

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова

Географический факультет

Научно-исследовательская лаборатория эрозии почв
и русловых процессов имени Н.И. Маккавеева

ЭРОЗИЯ ПОЧВ И РУСЛОВЫЕ ПРОЦЕССЫ

Выпуск 20

Под редакцией профессора Р.С. Чалова

Географический факультет МГУ
Москва

2018

УДК 6.31.4: 55.3

ББК 26

Э74

Э74 Эрозия почв и русловые процессы // Тр. Науч.-исслед. лаборатории эрозии почв и русловых процессов имени Н.И. Маккавеева МГУ имени М.В. Ломоносова. Вып. 20. / Под ред. проф. Р.С. Чалова. М.: Географический факультет МГУ. 2018. 271 с.

Сборник представляет собой очередной выпуск трудов Научно-исследовательской лаборатории эрозии почв и русловых процессов имени Н.И. Маккавеева МГУ. В статьях сборника приводятся результаты завершённых многолетних исследований, выполненных по госбюджетной теме НИР лаборатории, по грантам РФФИ и других фондов, госконтрактам и хоздоговорам. Рассматриваются как фундаментальные, так и прикладные проблемы учения об эрозионных и русловых процессах (эрозио- и русловедения). Ряд статей основываются на региональном материале, результатах экспериментальных исследований. Представляет интерес для гидрологов, геоморфологов, почвоведов, гидротехников, специалистов по водным путям, эрозионным и русловым процессам.

Сборник подготовлен по плану НИР (госзадание) научно-исследовательской лаборатории эрозии почв и русловых процессов им. Н.И. Маккавеева

Рецензенты:

доктор географических наук, профессор И.И. Рысин
кандидат географических наук О.А. Борсук

Печатается по постановлению Учёного совета географического факультета Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова

УДК 6.31.4: 55.3

ББК 26

ISBN

© Географический факультет МГУ, 2018
© Научно-исследовательская лаборатория эрозии почв
и русловых процессов им. Н.И. Маккавеева, 2018
© Коллектив авторов, 2018

Научное издание

Эрозия почв и русловые процессы, вып. 20

Подписано в печать 2018. Заказ №

Формат 60x84/16. Усл. печ. л. 17. Тираж 200 экз.

ООО «Компания ПринтКоВ». 105064, г. Москва, ул. Земляной Вал, д. 7

СОДЕРЖАНИЕ

Р.С. Чалов ЛАБОРАТОРИЯ ЭРОЗИИ ПОЧВ И РУСЛОВЫХ ПРОЦЕССОВ МГУ – ОРГАНИЗАЦИОННОЕ ОФОРМЛЕНИЕ МАККАВЕЕВСКОЙ НАУЧНОЙ ШКОЛЫ	4
Л.Ф. Литвин, О.Г. Бушуева, Н.Г. Добровольская, З.П. Кирюхина, С.Ф. Краснов ДИНАМИКА ФЛЮВИАЛЬНОЙ ДЕНУДАЦИИ В ЭРОЗИОННО-РУСЛОВОЙ СИСТЕМЕ (НА ПРИМЕРЕ БАССЕЙНА Р. МЕДВЕДИЦЫ)	22
Г.А. Ларионов, О.Г. Бушуева, А.В. Горобец, Н.Г. Добровольская, С.Ф. Краснов, Л.Ф. Литвин, Е.Б. Варламов ВЛИЯНИЕ ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ГРУНТОВ И ВОДЫ В СКЛОНОВЫХ ПОТОКАХ НА ИХ ПРОТИВОЭРОЗИОННУЮ СТОЙКОСТЬ	36
С.Н. Ковалев ИЗМЕНЕНИЕ ТИПОВ СОПОДЧИНЕНИЯ ИНФРАСТРУКТУРЫ ГОРОДОВ С ОВРАЖНО-БАЛОЧНЫМИ СИСТЕМАМИ ВО ВРЕМЕНИ ..	50
С.Р. Чалов, П.Н. Терский, Д.И. Школьный, А.С. Цыпленков, В.А. Ефимов, Л. Льюмменс, В.А. Ломов, Д.А. Солодовников, В.А. Елистратова РУСЛОВЫЕ ПРОЦЕССЫ, ВОДНЫЙ РЕЖИМ И ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ РЕЧНЫХ ВОД В ПРЕДЕЛАХ ЛАХАРОВОЙ ДОЛИНЫ р. КАБЕКУ (ВУЛКАН ШИВЕЛУЧ, КАМЧАТКА)	64
А.С. Завадский, В.В. Сурков, П.П. Головлев, И.В. Крыленко, В.Л. Бабурин, М.Д. Горячко, И.Н. Крыленко, С.Н. Рулева, М.А. Самохин, Е.А. Морозова ВЕРХНЯЯ КАТУНЬ: УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ РУСЛА, ГИДРОЛОГИЧЕСКИЙ РЕЖИМ, РУСЛОВЫЕ ПРОЦЕССЫ, ИХ ЭКСТРЕМАЛЬНЫЕ И ОПАСНЫЕ ПРОЯВЛЕНИЯ, БЕРЕГОЗАЩИТНЫЕ И ПРОТИВОПАВОДКОВЫЕ МЕРОПРИЯТИЯ	81
А.С. Завадский, Д.В. Ботавин, П.П. Головлев, Л.А. Турыкин, Н.М. Михайлова, В.М. Морейдо, Е.А. Морозова, Е.В. Промахова, С.Н. Рулева ВОДНЫЙ И РУСЛОВОЙ РЕЖИМЫ ДЕЛЬТОВОГО РУКАВА р. ГАНГ (ПАДМА) НА УЧАСТКЕ СТРОИТЕЛЬСТВА АЭС «РУПШУР» (НАРОДНАЯ РЕСПУБЛИКА БАНГЛАДЕШ)	115
Р.С. Чалов, С.Н. Рулёва, А.А. Камышев, К.М. Беркович, А.С. Завадский, Н.М. Михайлова ВЕРХНЯЯ И СРЕДНЯЯ ОБЬ: РУСЛОВЫЕ ПРОЦЕССЫ И ОЦЕНКА УСЛОВИЙ УПРАВЛЕНИЯ ИМИ	149
К.М. Беркович, Л.В. Злотина, Л.А. Турыкин НАПРАВЛЕННЫЕ ВЕРТИКАЛЬНЫЕ ДЕФОРМАЦИИ И СОВРЕМЕННОЕ РАЗВИТИЕ РУСЕЛ РЕК .	196
Р.С. Чалов ПРИНЦИПЫ И МЕТОДЫ ПРОЕКТИРОВАНИЯ ДНОУГЛУБИТЕЛЬНЫХ РАБОТ НА СУДОХОДНЫХ РЕКАХ, ЭФФЕКТИВНОСТЬ ИХ ВЫПОЛНЕНИЯ И ПОСЛЕДСТВИЯ СОКРАЩЕНИЯ ИЛИ ПРЕКРАЩЕНИЯ	213
В.В. Иванов, В.Н. Коротаев, А.В. Чернов РУСЛОВЫЕ ДЕФОРМАЦИИ И СТРОЕНИЕ ПОЙМЫ В НИЖНЕМ ТЕЧЕНИИ РЕК ДОНА И ВОЛГИ	250

Г.А. Ларионов, О.Г. Бушуева, А.В. Горобец, Н.Г. Добровольская,
С.Ф. Краснов, Л.Ф. Литвин, Е.Б. Варламов

ВЛИЯНИЕ ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ГРУНТОВ И ВОДЫ В СКЛОНОВЫХ ПОТОКАХ НА ИХ ПРОТИВОЭРОЗИОННУЮ СТОЙКОСТЬ*

Введение

Оценка способности почв и грунтов противостоять размывающему действию текущей воды – одна из фундаментальных проблем русловедения и эрозиоведения. Экспериментальные и теоретические исследования этой проблемы, имеющие почти вековую историю, вскрыли чрезвычайную многофакторность взаимодействия текущей воды и подстилающего субстрата. Однако именно при изучении противоэрозионной стойкости почв недостаточно внимания, по сравнению с гидравлическими факторами, уделялось минералогическому составу почвы.

В.В. Докучаев [1886, цит. по – 1949] определял почву как «дневные» или близкие к ним горизонты горных пород, которые под воздействием воды, воздуха, растительных и живых организмов приобрели свойство плодородия. Он также подчеркивал, что почва является самостоятельным природным телом, отличающимся от других тел, в том числе и от горной породы, из которой она образовалась. Многочисленными исследованиями установлено, что такие особенности почвы как агрегированность, высокое содержание органических веществ и другие существенно сказываются на противоэрозионной стойкости этого природного тела. Вместе с тем, как существенно ни отличается почва от исходной породы, ее роднит с ней ее вещественный состав – в частности, глинистые минералы почвообразующих пород, на которых сформировались наиболее плодородные почвы во всем мире. М.С. Кузнецов [1981] отмечал, что противоэрозионная стойкость почв и грунтов в значительной мере определяется коллоидно-дисперсными материалами, преобладающими в тонких фракциях. Мало набухающие минералы типа каолинита понижают размывающие скорости, а сильно набухающие (гидрофильные) минералы типа монтмориллонита повышают противоэрозионную стойкость за счет различий в сцеплении [Седлецкий, Ларионов, 1955].

Сопротивление частиц почвы отрыву потоком воды, как правило, намного больше тех сил гидравлического происхождения, которые испытывает ложе потока в целом, а также слагающие его частицы почв. Ослабление сил сцепления между частицами почвы происходит не только за счет гид-

* Выполнено по плану НИР Научно-исследовательской лаборатории эрозии почв и русловых процессов им. Н.И. Маккавеева (ГЗ) и при финансовой поддержке РФФИ (проект № 16-05-00474).

равлических сил потока, но и благодаря молекулярному взаимодействию частиц почвы с водой как веществом дипольного строения. Сначала связи между частицами ослабляются в результате взаимодействия частиц почвы с водой, а затем частицы, лишившиеся связи с соседними, захватываются потоком [Ларионов, Бушуева и др., 2016].

Подтверждение вышеизложенного положения требует сведений о минералогическом составе тонких фракций почв, физико-химических закономерностях влияния воды на почвогрунты, а также экспериментальных исследований воздействия различных по молекулярной ориентации жидкостей на почвы разной степени гидрофильности. Это и являлось целью настоящей работы, в которой в качестве воздействующих жидкостей использовались вода и этиленгликоль, как не полярная жидкость, а размываемого материала – каолин и черноземная почва с преобладанием монтмориллонита.

Минералогический состав почв

Глинистые минералы – это гидратированные слоистые и слоисто-ленточные силикаты, образующиеся преимущественно в процессе химического выветривания или гидролиза горных пород, а также гидротермальным путем, отличающиеся от других слоистых силикатов высокой дисперсностью (размер частиц <1 мкм) и гидрофильностью, что определяет их специфические физико-химические свойства – сорбцию и ионный обмен. Они – самые распространенные и очень разнообразные породообразующие минералы верхней части земной коры, где их содержание по разным оценкам составляет до 40-50% от общего состава пород. Разнообразие глинистых минералов обуславливает широкий спектр изменения их свойств [Грунтоведение, 2005].

В большинстве почвенных типов в составе илистой фракции преобладают окристаллизованные глинистые минералы, относящиеся к подклассу слоистых силикатов. Это значит, что в их кристаллических решетках в качестве обязательного структурного компонента присутствует слой кремнекислородных тетраэдров. Наиболее широко распространенными в почвах и почвообразующих породах глинистыми минералами являются каолиниты, слюды и гидрослюды (иллиты), вермикулиты, монтмориллониты (сметиты), хлориты, почвенные хлориты и смешанослойные минералы. Помимо собственно глинистых минералов, т. е. тонкодисперсных слоистых силикатов, в составе илистых фракций почв и почвообразующих пород встречаются минералы, имеющие строение, промежуточное между ленточным и слоистым (сепиолит-палыгоскиты), а также некоторые каркасные силикаты (полевые шпаты), кварц, аморфные алюмосиликаты (группа алофанов), минералы оксидов и гидроксидов железа и алюминия (гетит, лепидокрокит, гиббсит), карбонаты и некоторые другие минералы [Соколова и др., 2005].

Минералы группы каолинита довольно часто встречаются во многих типах почв. Они относятся к двуслойным или двухэтажным слоистым силикатам и обозначаются числовым индексом 1:1. Кристаллическая ре-

сетка этих минералов состоит из двухслойных пакетов, в которых на одну сетку октаэдров приходится одна сетка кремнекислородных тетраэдров. В почвах и почвообразующих породах наиболее широко распространенными двухслойными силикатами группы каолинита являются собственно каолинит – $Al_4(OH)_8[Si_4O_{10}]$ и галлуазит – $Al_4(OH)_8[Si_4O_{10}] \cdot 4H_2O$ [Соколова и др., 2005].

Каолинит не набухает вследствие прочных водородных связей между пакетами. Удельная поверхность его невелика – от 5-7 до 25-30 м²/г. Емкость катионного обмена (ЕКО) соответственно мала и обычно не превышает 10 ммоль (+)/100 г [Орлов и др., 2005].

Каолинитовые глины содержат примерно 20-25% илистых частиц (<0,001 мм), из них 5-10% частиц коллоидных размеров (<0,00025 мм). Такие глины имеют сравнительно небольшую набухаемость и липкость [Болдырев, 1974].

В пределах бореального пояса в составе многих рыхлых почвообразующих пород различного генезиса каолинит составляет значительную долю тонких фракций в результате многократных циклов переноса и переотложения материала древних кор выветривания и продуктов выветривания гидротермально преобразованных изверженных пород [Соколова и др., 2005].

Глинистые породы с высоким содержанием монтмориллонита называют бентонитами. Минералы группы монтмориллонита – это трехслойные алюмосиликаты с решеткой типа 2:1, т. е. они содержат два слоя (две сетки) кремнекислородных тетраэдров, между которыми расположен октаэдрический слой. В мировой литературе для обозначения всех минералов группы монтмориллонита в качестве синонима часто используется термин «смектиты» [Орлов и др., 2005; Соколова и др., 2005].

Из минералов монтмориллонитовой группы в глинистых породах наиболее распространены монтмориллонит, бейделлит и нонтронит. Свойства монтмориллонита значительно отличаются от свойств каолинита. Для монтмориллонита характерна высокая удельная поверхность – 400-800 м²/г, высокая ЕКО – 100 ммоль (+)/100 г и даже выше; при набухании объем монтмориллонита возрастает в 1,5-2,5 раза [Орлов и др., 2005].

Монтмориллонитовые глины обладают, в отличие от каолинитовых, высокой набухаемостью, липкостью и связностью. Для них весьма характерным признаком является высокая степень дисперсности (до 80% частиц размером <0,001 мм, из которых 40-45% имеют размер (<0,00025 мм) [Болдырев, 1974].

Среди глинистых минералов большое место принадлежит минералам группы слюд и гидрослюд. Эти минералы также как и монтмориллонит имеют кристаллическую решетку типа 2:1 и относятся к трехслойным силикатам, но для них характерен высокий отрицательный заряд, возникающий в тетраэдрическом слое за счет замещения Si^{4+} на Al^{3+} [Орлов и др., 2005].

В почвах и почвообразующих породах слюдистые минералы, как правило, находятся в составе пылеватых фракций и представлены отдельными кристаллами, легко расслаивающимися по плоскости спайности и иногда формирующими агрегаты в форме «книжек». Гидрослюды (иллиты) присутствуют обычно в составе илистой и тонкопылевой фракций и часто образуют микроагрегаты неправильной формы [Соколова и др., 2005].

По физико-химическим свойствам гидратированные слюды более активны, чем каолиниты, но менее активны, чем смектиты. Они обладают большей величиной ЕКО, большей дисперсностью, гидрофильностью и удельной поверхностью, чем каолиниты [Грунтоведение, 2005].

Вермикулиты – это группа минералов, которые как и гидрослюды (иллиты) образуют слюдopodobные слои. Вермикулиты относятся к трехслойным силикатам с типом решетки 2:1. Заряд элементарной ячейки вермикулитов меньше, чем у слюд и гидрослюд, но больше, чем в монтмориллонитах. Вследствие этого по своим свойствам они занимают промежуточное положение между слюдами и монтмориллонитом [Орлов и др., 2005].

Минералы группы хлоритов относятся к четырехслойным слоистым силикатам и обозначаются индексом 2:1:1. В их кристаллической решетке трехслойные пакеты 2:1 чередуются с еще одним добавочным октаэдрическим слоем. Невыветрелые хлориты вследствие малой ЕКО и относительно низкой степени дисперсности не оказывают существенного влияния на сорбционные свойства почв. Однако, минералы этой группы редко бывают преобладающим компонентом в составе тонкодисперсных фракций [Соколова и др., 2005].

Смешанослойные минералы образуют обширную, но очень плохо изученную группу минералов, структура которых сложена не однотипными пакетами, а пакетами, принадлежащими различным индивидуальным минералам. Чередование пакетов может быть упорядоченным, когда определенный набор и последовательность пакетов повторяются периодически; возможно и неупорядоченное чередование пакетов, когда последние расположены в случайной последовательности. Диагностика смешанослойных минералов достаточно сложна [Орлов и др., 2005]. Поэтому невозможно выделить свойства, характерные для всей группы смешанослойных структур. Эти свойства варьируют в очень широких пределах – в зависимости от входящих в смешанослойные образования компонентов, их соотношения и чередования в пространстве.

В составе тонкодисперсных фракций почв и почвообразующих пород смешанослойные минералы могут иметь различное происхождение. Частично их генезис связан с процессами выветривания и почвообразования, частично – с гидротермальными и другими негипергенными процессами. Широко распространенные в почвах смешанослойные иллит-вермикулитовые и иллит-монтмориллонитовые минералы обычно являются продуктами выветривания слюдистых силикатов [Соколова и др., 2005].

Таким образом, важнейшие физико-химические и водно-физические свойства почв и глинистых пород – емкость катионного обмена, гидрофильность, связность, липкость, реакция среды – находятся в прямой зависимости от их минералогического состава.

Физико-химические основы действия воды на почвогрунты

Современные взгляды на физико-химические аспекты взаимодействия воды и почвогрунтов, наиболее полно изложены в работе В.И. Осипова [2013], на которую мы в основном и опираемся ниже.

Наряду с внешними напряжениями, обусловленными земным тяготением, гидростатическим давлением, механическим воздействием на почву разнообразных сельскохозяйственных орудий, в каждой точке дисперсной почвенной среды действуют внутренние напряжения, развитие которых связано с развитием физико-химических процессов вследствие различных поверхностных явлений на границах минерал - воздух и минерал - жидкость. К таким явлениям относятся образование двойного электрического слоя частиц, образование на поверхности частиц гидратных пленок связанной воды.

Дисперсные образования существуют в природе благодаря наличию тонких гидратных пленок на поверхности минеральных частиц. Благодаря этим пленкам дисперсным системам свойственны такие способности как агрегация, диспергация, пластичность, набухаемость, сжимаемость и многие другие. Согласно физико-химической теории эффективных напряжений в грунтах, устойчивость и неустойчивость дисперсных систем, к которым относятся и почвы, определяется соотношением сил притяжения и отталкивания между частицами. В основе сил притяжения лежат межмолекулярные взаимодействия (силы Ван-дер-Вальса). Силами отталкивания являются электростатические взаимодействия, возникающие в результате перекрывания внешних (диффузных) частей двойных электрических слоев частиц, так как в этом случае одноименные частицы отталкиваются. Другая причина, препятствующая сближению частиц, кроется в образовании адсорбированной воды на минеральной поверхности, обладающей специфическими структурными свойствами. Толщина устойчивых граничных водных прослоек, соответствует термодинамическому равновесию сил притяжения и отталкивания между взаимодействующими телами. Любое изменение термодинамического или механического равновесия между частицами приводит к изменению гидратной пленки и напряжений в ней. Избыточное давление, которое проявляет межфазная прослойка жидкости при ее утончении или утолщении получило название расклинивающего давления.

Впервые понятие расклинивающего давления тонких граничных пленок воды было введено Б.В. Дерягиным и М.М. Кусаковым [1936]. Из зарубежных ученых большой вклад в исследование данного вопроса внесли J.N. Israelachvili [1978] и S. Marćelja и N. Radić [1976]. С позиций термодинамики под расклинивающим давлением гидратных пленок понимается разность давления внутри пленки между двумя частицами и в объемной

фазе жидкости. Величина расклинивающего давления зависит от толщины пленки в контактном зазоре. В свою очередь расстояние между поверхностями соседних частиц определяется суммарным действием сил притяжения и отталкивания твердых поверхностей соседних частиц.

Расклинивающее действие может быть как положительным, т.е. препятствовать уменьшению толщины пленки, так и отрицательным – способствовать ее утоньшению. Изменение толщины пленки процесс достаточно медленный.

На межфазных границах твердых тел, жидкостей и газов действуют силы молекулярной природы – силы Ван-дер-Ваальса. Суммарная величина этих сил зависит от степени дисперсности материала, поэтому они играют большую роль в процессах, происходящих в глинистых минералах. F. London [1930] впервые измерил дальность взаимодействия межмолекулярных сил. Позже трудами Е.М. Лифшица [1955] и других отечественных исследователей [Дзялошинский и др., 1961; Лифшиц, Питаевский, 1978] было установлено, что силы молекулярного взаимодействия убывают быстрее, чем следует из работ Ф. Лондона. Так энергия молекулярного притяжения для сферических частиц убывает пропорционально квадрату расстояния, для толстых пластин – кубу, и четвертой степени – для тонких частиц.

Частицы глинистых минералов несут положительные и отрицательные заряды, в области которых концентрируются противоионы. Таким образом, на поверхности частиц образуется двойной электрический слой. При наличии влаги в виде адсорбированного слоя происходит гидратация слоя противоионов, в результате которой их взаимодействие с зарядом частицы ослабляется и компенсационный слой противоионов размывается и делится на адсорбционный слой противоионов – слой Штернберга и диффузный слой противоионов – слой Гуи-Чэпмена. В диффузный слой противоионов за счет осмоса проникают молекулы воды, что приводит к утолщению диффузного слоя, и наконец, число ионов и катионов выравнивается. Диффузный слой намного толще адсорбционного и распространяется от поверхности частиц до 100 нм (10^{-7} м) и более [Осипов, 2013].

Глинистые минералы даже в воздушной среде адсорбируют молекулы воды и удерживают их в физически связанном состоянии. Прочная связь адсорбционной пленки воды создается благодаря эпитахии – изменению структуры молекул воды под воздействием центров притяжения на базальной плоскости частицы. Вода в адсорбированном состоянии отличается от свободного состояния. Она не передает гидростатического давления, не обладает способностью взвешивания, а вязкость ее в 3-5 раз выше, чем у свободной воды. При сближении глинистых частиц до перекрытия адсорбированных пленок воды возникают силы отталкивания, обусловленные структурно-механическими свойствами адсорбированных пленок. Эти силы называются структурной компонентой расклинивающего давления. Радиус действия структурных сил зависит от степени лиофильности базальной плоскости частиц. Структурная составляющая расклинивающего давления

действует в тонких пленках толщиной менее 5 нм. Гидрофобизация поверхности заметно снижает радиус действия структурных сил, вплоть до полного их исчезновения.

Рассмотренные выше компоненты расклинивающего давления действуют одновременно и изменяются по различным закономерностям в зависимости от толщины гидратной пленки. При этом молекулярная составляющая имеет отрицательное значение, т.е. стремиться сблизить частицы. Электростатическая и структурная компоненты положительны и препятствуют сближению частиц.

Электростатическая компонента характеризуется наибольшим дальнодействием. В разбавленных растворах оно может достигать 300-500 нм. Молекулярная компонента проявляет наибольшее влияние при толщине пленок менее 50 нм [Осипов, 2013].

Объекты и методы исследований

Модельные образцы были изготовлены из пахотного горизонта (0-20 см) выщелоченного легкоглинистого чернозёма (Воловский район, Тульская область), обогащенного каолина (марка КЕ-2, Еленинское месторождение) и кварцевого песка (Тверская область, фракция 0,25-1,0 мм). Еленинское месторождение элювиальных каолинов расположено в Карталинском районе Челябинской области и генетически связано с линейно-трещинной корой выветривания крупнозернистых порфировидных микроклиновых гранитов Джабык-Карагайского массива [Солодкий и др., 2009].

По данным официального сайта Новокаолинового горно-обогатительного комбината (НГОК) содержание минеральных компонентов в обогащенном каолине (марка КЕ-2) составляет: каолинит – 84%, кварц – 8%, гидрослюда – 7%, полевошпат – 1%, серицит – следы. Содержание частиц с размерами <5 мкм – 30±5%, <20 мкм – 60±5%, <63 мкм – 99,4% [ТУ 5729-070-00284530-96].

Из пахотного горизонта почвы путем сухого просеивания отбирали агрегаты фракций размерами 1–2 и <0,25 мм. Гранулометрический состав и некоторые другие характеристики пахотного горизонта почвы приведены в таблице 1. Навески воздушно-сухой почвы (фракции 1-2 и <0,25 мм) каолина или песчано-каолиновой смеси помещали в металлические бюксы и за 18-20 часов до начала эксперимента смачивали водой или этиленгликолем. Влажность навесок доводили до 24% от массы воздушно-сухой пробы.

Непосредственно перед экспериментом увлажненные навески модельных проб перемешивали на листе пергамина и делили на три равные части. Небольшими порциями первую и вторую части переносили в кассету с вложенным в нее деревянным вкладышем длиной в 20 мм, разравнивали и каждую часть отдельно уплотняли деревянным стержнем квадратного сечения, плотно без зазоров входившим в кассету. После закладки второй части образца на кассету ставили надставку такого же сечения, что и кассета, и переносили в нее оставшуюся часть пробы. Как и в первых двух случаях

материал в надставке разравнивали по дну и затем в нее вставляли квадратный деревянный стержень, по высоте в точности равный надставке. Затем кассету с надставкой и стержнем помещали в винтовой пресс и вращали винт до упора. Таким образом, поверхность модельных образцов приводили вровень с обрезом кассеты, а их среднюю плотность доводили до заданного значения в $1,3 \text{ г/см}^3$, или определяли расчетным способом, если оставался остаток пробы.

Таблица 1. Физико-химические и физические свойства пахотного горизонта чернозема

Содержание ОВ*, %	pH _{H2O}	pH _{KCl}	ммоль(экв)/100 г почвы, **				Σ частиц <0,01 мм, %
			% от суммы обменных оснований				
5,79	6,53	5,58	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	50,9
			30,4	3,58	следы	0,97	

Примечание: ОВ* – массовая доля органического вещества, по Тюрину; ** – обменные основания по Шолленбергеру.

Здесь и в таблице 2 Физико-химические анализы, гранулометрический и минералогический состав почвы выполнены в Почвенном институте им. В.В. Докучаева.

В экспериментах использовали гидродинамическую трубу прямоугольного сечения с внутренними размерами 19,5 и 29,9 мм общей длиной L=1020 мм, изготовленную из плексигласа толщиной 12 мм (рис. 1).

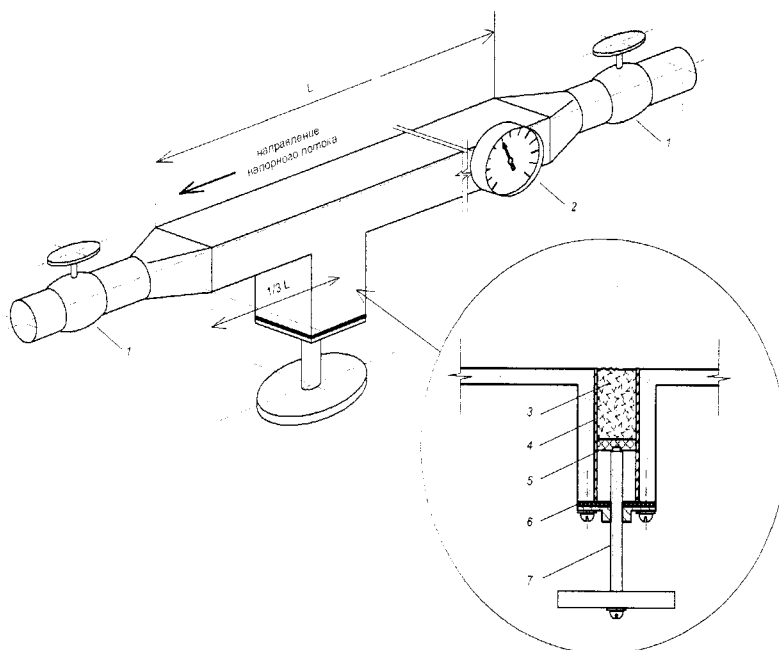


Рис. 1. Схема гидродинамической трубы: 1 – регулировочный кран, 2 – манометр, 3 – образец почвы, 4 – кассета, 5 – плунжер, 6 – резиновая уплотнительная прокладка, 7 – подающий винт.

Кассету с модельным образцом помещали в проем в стенке трубы и фиксировали там закрепительным винтом, что исключало ее продольное перемещение в процессе экструзии пробы из кассеты подающим винтом в течение опыта.

Предварительно подбирали степень открытия впускного и выпускного вентиля с тем, чтобы обеспечивать скорость потока в трубе близкую к 1,0 м/с (0,98-1,04 м/с). Расход воды измеряли с помощью водомерного счётчика и видеокамеры. Так как скорость размыва почвы зависит от температуры воды [Ларионов и др., 2014], то в продолжение опыта ее поддерживали в узком диапазоне. После пуска воды по мере размыва пробу постепенно выдавливали из кассеты с тем расчетом, чтобы поверхность образца находилась на уровне дна трубы в течение всего опыта.

Опыт продолжали до полного размыв образца или в течение 30 мин. Во втором случае остатки образца извлекали из кассеты и высушивали до воздушно-сухого состояния и взвешивали. Интенсивность размыва вычисляли как частное от деления смытой массы образца на время и приводили к площади, равной 1 м². Эродируемость определяли путем деления интенсивности размыва на куб скорости потока. Опыты проводили в 3-6-кратной повторности.

По данным минералогического состава илистой фракции (<1 мкм) пахотного горизонта чернозема ее содержание составляет 25,5% и представлено следующими компонентами: сложными неупорядоченными смешанослойными образованиями слюда-сметитового типа с различным сочетанием слюдистых и сметитовых пакетов кристаллитах, гидрослюдами, каолинитом, хлоритом (табл. 2).

Таблица 2. Соотношение минералов в илистой фракции (<1 мкм) пахотного горизонта чернозема

Содержание фракции <1 мкм, %	Фракция <1 мкм, %				Почва в целом, %			
	Смешанослойные минералы	Гидрослюда	Хлорит	Каолинит	Смешанослойные минералы	Гидрослюда	Хлорит	Каолинит
25,50	44,5	31,5	1,9	22,0	11,4	8,0	0,5	5,6

По данным рентген-дифрактометрического анализа смешанослойные слюда-сметитовые образования относятся к категории сильно разупорядоченных и выделяются с высоким (более 50%) содержанием сметитовых пакетов и низким (менее 50%) слюдистых. Гидрослюдистый компонент представляет собой смесь биотитовых и мусковитовых разновидностей слюд. Каолинит по параметрам рефлексов при 0,71 и 0,357 нм отнесен к категории несовершенного. Хлорит по интенсивностям рефлексов принадлежит к магнезиально-железистым сильно деградированным хлоритам. В илистой фракции также присутствуют зерна кварца илистой размерности.

Представленное соотношение основных минералов в илистой фракции является довольно типичным для черноземов на лессовидных отложениях, о чем неоднократно упоминалось в литературе [Чижикова, 1974; Романова и др., 1982; Чижикова и др., 2010].

Для проведения модельных опытов в качестве ненабухающего минерала был выбран каолинит, содержание которого в данной почве составляет 5,6% (табл. 2).

Для размыва использовалась вода и не обладающая дипольным строением жидкость – этиленгликоль. Физические свойства этиленгликоля следующие: плотность при 20°С – 1,116 г/см³, коэффициент динамического трения – 0,19 см²/с. Несмотря на различные физические характеристики воды и этиленгликоля в гидравлической трубе устанавливались почти одинаковые скорости при максимальном открытии задвижек насоса.

На первом этапе экспериментальных исследований проводились опыты с водой при различных сочетаниях каолина с песком и фракцией агрегатов <0,25 мм из черноземной почвы. Контролем служила фракция агрегатов 1-2 мм при плотности 1,3 г/см³. Второй этап экспериментов включал в себя опыты с насыщением и размывом модельных образцов этиленгликолем.

Результаты и обсуждение

Результаты экспериментальных исследований приведены в таблице 3.

Таблица 3. Интенсивность размыва модельных образцов пахотного горизонта чернозема, каолина и песчано-каолиновых смесей водой и этиленгликолем

Вариант опыта	Плотность пробы, г/см ³	n, шт.	Скорость потока, м/с	Интенсивность размыва, г/м ² с	Эродируемость, с ² /м ²
Размыв водой					
Каолин	0,99	6	1,00	21,30	21,30
Каолин 50% + песок 50%	1,75	4	1,04	64,40	55,37
Каолин 85% + почва* 15%	1,56	4	1,04	8,62	7,71
Каолин 50% + почва* 50%	1,74	4	1,04	3,86	3,41
Почва*	1,49	5	1,00	3,39	3,39
Почва (фракция 1-2 мм)	1,30	5	1,02	3,72	3,52
Размыв этиленгликолем					
Каолин 85% + песок 15%	1,49	4	0,99	0,61	0,66
Почва*	1,56	4	1,00	4,08	3,92
Почва (фракция 1-2 мм)	1,30	3	0,98	0,00	0,00

* фракция пахотного горизонта чернозема с размером агрегатов <0,25 мм; n – количество измерений.

Из полученных данных следует, что эксперименты по размыву образцов водой во всех вариантах опыта выявили значительные величины интенсивности смыва и эродируемости. Причем каолин при плотности $0,99 \text{ г/см}^3$ показал эродируемость равную $21,3 \text{ с}^2/\text{м}^2$. В то же время эродируемость смеси каолина с песком, взятых в равном отношении, была выше более, чем в 2 раза, по сравнению с чистым каолином, несмотря на увеличение плотности смеси до $1,75 \text{ г/см}^3$. Вероятно, это связано с увеличением средней крупности материала. Водный поток захватывает сравнительно более крупные песчинки скорее, чем мелкие частицы, которые обладают сцеплением [Маккавеев, 1955].

Далее по величине уменьшения эродируемости следует смесь каолина (85%) с фракцией чернозема с агрегатами размером $<0,25 \text{ мм}$ (15%). Эродируемость этой смеси составила $7,71 \text{ с}^2/\text{м}^2$. Еще ниже эродируемость смеси каолина и фракции чернозема ($<0,25 \text{ мм}$), взятой в равном весовом отношении. Эта смесь близка к фракции чернозема ($<0,25 \text{ мм}$) и почвенным агрегатам размером 1-2 мм при плотности $1,30 \text{ г/см}^3$. Эродируемость этих образцов в данных вариантах опыта составила 3,41, 3,39 и $3,52 \text{ с}^2/\text{м}^2$, соответственно.

Размыв этиленгликолем смеси каолинита (85%) и песка (15%) показал наименьшую эродируемость – $0,66 \text{ с}^2/\text{м}^2$. Эродируемость фракции чернозема ($<0,25 \text{ мм}$) близка к величине при размыве водой: для смыва этиленгликолем – $3,92 \text{ с}^2/\text{м}^2$ и для воды – $3,39 \text{ с}^2/\text{м}^2$.

Показательно, что в варианте опыта с почвенными агрегатами размером 1-2 мм черноземной почвы они практически не размывались этиленгликолем. Такое поведение почвы показывает, что этиленгликоль, как не полярная жидкость, не способна нарушать связи между агрегатами почвы на некоторой глубине, и поэтому межагрегатные связи удерживают их на месте. В образце из фракции чернозема ($<0,25 \text{ мм}$) смываются частицы с размером менее 0,25 мм, связи между которыми установились, но гидравлическое сопротивление (трение) из-за малости частиц превышает эти связи.

Таким образом, результаты экспериментов по размыву почвы, каолина, смеси каолина с песком и фракции чернозема ($<0,25 \text{ мм}$) показали существенное различие между двумя различными жидкостями – водой, которая представляет собой жидкость полярного строения, и этиленгликолем – веществом неполярного строения.

Заключение

Анализ результатов размыва черноземной почвы, содержащей в незначительном количестве не набухающие минералы, и каолина водой и этиленгликолем, свидетельствует о том, что вода обладает большей способностью к размыву почв и грунтов, содержащих набухающие минералы типа монтмориллонита, чем этиленгликоль. Этиленгликоль способен размывать каолин в смеси с песком в незначительной степени. Размыв этиленгликолем смеси почвенных агрегатов размером 1-2 мм без добавления каолининовой

составляющей отсутствовал. Таким образом, показано, что наибольшему смыву подвержены набухающие в воде минералы. Набухание минералов вызывают электростатические силы отталкивания глинистых частиц, возникающие при взаимодействии водой.

ЛИТЕРАТУРА

Болдырев А.И. Физическая и коллоидная химия. М.: Высш. школа. 1974.

Грунтоведение. Трофимов В.Т., Королев В.А., Вознесенский Е.А., Голодковская Г.А., Васильчук Ю.К., Зиангиров Р.С. М.: Изд-во МГУ. 2005.

Дерягин Б.В., Кусаков М.М. Свойства тонких слоев жидкости // Изв. АН СССР. Сер. хим. 1936. № 5.

Дзялошинский И.Е., Лифшиц Е.М., Питаевский Л.П. Общая теория Ван-дер-Ваальсовых сил // Успехи физических наук. 1961. Т. 73. Вып. 3.

Докучаев В. В. Избранные труды. М.: Изд-во АН СССР, 1949.

Кузнецов М.С. Противоэрозионная стойкость почв. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1981.

Ларионов Г.А., Бушуева О.Г., Добровольская Н.Г., Кирюхина З.П., Краснов С.Ф., Литвин Л.Ф. Влияние температуры воды и влажности почвы на эродируемость образцов чернозема (модельный опыт) // Почвоведение. 2014. № 7.

Ларионов Г.А., Бушуева О.Г., Добровольская Н.Г., Кирюхина З.П., Литвин Л.Ф., Краснов С.Ф. Оценка вклада сил негидравлической природы в нарушение связей между почвенными частицами в процессе водной эрозии // Почвоведение. 2016. № 5.

Лифшиц Е.М. Теория молекулярных сил притяжения между твердыми телами // ЖЭТФ. 1955. Т. 29. № 1.

Лифшиц Е.М., Питаевский Л.П. Теоретическая физика. Т.9. Статистическая физика. Ч. 2. Теория конденсированного состояния. М.: Наука, 1978.

Маккавеев Н.И. Русло реки и эрозия в ее бассейне. М.: Изд-во АН СССР. 1955.

Орлов Д.С., Садовникова Л.К., Суханова Н.И. Химия почв: М.: Высшая школа. 2005.

Осипов В.И. Физико-химическая теория эффективных напряжений в грунтах // Грунтоведение. 2013. № 2.

Романова Н.П., Чижикова Н.П., Градусов Б.П. Минералогический состав фракции менее 0,001 мм серых лесных почв и черноземов центральной части Среднерусской возвышенности // Почвоведение. 1982. № 3.

Седлецкий И.Д., Ларионов А.К. Коллоидно-дисперсные минералы и водно-физические свойства связных грунтов // Докл. АН СССР. 1955. Т. 102. № 5.

Соколова Т.А., Дронова Т.Я., Толпешта И.И. Глинистые минералы в почвах: Тула: Гриф и К. 2005.

Солодкий Н.Ф., Шамриков А.С., Погребенков В.М. Минерально-сырьевая база Урала для керамической, огнеупорной и стекольной промышленности. Томск: Изд-во ТПУ. 2009.

Чижикова Н.П. Минералогический состав илистых фракций черноземов // Сб. «Черноземы СССР»: Т. 1. М. 1974.

Чижикова Н.П., Лебедева (Верба) М.П., Лебедев М.А. Минералогический состав и микростроение почв аккумулятивно-денудационного ландшафта северной части лесостепи и сносимого при эрозии материала // Бюлл. Почвенного института им. В.В. Докучаева. 2010. № 65.

Электронный ресурс: <http://www.caolingok.ru/produkcija/kaolin/ke-2>. Каолин обогащенный ТУ 5729-070-00284530-96.

Israelachvili J.N. Measurement of forces between surface immersed in electrolyte solution // Faraday Discuss. Chem. Soc. 1978. № 65.

London F. Zur Theorie und Systematik der Molecularkräfte // Z. Phys. 1930. Vol. 63. № 3-4.

Marčelja S., Radić N. Repulsion of interfaces due to boundary water // Chem. Phys. Lett. 1976. Vol. 42. № 1.