичная адсорбция и растворение, в результате чего в поровом растворе появляются карбонат- $(\text{CO}_3)^{2-}$ и бикарбонат-ионы $(\text{HCO}_3)^{-}$.

Ряд исследователей [24] фиксировал до 10% кальция в результате карбонизации в образцах грунтов, обработанных известью. Другие экспериментальные данные свидетельствуют о том, что вклад карбонизации в ~~изменение или~~ увеличение прочностных характеристик закрепленного известью массива незначителен. Более того, данный процесс может оказывать негативное влияние на итоговый результат стабилизации грунта, так как связывание извести в карбонатную фазу снижает количество реагента, доступного для протекания основных пуццолановых реакций [22; 37].

В развитие общей теории взаимодействия извести с глинистыми минералами существенный вклад внесли J. L. Eades и R. E. Grim [22], предположившие наличие принципиальных различий в механизмах реагирования гидроксида кальция с каолинитом и минералами с трехслойной кристаллической структурой. Согласно их гипотезе, деструкция каолинита протекает преимущественно за счет коррозионного воздействия извести на периферийные зоны частиц, что приводит к формированию оболочки из новых фаз вокруг сохранившегося ядра минерала. Данное предположение находит подтверждение в результатах электронной микроскопии, полученных более поздними исследователями [20]: морфология остаточных частиц каолинита характеризуется выраженным зазубренным и неровным микрорельефом краев. Наряду с краевым растворением также отмечаются признаки частичного расслоения. Вместе с тем, концепция ориентированной трансформации

каолинита, подразумевающаяся в ранних работах [22], представляется дискуссионной в свете современных данных, указывающих на одновременное образование как минимум двух различных типов продуктов реакции — гидратов силиката кальция семейства тоберморита и гидратов алюмината кальция, что исключает простую эпитаксиальную структурную перестройку исходного минерала [20]. Относительно трехслойных глинистых минералов J. L. Eades и R. E. Grim [22] изначально предполагали, что после насыщения межслоевых позиций ионами кальция происходит разрушение всей кристаллической структуры минералов без образования значимых количеств новых кристаллических фаз. Однако в последующем авторы пересмотрели эту точку зрения. Во-первых, было экспериментально установлено, что взаимодействие указанных минералов с известью все-таки фактически сопровождается синтезом новых кристаллических фаз, и, во-вторых, что неразложившиеся фрагменты трехслойных пакетов сохраняют свою кристаллическую индивидуальность даже после деструкции основной массы глинистого вещества [20; 27]. Современные результаты исследований позволяют обосновать универсальный характер разложения как двухслойных, так и трехслойных глинистых минералов, происходящий с краев частиц. Основной механизм химического воздействия заключается в растворении периферийных участков слоистых силикатов в сильнощелочной среде, характерной для насыщенных растворов гидроксида кальция. В процессе такого гидролитического расщепления алюмосиликатного каркаса происходит высвобождение кремнезема и глинозема, что создает условия для последующего осаждения из раствора гидратов силиката кальция (C-S-H) и алюмината кальция (C-A-H), составляющих основу цементирующего вещества [20; 27; 28]. Высокая степень пересыщения контактирующего раствора по отношению к основным компонентам реакции ведет к образованию зародышей большого числа кристаллов [32].

Данные рентгенофазового анализа ряда исследователей свидетельствуют о том, что гидрослюда обладает более высокой динамикой взаимодействия с известью по сравнению с кварцем, быстрее вовлекаясь в процессы минералообразования. Согласно исследованиям M. Arabi и S. Wild [14], в подобных системах образуется цементирующая гелевая фаза, объем которой прямо пропорционален количеству вступившего в реакцию реагента. При длительности твердения до 12 недель морфология образующегося геля трансформируется в развитую пространственную сеть, состоящую из взаимосвязанных пластинчатых и волокнистых структур [37].

Динамика набора прочности стабилизированных известью грунтов прямо зависит от их минералогического состава. В случае каолинистых глин упрочнение массива будет фиксироваться непосредственно после введения первых порций извести. Напротив, для гидрослюд, монтмориллонита и ряда смешаннослойных структур характерно наличие определенного концентрационного порога — прирост прочностных характеристик будет достигаться лишь при содержании извести, превышающем 4–6% [22]. Данное явление, по-видимому, обусловлено необходимостью предварительного насыщения поглощающего комплекса и достижения критической концентрации компонентов для начала интенсивных пущолановых реакций. Предполагается, что новообразованные продукты таких реакций обладают высокой фазовой стабильностью и характеризуются низкой восприимчивостью к процессам выщелачивания, что обеспечивает долговечность формируемой структуры [22].

Несмотря на многолетний интерес широкого круга исследователей, механизмы структурных и фазовых преобразований в глинистых системах под воздействием известковых компонентов по-прежнему сохраняют свой дискуссионный статус и требуют проведения дальнейших углубленных исследований.

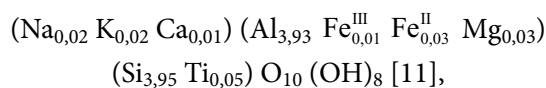
Объекты исследования

В качестве объектов изучения были выбраны образцы мономинеральных глинистых материалов, включающие каолинит, монтмориллонит и гидрослюду, так как они являются наиболее распространенными представителями глинистых минералов в природе.

Образец монтмориллонитовой глины представлен асканитом, который является тонкодисперсной смесью монтмориллонита и бейделлита. Данный материал получен промышленным способом путем обработки серной кислотой бентонитовых глин позднепалеогенового возраста из Асканского месторождения (Грузия) [11]. Эти бентониты образовались в термальных условиях из вулканических пород среднего состава. Низкое значение $pH \approx 3,52$ водной вытяжки образца, вероятно, обусловлено особенностями его технологической обработки, так как он не содержит примесных минералов. Структурная формула минерала, определенная на основе данных валового химического анализа, имеет вид: $(Na_{0,21} K_{0,05} Ca_{0,12}) (Al_{1,35} Fe_{0,18}^{III} Fe_{0,03}^{II} Mg_{0,44}) (Si_{3,84} Al_{0,16}) (O_{9,87}(OH)_{0,13}) (OH)_2$ [11]. Обменный комплекс преимущественно представлен катионами Na^+ и Ca^{2+} с небольшим содержанием K^+ . Емкость катионного

обмена (ЕКО) данного образца составляет 63,30 мг-экв./100 г. [11]. Рентгенодифракционный анализ выявил четкие рефлексы, соответствующие межплоскостным расстояниям 12,59 и 4,47 Å, характерные для Na-монтмориллонита. Содержание водорастворимых солей в образце не превышает 0,02%.

Образец каолинита представлен глинами Просяновского месторождения (пос. Просяная). Данный каолин образовался в результате переотложения первичных каолинов, сформировавшихся в коре выветривания. Образец характеризуется минимальным содержанием примесей, структурная формула имеет вид:



что свидетельствует о слабом проявлении гетероэlementного изоморфизма. Следствием этого является незначительное количество обменных катионов, компенсирующих избыточный отрицательный заряд структурного слоя. Это утверждение подтверждается также низкими значениями ЕКО данного глинистого минерала. По данным рентгеноструктурного анализа параметры элементарной ячейки Просяновского каолинита составляют: $a = 5,16 \text{ Å}$, $b = 8,96 \text{ Å}$, $c = 7,39 \text{ Å}$; углы: $\alpha = 91,85^\circ$, $\beta = 104,61^\circ$, $\gamma = 89,85^\circ$ [11]. Коэффициент триклинности определен как 0,95, а индекс Хинкли $C_h = 1,20$. Среднее число слоев в кристаллах находится в диапазоне 45–50. Значение pH водной вытяжки Просяновского каолина близко к нейтральному.

В качестве аналога гидрослюдистой глины был использован образец синей кембрийской глины (г. Никольское). Этот материал морского происхождения характеризуется преимущественно гидрослюдистым составом и отличается высокой степенью уплотнения, обусловленной длительными процессами литогенеза. Основную массу породы составляет тонкочешуйчатая серицитоподобная слюдка, в меньшей степени представлены кварц (15%), полевые шпаты (3%), мусковит (1%) [10]. По данным рентгенодифракции образец гидрослюды характеризуется наличием четких рефлексов 114; 025 и 115, а также присутствием рефлексов 023 и 116. Относительно большая ширина базальных рефлексов позволяет предположить высокую дисперсность гидрослюды или наличие структурных неоднородностей в межслоевых промежутках. Согласно расчетам по формуле Шеррера [34], параметр M_c (при $\beta = 1,574574 \times 10^{-2}$ рад) характеризует среднее число слоев в микроблоках равное 10–12. Наряду с ненарушенными слоями, в структуре также обнаружены хлоритоподобные слои с периодом 30 Å по оси c [11]. Значение pH водной вытяжки этого образца составляет 9,46, а (ЕКО) — 12,50 мг-экв./100 г. г.

Просьяновский каолин, согласно классификации Н. А. Качинского [7], представляет собой среднюю глину. Монтмориллонит показывает наименьшую дисперсность и классифицируется как легкая глина. Доля глинистой фракции в нем составляет всего 11%, что связано с особенностями его промышленной обработки. Синяя кембрийская глина отличается повышенным содержанием частиц песчаной фракции, достигающим 12,2%, что может быть обусловлено присутствием кварца и пирита. Исследованный образец гидрослюдистой глины характеризуется практически полным отсутствием агрегированности: коэффициенты агрегированности по частицам менее 0,001 и менее 0,005 равны и составляют всего 1,17. Водно-физические характеристики исследуемых образцов обусловлены как типом слагающих их минералов, так и степенью совершенства их кристаллической структуры. За исключением синей кембрийской глины, все отобранные для исследования образцы характеризуются высокой степенью чистоты, что позволяет использовать их в качестве мономинеральных материалов.

Методика исследования

Методика экспериментального исследования взаимодействия мономинеральных глинистых минералов с концентрированным раствором гидроксида кальция $\text{Ca}(\text{OH})_2$ включала несколько последовательных этапов подготовки.

Исходные образцы мономинеральных глин подвергались предварительной сушке в комнатных условиях в течение не менее 72 часов с последующим механическим измельчением в ступке до получения частиц размером менее 0,1 мм.

Подготовленные навески минералов помещались в химически инертные пластиковые емкости для дальнейшего контакта с реагентом. Для систематизации образцов мономинеральных глин была принята буквенно-цифровая индексация. Буквенные обозначения соответствуют минеральному виду: А — монтмориллонит, В — каолинит, С — гидрослюда. Цифровой индекс 0 указывает на исходное (необработанное) состояние образца. Цифровые индексы 1 и 2 относятся к образцам после взаимодействия с насыщенным раствором гидроксида кальция; при этом дополнительно указана масса навески (3 г или 6 г). Таким образом, экспериментальная серия включала две группы: первую группу составили исходные образцы A_0 (монтмориллонит), B_0 (каолинит), C_0 (гидрослюда); вторую группу — обработанные образцы A_1 (монтмориллонит, 3 г), A_2 (монтмориллонит, 6 г), B_1 (каолинит, 6 г), C_1 (гидрослюда, 6 г). Использование двух различных по массе навесок

монтмориллонита объясняется необходимостью демонстрации высокой поглотительной способности минерала при его взаимодействии с известковым раствором.

Для приготовления насыщенного раствора гидроксида кальция, учитывая его ограниченную растворимость в воде, использовался метод насыщения дистиллированной воды оксидом кальция CaO (негашеная порошковая известь, изготовленная согласно ГОСТ 9179-77, активного $\text{CaO} + \text{MgO}$ не менее 90%) из расчета 1,2 г реагента на 1000 мл растворителя [3]. После интенсивного перемешивания и установления равновесия в системе избыток твердой фазы, выпавший в осадок, отделялся методом фильтрования.

В подготовленные пластиковые емкости с навесками мономинеральных глин вносилось по 100 мл полученного насыщенного раствора гидроксида кальция, после чего они герметично закрывались для предотвращения контакта с атмосферой. Экспериментальное исследование продолжалась в течение восьми недель, на протяжении которых с еженедельной периодичностью проводился мониторинг изменения содержания ионов Ca^{2+} и OH^- жидкой фазы путем отбора аликвот объемом 5 мл [9]. Продолжительность экспериментальных исследований объясняется низкой скоростью реакций между $\text{Ca}(\text{OH})_2$ и глинистыми минералами при комнатной температуре.

Концентрация ионов кальция (Ca^{2+}) устанавливалась комплексонометрически, титрованием раствором Трилона Б в присутствии мурексида, в сильнощелочной среде, создаваемой добавлением 10%-го раствора гидроксида натрия, с введением гидроксиламина для маскировки возможных примесей [9]. Контроль общей щелочности контактирующего раствора в аликвотах осуществлялся ацидиметрически (по сантинормальному раствору H_2SO_4) в присутствии фенолфталеина. Расчет концентраций определяемых компонентов и статистическая обработка результатов выполнялись в соответствии с аналитическими методиками, изложенными в руководстве Е. В. Аринушкиной [2].

По завершении восьминедельного цикла взаимодействия мономинеральных образцов глин с насыщенным раствором гидроксида кальция производилось измерение величины рН остаточной жидкой фазы потенциометрическим методом с потенциометром «рН-метр-150», согласно стандартизированной методике [2]. Далее провзаимодействовавшие с раствором образцы мономинеральных глин подвергались первичной сушке, после чего их отмывали дистиллированной водой от избытка извести методом диализа до достижения

значений pH в интервале 8–9. Отмытые от избытка реагента пробы глинистых минералов повторно высушивались и затем измельчались до порошкообразного состояния. Определение минерального состава подготовленных образцов осуществлялось методом рентгеновской дифрактометрии на дифрактометре MiniFlex 300/600 (измерения выполнены В. А. Косоруковым). Съемка дифрактограмм проводилась с шагом сканирования в $0,05^\circ$ в диапазоне углов 2θ от 3° до 63° . Результаты представлены в виде графических зависимостей интенсивности отраженного излучения (импульс/с) от угла дифракции 2θ (град), характеризующего угол поворота гониометра между падающим и отраженным рентгеновскими лучами. Интерпретация дифракционных максимумов и расчет соответствующих межплоскостных расстояний (d , Å) позволили провести идентификацию сформировавшихся кристаллических фаз и оценить структурные изменения исходных минералов [5].

Результаты и их обсуждение

1) Сорбция катионов Ca^{2+}

Начальный этап взаимодействия глинистых минералов с известь-содержащим раствором характеризуется активным поглощением свободных катионов кальция поверхностью минералов, преимущественно по механизму катионного обмена, в том числе и за счет дополнительной депротонизации поверхностных ОН-групп кристаллической решетки. Далее в условиях резко щелочной среды, обусловленной насыщенным раствором гидроксида кальция, глинистые минералы подвергаются инконгруэнтному растворению [25], в результате которого в равновесный раствор выносятся ионы кремния и алюминия, вступающие в долгосрочные пуццолановые реакции с избыточным свободным кальцием, что в дальнейшем приводит к синтезу новых цементирующих фаз [19].

В рамках проведенного исследования осуществлялся систематический мониторинг динамики концентрации ионов кальция (Ca^{2+}) в исследуемых растворах (рис. 1). Исходные значения концентрации кальция в насыщенном растворе для всех исследуемых образцов характеризуются единообразием и составляют $\approx 4,68$ мг-экв./100 мл, что приблизительно соответствует растворимости гидроксида кальция. В процессе экспериментального наблюдения во всех мономинеральных глинах фиксируется прогрессирующее снижение содержания кальция. Скорость процесса определяется спецификой минерального состава глинистых минералов, так как их адсорбционные способности в значительной степени

зависят от величины удельной поверхности и параметров кристаллической решетки.

График изменения концентрации кальция в контактирующем растворе показывает наиболее выраженную динамику поглощения ионов кальция монтмориллонитом. Так, в случае образца A_2 с массой навески 6 г, концентрация ионов кальция в контактирующем растворе снизилась до 0,68 мг-экв. уже к завершению первой недели, достигнув нулевых значений к четвертой неделе эксперимента. Аналогичная, но менее стремительная тенденция прослеживается для образца монтмориллонита A_1 (массой 3 г), где полная абсорбция кальция завершилась к шестой неделе. Столь высокая интенсивность взаимодействия обусловлена структурными особенностями монтмориллонита, выражающимися в высокой удельной поверхности и возможности протекания обменных реакций не только на внешних гранях, но и в межслоевом пространстве [11]. Механизм связывания кальция объясняется как замещением обменных катионов, так и необратимым химическим взаимодействием извести с кремнеземом и глиноземом, высвобождающимися при растворении минерала в щелочной среде. Это приводит к синтезу новых фаз, что объясняет практически полное поглощение ионов кальция из контактирующего раствора. Доминирующая роль монтмориллонита в процессах сорбции также может быть объяснена его максимальной среди рассматриваемых минералов ЕКО, способствующей активному поглощению Ca^{2+} . В сравнении с иными типами мономинеральных глин монтмориллонитовые образцы демонстрируют существенно более высокую адсорбционную способность к кальцию, что согласуется с результатами других авторов [30; 38].

Образец каолинита (B_1) характеризуется иным характером взаимодействия с гидроксидом кальция, при котором растворение кристаллической решетки сопровождается преимущественным химическим связыванием ионов кальция, превалирующим над процессами катионного обмена. Содержание ионов кальция в контактирующем растворе к концу первой недели составляет 2,8 мг-экв, снижаясь в середине экспериментального периода до 0,94 мг-экв. К восьмой неделе было зафиксировано полное исчезновение ионов кальция из раствора. В отличие от монтмориллонита, где значительная доля Ca^{2+} поглощается в межпакетном пространстве, вклад ионного обмена в случае каолинита остается минимальным, что обуславливает умеренную скорость снижения его концентрации.

Для образца гидрослюды (C_1) характерна менее интенсивная, но стабильная динамика снижения

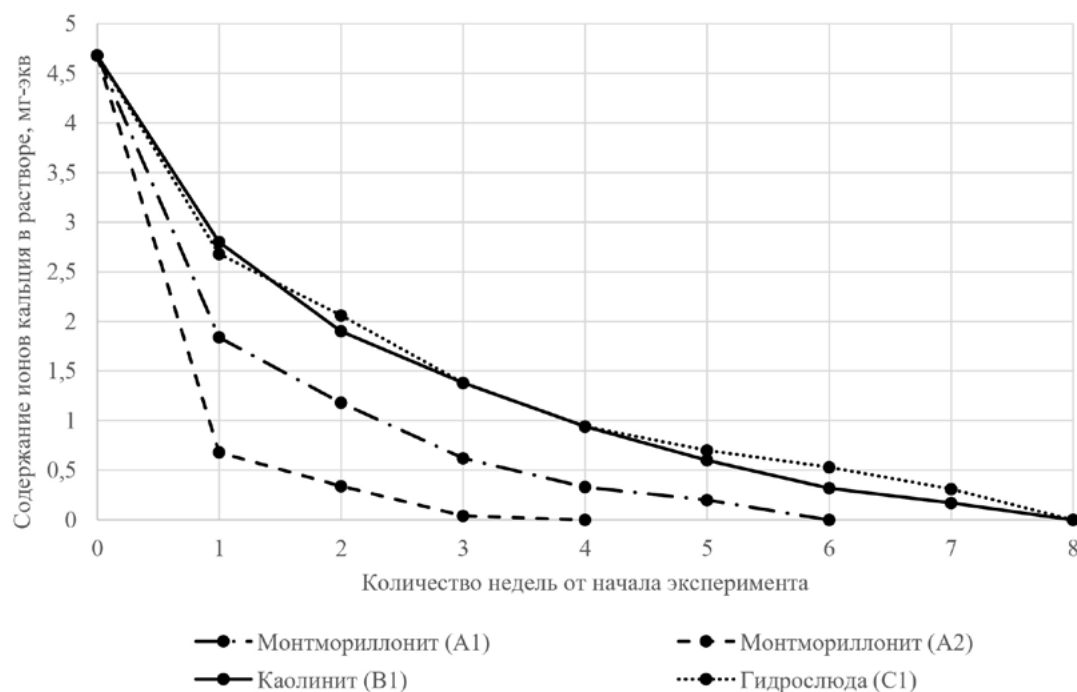


Рис. 1. Изменение содержания ионов кальция (Ca^{2+}) в контактирующем растворе по неделям, мг-экв.

содержания ионов кальция в контактирующем растворе: к завершению первой недели концентрация составила 2,68 мг-экв., к середине экспериментального периода снизилась до 0,94 мг-экв., достигая нулевых значений к восьмой неделе. Подобное поведение может быть объяснено спецификой кристаллохимического строения гидрослюда. Обменные взаимодействия с известью локализуются преимущественно на внешних поверхностях и активных центрах боковых граней частиц [11], вследствие чего динамика поглощения кальция из контактирующего раствора во многом похожа на каолинит.

Во всех случаях динамика поглощения кальция глинистыми минералами носит стадийный характер: фаза интенсивного катионного обмена к концу первой недели эксперимента сменяется этапом долгосрочных пущолоановых реакций, что вполне согласуется с другими исследованиями [21] и подчеркивается изменением наклона графиков на рисунке 1. Происходящее разрушение алюмосиликатного каркаса глинистых минералов, сопровождающееся разрывом связей Si–O–Si и Si–O–Al, приводит к высвобождению активных компонентов, пересыщению контактирующего раствора по кремнезему, глинозему, а также извести, и последующему синтезу стабильных цементирующих фаз. Сравнительный анализ ожидаемо показывает, что наиболее высокая скорость связывания кальция присуща монтмориллониту с высокой емкостью катионного обмена и развитой удельной поверхностью.

2) Поглощение гидроксид-ионов (OH^-)

В условиях высокощелочной среды, формируемой насыщенным раствором гидроксида кальция, на поверхности и боковых сколах кристаллических решеток глинистых минералов протекают и процессы интенсивной депротонизации. Этот механизм обусловлен взаимодействием гидроксильных групп (OH^-), присутствующих в избытке в контактирующем растворе, с поверхностными амфотерными группами алюмосиликатного каркаса. Данный процесс можно рассматривать как кислотно-основное взаимодействие, приводящее к нейтрализации щелочности жидкой фазы и последующей фиксации ионов кальция на поверхности минерала. В дальнейшем, по мере протекания деструкции кристаллической решетки минералов и высвобождения активных кремнезема и глинозема, возможно, именно на этих участках инициируется кристаллизация вторичных минеральных фаз.

В течение восьми недель эксперимента наблюдалось монотонное поглощение гидроксид-ионов глинистыми минералами (рис. 2). Исходная концентрация OH^- для всех образцов составляла порядка 4,47 мг-экв./100 мл, что соответствует насыщенному раствору гидроксида кальция.

Изменение концентрации гидроксид-ионов имеет трехстадийный характер, наиболее отчетливо проявляющийся в смене наклонов графиков для образцов монтмориллонита на рисунке 2. Резкое снижение щелочности в течение первой недели обусловлено процессами депротонизации, за которыми

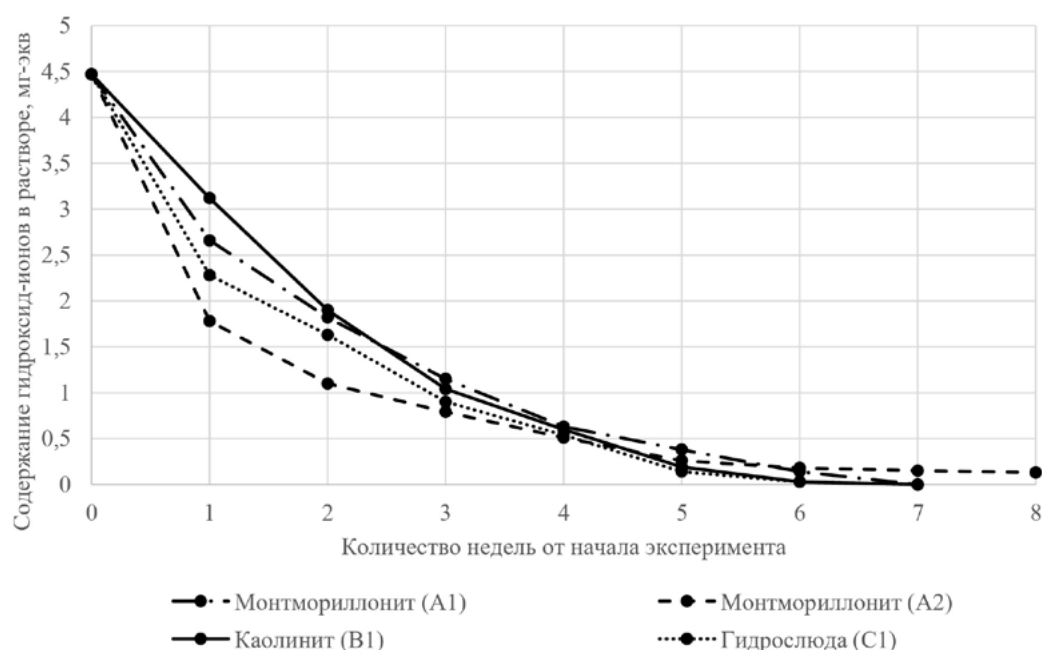


Рис. 2. Изменение содержания гидроксид-ионов (OH^-) в контактирующем растворе по неделям, мг-экв.

следует стадия гидролиза глинистых минералов с выносом кремния и алюминия в контактирующий раствор. Третья стадия обуславливается активным синтезом вторичных минеральных фаз.

К четвертой неделе содержание OH^- во всех системах сокращается более чем в пять раз, при этом монтмориλλονит, особенно его более крупная навеска, показывает наибольшую начальную активность благодаря развитой удельной поверхности. Примечательно, что к концу пятой недели в обоих образцах монтмориλλονита интенсивность поглощения гидроксид-ионов заметно снизилась. Ускоренное формирование продуктов реакции в монтмориλλονитовых образцах создает значительный диффузионный барьер, затрудняющий дальнейшее проникновение гидроксид-ионов к реакционным центрам алюмосиликатного каркаса [30]. В то же время гидрофлюда и каолинит, характеризующиеся умеренной начальной реакционной способностью, поддерживают стабильную динамику взаимодействия в течение более длительного периода за счет постепенного вовлечения минерального вещества в химический процесс.

3) Рентгенодифракционный анализ

Результаты рентгенофазового анализа подтверждают процесс преобразования всех исследуемых глинистых компонентов под влиянием высокощелочной среды, создаваемой насыщенным раствором гидроксида кальция. Анализ полученных порошков (рис. 3–5) показывает отчетливое снижение интенсивности дифракционных максимумов,

характерных для ключевых породообразующих минералов, что свидетельствует о протекании процессов растворения и сопутствующей деградации кристаллической решетки.

Рентгенодифрактометрическое исследование образцов монтмориλλονита (A_1 и A_2), подвергнутых воздействию щелочной среды, выявило изменение их внутреннего строения. Исходное состояние образца (A_0) характеризуется наличием базального рефлекса $12,51 \text{ \AA}$, что является диагностическим признаком Na-монтмориλλονита. В результате эксперимента в модифицированных образцах A_1 и A_2 фиксируется полное исчезновение данного максимума с одновременным возникновением новых дифракционных пиков в диапазоне $14,96\text{--}15,08 \text{ \AA}$. Наблюдаемое изменение межплоскостных расстояний обусловлено заменой натрия на кальций в межслоевом пространстве. Если для натриевой разновидности монтмориλλονита характерно значение около $12,4 \text{ \AA}$, то присутствие ионов кальция в обменном комплексе приводит к увеличению этого параметра до $\sim 15,2 \text{ \AA}$ [12].

Взаимодействие гидроксида кальция с глинистыми минералами и силикатами при умеренных температурах инициирует синтез гидратов силиката кальция с развитой удельной поверхностью, характерных для фаз тоберморитового ряда, а также кристаллических гидроалюминатов кальция [20]. В процессе частичного растворения кристаллической решетки монтмориλλονита высвобождается кремнезем, который, вступая в реакцию с ионами кальция из насыщенного

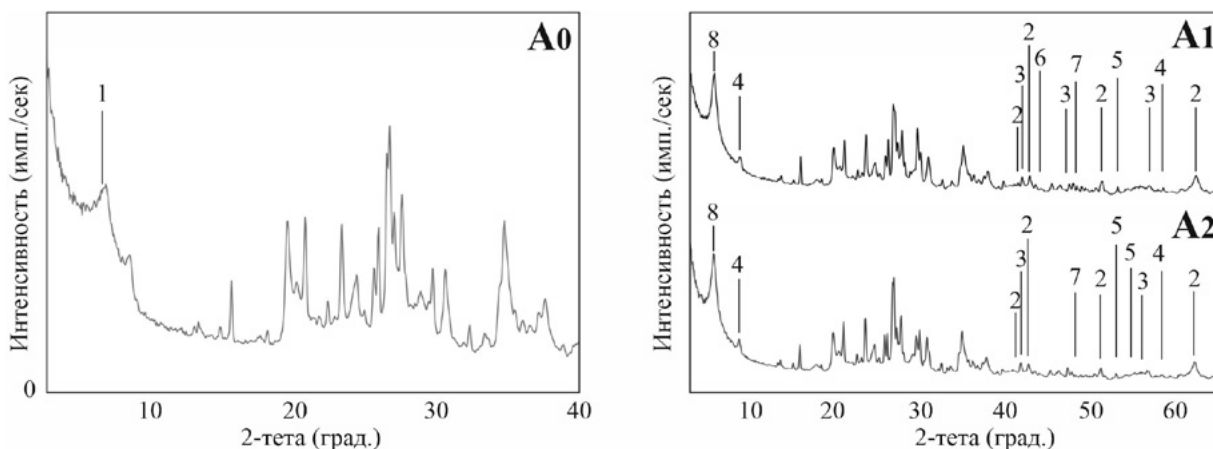


Рис. 3. Дифрактограммы рентгеновского излучения образцов монтмориллонита: A_0 — исходный образец; A_1 — монтмориллонит 3 г; A_2 — монтмориллонит 6 г после эксперимента; 1 — типичный базальный рефлекс Na-монтмориллонита ($\sim 12,4$ Å); 2 — тоберморит 11,3 Å;

3 — десятиводный однокальциевый гидроалюминат; 4 — C-S-H (II); 5 — гексагональный восьмиводный гидроалюминат кальция; 6 — кубический шестиводный гидроалюминат кальция; 7 — g1.

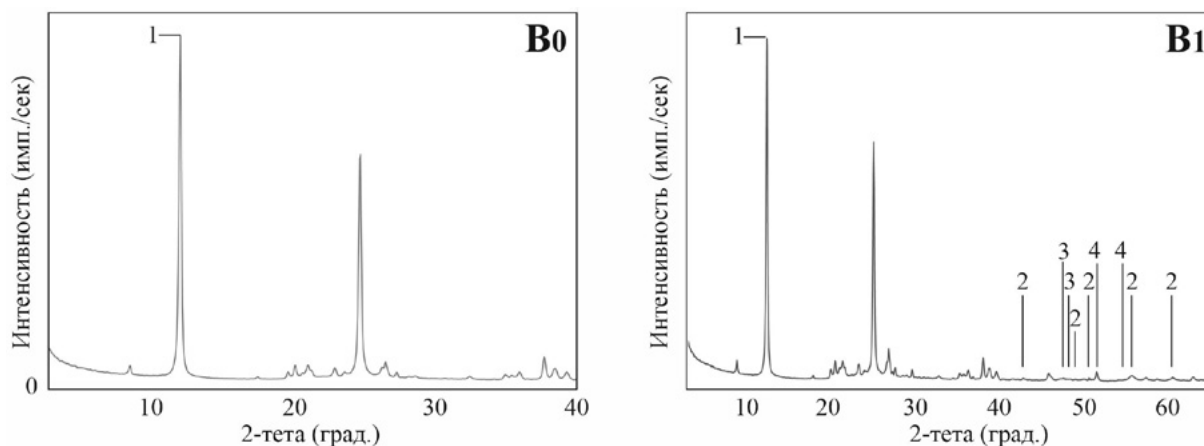


Рис. 4. Дифрактограммы рентгеновского излучения образцов каолинита: B_0 — исходный образец; B_1 — каолинит 6 г после эксперимента; 1 — первый базальный рефлекс каолинита ($\sim 7,16$ Å); 2 — тоберморит 11,3 Å; 3 — γ -гидрат C_2S ; 4 — пломбьерит

раствора, способствует формированию новообразований типа C-S-H: в исследуемых образцах монтмориллонита (A_1 и A_2) после взаимодействия зафиксированы надежно диагностируемые рефлекссы, соответствующие частично закристаллизованному тоберморитоподобному гидросиликату кальция — C-S-H (II) (название минерала здесь и далее дано по В. С. Горшкову [5]), а также наличие пиков тоберморита 11,3 Å (с максимумами 2,22; 2,17; 1,82; 1,5 Å) [5] (рис. 3).

Параллельно в системе $CaO-Al_2O_3-H_2O$ протекают процессы кристаллизации различных модификаций гидроалюминатов, номенклатура которых определяется соотношением Ca/Al и степенью гидратации. На дифрактограммах отчетливо проявляются рефлекссы десятиводного однокальцевого гидроалюмината (2,18; 1,95; 1,63 Å) и гексагонального

восьмиводного гидроалюмината кальция (1,74; 1,7 Å). Также в обоих образцах идентифицирован γ -гидрат C_2S (1,9 Å), возникающий вследствие гидратации силикатных компонентов в присутствии извести. Различия в массе исходных глинистых минералов (A_1 и A_2) при идентичном объеме щелочного раствора обуславливают вариативность конечного фазового состава, который практически никогда невозможно предсказать заранее. В образце A_1 (3 г) зафиксирован пик кубического шестиводного гидроалюмината кальция (2,07 Å), который не наблюдается в образце A_2 (6 г).

Для исходного образца каолинита (B_0) характерна средняя степень структурной упорядоченности (рис. 4). Согласно расчету по формуле Шеррера [34] по первому базальному рефлексу каолинита ($d = 7,16$ Å), средний размер кристаллитов

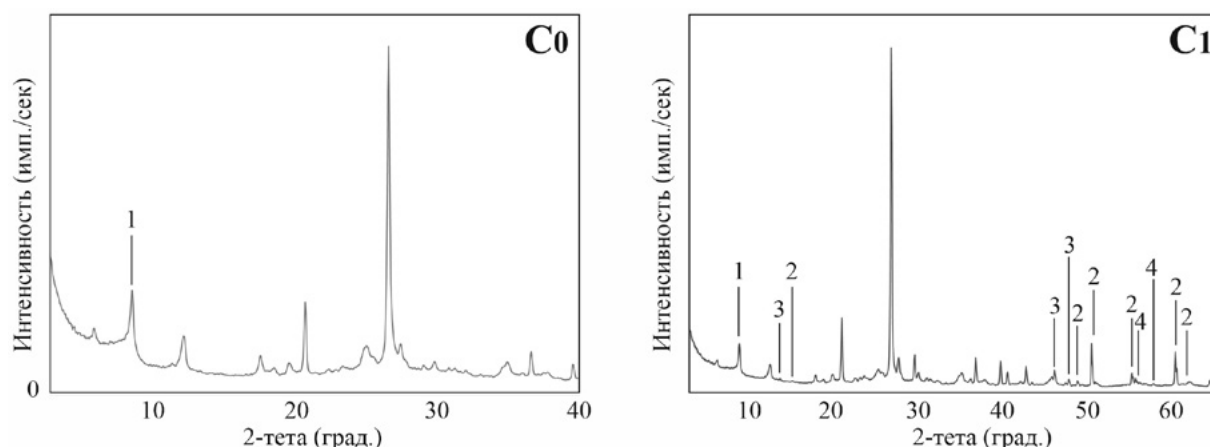


Рисунок 5. Дифрактограммы рентгеновского излучения образцов гидрослюда: C_0 — исходный образец; C_1 — гидрослюда бг после эксперимента; 1 — первый базальный рефлекс гидрослюда ($\sim 9,99$ Å); 2 — тоберморит 11,3 Å; 3 — гиролит; 4 — десятиводный однокальциевый гидроалюминат

составляет 385 Å при полуширине пика $0,21^\circ 2\theta$. По истечении восьми недель взаимодействия со щелочной средой, создаваемой насыщенным раствором гидроксида кальция, наблюдаются значительные изменения дифракционной картины, свидетельствующие об изменении структуры каолинита. Полуширина первого базального рефлекса каолинита сокращается более чем в два раза (до $0,1^\circ 2\theta$), размер кристаллита увеличивается до 815 Å. Таким образом, растворению в насыщенном растворе извести подвергаются в первую очередь наиболее мелкие кристаллиты, как правило, характеризующиеся дефектной кристаллической структурой, что в конечном счете ведет к уменьшению области когерентного рассеивания.

Механизм взаимодействия предполагает преимущественную атаку гидроксида кальция на краевые зоны каолинитовых частиц, что ведет к постепенному растворению минерала и формированию оболочки из гидратных новообразований вокруг сохраняющегося алюмосиликатного ядра [22]. В таком случае сужение профиля первого базального рефлекса каолинита после восьминедельной реакции с насыщенным раствором гидроксида кальция вероятно и обусловлено увеличением среднего размера кристаллитов. Среди новых фаз, образованных в образце каолинита В1 после его взаимодействия с насыщенным раствором гидроксида кальция, отмечаются: тоберморит 11,3 Å (с максимумами 2,13; 1,88; 1,82; 1,66; 1,54 Å), γ -гидрат C_2S (1,9 и 1,93 Å) и пломбьерит (1,79 и 1,71 Å) [5]. Возможность кристаллизации пломбьерита, как структурного аналога тоберморита 14 Å, в рассматриваемых экспериментальных условиях подтверждается В. С. Горшковым, допускающим генезис данной специфической фазы в подобных системах [5]. Данный набор фаз

типичен для пуццолановых реакций, однако их видовое разнообразие существенно уступает образцам монтмориллонита. Это обусловлено более низкой реакционной способностью каолинита, его структурой и более низкой скоростью реакции в щелочной среде, что ограничивает спектр образующихся вторичных минеральных фаз.

Рентгенографические характеристики исходного образца гидрослюда C_0 определяются наличием диагностического первого базального рефлекса в области 9,9–10,1 Å, который в контрольном образце зафиксирован при значении 9,99 Å (рис. 5). Расчетный размер кристаллита по формуле Шеррера [34] составляет 266 Å, а полуширина пика $0,3^\circ$ указывает на среднюю степень структурной упорядоченности.

Длительное воздействие насыщенного раствора гидроксида кальция инициирует существенные изменения дифракционного профиля гидрослюда. Наблюдается смещение межплоскостного расстояния первого базального рефлекса до 9,92 Å, сопровождающееся ростом интенсивности и значительным сужением полуширины максимума до $0,17^\circ$. Соответствующее увеличение расчетного размера кристаллита до 462 Å свидетельствует о качественных изменениях в фазовом составе образца, обусловленных процессами минералообразования в высокощелочной среде. В составе новообразований, зафиксированных в гидрослюдистых образцах, идентифицированы тоберморит 11,3 Å (по максимумам 5,88; 1,87; 1,82; 1,67; 1,54 и 1,52 Å), десятиводный однокальциевый гидроалюминат (1,65; 1,6 Å) и, судя по всему, гиролит (6,46; 1,98; 1,93 Å) [5]. Видовое разнообразие вторичных фаз, как и в ситуации с каолинитом, вдвое ниже, чем в монтмориллонитовых системах. Подобная

дифференциация также обусловлена более низкой реакционной способностью гидрослюды по отношению к гидроксиду кальция.

Выводы

Проведенное исследование подтверждает высокую пуццолановую активность всех изученных мономинеральных глин при их длительном взаимодействии с насыщенным раствором гидроксида кальция. Процесс носит многостадийный характер: начальная фаза интенсивного катионного обмена, завершающаяся в течение первой недели, сменяется этапом долгосрочных химических преобразований.

В результате данных реакций фиксируется синтез вторичных фаз — низкоосновных гидросиликатов и гидроалюмосиликатов кальция, типичных для состава цементного камня. Наиболее интенсивная реакционная способность и максимальное видовое разнообразие новообразований характерны для монтмориллонита — тоберморит 11,3 Å,

различные гидроалюминаты кальция (десятиводный однокальциевый, гексагональный восьмиводный, кубический шестиводный), C-S-H (II) и γ -гидрат C_2S . В случае с образцом каолинита наблюдается формирование тоберморита 11,3 Å, γ -гидрата C_2S и пломбьерита. В случае гидрослюды — тоберморита 11,3 Å, гиролита и десятиводного однокальциевого гидроалюмината. Эти новообразования выполняют роль основного связующего компонента, формируя жесткий влагостойкий каркас, обеспечивающий высокие прочностные показатели при стабилизации глинистых грунтов известью.

Выявленные корреляции между минералогическим составом и характером пуццолановых реакций в системе «известь — грунт» позволяют использовать данные показатели как надежный диагностический критерий для определения количества извести, позволяющего добиться эффективной химической стабилизации массивов, сложенных слабыми глинистыми грунтами, и прогнозирования их долговечности.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абелев Ю. М. Слабые водонасыщенные глинистые грунты как основания сооружений. — М.: Стройиздат, 1973. — 288 с.
2. Аринушкина Е. В. Руководство по химическому анализу почв. 2-е изд., перераб. и доп. — М.: Изд-во МГУ, 1970. — 487 с.
3. Бабушкин В. И., Матвеев Г. М., Мчедлов-Петросян О. П. Термодинамика силикатов / под ред. О. П. Мчедлова-Петросяна. — М.: Стройиздат, 1986. — 351 с.
4. Воронкевич С. Д. Основы технической мелиорации грунтов. — М.: Научный мир, 2005. — 504 с.
5. Горшков В. С. Методы физико-химического анализа вяжущих веществ. — М.: Высшая школа, 1981. — 334 с.
6. Дриц В. А., Коссовская А. Г. Глинистые минералы: смектиты, смешаннослойные образования. — М.: Наука, 1990. — 214 с.
7. Качинский Н. А. Механический и микроагрегатный состав почвы, методы его изучения. — М.: Изд-во АН СССР, 1958. — 192 с.
8. Кузьмин П. Г. Применение извести для закрепления и уплотнения слабых грунтов // Тезисы докладов на Совещании по закреплению грунтов (Рига, 16–18 октября 1958). — Рига, 1959. — С. 58–74.
9. Лабораторные работы по грунтоведению: учеб. пос., 3-е изд., перераб. и доп. / под ред. В. Т. Трофимова и В. А. Королева. — М.: КДУ, Университетская книга, 2017. — 656 с.
10. Ломтадзе В. Д. Физико-механические свойства нижнекембрийских глин северо-западной окраины Русской платформы // Записки Ленинградского горного института. — 1958. — Т. 34. — вып. 2. — С. 154–189.
11. Самарин Е. Н. Закономерности формирования техногенно-геохимических систем в глинистых породах в условиях щелочных сред: дис. ... канд. геол.-мин. наук / Е. Н. Самарин. — М.: МГУ, 1990. — 251 с.
12. Шлыков В. Г. Рентгеновский анализ минерального состава дисперсных грунтов / под ред. В. Н. Соколова. — М.: ГЕОС, 2006. — 176 с.
13. Akula P., Little D. N. Analytical tests to evaluate pozzolanic reaction in lime stabilized soils // Methods X. — 2020. — Vol. 7. 100928. — P. 1–9.
14. Arabi M., Wild S. Microstructural development in cured soil-lime composites // Journal of Materials Science. — 1986. — Vol. 21. — P. 497–503.
15. Bell F. G. Lime stabilization of clay soils // Bulletin of the International Association of Engineering Geology. — 1989. — Vol. 39. — P. 67–74.
16. Bolt G. H. Cation-exchange equations used in soil science — a review // Netherlands Journal of Agricultural Science. — 1967. — Vol. 15, Iss. 2. — P. 81–103.

17. *Burhan Sh., Mohammed A. S.* Hydrothermal solidification of waste clay: enhancing compressive strength through calcium hydroxide activation and predictive modeling // *Modeling Earth Systems and Environment*. 2025. Vol. 11, Iss. 1. P. 1–18.
18. *Chen Yu, Zeng Yu, Liang M., He Sh., Çopuroğlu O.* Blending additional calcium hydroxide into LC3 with high amount of calcined clay to modify fresh and hardened properties // *Construction and Building Materials*. — 2025. — Vol. 495. 143596. — P. 1–14.
19. *Cherian Ch., Kollannur N. J., Bandipally S., Arne-palli D. N.* Calcium adsorption on clays: effects of mineralogy, pore fluid chemistry and temperature // *Applied Clay Science*. — 2018. — Vol. 160. — P. 282–289.
20. *Diamond S., White J. L., Dolch W. L.* Transformation of clay minerals by calcium hydroxide attack // *Clays and Clay Minerals (Proceedings of the Twelfth National Conference on Clays and Clay Minerals)*. — 1963. — Vol. 12. — P. 359–379.
21. *Diamond S., Kinter E. B.* Adsorption of calcium hydroxide by montmorillonite and kaolinite // *Journal of Colloid and Interface Science*. — 1966. — Vol. 22, Iss. 3. — P. 240–249.
22. *Eades J. L., Grim R. E.* Reaction of hydrated lime with pure clay minerals in soil stabilization // *Highway Research Board Bulletin*. — 1960. — Vol. 262. — P. 51–63.
23. *García Giménez R., Vigil de la Villa Mencía R., Frías M., Martínez Ramírez S., Vegas Ramiro I., Fernández Carrasco L.* Cements based on kaolinite waste // *Advances in Geosciences*. — 2018. — Vol. 45. — P. 133–138.
24. *Haas S., Ritter H.-J.* Soil improvement with quicklime — long-time behavior and carbonation // *Road Materials and Pavement Design*. — 2019. — Vol. 20, Iss. 8. — P. 1941–1951.
25. *Kohler E. E.* Stabilitätsrelevante Mineralreaktionen in chemisch behandeltem bindigen Baugrund // *Ingenieurgeologische Probleme im Grenzbereich zwischen Locker- und Festgesteinen* / Hrsg. KH. Heitfeld. — Berlin, Heidelberg: Springer, 1985. — S. 681–695.
26. *Komaei A., Moazami A., Ghadir P., Soroush A., Javadi A. A.* Stabilization and solidification of lead, chromium, and cadmium-contaminated clayey sand using calcium hydroxide and sodium carbonate-activated materials // *Science of the Total Environment*. — 2025. — Vol. 981. 179612. — P. 1–12.
27. *Mantovani M., Escudero A., Alba M. D., Becerro A. I.* Stability of phyllosilicates in Ca(OH)₂ solution: influence of layer nature, octahedral occupation, presence of tetrahedral Al and degree of crystallinity // *Applied Geochemistry*. — 2009. — Vol. 24, Iss. 7. — P. 1251–1260.
28. *Miyashita A., Saito T., Suzuki K., Saeki T.* Structural characterization of products in the clay-cement mixed phase // *Cement Science and Concrete Technology*. — 2021. — Vol. 75, Iss. 1. — P. 388–395.
29. *Noble D. F., Plaster R. W.* Reactions in portland cement-clay mixtures. — Charlottesville: Virginia Highway Research Council, 1970. — 45 p.
30. *Okamura T., Takehiro M., Arimoto T., Uchida S.* Influence of montmorillonite in aggregate on fluidity of mortar // *Journal of Inorganic Materials (Japan)*. — 1997. — Vol. 4, N 267. — P. 93–100.
31. *Pesce G. L., Bowen C. R., Rocha J., Sardo M., Allen G. C., Walker P. J., Denuault G., Serrapede M., Ball R. J.* Monitoring hydration in lime-MK composites using electrochemical impedance spectroscopy and nuclear magnetic resonance spectroscopy // *Clay Minerals*. — 2014. — Vol. 49, Iss. 3. — P. 341–358.
32. *Read D., Glasser F. P., Ayora C., Guardiola M. T., Sneyers A.* Mineralogical and microstructural changes accompanying the interaction of Boom Clay with ordinary Portland cement // *Advances in Cement Research*. — 2001. — Vol. 13, Iss. 4. — P. 175–183.
33. *Rios C. A., Williams C. D., Fullen M. A.* Hydrogarnet and tobermorite at 175 °C from kaolinite and metakaolinite in the CaO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O system: a comparative study // *Applied Clay Science*. — 2009. — Vol. 43, Iss. 2. — P. 228–237.
34. *Scherrer P.* Bestimmung der Größe und der inneren Struktur von Kolloidteilchen mittels Röntgenstrahlen // *Nachrichten von der Gesellschaft der Wissenschaften zu Göttingen, Mathematisch-Physikalische Klasse*. — Bd., 1918. — S. 98–100.
35. *Vejmelkova E., Pavlikova M., Kepprt M., Kersner Z., Rovnanikova P., Ondracek M., Sedlmayer M., Cerny R.* High performance concrete with Czech metakaolin: experimental analysis of strength, toughness and durability characteristics // *Construction and Building Materials*. — 2010. — Vol. 24, Iss. 8. — P. 1404–1411.
36. *Wang X., Zhang C., Zhu H., Wu Q.* Reaction kinetics and mechanical properties of a mineral-micro-powder/metakaolin-based geopolymer // *Ceramics International*. — 2022. — Vol. 48, Iss. 10 — P. 14173–14181.
37. *Wild S., Arabi M., Leng-Ward G.* Soil-lime reaction and microstructural development at elevated temperatures // *Clay Minerals*. — 1986. — Vol. 21, Iss. 3. — P. 279–292.
38. *Zhang S., Wu Z., Chen J., Xu R., Wang M., Ni W.* Study on the hydration reaction of typical clay minerals under alkali and sulfate compound activation // *Gels*. — 2022. — Vol. 8, Iss. 9. 564. — P. 1–15.

DOI 10.53278/2306-9139-2026-1-26-81-90

УДК 631.4

ПОСТАГРОГЕННАЯ ТРАНСФОРМАЦИЯ СВОЙСТВ ДЕРНОВО-ПОДЗОЛИСТЫХ ПОЧВ ЮГО-ЗАПАДА ЛЕНИНГРАДСКОЙ ОБЛАСТИ
НА ПРИМЕРЕ СЛАНЦЕВСКОГО РАЙОНА

POSTAGROGENIC TRANSFORMATION OF THE PROPERTIES OF SOD-
PODZOLIC SOILS IN THE SOUTHWEST OF THE LENINGRAD REGION:
A CASE STUDY OF THE SLANTSEVSKY DISTRICT

© Е. В. Гостинцева¹, Д. Д. Крыпин², В. Н. Горячкин³, 2026© 2026, Elena V. Gostintseva¹, Danila D. Krypin², Vladimir N. Goryachkin³, 2026^{1,2,3} Ленинградский филиал ФГБУ «РосАгрохимслужба»,

ш. Подбельского, д. 9, лит. А, г. Пушкин, г. Санкт-Петербург, 196608, Россия

^{1,2,3} Leningrad Branch of the Federal State Budgetary Institution «Agrochemical Service of Russia»,

Podbelskogo Highway, 9, Building A, Pushkin, Saint Petersburg, 196608, Russia

¹ Санкт-Петербургский государственный университет,

Университетская наб., д. 7–9, г. Санкт-Петербург, 199034, Россия

¹ Saint Petersburg State University, Universitetskaya Embankment, 7–9, Saint Petersburg, 199034, Russia^{2,3} Санкт-Петербургский государственный аграрный университет,

Петербургское шоссе, д. 2, г. Пушкин, г. Санкт-Петербург, 196601, Россия

^{2,3} Saint Petersburg State Agrarian University,

Peterburgskoe Highway, 2, Pushkin, Saint Petersburg, 196601, Russia

e.v.gostintseva@yandex.ru¹

Аннотация. В статье рассматриваются изменения агрохимических свойств почв под залежами 18–20 летнего возраста на примере бывшего совхоза «Аврора» Сланцевского района Ленинградской области. Изучено профильное распределение величин pH, содержания гумуса и элементов питания на примере двух заложённых в 2025 году разрезов почв под залежами, а также агрохимические показатели пахотных горизонтов почв в пяти дополнительных точках. Приводится сравнение с архивными данными последнего тура крупномасштабного почвенного обследования совхозов Сланцевского района 1979 года. Влияние интенсивного окультуривания в прошлом прослеживается во всем почвенном профиле. В пахотных горизонтах установлено статистически значимое увеличение содержания гумуса в среднем на 79% по сравнению с данными 1979 года. Изменение кислотности, содержания подвижного фосфора и обменного калия не являются статистически значимыми из-за большой вариабельности этих показателей и разнонаправленности процессов.

Abstract. The article examines changes in the agrochemical properties of soils in fallow lands of 18–20 years of age, using the example of the former state farm «Avrora» in the Slantsevsky district of the Leningrad region. The study examined the profile distribution of pH, humus, and nutrients in two soil sections under fallow land (established in 2025), as well as the agrochemical parameters of arable horizons at five additional points. The results are compared with archival data from the last round of large-scale soil survey of state farms in the Slantsevsky district, conducted in 1979. The influence of intensive past cultivation is traced throughout the entire soil profile. In the arable horizons, a statistically significant increase in humus content was found, averaging 79.4% compared to the 1979 data. Changes in acidity, available phosphorus, and exchangeable potassium are not statistically significant due to high variability and the multidirectional nature of the processes.

Ключевые слова: постагрогенные почвы; залежные земли; дерново-подзолистые почвы; агрохимические свойства; гумус; кислотность; фосфор; калий; Сланцевский район; Ленинградская область

Keywords: postagrogenic soils; fallow lands; sod-podzolic soils; agrochemical properties; humus; acidity; phosphorus; potassium; Slantsevsky district; Leningrad region

Введение

В связи с наращиванием объема производства и экспорта сельхозпродукции увеличение посевных площадей является приоритетным направлением политики государства. По официальным данным, в России на 01.01.2025 насчитывалось 32 млн га неиспользуемых сельхозугодий, из которых 16,5 млн га — неиспользуемая пашня [18]. С 2021 г. действует Государственная программа эффективного вовлечения в оборот земель сельскохозяйственного назначения и развития мелиоративного комплекса Российской Федерации (Постановление Правительства РФ от 14.05.2021 № 731). В её рамках планируется вернуть в сельскохозяйственный оборот порядка 12 млн га неиспользуемой пашни к 2030 г. [36]. Особенно это актуально для Нечерноземной зоны, к которой относится и Ленинградская область, где площадь неиспользуемой пашни составляет около трети от площади всей пашни в регионе. Действительно, в настоящее время в целях дальнейшего устойчивого развития сельского хозяйства, драйвером которого является растениеводство, необходим возврат залежных земель в активный оборот. Важно дать характеристику текущего состояния, а отсюда и рекомендации по вводу в оборот таких земель, в частности выявить лучшие земли, требующие минимальных затрат на повторное освоение. Целью работы было оценить современное состояние залежных почв Ленинградской области и выявить тренды изменений свойств почв на залежах данного возраста.

Объекты и методы исследования

Сланцевский район расположен на юго-западе Ленинградской области, в 5-й агроклиматической зоне, которая характеризуется самыми высокими суммами активных температур и максимальной продолжительностью периода с температурами выше 10 °C [5]. По климатическим характеристикам это самая благоприятная зона для ведения сельского хозяйства в регионе. Площадь района составляет 219 тыс. га, из которых земли сельскохозяйственного назначения занимают около 77 тыс. га (примерно 1/3). Сельхозугодья составляют 23 тыс. га, площадь пашни — 14,6 тыс. га. Посевная площадь на 2025 год — 8,1 тыс. га [40]. Таким образом, шесть с половиной тысяч гектаров пашни Сланцевского района находится в залежном состоянии. Сельскохозяйственные угодья данного района занимают в основном его центральную и южную части. Преобладают почвы дерново-подзолистого типа разной степени увлажнения, по своим свойствам доминируют почвы нормального увлажнения,

по гранулометрическому составу они относятся лёгкие суглинки и супеси.

Почвенные разрезы были заложены на территории бывшего совхоза «Аврора», который находится в южной части Сланцевского района, на границе с Псковской областью. Совхоз был организован в 1962 г. на базе 4 колхозов, а в 1976 г. вошёл в состав производственного объединения «Родина». Специализацией хозяйства являлось выращивание молодняка крупного рогатого скота. В 1979 г. в структуре посевных площадей преобладали многолетние травы (более 50%), зерновые (22%) и однолетние травы (около 15%). Также из возделываемых культур были картофель, силосные и кормовые корнеплоды. В организационных планах на 1985–1990 гг. было предусмотрено увеличение дозы внесения органических удобрений до 30–40 т/га и минеральных до 4–6 ц/га в действующем веществе [37]. В начале 2000-х годов совхоз прекратил своё существование.

Участки для обследования были отобраны на основе их перспективного вовлечения в оборот в качестве пашни. Возраст залежи определялся по косвенным признакам [4], а также опросным методом, он составляет 18–20 лет. В 2025 г. на территории бывшего совхоза «Аврора», в окрестностях посёлка Новоселье (центральная усадьба хозяйства), было заложено 7 почвенных разрезов и полуям. Места их заложения максимально приближены к точкам опорных разрезов, заложенных в ходе почвенного обследования 1979 года. Детальная характеристика профильного распределения агрохимических показателей в данной статье приведена по двум разрезам; для оценки агрохимических свойств пахотных горизонтов использованы также данные по пяти дополнительным точкам.

Разрез № 9 заложен в ареале дерново-среднеподзолистей легкосуглинистой почвы на бескарбонатной морене, его координаты 58.901298° с. ш. 28.369205° в. д. Растительность на участке представлена сорным разнотравьем с преобладанием злаковых трав, местами борщевика Сосновского, древесно-кустарниковая растительность — ивой, березой, ольхой.

Разрез № 306 заложен в ареале дерново-слабоподзолистей легкосуглинистой почвы на водноледниковых песках и супесях, его координаты 58.9378907° с. ш. 28.3358185° в. д. Растительность — сорное разнотравье с преобладанием борщевика Сосновского, древесно-кустарниковая представлена в основном березой и ольхой.

Названия почв и почвенных горизонтов приводятся по классификации 1977 г. [23]. Степень подзолистости выделяли согласно [37]: в пахотных слабоподзолистых почвах признаки оподзоливания выражены слабо, в виде отдельных пятен и затеков в горизонт В,

в среднеподзолистых выделяется обособленный горизонт А2, который в пахотных почвах носит характер переходного А2В, так как не имеет четких границ.

Физико-химические показатели почв определяли следующими методами: pH_{KCl} — ГОСТ 26483-85 [12]; гидролитическую кислотность (Нг) — ГОСТ 26212-2021 [10]; обменные кальций и магний — ГОСТ 26487-85 [13]; подвижный фосфор и обменный калий — по ГОСТ Р 54650-2011 [14]; органическое вещество (гумус) — по ГОСТ 26213-2021 [11]; содержание фракции физической глины — по ГОСТ 12536-2014 [9]. Учитывая малый объем выборки, при анализе профильного распределения элементов в разрезах использовали описательный метод. Статистическую обработку данных в случае сравнения агрохимических свойств пахотных горизонтов почв проводили с использованием парного t -критерия Стьюдента для зависимых выборок. Различия считали статистически значимыми при $p < 0,05$. Расчёты выполнены в программе Excel.

Результаты и обсуждение

Участки, где были заложены почвенные разрезы, в восьмидесятые годы использовались в кормовых севопольных севооборотах, которые включали в себя многолетние травы, зерновые, силосные культуры, кормовые корнеплоды и в некоторых случаях картофель [38]. В современном профиле почв под залежами отчётливо выделяется мощный агрогенно-сформированный гумусовый профиль, состоящий из пахотного и подпахотного горизонтов (рис. 1).

Профиль хорошо оструктурен, имеет ровную и чёткую нижнюю границу, характерную только для пахотных почв. В случае разреза № 9 отмечено значительное увеличение мощности гумусового профиля (с 20 см в 1979 г. до см в 2025 г.), сформированного в процессе активного окультуривания, включавшего в себя, в том числе, внесение больших доз органических удобрений (56 т/га под силосные культуры, 63 т/га под картофель и 70 т/га под кормовые корнеплоды), согласно технологии комплексного агрохимического окультуривания полей (далее — КАХОП). Ниже выделяется переходный горизонт А2В с хорошо заметными признаками оподзоливания. Почва в обоих случаях диагностирована как дерново-среднеподзолистая супесчаная.

Результаты почвенного обследования 2025 года и архивные данные представлены в таблице 1.

Реакция почвенной среды (pH) является одним из важнейших свойств почвы, во многом определяющим характер протекающих в ней процессов. По данным крупномасштабного почвенного обследования 1979 г. в пахотном горизонте разреза № 9

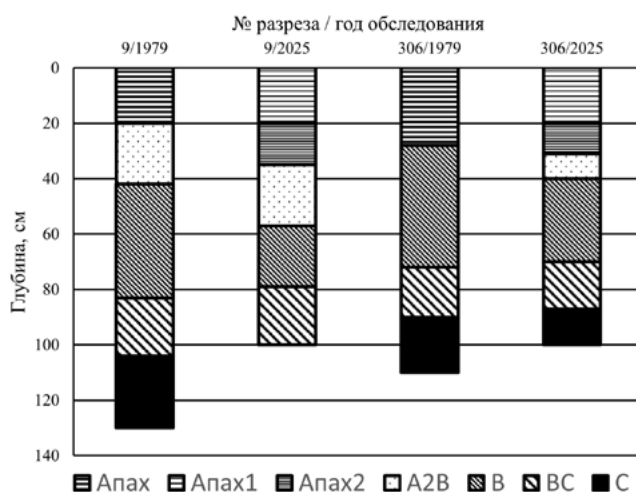


Рис. 1. Строение профиля дерново-подзолистых почв 1979 и 2025 гг. обследования

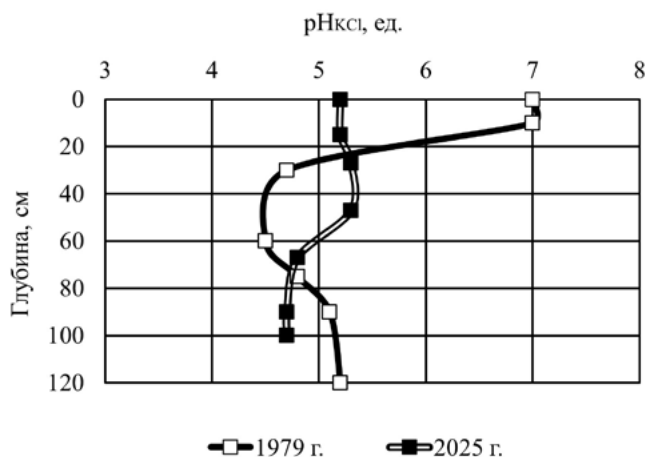


Рис. 2. Профильное распределение кислотности (pH_{KCl}). Разрез № 9

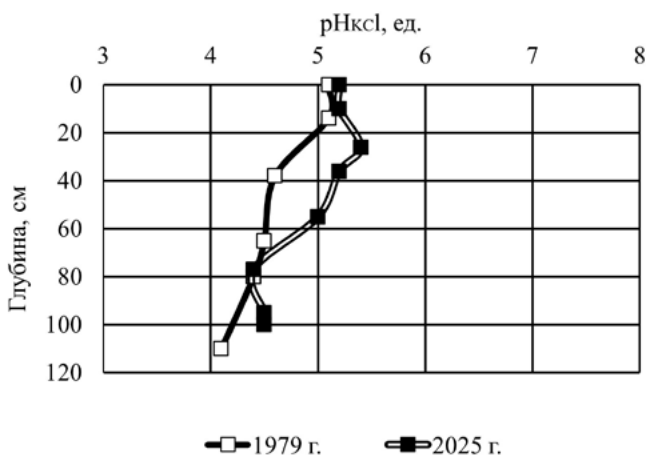


Рис. 3. Профильное распределение кислотности (pH_{KCl}). Разрез № 306

значение pH_{KCl} составляло 7,0 (нейтральная реакция). В профиле почвы реакция среды среднекислая с постепенным переходом до слабокислой ближе к почвообразующей породе (рис. 2 и 3).

Таблица 1. Физико-химические и агрохимические свойства дерново-подзолистых почв 1979 и 2025 гг. обследования

Индекс горизонта	Глубина отбора, см	pH	P ₂ O ₅ , мг/кг	K ₂ O, мг/кг	Орг. в-во, %	ГК, мг-экв /100 г	Ca+Mg, ммоль/100г	Частицы >0,01 мм, %
Разрез № 9. Дерново-среднеподзолистая легкосуглинистая на бескарбонатной морене, пашня, 1979								
Апах	0–20	7,0	149	123	2,0	0,93	8,5	20,2
A2B	25–35	4,7	118	34	-	1,98	8,0	40,5
B	55–65	4,5	241	25	-	1,6	7,0	47,5
B	67–83	4,8	235	15	-	1,08	2,0	33,7
BC	85–95	5,1	350	43	-	1,23	11,5	43,4
C	115–125	5,2	350	54	-	1,2	13,5	52,7
Разрез № 9. Дерново-среднеподзолистая супесчаная на бескарбонатной морене, залежь, 2025								
Апах1	0–20	5,2	238	83	4,3	3,82	6,6	18,2
Апах2	20–35	5,3	153	29	3,9	3,13	6,1	17,8
A2B	40–55	5,3	91	13	0,79	1,4	1,8	-
B	60–75	4,8	140	49	0,32	1,7	4,9	-
BC	80–100	4,7	193	54	0,35	1,53	5,6	-
Разрез № 306. Дерново-слабоподзолистая легкосуглинистая на водноледниковых отложениях, пашня, 1979								
Апах	0–28	5,1	118	43	2,1	1,46	5,0	21,3
B	33–43	4,6	139	8	-	1,23	2,5	13,2
B	60–70	4,5	127	13	-	1,26	4,0	27,2
BC	75–85	4,4	139	11	-	1,98	3,5	16,4
C	100–110	4,1	180	13	-	2,35	4,5	19,3
Разрез № 306 Дерново-среднеподзолистая супесчаная на водноледниковых отложениях, залежь, 2025								
Апах1	0–20	5,2	84	45	3,9	3,71	5,8	16,9
Апах2	21–31	5,4	73	24	3,1	3,13	5,2	17,1
A2B	32–40	5,2	269	15	1,3	2,57	2,8	-
B	45–65	5,0	168	11	1,2	2,57	2,4	-
BC	70–85	4,4	69	24	0,48	2,35	2,9	-
C	90–100	4,5	97	40	0,73	2,31	4,6	-

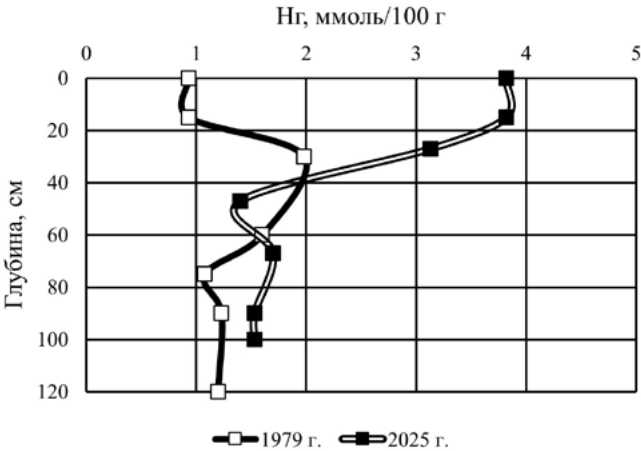


Рис. 4. Профильное распределение гидролитической кислотности. Разрез № 9

Исследования 2025 г. показали, что показатель кислотности в пахотном горизонте значительно снизился (до 5,2 ед. pH_{KCl}) и в целом распределение по профилю стало более равномерным, а именно, слабокислая реакция почвенной среды с постепенным переходом к среднекислой в нижней части

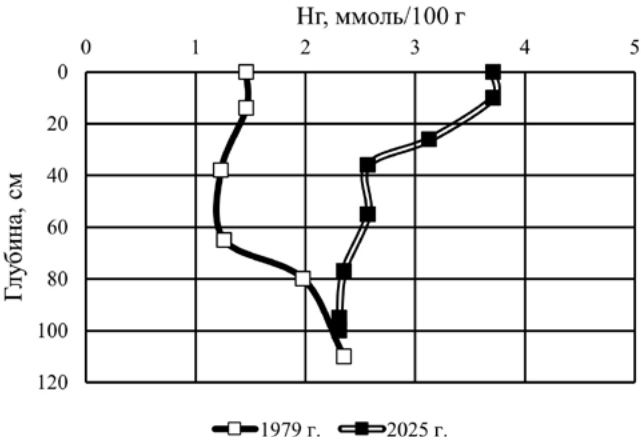


Рис. 5. Профильное распределение гидролитической кислотности. Разрез № 306

почвенного профиля. В случае пары разрезов № 306 подкисления почвенного профиля не наблюдается, так как в период до 1985 г. на этих полях было проведено известкование [38]. Однако значительное увеличение гидролитической кислотности по всему профилю (рис. 4 и 5) с максимальным значением

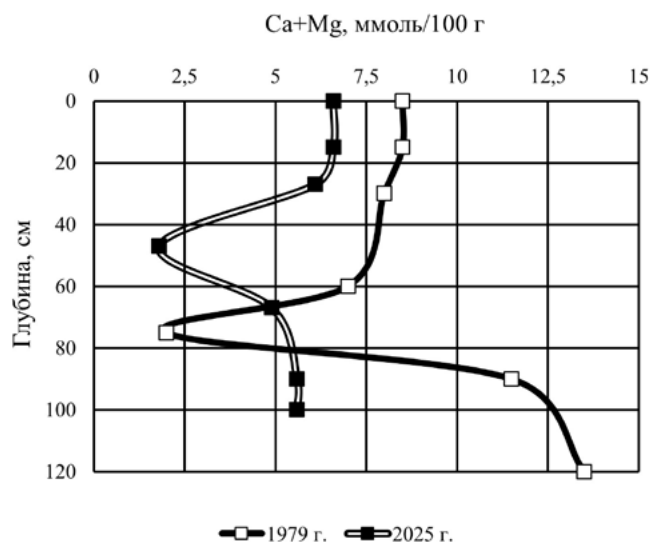


Рис. 6. Профильное распределение суммы обменных кальция и магния. Разрез № 9

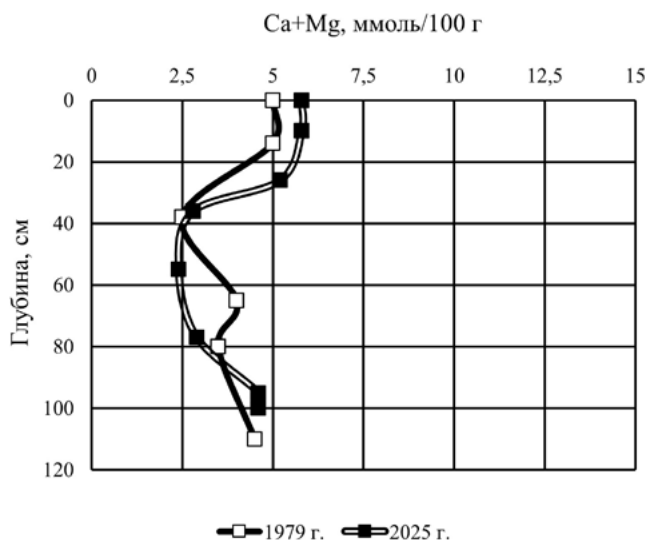


Рис. 7. Профильное распределение суммы обменных кальция и магния. Разрез № 306

в пахотных горизонтах в обоих случаях указывает на общую тенденцию к подкислению, что хорошо согласуется с большинством исследований [2; 17; 19; 24; 29; 35].

К числу важнейших показателей, определяющих потенциальное плодородие почвы, относится содержание органического вещества и его профильное распределение. В условиях постагрогенной эволюции залежных почв гумус выступает интегральным показателем направленности восстановительных процессов: его накопление в верхней части профиля свидетельствует о формировании дернового горизонта и улучшении плодородия, тогда как уменьшение указывает на возможное развитие деградиционных процессов. По результатам обследования в обоих случаях выявлено значительное увеличение содержания органического вещества в гумусовом профиле (в 1,8–2,2 раза) по сравнению с 1979 г. Это обусловлено, по-видимому, характером растительности, в частности борщевика Сосновского, который за счёт большой биомассы благоприятно влияет на агрохимические свойства почв [39]. Однако нельзя с точностью утверждать, что накопление гумуса произошло только в постагрогенный период. Вероятнее всего, накопление также происходило благодаря внесению органических удобрений (до 70 т/га) в период интенсивного окультуривания в 80-х годах прошлого века. Содержание обменных кальция и магния (рис. 6 и 7) максимально в пахотном и подпахотном горизонтах и связано с содержанием гумуса.

Легкий гранулометрический состав почв на водно-ледниковых отложениях (разрез № 306) обуславливает интенсивную миграцию веществ по профилю. Органическое вещество вымывается

из верхних горизонтов и накапливается в иллювиальном горизонте В. В свою очередь, обменные основания мигрируют по всему профилю, частично задерживаясь в почвообразующей породе. Результаты обследования 1979 г. показывают большее содержание суммы кальция и магния, чем в 2025 г., что является результатом регулярной химической мелиорации (известкования).

Фосфор и калий относятся к числу основных элементов минерального питания. В условиях постагрогенной эволюции подвижность и содержание этих элементов служат индикаторами былой сельскохозяйственной нагрузки на залежных почвах. Калий, как наиболее подвижный, не накапливается в почвенном профиле (рис. 8 и 9) [29; 33].

Максимум содержания обнаруживается в гумусовом профиле, причем в первом случае его содержание снизилось по сравнению с 1979 г., а во втором осталось прежним. Более интересные результаты обнаруживаются при анализе содержания подвижного фосфора (рис. 10 и 11).

В первом случае в профиле почвы 1979 г. наблюдается накопление фосфора нижней части профиля. Вероятно, это связано со снижением подвижности соединений этого элемента в кислой среде и более тяжёлым гранулометрическим составом почвообразующей породы. В 2025 г. также обнаруживается высокое содержание подвижного фосфора в нижней части, однако его содержание меньше, чем в 1979 г. Минимальное содержание P_2O_5 приходится на переходный горизонт A2B. В случае почвы на более легкой породе (разрез № 306) в 1979 г. наблюдалось равномерное распределение фосфора по профилю с некоторым накоплением в породе. В 2025 г. выявлено накопление P_2O_5 в горизонтах A2B и В, что,

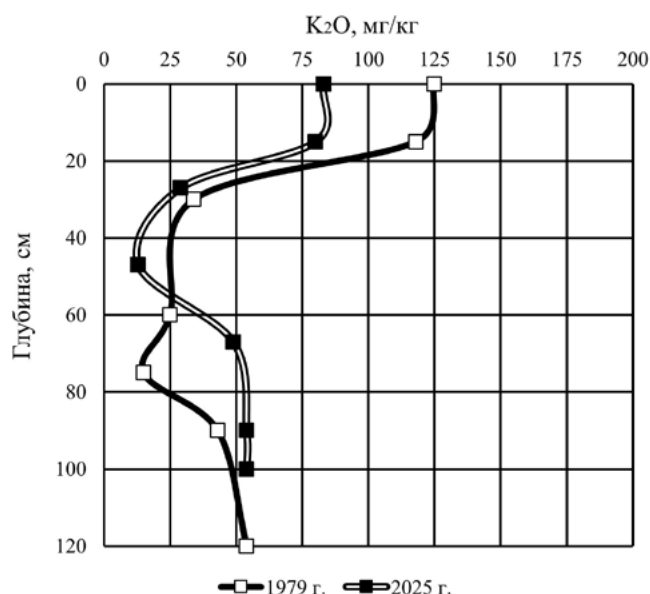


Рис. 8. Профильное распределение обменного калия. Разрез № 9

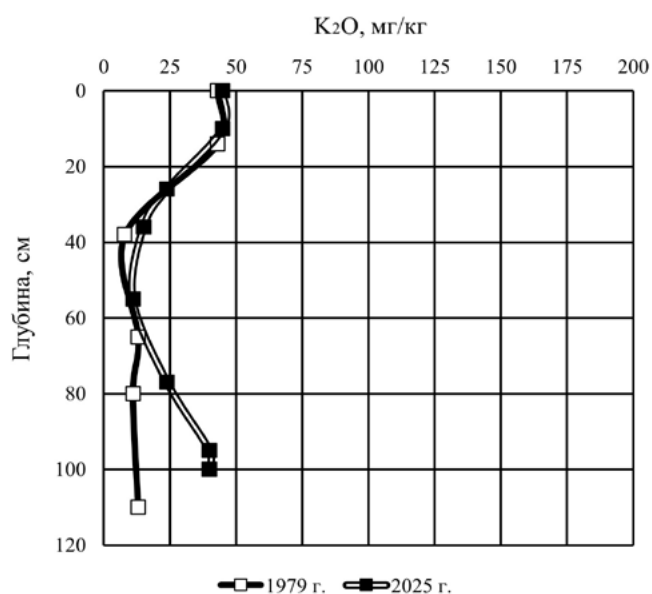


Рис. 9. Профильное распределение обменного калия. Разрез № 306

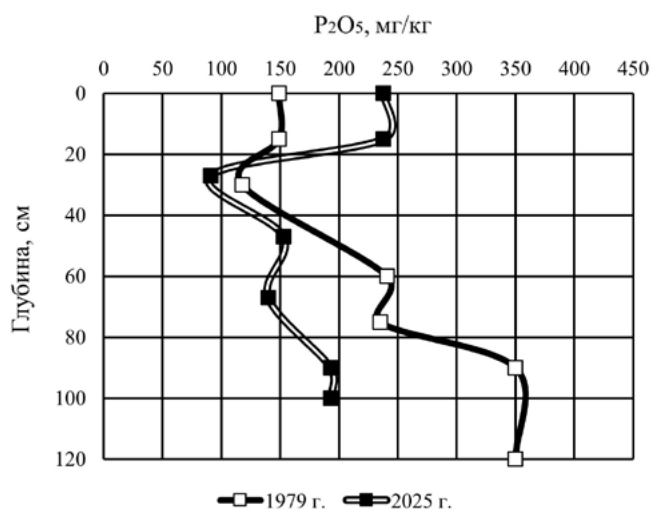


Рис. 10. Профильное распределение подвижного фосфора. Разрез № 9

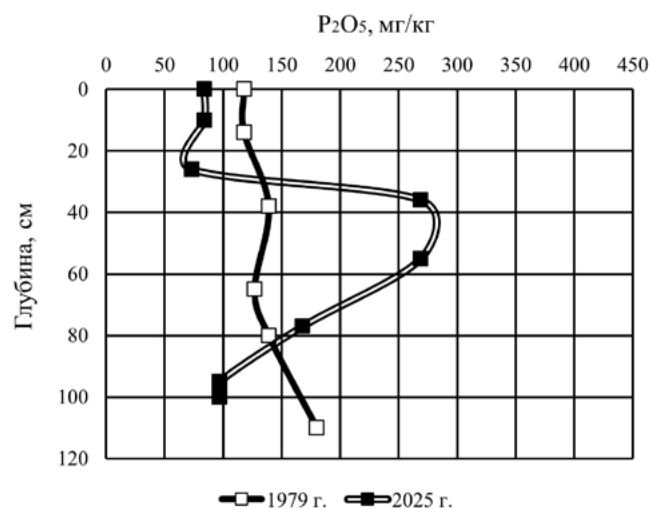


Рис. 11. Профильное распределение подвижного фосфора. Разрез № 306

возможно, связано с перемещением фосфора в виде фульватных соединений из верхних горизонтов [6].

Таким образом даже спустя порядка 20 лет после прекращения антропогенного воздействия в профиле почвы всё ещё прослеживаются результаты интенсивного окультуривания почв, в частности известкования и внесения органических, а также минеральных удобрений.

Для изучения динамики основных агрохимических свойств пахотных горизонтов были сопоставлены архивные и современные данные по семи точкам, включая рассмотренные разрезы. В среднем по семи разрезам (табл. 2) произошло снижение pH с 5,7 до 5,2, что свидетельствует о тенденции к подкислению в постагрогенных условиях.

Снижение pH на 0,5 ед. отражает естественное подкисление дерново-подзолистых почв в отсутствии известкования, что характерно для зоны южной тайги [10; 29; 30]. Полученные значения статистически незначимы, однако наблюдается закономерность: в нейтральных почвах значение кислотности снижается, в кислых — незначительно повышается (рис. 12). Это объясняется тем, что согласно технологии КАХОП, известкование кислых почв было проведено в восьмидесятых годах, уже после получения результатов почвенного обследования, используемого для сравнения показателей в данной выборке.

Содержание органического вещества (рис. 13) в среднем увеличилось с 2,15% до 3,86%, то есть на 79%.

Таблица 2. Изменение агрохимических показателей свойств пахотных горизонтов дерново-подзолистых почв 1979 и 2025 гг.

№ разреза	Год	pH	P ₂ O ₅ , мг/кг	K ₂ O, мг/кг	Орг. в-во (гумус), %
9	1979	7,0	149	123	2,0
	2025	5,2	238	83	4,3
199	1979	6,8	269	127	2,8
	2025	5,3	190	93	3,8
565	1979	4,8	347	40	1,4
	2025	5,5	600	166	3,6
306	1979	5,1	118	43	2,1
	2025	5,2	84	45	3,9
73	1979	6,7	295	35	3,1
	2025	5,3	46	60	4,5
77	1979	4,4	20	28	2,5
	2025	5,1	89	53	3,1
153	1979	5,3	7	17	1,3
	2025	5,0	41	39	3,8
Среднее значение	1979	5,73	172	59	2,15
	2025	5,23	184	77	3,86
Изменение		-0,5	11,9	18	1,59
Изменение, %		-8,7	6,9	30,5	79,4
t-критерий		1,25	0,2	0,87	6,21
p-уровень		>0,05	>0,05	>0,05	<0,001

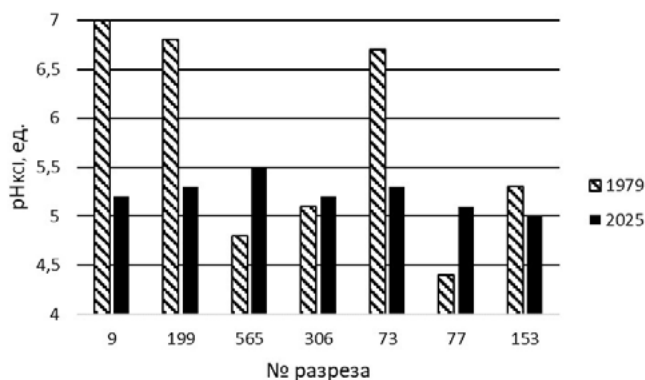


Рис. 12. Динамика кислотности в пахотных горизонтах почв

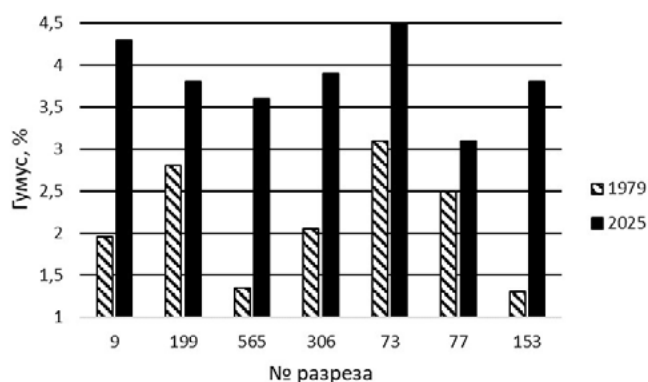


Рис. 13. Динамика содержания органического вещества (гумуса) в пахотных горизонтах почв

Это закономерный процесс, связанный с накоплением растительных остатков при зарастании залежи и развитием дернового процесса. Рост содержания органического вещества на 79% является ожидаемым и хорошо согласуется с данными других исследований постагрогенных почв [7; 11; 35]. Полученные различия статистически достоверны, таким образом, можно говорить о выявленном тренде увеличения содержания органического вещества в залежных почвах, однако в некоторых случаях резкий рост является также результатом окультуривания, о чём говорилось выше. Активное накопление гумуса в пахотном горизонте указывает на благоприятное направление постагрогенной эволюции при переходе от пашни к залежи.

Содержание подвижного фосфора (рис. 14) в среднем незначительно возросло — с 172 до 184 мг/кг (+7%), однако наблюдается высокая вариабельность: максимальное значение отмечено в разрезе № 565 (600 мг/кг), минимальное — в разрезе № 153 (41 мг/кг). Выявлены разнонаправленные процессы: в 4 случаях содержание подвижного фосфора выросло, в трех — снизилось. Повышение содержания в отдельных случаях можно объяснить остаточным действием удобрений, вносимых в период интенсивного окультуривания после 1979 г., когда минеральные удобрения вносились в дозе до 300 кг/га в действующем веществе.

Содержание обменного калия (рис. 15) увеличилось с 59 до 77 мг/кг (+31%). Однако, несмотря

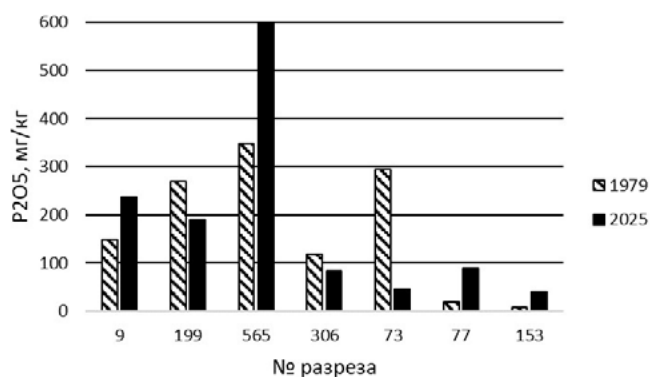


Рис. 14. Динамика содержания подвижного фосфора в пахотных горизонтах почв

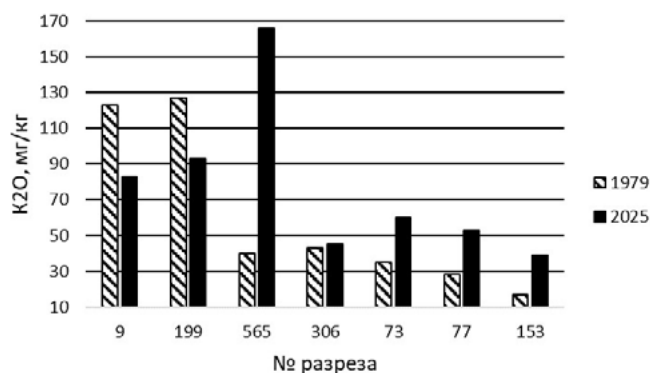


Рис. 15. Динамика содержания обменного калия в пахотных горизонтах почв

на то что в почвах пяти из семи участков содержание этого элемента увеличилось, а среднее изменение составило +18 мг/кг, статистически значимых различий не выявлено. Это связано с высокой вариабельностью изменений, что не позволяет пока говорить об устойчивом тренде.

Заключение

В статье рассмотрены изменения свойств дерново-подзолистых почв Сланцевского района Ленинградской области на залежах 18–20 лет. В пахотных горизонтах выявлено статистически значимое увеличение содержания гумуса в среднем на 79%, что свидетельствует в пользу проградационных процессов в почвах под залежами. Изменение кислотности, содержания подвижного фосфора

и обменного калия статистически не значимо из-за большой вариабельности и разнонаправленности процессов. Влияние интенсивного окультуривания прослеживается в почвенном профиле и пахотном слое, однако почвы уже стремятся к устойчивым показателям, характерным для почв тех природных условий, в которых они сформировались. В целом, морфологические (мощность гумусового профиля 25–35 см) и агрохимические (слабокислая реакция среды и высокая степень гумусированности) свойства изученных почв позволяют вернуть эти залежи в сельскохозяйственный оборот с относительно невысокими затратами на мероприятия по воспроизводству плодородия. Таким образом, данная работа имеет практическую значимость для определения очередности ввода и выбора направления сельскохозяйственной деятельности.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Агроэкологическое состояние и перспективы использования земель России, выбывших из активного сельскохозяйственного оборота / под ред. акад. Г. А. Романенко. — М.: ФГНУ «Росинформагротех», 2008.
2. Амелин А. В., Казьмин В. М., Рыжов И. А., Абакумов Н. И. Состояние почвенного плодородия земель, выведенных из сельскохозяйственного оборота в Орловской области // Агрохимический вестник. — 2013. — № 3. — С. 15–17.
3. Анненков С. А., Белоконов А. Л., Неведров Н. П. Агрохимическая характеристика залежных земель северо-западного (Свапского) района Курской области // Вестник Воронежского государственного университета. Серия: География. Геоэкология. — 2017. — № 2. — С. 36–39.
4. Анарин Б. Ф., Долотов В. А., Семенова Н. Н. Методические рекомендации по выявлению мас-
5. сивов заброшенных пашен / Почвенный институт имени В. В. Докучаева. — Москва, 1990.
6. Анарин Б. Ф., Сухачёва Е. Ю., Лазарева М. А. Почвенное разнообразие Ленинградской области. — СПб.: Наука, 2021. — 183 с.
7. Аргунова В. А. Исследование форм и миграции фосфора в подзолистых почвах: автореф. дис. ... канд. с/х наук / Московская ордена Ленина и ордена Трудового Красного Знамени сельскохозяйственная академия им. К. А. Тимирязева. — Москва, 1974. — 22 с.
8. Бурдуковский М. Л., Перепелкина П. А. Агроэкологическое состояние почв и восстановление растительности в залежных экосистемах // Биота и среда природных территорий. — 2022. — Т. 10. — № 2. — С. 28–36.
9. Голозубов О. М., Наумов В. Д., Некрасов Р. В., Добротворская Н. И., Литвинов Ю. А.,

- Минаев Н. В., Каменных Н. Л., Шкуркин С. И., Павлова Л. В., Ермаков А. А. Проведение почвенного обследования сельскохозяйственных земель: научно-методические рекомендации. — М.: ФГБНУ «Росинформагротех», 2022. — 188 с. — ISBN 978-5-9238-0270-2.
9. ГОСТ 12536-2014. Грунты. Методы лабораторного определения гранулометрического (зернового) и микроагрегатного состава. — М.: Стандартинформ, 2019. — 23 с.
10. ГОСТ 26212-2021. Почвы. Определение гидролитической кислотности по методу Каппена в модификации ЦИНАО. — М.: ФГБУ «Институт стандартизации», 2021. — 13 с.
11. ГОСТ 26213-2021. Почвы. Методы определения органического вещества. — М.: ФГБУ «Институт стандартизации», 2021. — 13 с.
12. ГОСТ 26483-85. Почвы. Приготовление солевой вытяжки и определение ее pH по методу ЦИНАО (с Изменением № 1). — М.: Издательство стандартов, 2022. — 6 с.
13. ГОСТ 26487-85. Почвы. Определение обменного кальция и обменного (подвижного) магния методами ЦИНАО. — М.: Издательство стандартов, 1985. — 14 с.
14. ГОСТ Р 54650-2011. Почвы. Определение подвижных соединений фосфора и калия по методу Кирсанова в модификации ЦИНАО. — М.: Стандартинформ, 2012. — 14 с.
15. Данилов Д. А., Жигунов А. В., Рябинин Б. Н., Вайман А. А. Оценка состояния лесных и постагрогенных почв Ленинградской области и перспективы интенсивного лесовыращивания на этих территориях // Известия Санкт-Петербургской лесотехнической академии. — 2018. — Вып. 223. — С. 47–63.
16. Данилов Д. А., Шестаков В. А., Шестакова Т. А., Эндерс О. О. Сукцессионные стадии восстановления древесной растительности на постагрогенных землях Ленинградской области // Известия Санкт-Петербургской лесотехнической академии. — 2020. — Вып. 233. — С. 60–80. — DOI: 10.21266/20794304.2020.233.60-80.
17. Данилов Д. А., Зайцев Д. А., Януш С. Ю., Яковлев А. А., Иванов А. А., Вайман А. А. Агрохимическое состояние постагрогенных почв на плакорной возвышенности юго-запада Ленинградской области // Journal of Agriculture and Environment. — 2022. — Т. 8 (28). — С. 1–10.
18. Доклад о состоянии и использовании земель сельскохозяйственного назначения Российской Федерации в 2024 году / Министерство сельского хозяйства Российской Федерации. — М.: «Росинформагротех», 2025. — 380 с. — URL: <http://rshzm.ru/report>. — Текст: электронный.
19. Дричко В. Ф., Литвинович А. В., Павлова О. Ю., Чернов Д. В., Буре В. М. Скорости изменения кислотно-основных параметров, содержания общего углерода и состава гумуса в дерново-подзолистой песчаной почве при переходе от пашни к лесу при сукцессии залежных земель // Агрохимия. — 2015. — № 11. — С. 19–29.
20. Иванов А. И., Суханов П. А., Дымова Е. А., Воробьев В. А. Влияние различных систем удобрения на микроэлементный состав дерново-подзолистой почвы // Агрохимия. — 2010. — № 12. — С. 3–9.
21. Кашин В. И., Митин С. Г., Багиров В. А., Долгушкин Н. К. [и др.] Агроэкологическое состояние и перспективы вовлечения земель в сельскохозяйственное производство / под ред. А. В. Гордеева, А. Л. Иванова. — М.: ООО «Издательство МБА», 2023. — 156 с.
22. Кирейчева Л. В., Юрченко И. Ф. Диагностика деградационных процессов на неиспользуемых сельскохозяйственных землях // International agricultural journal. — 2021. — № 2. — С. 109–120.
23. Классификация и диагностика почв СССР / Почвенный институт им. В. В. Докучаева / сост. В. В. Егоров [и др.]. — М.: «Колос», 1977. — 224 с.
24. Леднев А. В., Дмитриев А. В. Зависимость агрохимических показателей залежных земель, расположенных на аккумулятивном направлении вещественно-энергетического потока, от срока зарастания и типа почв // Российская сельскохозяйственная наука. — 2016. — № 5. — С. 27–32.
25. Леднев А. В., Дмитриев А. В., Пегова Н. А., Попов Д. А. Влияние степени исходного окультуривания на агрохимические показатели залежных дерново-подзолистых почв // Российская сельскохозяйственная наука. — 2018. — № 6. — С. 36–38.
26. Леднев А. В., Дмитриев А. В., Попов Д. А. Изменение агрохимических показателей залежных дерново-подзолистых почв при их освоении в пашню // Российская сельскохозяйственная наука. — 2020. — № 5. — С. 42–45.
27. Литвинович А. В., Павлова О. Ю. Трансформация состава гумуса дерново-подзолистых почв легкого гранулометрического состава под действием возрастающих доз извести и в постагрогенный период // Почвоведение. — 2010. — № 11. — С. 1362–1369.
28. Литвинович А. В., Бакина Л. Г., Павлова О. Ю., Лаврищев А. В. Устойчивость органического вещества и кальция известкованной почвы к вымывающему действию воды // Агрохимия. — 2017. — № 3. — С. 58–68.
29. Литвинович А. В., Павлова О. Ю., Лаврищев А. В., Буре В. М. Изучение показателей поч-

- венного плодородия окультуренной дерново-подзолистой песчаной почвы на разных стадиях формирования природных экосистем // *Агрохимия*. — 2022. — № 6. — С. 14–27. — DOI: 10.31857/S0002188122060084.
30. Люри Д. И., Горячкин С. В., Караваева Н. А., Денисенко Е. А., Нефедова Т. Г. Динамика сельскохозяйственных земель России в 20 веке и постагрогенное восстановление растительности и почв. — М.: ГЕОС, 2010. — С. 416.
31. Методические указания по проведению комплексного мониторинга плодородия почв земель сельскохозяйственного назначения / Всерос. НИИ агрохимии, Почвенный ин-т, ГЦАС. — Москв., 2003. — 107 с.
32. Митрофанов Ю. И. Динамика некоторых критериев почвенного плодородия в условиях несбалансированного земледелия // *Аграрная наука Евро-Северо-Востока*. — 2017. — № 1 (56). — С. 53–59.
33. Митрофанов Ю. И., Петрова Л. И., Гуляев М. В. Агрохимические свойства осушаемых почв при разных режимах их использования // *Плодородие*. — 2016. — № 2. — С. 23–25.
34. Нечаева Т. В. Залежные земли России: распространение, агроэкологическое состояние и перспективы использования (обзор) // *Почвы и окружающая среда*. — 2023. — Т. 6. — № 2.
35. Нечаева Т. В., Смоленцева Е. Н. Сравнительная характеристика свойств и агрохимического статуса почв разного типа землепользования в лесостепи Западной Сибири // *Почвы и окружающая среда*. — 2024. — Т. 7 — № 3. — С. 1–20.
36. О Государственной программе эффективного вовлечения в оборот земель сельскохозяйственного назначения и развития мелиоративного комплекса Российской Федерации / Постановление Правительства РФ от 14.05.2021 № 731 / Официальный интернет-портал правовой информации. — URL: pravo.gov.ru. — Текст: электронный.
37. Почвы и рекомендации по их использованию совхоза «Аврора» Сланцевского района Ленинградской области / Институт «СЕВЗАПГИПРОЗЕМ». — Ленинград, 1979. — 123 с.
38. Система земледелия и землеустройство совхоза «Аврора» Сланцевского района Ленинградской области / Институт «СЕВЗАПГИПРОЗЕМ», — Ленинград, 1985. — 161 с.
39. Смотрина Ю. А., Скребенков Е. А., Захожий И. Г., Далькэ И. В., Лаптева Е. М. Динамика свойств почв в постагрогенных экосистемах с *Utricleum Sosnowskyi* // *Материалы XXI Всероссийской научно-практической конференции с международным участием «Биодиагностика состояния природных и природно-техногенных систем»*. — Киров. 2023. — С. 157–159
40. Статистический сборник «Растениеводство Ленинградской области в 2025 году». — Петрозават., 2026. — 65 с.
41. Суханов П. А., Комаров А. А. Динамика агроресурсного потенциала в хозяйствах Ленинградской области // *Агрохимический вестник*. — 2013. — № 5. — С. 5–7.
42. Токавчук В. В., Сорокина О. А. Оценка влияния леса на агрохимические свойства почв залежей лесостепной зоны // *Вестник КрасГА У*. — 2009. — № 6. — С. 9–17.
43. Чебыкина Е. В., Котьяк П. А., Таран Т. В. Агроэкологическая оценка дерново-подзолистой глееватой почвы агроценоза и залежи в условиях Ярославской области // *Мелиорация и гидротехника*. — 2025. — Т. 15. — № 3. — С. 309–328.
44. Nikonova G. N. Dynamics of the territorial structure of agricultural land use in the Leningrad region // *Baltic Region*. — 2025. — Vol. 17. — № 4. — P. 136–159. — DOI: 10.5922/2079-8555-2025-4-7.

КОРОЛЁВ ВЛАДИМИР АЛЕКСАНДРОВИЧ
(1948–2026 гг.)



4 апреля 2026 года в возрасте 77 лет после тяжелой болезни ушел из жизни профессор кафедры инженерной и экологической геологии геологического факультета МГУ им. М. В. Ломоносова, доктор геолого-минералогических наук Королёв Владимир Александрович

Владимир Александрович родился 4 сентября 1948 г. в г. Москве. После окончания средней школы с 1966 г. работал в проектном институте, а с 1968 г. на геологическом факультете МГУ им. М. В. Ломоносова. В 1973 году без отрыва от производства окончил вечернее отделение геологического факультета МГУ им. М. В. Ломоносова по кафедре инженерной геологии и охраны геологической среды.

В 1968–1971 гг. принимал участие в геологических экспедициях по изучению ряда нефтегазовых бассейнов на Северном Кавказе (Ставропольский и Краснодарский край). В 1974–1979 гг. участвовал в геологических экспедициях и полевых инженерно-геологических исследованиях по технической мелиорации грунтов и инженерной геологии различных районов России и Средней Азии (Казахстан, Таджикистан).

В 1977 году окончил аспирантуру геологического факультета МГУ, защитив под руководством Р. И. Злочевской и академика Е. М. Сергеева кандидатскую диссертацию. Затем Владимир

Александрович работал младшим научным сотрудником Проблемной лаборатории по физико-химическому закреплению грунтов геологического факультета МГУ, а с 1979 года — ассистентом кафедры инженерной геологии и охраны геологической среды.

В 1990 году в МГУ он защитил докторскую диссертацию на тему «Термодинамика дисперсных немёрзлых грунтов» и с этого момента работал доцентом, а с 1993 года профессором той же кафедры. Основные направления научных исследований Владимира Александровича были связаны с решением фундаментальных проблем инженерной геологии, грунтоведения, механики грунтов, технической мелиорации грунтов, мониторинга геологической среды и экологической геологии. Им установлены закономерности электрокинетических процессов, а также других сопряженных процессов массопереноса в глинистых грунтах.

В. А. Королёв неоднократно избирался членом Ученого совета геологического факультета МГУ им. М. В. Ломоносова, с 1992 г. был членом Научного совета РАН по проблемам геоэкологии, инженерной геологии и гидрогеологии, с 1989 г. член-корреспондентом Московского общества испытателей природы (МОИП), а с 1999 г. член-корреспондентом Российской академии естественных наук (РАЕН).

В рамках своей педагогической деятельности на геологическом факультете МГУ Владимир Александрович читал ряд курсов по инженерной геологии и экологической геологии, в том числе новых, разработанных им лично, таких как: «Термодинамика грунтов», «Мониторинг геологической среды», «Очистка грунтов от загрязнений» и др., вёл учебную геологическую практику в Крыму. С 1995 г. он был научным руководителем учебной практики по полевым методам инженерно-геологических, гидрогеологических, геокриологических и эколого-геологических исследований в Звенигороде. В. А. Королев подготовил 6 кандидатов наук и 5 магистров, более 35 дипломников и бакалавров.

За заслуги в области науки и подготовки высококвалифицированных специалистов В. А. Королев был награждён Почетными грамотами Министерства высшего и среднего образования СССР (1988) и РФ (1998), Почетным знаком Министерства природных ресурсов и экологии «Отличник разведки недр РФ» (2010). Он трижды (1995, 1997, 2000 гг.) становился Лауреатом государственной стипендии РАН «Выдающиеся ученые России» Владимиру Александровичу также было присвоено звание Заслуженный работник высшей школы Российской Федерации (2011).

В. А. Королев — автор более чем 360 научных работ, в том числе 25 монографий, включая 6 учебников и учебных пособий. Он входил в состав редколлегии журналов «Инженерная геология», «Инженерные изыскания» и «ГеоРиск», с момента основания журнала «Грунтоведение» в 2012 г. Владимир Александрович был и активным членом его редакционной коллегии, и автором, статьи которого всегда вызывали интерес, и очень внимательным рецензентом.

Владимир Александрович Королев был одним из ведущих преподавателей кафедры инженерной и экологической геологии геологического факультета МГУ им. М. В. Ломоносова, который учил студентов не только профессиональным навыкам, но и воспитывал их примером своего творческого служения Науке, отношения к инженерной геологии, делу, которому он отдавал все свои силы и способности. Благодаря своим разносторонним знаниям, необыкновенному трудолюбию, целеустремлённости, порядочности Владимир Александрович пользовался у коллег заслуженным авторитетом и уважением. Неординарная личность, отзывчивый и доброжелательный человек, он оставил после себя много благодарных ему людей.

Светлая память о видном ученом, замечательном человеке и наставнике будет жить в сердцах друзей, коллег и учеников!

*Охотинское общество грунтоведов,
редколлегия журнала «Грунтоведение»*

СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРАХ

1. **Аверкина Татьяна Ивановна**, кандидат геолого-минералогических наук, кафедра инженерной и экологической геологии геологического факультета Московского государственного университета им. М. В. Ломоносова, доцент,
Россия, 119234, г. Москва, ГСП-1, Ленинские горы, д. 1,
тел. +7 (916) 458-37-49
averkinati@yandex.ru
2. **Вознесенский Евгений Арнольдович**, член-корреспондент РАН, доктор геолого-минералогических наук, директор Института геоэкологии им. Е. М. Сергеева РАН, профессор кафедры инженерной и экологической геологии геологического факультета Московского государственного университета им. М. В. Ломоносова,
Россия, 101000, г. Москва, Уланский пер., д. 13 стр. 2,
тел. +7 (495) 623-31-11,
eugene@geoenv.ru
3. **Галкин Александр Николаевич**, доктор геолого-минералогических наук, кафедра экологии и географии Витебского государственного университета им. П. М. Машерова, профессор,
Республика Беларусь, 210038, г. Витебск, Московский пр., д. 33,
тел. +375 (29) 518-65-72,
galkin-alexandr@yandex.ru
4. **Гравис Маргарита Владимировна**, кафедра инженерной и экологической геологии геологического факультета Московского государственного университета им. М. В. Ломоносова, аспирант,
Россия, 119234, г. Москва, ГСП1, Ленинские горы, д. 1,
тел. +7 (915) 325-45-38,
mv.gravis@gmail.com
5. **Горячкин Владимир Николаевич**, Ленинградский филиал ФГБУ «РосАгрохимслужба», директор филиала, аспирант СПб ГАУ,
Россия, 196608, г. Санкт-Петербург, г. Пушкин, ш. Подбельского, д. 9, лит. А,
тел. +7 (921) 380-90-01,
vova.goryk1978@mail.ru
6. **Гостинцева Елена Витальевна**, Ленинградский филиал ФГБУ «РосАгрохимслужба», начальник отдела ПАИ, ОПСХ, аспирант СПбГУ,
Россия, 196608, г. Санкт-Петербург, г. Пушкин, ш. Подбельского, д. 9, лит. А,
тел. +7 (909) 593-80-89,
e.v.gostintseva@yandex.ru
7. **Дылевский Константин Олегович**, кафедра инженерной и экологической геологии геологического факультета Московского государственного университета им. М. В. Ломоносова, аспирант,
Россия, 119234, г. Москва, ГСП1, Ленинские горы, д. 1,
тел. +7 (915) 411-75-88,
k_dylevskiy@mail.ru
8. **Крыпин Данила Денисович**, Ленинградский филиал ФГБУ «РосАгрохимслужба», главный агрохимик, аспирант СПб ГАУ,
Россия, 196608, г. Санкт-Петербург, г. Пушкин, ш. Подбельского, д. 9, лит. А,
тел. +7 (999) 102-98-91,
krypind@mail.ru

9. **Лысов Дмитрий Сергеевич**, кафедра экологии и географии Витебского государственного университета им. П. М. Машерова, магистрант,
Республика Беларусь, 210038, г. Витебск, Московский пр., д. 33,
тел. +375 (29) 896-43-67,
dmitr123456789@mail.ru

10. **Новгородова Маргарита Алексеевна**, кафедра инженерной геологии гидрогеологического факультета ФГБОУ ВО «Российский государственный геологоразведочный университет им. Серго Орджоникидзе» (МГРИ), старший преподаватель,
Россия, 117997, г. Москва, ГСП-7, ул. Миклухо-Маклая, д. 2, 3
тел. +7 (909) 639-17-27
novgorodovama@mgri.ru

11. **Павловский Александр Илларионович**, кандидат географических наук, Белорусский национальный технический университет, заведующий кафедрой горных работ, доцент,
Республика Беларусь, 220013, г. Минск, пр. Независимости, д. 65,
тел. +375 (29) 127-76-96,
aipavlovsky@mail.ru

12. **Савченко Даниил Сергеевич**, лаборатория геокриологии им. Г. З. Перльштейна Института геоэкологии им. Е. М. Сергеева РАН, младший научный сотрудник; лаборатория исследования влияния геологических факторов на физико-химическое закрепление грунтов геологического факультета Московского государственного университета им. М. В. Ломоносова, младший научный сотрудник; ООО «Соилбокс», инженер-исследователь
Россия, 101000, г. Москва, Уланский пер., д. 13 стр. 2,
тел. +7 (495) 623-31-11, danilsavch@yandex.ru

13. **Самарин Евгений Николаевич**, доктор геолого-минералогических наук, кафедра инженерной и экологической геологии геологического факультета Московского государственного университета им. М. В. Ломоносова, доцент,
Россия, 119234, г. Москва, ГСП1, Ленинские горы, д. 1,
тел. +7 (495) 939-44-01,
samarinen@mail.ru

Сдано в набор: 29.06.2026. Подписано в печать: 10.07.2026. Формат бумаги 60 × 88 1/8
Цифровая печать. Тираж 50 экз.

Учредитель: Охотинское общество грунтоведов

Отпечатано в типографии «СВЕН»