

УДК 631.4

DOI: 10.19047/0136-1694-2019-98-105-131

Ссылки для цитирования:

Прудникова Е.Ю., Варламов Е.Б., Чурилин Н.А., Чурилина А.Е. Дифференциация и баланс минералов при трансформации открытой поверхности пахотных почв под воздействием атмосферных осадков // Бюллетень Почвенного института имени В.В. Докучаева. 2019. Вып. 98. С. 105-131. DOI: 10.19047/0136-1694-2019-98-105-131

Cite this article as:

Prudnikova E.Yu., Varlamov E.B., Churilin N.A., Churilina A.E., Differentiation and balance of minerals during transformation of the open surface of arable soils under the impact of rain, Dokuchaev Soil Bulletin, 2019, V. 98, pp. 105-131, DOI: 10.19047/0136-1694-2019-98-105-131

**ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ И БАЛАНС МИНЕРАЛОВ ПРИ
ТРАНСФОРМАЦИИ ОТКРЫТОЙ ПОВЕРХНОСТИ
ПАХОТНЫХ ПОЧВ ПОД ВОЗДЕЙСТВИЕМ
АТМОСФЕРНЫХ ОСАДКОВ**

© 2019 г. Е. Ю. Прудникова^{1,2*}, Е. Б. Варламов¹,
Н. А. Чурилин¹, А. Е. Чурилина¹

¹*Почвенный институт им. В.В. Докучаева, Россия,
119017, Москва, Пыжжевский пер, 7, стр. 2,*

^{*}<https://orcid.org/0000-0001-7743-8607>, e-mail: prudnikova_eyu@esoil.ru.

²*Российский университет дружбы народов, Россия,
117198, Москва, ул. Миклухо-Маклая, д. 6.*

*Поступила в редакцию 20.05.2019, после доработки 05.07.2019,
принята к публикации 05.09.2019*

В ходе модельного эксперимента изучались особенности изменения минералогического состава открытой поверхности пахотных почв (выщелоченный чернозем, серая лесная почва, дерново-подзолистая почва) под воздействием ударной силы дождевых капель в условиях чистого пара. По окончании эксперимента проведен минералогический анализ отдельных гранулометрических фракций: < 1, 1–5, 5–10 и > 10 мкм, – из микрокорочек, сформировавшихся на открытых поверхностях и почвенного субстрата, не подвергавшегося воздействиям атмосферных осадков. Исследованием установлено, что в ходе экспонирования произошло перераспределение и изменения долевых соотношений содержания разных гранулометрических фракций и связанных с ними

глинистых и кластогенных минералов. За время проведения опыта наиболее значительные изменения произошли в образце дерново-подзолистой почвы и выщелоченного чернозема, что связано с особенностями вещественного состава данных почв. Сильнее всего в экспонируемых образцах снизилось содержание глинистых минералов. Произошло перераспределение из верхнего микрослоя кластогенных минералов, большей частью из тонкопылеватой и в меньшей мере из среднепылеватой фракций, которое сопровождалось относительным накоплением фракции > 10 мкм. Перераспределение гранулометрических фракций сопровождалось относительным накоплением в них кварца, калиевого полевого шпата и уменьшением содержания хлорита и слюд-гидрослюд. Подобное распределение определяется разной устойчивостью минералов к выветриванию. Балансовыми расчетами установлено, что общие потери глинистых и кластогенных минералов из верхней открытой поверхности монолитов в сравнении с исходным почвенным субстратом составили более 4 кг / 100 кг монолита для серой лесной почвы, 16 кг / 100 кг монолита для выщелоченного чернозема и 46 кг / 100 кг монолита для дерново-подзолистой почвы.

Ключевые слова: фракционный состав, открытая поверхность почв, глинистые, кластогенные минералы, кварц, калиевые полевые шпаты, плагиоклазы, иллит, каолинит, хлорит.

DIFFERENTIATION AND BALANCE OF MINERALS DURING TRANSFORMATION OF THE OPEN SURFACE OF ARABLE SOILS UNDER THE IMPACT OF RAIN

**E. Yu. Prudnikova^{1,2*}, E. B. Varlamov¹,
N.A. Churilin¹, A.E. Churilina¹**

¹*V.V. Dokuchaev Soil Science Institute,
Russia, 119017, Moscow, Pizhevskiy per., 7, build. 2*

^{*}<https://orcid.org/0000-0001-7743-8607>, e-mail: prudnikova_eyu@esoil.ru.

²*People's Friendship University of Russia,
Russia, 117198, Moscow, Mikluho-Maklaya str., 6.*

Received 20.05.2019, Revised 05.07.2019, Accepted 05.09.2019

During the model experiment the changes in the mineralogical composition of the open surface of arable soil (leached chernozem, gray forest soil, sod-podzolic soil) under the impact of raindrops under fallow conditions were studied. At the end of the experiment a mineralogical analysis of individual particle size fractions < 1, 1–5, 5–10 and > 10 μm from microcrusts formed on

open surfaces and a soil substrate not exposed to the effects of precipitation was conducted. The study found that during the exposure there was redistribution and changes in the proportional ratios of the contents of different particle size fractions and associated clay and clastogenic minerals. During the experiment the most significant changes due to their composition occurred in the sample of sod-podzolic soil and leached chernozem. The content of clay minerals in exposed samples decreased the most. The redistribution of clastogenic minerals from the upper open layer, mostly from fine silt and to a lesser extent from the middle silty fraction, was accompanied by a relative accumulation of the fraction $> 10 \mu\text{m}$. The redistribution of granulometric fractions was accompanied by a relative accumulation of quartz, orthoclases and a decrease in the content of chlorite and biotite in them. Such a distribution is determined by their resistance to weathering. Balance calculations allowed establishing that the total losses of clay and clastogenic minerals from the upper open surface of the monoliths in comparison with the initial soil substrate were more than 4 kg / 100 kg of monolith for gray forest soil, 16 kg / 100 kg of monolith for leached chernozem and 46 kg / 100 kg of monolith for sod-podzolic soil.

Keywords: fractional composition, open soil surface, clay, clastogenic minerals, quartz, orthoclase, plagioclase, illite, kaolinite, chlorite.

ВВЕДЕНИЕ

Наблюдения за состоянием открытой поверхности пахотных почв выявили ее значительную динамичность во времени ([Савин, Прудникова, 2014](#); [Prudnikova, Savin, 2018](#)). В период после уборки урожая и послеуборочной вспашки почвы осенью и до появления растительности весной (всходов посевов яровых культур или сорняков), когда поверхность пахотных почв открыта, происходит ее изменение под воздействием атмосферных явлений, в большей степени, атмосферных осадков.

Ударное воздействие капель дождя на открытую поверхность почвы приводит к разрушению поверхностных агрегатов. Высвобождающийся при этом тонкодисперсный материал частично уносится поверхностными водными потоками (на поверхностях с уклонами), а частично вмывается в поры и полости нижележащих слоев, приводя к кольматированию поверхности.

Образовавшийся уплотненный слой (корка) по мере высыхания растрескивается. На его поверхности, как правило, остаются более тяжелые водопрочные агрегаты почвы, а также включения и

крупные отмытые зерна минералов ([Savin, 1993](#); [Савин, 1995](#); [Assoulin, 2004](#); [Савин, Прудникова, 2014](#)).

Рядом ученых отмечалось, что происходящее под воздействием осадков перемещение тонкодисперсного материала и его трансформация вызывают определенные изменения в минералогическом составе поверхностного горизонта, касающиеся глинистых минералов и минеральных зерен более крупных фракций ([Bielders, Baveye, 1995](#); [Ben-Dor et al., 2003](#); [Савин, Прудникова, 2014](#)).

Эти процессы также приводят к изменению спектральной отражательной способности (СОС) поверхностного слоя пахотных почв ([Ben-Dor et al., 2003](#); [Eshel et al., 2004](#); [Goldshleger et al., 2004](#); [Савин, Прудникова, 2014](#); [Прудникова, Савин, 2016](#)). При этом в ходе трансформации поверхности также изменяется связь СОС с почвенными свойствами ([Prudnikova, Savin, 2018](#)), что, в свою очередь, влияет на возможность детектирования почвенных характеристик по дистанционным данным.

В результате изменения поверхности под воздействием осадков снижается маскирующее влияние гумуса и увеличивается вклад минералогического состава в СОС почв. Информация о том, как при этом меняется минералогический состав поверхности, позволит понять, какие именно минералы определяют ее СОС в процессе трансформации. Это, в свою очередь, откроет возможности для дистанционной оценки минералогического состава и мониторинга состояния поверхности пахотных почв.

Исследования изменений минералогического состава и долевого участия минералов открытых поверхностей почв под влиянием атмосферных условий не столь хорошо отражены в литературе, как анализ их элементного состава ([Чижикова, 1998, 2006](#); [Варламов, 2007](#)). Учитывая то обстоятельство, что многие процессы в ландшафте носят вероятностный характер, очевидно, что интерпретация данных (в частности, по динамике почвенных твердых стоков) является довольно сложной задачей и иногда приводит к неточности в расчетах при проведении натуральных экспериментов. Модельные эксперименты с полным контролем условий их проведения позволяют свести вышеописанные недостатки к минимуму.

Целью исследования было изучение в модельном эксперименте изменения поверхностного перераспределения минералов, происходящего под воздействием атмосферных осадков на открытую поверхность насыпного образца пахотного горизонта почв

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Объектом исследования выступали два типа образцов: 1) смешанные образцы поверхностного горизонта пахотных почв (среднесуглинистого выщелоченного чернозема (Куликово поле, Тульская область), среднесуглинистой серой лесной (Богословский район, Тульская область) и супесчаной дерново-подзолистой почвы (Раменский район, Московская область)), 2) поверхностные соскобы (0.2 мм) из новообразованных корочек насыпных образцов трех указанных почв после эксперимента.

Для определения основных закономерностей влияния ударного воздействия капель на открытую поверхность была разработана специальная экспериментальная установка, представляющая собой горизонтальную раму с расположенными в ней в одной плоскости пластиковыми лотками в виде плоских подносов прямоугольной формы, размерами 0.4 × 0.6 м, высотой 7.5 см, со сплошным дном и перфорированными боковыми стенками, через отверстия, в которых осуществлялся отток избыточной воды. В лотки способом послойной засыпки с небольшим уплотнением помещались вышеуказанные смешанные образцы. Далее лотки с образцами на горизонтальной раме экспонировались под открытым небом в течение 120 дней с 7 июня по 5 октября 2017 г. (рис 1.).

Визуальное наблюдение за изменением поверхности почвенных субстратов лотков во времени документировались фотосъемкой. За период экспонирования было сделано 10 измерений: 7.06, 16.06, 26.06, 7.07, 11.07, 25.07, 31.07, 07.08, 08.08. Что касается метеорологических условий проведения эксперимента, следует отметить, что лето 2017 г. было нетипично холодным и дождливым. Количество выпавших осадков, по данным метеостанции Балчуг (ближайшей к месту экспонирования образцов), значительно превысило среднемесячную норму в июле (256.7 мм при норме в 85 мм) и июне (140 мм при норме 80 мм) и составило

64 % от всех осадков, выпавших за период экспонирования. За август, сентябрь и октябрь выпало 213.8 мм осадков. Максимальное количество осадков, выпавшее за один дождь, наблюдалось 3 и 31 июля и составило 56 и 55 мм соответственно. Всего за время проведения эксперимента через почвенные образцы прошло 620.4 мм осадков.



Рис. 1. Расположение экспонируемых образцов (слева направо: серая лесная почва, дерново-подзолистая почва, выщелоченный чернозем; фото сделано 27.06.2017).

Fig. 1. The location of exposed samples (from left to right: grey forest soil, soil podzolic soil, leached chernozem, photo was taken on 27.06.2017).

По окончании эксперимента из лотков каждого варианта для минералогического анализа отбирался образец из новообразованных микрокорочек открытой поверхности, с которых соскабливался образец весом, необходимым для минералогического анализа (рис. 2).



Рис. 2. Отбор монолитов для минералогического анализа.

Fig. 2. The collection of block samples for mineralogical analysis.

Почвенный субстрат из варианта с дерново-подзолистой почвой в конце эксперимента представлял собой однородную бес-

структурную легко рассыпчатую массу. Поэтому для данного варианта отбор образцов на исследование произведен из средней части, для которой установлены признаки мелко-комковатой структуры почвенного субстрата, с предварительным тщательным удалением рыхлого бесструктурного материала, располагающегося выше. Параллельно с этими образцами для установления минералогических изменений отбирались и контрольные образцы, послужившие основой для засыпки лотков, которые не подвергались никаким воздействиям в эксперименте.

Методы минералогических исследований. Изучен состав глинистых фракции < 1 мкм и кластогенных минералов во фракциях 1–5, 5–10 и > 10 мкм. Фракционное разделение образцов проведено по методике Горбунова ([Горбунов, 1963](#)) путем последовательного исчерпывающего отмучивания, органическое и аморфные вещества перед фракционированием удалялись. Минералогический состав исследовали с помощью универсального рентгенодифрактометра HZG-4a. Режим съемки: излучение Cu, напряжение на трубке 30 кВ, сила тока 20 мА, угловая скорость движения счетчика 2θ град/мин. Расчеты производили с применением программного обеспечения дифрактометр-авто, версия 2016 разработчик ООО “Ирис”. Съемка ориентированных препаратов, насыщенных магнием, выполнена для фракции < 1 мкм в трех состояниях образца: воздушно-сухом, сольватированном этиленгликолем, после прокаливания в течение двух часов при температуре 550 °С с целью уточнения особенностей кристаллохимического строения лабильных минералов. Препараты кластогенных минералов других фракций, имеющие жесткую кристаллическую структуру, сняты только в воздушно-сухом состоянии. Качественный состав минералов установлен по известным рекомендациям ([Рентгеновские методы и структура..., 1965](#); [Градусов, 1967](#); [Соколова и др., 2005](#)). Количественный анализ проведен по следующим методикам: для глинистых минералов полуколичественное по соотношению основных минеральных фаз – методом Бискайя ([Biscaye, 1965](#)), кластогенные минералы – методом Кука ([Cook et al., 1975](#)).

Точность анализа кластогенных минералов оценена коэффициентом вариации результатов съемок их стандартных калиб-

рочных смесей (съёмка 3 препаратов по 3 раза). В зависимости от содержания минералов в смесях он характеризуется следующими параметрами (отн. %): кварц – 2.9–3.3; полевые шпаты – 3.8–8.9; слюды – 4.7–20; хлорит – 15–26. Те же данные для глинистых минералов (съёмка 3 препаратов фракции < 1 мкм по 3 раза): группа смектита – 2.5–3.0; иллит – 2.2–2.6; хлорит (ил) – 12–25; каолинит (ил) – 15–25, каолинит (фр. > 1 мкм) – 20–30. При анализе кластогенных и глинистых минералов конечным результатом являлось среднее значение из четырех измерений (две съёмки двух препаратов). При очередной съёмке препарат поворачивался на 90 градусов с целью снижения влияния возможного неоднородного распределения суспензии на стекле ([Алексеев, 1994](#)).

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Минералогия фракций (все расчеты приведены на образец в целом)

Образец 1: чернозем выщелоченный. Исходный образец (контроль) по гранулометрическому составу является иловато-крупнопылеватым с преобладанием пылеватой и > 10 мкм фракций. По окончанию эксперимента произошло заметное облегчение почвенного монолита по сравнению с контролем. В верхнем микрослое (0.2 мм) монолита существенно снизилось содержание ила, примерно одинаковые потери наблюдались во фракциях тонкой и средней пыли, при этом относительно увеличилось содержание фракции > 10 мкм (рис. 3).

Преобладающими минералами кластогенных минералов контроля выщелоченного чернозема по мере убывания отмечен следующий ряд: кварц, калиевые полевые шпаты, плагиоклаз, слюды диоктаэдрического типа, хлорит магнезиально-железистый и несовершенный каолинит. По мере увеличения размерности фракции в них возрастают доли кварца, калиевого полевого шпата, плагиоклаза, хлорита, а слюды и каолинита, напротив, снижается, причем каолинит в размерности > 10 мкм отсутствует (рис. 4).

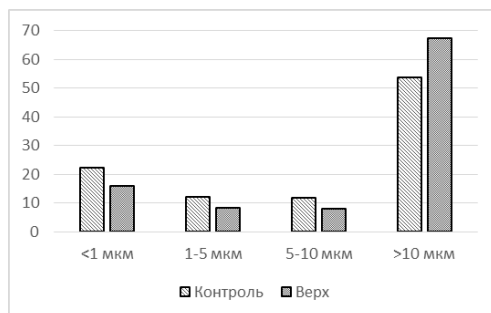


Рис. 3. Содержание гранулометрических фракций, выделенных по методу Н. И. Горбунова, в образце чернозема выщелоченного (%).

Fig. 3. The content of particle-size fractions, obtained by N.I. Gorbunov's method, in the sample of leached chernozem (%).

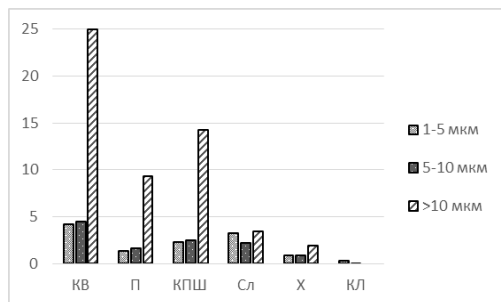


Рис. 4. Содержание минералов различных фракций для контрольного варианта выщелоченного чернозема (%): КВ – кварц; П – плагиоклазы; КПШ – калиевые полевые шпаты; Сл – слюды; Х – хлорит; КЛ – каолинит.

Fig. 4. The content of minerals of different particle-size fractions in control sample of leached chernozem (%): КВ – quartz, П – plagioclases, КПШ – orthoclases, Сл – biotide, Х – chlorite, КЛ – kaolinite.

В процессе перераспределения фракций к концу эксперимента произошли изменения количественного содержания кластогенных минералов в верхних 0.2 мм. Большей частью изменения затронули кварц, полевые шпаты, слюды и незначительно – хлорит и каолинит. В микрокорочке значительно снизилась доля кварца во фракциях мелкой и средней пыли и большим его накоплением во фракции > 10 мкм (рис. 5). Содержание остальных кла-

стогенных минералов также уменьшилось. Несмотря на существенное увеличение относительного содержания фракции > 10 мкм, соотношение долевого содержания минералов осталось практически таким же, как и до экспонирования (рис. 5в).

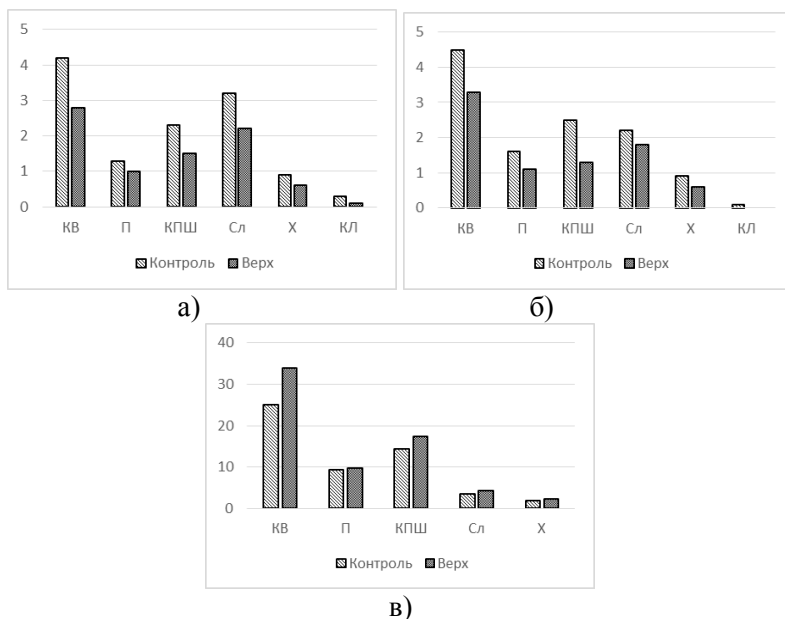


Рис. 5. Перераспределение кластогенных минералов в процессе экспонирования выщелоченного чернозема (%): а) 1–5 мкм; б) 5–10 мкм; в) > 10 мкм.

Fig. 5. Redistribution of clastic minerals during the exposure of leached chernozem (%): а) 1–5 μm ; б) 5–10 μm ; в) > 10 μm .

Глинистые минералы контроля представлены сложным неупорядоченным смешаннослойным образованием с чередованием пакетов смектитового и иллитового типов с высоким содержанием смектитовых пакетов и с незначительным переслаиванием хлорита. Далее по убыванию в содержании следует иллит диоктаэдрического типа в сопровождении магнезиально-железистого хлорита и несовершенного каолинита.

По окончании модельного эксперимента было установлено, что дифференциация фракционного состава сказалась на всех гли-

нистых минералах, содержание которых значительно снизилось в процессе экспонирования по сравнению с контролем (рис. 6).

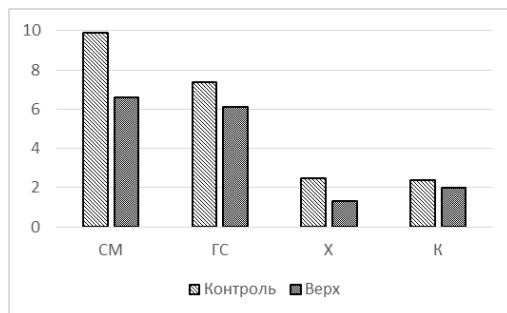


Рис. 6. Изменение содержания глинистых минералов в ходе модельного эксперимента в образце выщелоченного чернозема (%): СМ – смешаннослойные минералы, ГС – гидрослюда, Х – хлорит, К – каолинит.

Fig. 6. Change in the content of clay minerals during the model experiment in the sample of leached chernozem (%): СМ – mixed-layer minerals, ГС – hydromicas, Х – chlorite, К – kaolinite.

Образец 2: серая лесная почва. Исходный образец (контроль) по гранулометрическому составу является иловато-крупнопылеватым суглинком с преобладанием фракции > 10 мкм. По окончании эксперимента произошло облегчение грансостава почвенного поверхностного микрослоя. Установлена потеря ила и фракций тонкой и средней пыли, причем для последней потеря более существенная. Перераспределение этих фракций привело к относительной прибавке долевого соотношения фракции > 10 мкм (рис. 7).

Преобладающими кластогенными минералами является кварц, калиевые полевые шпаты, плагиоклаз, слюды (мусковит) диоктаэдрического типа, хлорит железистый и незначительное количество совершенного каолинита.

При увеличении размерности фракций в них возрастают доли кварца, калиевого полевого шпата, плагиоклаза, а слюды и каолинита напротив снижается, причем каолинит во фракции > 10 мкм отсутствует (рис. 8).

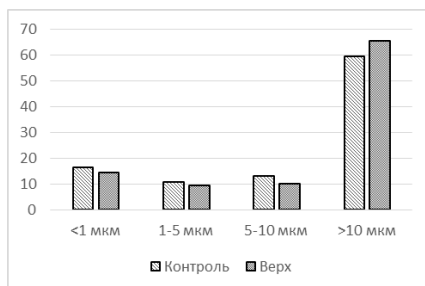


Рис. 7. Содержание гранулометрических фракций, выделенных по методу Н. И. Горбунова, в образце серой лесной почвы (%).

Fig. 7. The content of particle-size fractions, obtained by N.I. Gorbunov's method, in the sample of grey forest soil (%).

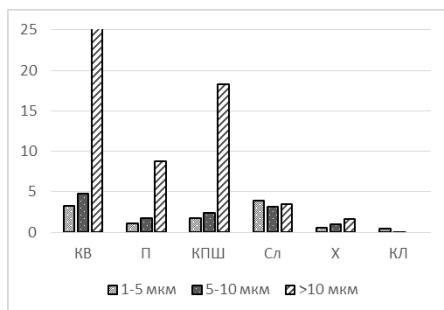


Рис. 8. Содержание минералов различных фракций для контрольного варианта серой лесной почвы (%): КВ – кварц; П – плагиоклазы; КПШ – калиевые полевые шпаты; Сл – слюды; Х – хлорит; КЛ – каолинит.

Fig. 8. The content of minerals of different particle-size fractions in control sample of grey forest soil (%): KB – quartz, П – plagioclases, КПШ – orthoclases, Сл – biotite, Х – chlorite, КЛ – kaolinite.

По окончании опыта для поверхностной микрокорочки монолита во фракциях мелкой и средней пыли установлено снижение доли кварца, слюд и незначительное уменьшение содержания калиевых полевых шпатов, плагиоклазов и хлоритов (рис. 9а, 9б).

Количественные изменения содержания минералов затронули фракции 1–5 и 5–10 мкм, содержание фракции >10 мкм изменилось незначительно. Таким образом, более высокие значения суммарного содержания фракций > 1 мкм и установленное незна-

чительное перераспределение фракций в конце опыта в монолите и затронули в основном фракцию 1–5 мкм, а в ней кварц и слюды.

Во фракции > 10 мкм наблюдается небольшое накопление кварца, плагиоклазов и хлорита (рис. 9в).

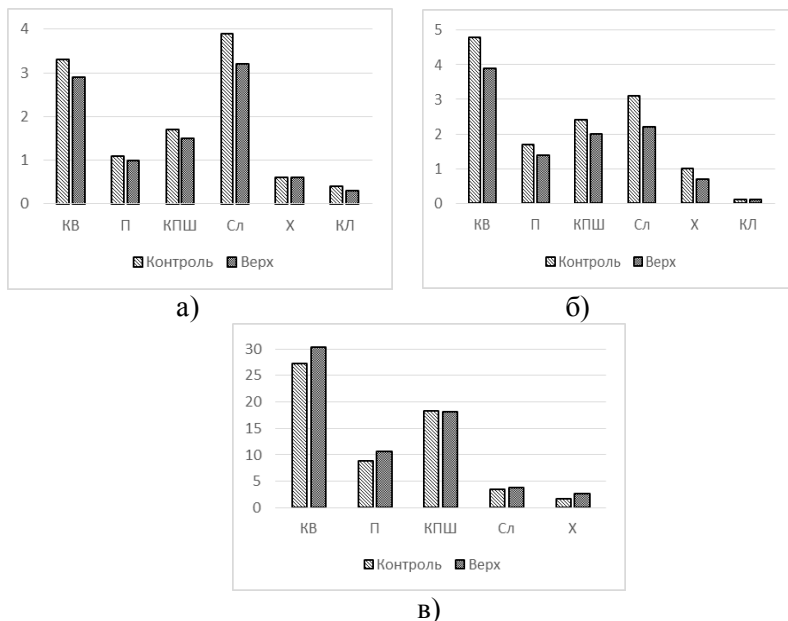


Рис. 9. Перераспределение кластогенных минералов в процессе экспонирования серой лесной почвы (%): а) 1–5 мкм, б) 5–10 мкм, в) > 10 мкм.

Fig. 9. Redistribution of clastic minerals during the exposure of grey forest soil (%): а) 1–5 μm , б) 5–10 μm , в) > 10 μm .

Глинистые минералы контроля данного образца преимущественно представлены набухающими минералами (индивидуальным смектитом) и неупорядоченными смешанослойными минералами (иллит-смектит) с высоким содержанием иллитовых пакетов с незначительной сегрегацией вермикулитовых и хлоритовых пакетов доля которых около 48 %, иллитом диоктаэдрического с долей 30 % в сопровождении незначительного количества железистого хлорита и каолинита совершенной формы.

За время проведения эксперимента в новообразованных микрокорочках произошло уменьшение доли всех глинистых минералов (рис. 10). Наибольшее снижение отмечается для лабильных минералов. При этом произошло относительное увеличение доли каолинита на фоне незначительной потери хлорита.

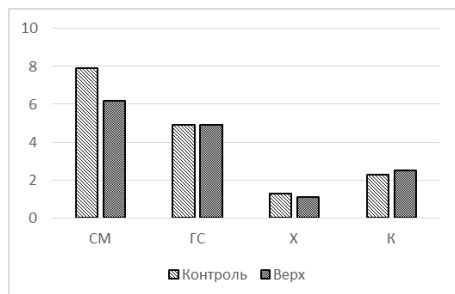


Рис. 10. Изменение содержания глинистых минералов в ходе модельного эксперимента в образце серой лесной почвы, (%): СМ – смешаннослойные минералы, ГС – гидрослюда, X – хлорит, К – каолинит.

Fig. 10. Change in the content of clay minerals during the model experiment in the sample of grey forest soil (%): СМ – mixed-layer minerals, ГС – hydromicas, X – chlorite, К – kaolinite.

Наблюдаемое менее заметное, по сравнению с выщелоченным черноземом, изменение минералогического состава илистой и тонкопылеватой фракций, произошедшее в процессе экспонирования в верхнем микрослое образца серой лесной почвы, скорее всего, обусловлено меньшим содержанием данных фракций в исходном образце серой лесной почвы и более высоким потенциалом хорошо агрегированного образца чернозема к разрушению агрегатов под воздействием атмосферных осадков.

Существенное увеличение содержания фракции > 10 мкм в верхнем микрослое выщелоченного чернозема, произошедшее в ходе модельного эксперимента, по-видимому, также связано с его более высокой агрегированностью.

Образец 3: дерново-подзолистая почва. В исходном образце (контроль) преобладает фракция > 10 мкм с участием иловато-крупнопылеватых фракций с примерно одинаковой долей тонкой

и средней пыли. По окончании эксперимента произошла полная потеря структуры почвенного монолита, которая сопровождалась перераспределением долевого соотношения фракций тонкой и средней пыли с относительным увеличением доли фракции > 10 мкм (рис. 11).

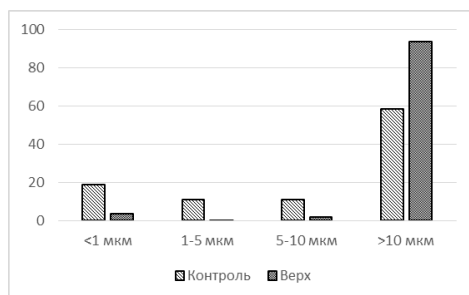


Рис. 11. Содержание гранулометрических фракций, выделенных по методу Н. И. Горбунова, в образце дерново-подзолистой почвы (%).

Fig. 11. The content of particle-size fractions, obtained by N.I. Gorbunov's method, in the sample of sod-podzolic soil (%).

Состав кластогенных минералов контроля представлен в основном кварцем, далее в порядке уменьшения содержания следуют калиевые полевые шпаты, слюды (мусковит), плагиоклаз, в незначительном количестве присутствуют хлорит и каолинит.

Распределение минералов во фракциях аналогично другим вариантам (рис. 12). По мере увеличения размерности фракции в них возрастают доли кварца, калиевого полевого шпата, плагиоклаза, а слюды, хлорита и каолинита, напротив, снижается. Каолинит во фракции > 10 мкм отсутствует.

Существенный вынос из средней части тела монолита фракций размерностью 1–5 и 5–10 мкм привел к относительному доминированию минералов фракции > 10 мкм (рис. 13). Это привело к значительному увеличению доли кварца и незначительно слюд и хлорита.

Таким образом, установленный вынос и последующее перераспределение фракций тонкой и средней пыли кластогенных минералов привели к существенному изменению долевого участия минералов этого варианта.

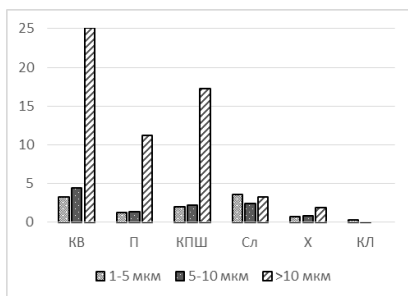


Рис. 12. Содержание минералов различных фракций для контрольного варианта дерново-подзолистой почвы (%): КВ – кварц; П – плагиоклазы; КПШ – калиевые полевые шпаты; Сл – слюды; Х – хлорит; КЛ – каолинит.

Fig. 12. The content of minerals of different particle-size fractions in control sample of sod-podzolic soil (%): КВ – quartz, П – plagioclases, КПШ – orthoclases, Сл – biotite, Х – chlorite, КЛ – kaolinite.

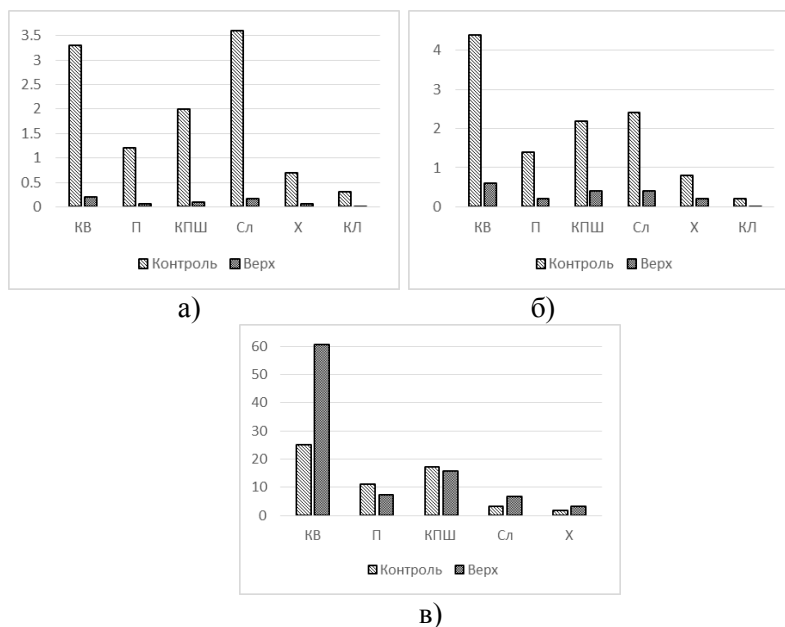


Рис. 13. Перераспределение кластогенных минералов в процессе экспонирования дерново-подзолистой почвы (%): а, 1–5 мкм, б) 5–10 мкм, в) > 10 мкм.

Fig. 13. Redistribution of clastic minerals during the exposure of sod-podzolic soil (%): а) 1–5 μm , б) 5–10 μm , в) > 10 μm .

Существенно более высокие значения в содержании кварца, калиевых полевых шпатов на фоне уменьшения в доле соотношении плагиоклаза, слюды и хлорита объясняются практически полным отсутствием фракции тонкой и средней пыли, в которых эти минералы присутствуют в значительном количестве.

Глинистые минералы контроля преимущественно состоят из набухающих минералов (сметита) и неупорядоченных смешанослойных минералов (иллит-сметита с высоким содержанием иллитовых пакетов), доля которых около 40 %, иллита диоктаэдрического с долей около 40 % в сопровождении незначительного количества железистого хлорита и каолинита совершенной формы.

По окончании эксперимента для данного варианта установлено пропорциональное снижение долевого содержания всех глинистых минералов (рис. 14).

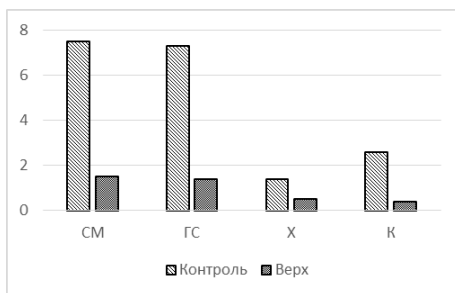


Рис. 14. Изменение содержания глинистых минералов в ходе модельного эксперимента в образце дерново-подзолистой почвы (%): CM – смешаннослойные минералы, GC – гидрослюда, X – хлорит, K – каолинит.

Fig. 14. Change in the content of clay minerals during the model experiment in the sample of sod-podzolic soil (%): CM – mixed-layer minerals, GC – hydromicas, X – chlorite, K – kaolinite.

Указанные потери фракций размерности < 1, 1–5 мкм (глинистых, тонкопылеватых) мы связываем с механизмом трансформации поверхностного слоя под воздействием ударной силы дож-

девых капель при данном гранулометрическом составе и с особенностью материала, отобранного для экспериментального монолита.

В отличие от других рассмотренных вариантов, для данного варианта на супесчаных почвах выпадение осадков вызывает “просеивание” тонкодисперсного материала внутрь почвенного профиля и отмывку минеральных зерен от гумусовых пленок, на поверхности при этом относительно увеличивается концентрация песчаных зерен ([Valentin, Bresson, 1992](#); [Bielders, Baveye, 1995](#); [Варламов, 2007](#)).

Мономинеральные зерна кварца, полевого шпата, плагиоклаза, которые составляют минералогическую основу данного образца, представляют собой окатанные частицы сферической или близкой к ней формы с отсутствием на поверхностях полостей, сколов, карманов или трещин, что не способствует задержанию тонкодисперсного материала. На этом фоне, по-видимому, изначально подверженный кислотной деструкции материал быстро теряет глинистые пленки и тонкодисперсные фракции, что приводит к быстрой потере структуры, а освобожденный глинистый материал тонкодисперсных минералов сразу перемещается вглубь экспериментального монолита. Все это приводит в итоге к полной потере как глинистых минералов из тонкодисперсных частиц, так и кластогенных минералов тонкопылевой – пылевой размерностей.

Баланс первичных и глинистых минералов силикатной части почв опыта

Главное условие для корректного расчета баланса минералов в профилях вариантов опыта – это исходная (на начало эксперимента) однородность в пределах глубин отбора образцов. Данное условие было выполнено путем тщательной предварительной пробоподготовки, гомогенизации почвенного материала перед засыпкой в лотки в начале эксперимента. Итоговые результаты такого расчета балансовых потерь и прибавок по кластогенным минералам > 1мкм представлены в таблице 1. С балансом глинистых минералов можно ознакомиться в таблице 2. Таблица построена по тому же принципу, что и для кластогенных минералов.

Образец 1: выщелоченный чернозем

Расчитанный баланс кластогенных и глинистых минералов по отношению к кварцу для верхней микрокорочки монолита полностью отрицательный (табл. 1, 2). Для кластогенных минералов установлены небольшие потери полевого шпата, плагиоклаза, слюд и хлорита (11–24 % по сравнению с контролем). Содержание каолинита уменьшилось в два раза. Итоговые потери кластогенных минералов по верхней плоскости монолита составили 7.5 кг / 100 кг монолита (табл. 1).

Наибольшие потери среди глинистых минералов наблюдались для хлорита (56 % по сравнению с контролем) и смешанно-слоистых минералов (40 % по сравнению с контролем). Содержание гидрослюды и каолинита в верхней плоскости уменьшилось на 30 % по сравнению с контролем. Итоговые потери глинистых минералов по верхней плоскости составили 8.8 кг / 100 кг монолита (табл. 2).

Образец 2: серая лесная почва

Баланс кластогенных минералов для верхней плоскости монолита отрицательный, за исключением положительного для плагиоклаза и хлорита, составляющий соответственно 0.9 кг / 100 кг и 0.3 кг / 100 кг от монолита. Установлены наибольшие потери слюд и полевого шпата. Итоговые потери первичных минералов по верхней плоскости монолита составили 2.1 кг / 100 кг монолита (табл. 1).

Баланс глинистых минералов для верхней плоскости преимущественно отрицательный. Сильнее всего снизилось содержание смешанно-слоистых минералов. Потери составили 2 кг / 100 кг монолита (25 % от содержания в контроле). Небольшие потери установлены для гидрослюды и хлорита. Также отмечается незначительное накопление каолинита. Итоговые потери глинистых минералов по верхней плоскости составили 2.4 кг / 100 кг монолита (табл. 2).

Образец 3: дерново-подзолистая почва

Баланс кластогенных и глинистых минералов для монолита отрицательный. Установлены максимальные потери полевого шпата, плагиоклаза, слюд, в меньшей мере для остаточного као-

линита. Итоговые потери кластогенных минералов составили 29.8 кг / 100 кг монолита (табл. 1).

Итоговые потери глинистых минералов по верхней плоскости составили 16.8 кг / 100 кг монолита (89 % от содержания в контроле) (табл. 2).

Таким образом, для варианта дерново-подзолистой почвы установлен энергичный вынос всех кластогенных минералов в основном тонкопылеватой и пылеватой размерности и практически полная потеря всех глинистых минералов.

Таблица 1. Баланс кластогенных минералов в образцах в модельном опыте¹

Table 1. Balance of clastic minerals in samples of the model experiment

Образец		Выщелоченный чернозем		Серая лесная		Дерново-подзолистая	
		Верх	Контроль	Верх	Контроль	Верх	Контроль
Место отбора		Верх	Контроль	Верх	Контроль	Верх	Контроль
Весовой % в почве	КВ	40.1	33.6	37.1	35.4	61.5	32.8
	П	11.8	12.2	13.0	11.5	7.6	13.8
	КПШ	20.3	19.1	21.7	22.3	16.2	21.5
	Сл	8.2	8.8	9.3	10.5	7.4	9.3
	Х	3.3	3.7	3.8	3.3	3.6	3.4
	КЛ	0.2	0.4	0.4	0.5	0.0	0.4
	Фракция > 1мм	83.9	77.8	85.4	83.6	96.3	81.2
Мгн. кг. / 100 кг породы	КВ	33.6	33.6	35.4	35.4	32.8	32.8
	П	9.9	12.2	12.4	11.5	4.1	13.8
	КПШ	17.0	19.1	20.7	22.3	8.6	21.5
	Сл	6.9	8.8	8.9	10.5	3.9	9.3
	Х	2.8	3.7	3.6	3.3	1.9	3.4
	КЛ	0.2	0.4	0.4	0.5	0.0	0.4
	Сумма	70.3	77.8	81.4	83.5	51.4	81.2
Мг. кг. / 100 кг породы	КВ	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
	П	-2.3	0.0	0.9	0.0	-9.7	0.0
	КПШ	-2.1	0.0	-1.6	0.0	-12.9	0.0
	Сл	-1.9	0.0	-1.6	0.0	-5.4	0.0
	Х	-0.9	0.0	0.3	0.0	-1.5	0.0
	КЛ	-0.2	0.0	-0.1	0.0	-0.4	0.0
	БПМ	-7.5	0.0	-2.1	0.0	-29.8	0.0

¹ В нижней части таблицы показаны исходное содержание первичных минералов в контрольных образцах и их содержание в верхнем слое отобранных из монолитов заложенного в лотки гомогенизированного почвенного материала, приведенное к содержанию кварца в контроле в соответствии с обозначением вариантов опыта.

Таблица 2. Баланс глинистых минералов в образцах в модельном опыте
Table 2. Balance of clay minerals in the samples of the model experiment

Образец		Выщелоченный чернозем		Серая лесная		Дерново-подзолистая	
Место отбора		Верх	Контроль	Верх	Контроль	Верх	Контроль
Весовой % в почве	СМ	6.6	9.9	6.2	7.9	1.5	7.5
	ГС	6.1	7.4	4.9	4.9	1.4	7.3
	Х	1.3	2.5	1.1	1.3	0.5	1.4
	К	2.0	2.4	2.5	2.3	0.4	2.6
	Фракция >1мкм	16.1	22.2	14.7	16.4	3.8	18.8
Мгп, кг / 100 кг исходная почва	СМ	5.5	9.9	5.9	7.9	0.8	7.5
	ГС	5.1	7.4	4.7	4.9	0.7	7.3
	Х	1.1	2.5	1.0	1.3	0.3	1.4
	К	1.7	2.4	2.4	2.3	0.2	2.6
	Сумма	13.4	22.2	14.0	16.4	2.0	18.8
Мд, кг / 100 кг исходная почва	СМ	-4.4	0.0	-2.0	0.0	-6.7	0.0
	ГС	-2.3	0.0	-0.2	0.0	-6.6	0.0
	Х	-1.4	0.0	-0.3	0.0	-1.1	0.0
	К	-0.7	0.0	0.1	0.0	-2.4	0.0
	Сумма	-8.8	0.0	-2.4	0.0	-16.8	0.0
Баланс	Блм	-7.5	0.0	-2.1	0.0	-29.8	0.0
	Бгм	-8.8	0.0	-2.4	0.0	-16.8	0.0
	Бо	-16.3	0.0	-4.5	0.0	-46.6	0.0

Примечание: Мгп – содержание минерала в горизонте, приведенное к содержанию кварца в исходной почве; Мд – убыль (прибавка) минерала в сравнении с исходной почвой; Блм баланс кластогенных (первичных) минералов; Бгм – баланс глинистых минералов; Бо – общий баланс минералов.

Наблюдаемое облегчение гранулометрического состава поверхностного микрослоя анализируемых почв сопровождается снижением содержания органического вещества, которое сосредоточено, главным образом, в илистой и тонкопылеватых фракциях. Соответственно, вклад органического вещества в спектральные свойства открытой поверхности исследуемых почв и его маскирующая роль в процессе трансформации поверхности под воздействием ударной силы дождевых капель уменьшаются, а вклад минералогического состава, наоборот, возрастает.

На фоне отрицательного баланса кластогенных минералов, усиливается вклад кварца в спектральное отражение открытой поверхности анализируемых почв. Его накопление во фракции > 10 мкм также будет приводить к изменению спектрального отражения трансформированного поверхностного микрослоя. В частности, из этого следует, что при трансформации открытой поверхно-

сти почв под влиянием дождя увеличивается роль минералогического состава почв в формировании спектрального облика открытой поверхности почв и уменьшается роль гумусовых веществ. Это подтверждает предположение о том, что для детектирования по данным дистанционного зондирования гумусного состояния почв съемку лучше проводить когда поверхность почв свежеспахана, а для детектирования минералогического состава – когда поверхность максимально трансформирована дождем ([Савин, Прудникова, 2014](#)).

ВЫВОДЫ

Воздействие атмосферных осадков на поверхность экспонируемых образцов привело к перераспределению содержания гранулометрических фракций, которое сопровождалось изменением их минералогического состава.

Основные изменения сопровождалась локализованной по открытой поверхности дифференциацией минералогического состава исследуемых монолитов почв. Совокупный анализ распределения гранулометрических фракций корочек микрогоризонтов открытой поверхности в сравнении с исходными почвенными субстратами для всех вариантов опыта показал, что наиболее информативными являются илистая и тонкопылеватая фракции.

Для всех экспонируемых образцов наблюдались общие тенденции в изменении минералогического состава, а основные различия проявляются, главным образом, в масштабе наблюдаемых трансформаций. Сильней всего профильная дифференциация проявилась в дерново-подзолистой почве, далее – в выщелоченном черноземе и менее всего – в серой лесной почве, что обусловлено особенностями исходного вещественного состава исследуемых почв (большая агрегированность образца чернозема и, соответственно, его больший потенциал к изменениям под воздействием дождя, а также разница в гранулометрическом составе почв).

Рассчитанный баланс минералов по отношению к содержанию кварца в исходных почвенных субстратах показал, что наиболее значительные количественные изменения для всех вариантов затронули глинистые минералы, а в ходе экспонирования произошло существенное уменьшение их содержания в верхних

микророчках. Только в серой лесной почве наблюдалось незначительное накопление каолинита в верхней плоскости.

Наблюдаемые процессы перераспределения содержания гранулометрических фракций, интенсивного выноса глинистых и кластогенных минералов и накопления кварца во фракции > 10мкм будут сопровождаться изменением спектральной отражательной способности поверхностного микрослоя анализируемых почв за счет снижения маскирующего влияния органического вещества и усиления вклада отдельных минералов.

Установленные закономерности необходимо учитывать при разработке и использовании методов дистанционного картографирования свойств почв и при установлении связей данных дистанционного зондирования со свойствами почв.

БЛАГОДАРНОСТЬ

Исследование выполнено при поддержке гранта РФФИ 18-016-00052/19.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Алексеев В.Е.* Способ количественного определения первичных минералов в почвах и породах методом рентгеновской дифрактометрии // Почвоведение. 1994. № 1. С. 104–109.
2. *Варламов Е.Б.* Особенности состава глинистых минералов черноземов на склонах Южной Молдовы // Почвоведение и Агрохимия. 2007. № 2. Минск. С. 47–53.
3. *Горбунов Н.И.* Высокодисперсные минералы и методы их изучения их изучения. М.: Изд-во АН СССР. 1963. 302 с.
4. *Градусов Б.П.* Рентгендифрактометрический метод в минералогических исследованиях почв // Почвоведение. 1967. № 10. С. 127–137.
5. *Первова Н.Е., Золотарев Г.В.* О некоторых итогах исследований на модельных лизиметрах Почвенного стационара МГУ // Всероссийский журнал научных публикаций. 2012. № 4. С. 12–15.
6. *Прудникова Е.Ю., Савин И.Ю.* Исследование оптических свойств открытой поверхности почв // Оптический журнал. 2016. Т. 83. № 10. С. 79–86. DOI: [10.1364/JOT.83.000642](https://doi.org/10.1364/JOT.83.000642).
7. Рентгеновские методы изучения и структура глинистых минералов / Под. ред. *Брауна Г.* М.: Мир, 1965. 599 с.

8. *Савин И.Ю.* Влияние ливневого дождя на интегральную отражательную способность поверхности черноземных почв // Почвоведение. 1995. № 8. С. 976–980.
9. *Савин И. Ю., Прудникова Е. Ю.* Об оптимальном сроке спутниковой съемки для картографирования пахотных почв // Бюллетень Почвенного института им. В.В. Докучаева. 2014. №. 74. С. 66–77. URL: <https://yadi.sk/i/F9Vfe-zOfhjqs>.
10. *Соколова Т.А., Дронова Т.Я. Толпешта И.И.* Глинистые минералы в почвах: Учебное пособие. Тула: Гриф и К, 2005. 336 с.
11. *Чижикова Н.П.* Минералогический состав взвесей лизиметрических вод в решении проблем миграции минералов // Тез. Докл. На 1-й Всеросс. конф. Лизиметрическое исследование почв. М.: Изд-во МГУ. 1998. С. 137–140.
12. *Чижикова Н.П., Верховец И.А., Владыченский А.С.* Поведение компонентов илистых фракций в модельных экосистемах почвенных лизиметров // Почвоведение. 2006. № 9. С. 1088–1097.
13. *Assouline S.* Rainfall-induced soil surface sealing: a critical review of observation of clay suspensions // Soil Sci. 2004. Vol. 127. P. 134–139. DOI: [10.2136/vzj2004.0570](https://doi.org/10.2136/vzj2004.0570).
14. *Ben-Dor E., Goldshleger N., Benyamini Y., Agassi M. R., Blumberg. D. G.* The spectral reflectance properties of soil structural crusts in the 1.2-to 2.5- μm spectral region // Soil Science Society of America Journal. 2003. Vol. 67. No. 1. P. 289–299. DOI: [10.2136/sssaj2003.2890](https://doi.org/10.2136/sssaj2003.2890).
15. *Bielders C. L., Baveye P.* Processes of structural crust formation on coarse-textured soils // European Journal of Soil Science. 1995. Vol. 46. No. 2. P. 221–232. DOI: [10.1111/j.1365-2389.1995.tb01830.x](https://doi.org/10.1111/j.1365-2389.1995.tb01830.x).
16. *Biscaye P.E.* Mineralogy and sedimentation of the deep-sea sediment fine fraction in the Atlantic Ocean // Geochem. Techn. Rept. N.Y. 1964. Vol. 8. P. 97–105.
17. *Cook H.E., Johnson P.D., Matti J.C., Zemmels I.* Methods of sample preparation and X-ray diffraction data analysis // X-ray Mineralogy Laboratory. Deep Sea Drilling Project. University of California. DSDP. 28: Washington (U.S. Govt. Printing Office). 1975. P. 999–1007.
18. *Eshel G., Levy G. J., Singer M. J.* Spectral reflectance properties of crusted soils under solar illumination // Soil Science Society of America Journal. 2004. Vol. 68. No. 6. P. 1982–1991. DOI: [10.2136/sssaj2004.1982](https://doi.org/10.2136/sssaj2004.1982).
19. *Goldshleger N., Ben-Dor E., Benyamini Y., Agassi M.* Soil reflectance as a tool for assessing physical crust arrangement of four typical soils in Israel // Soil Science. 2004. Vol. 169. No. 10. P. 677–687. DOI: [10.1097/01.ss.0000146024.61559.e2](https://doi.org/10.1097/01.ss.0000146024.61559.e2).

20. Prudnikova E.Yu., Savin I.Yu. The effect of open soil surface patterns on soil detectability based on optical remote sensing data // Proceedings of the 2nd International Electronic Conference on Remote Sensing. Sciforum Electronic Conference Series. 2018. Vol. 2. P. 1–8. URL: <https://sciforum.net/manuscripts/5170/manuscript.pdf>.
21. Savin I. Formation of reflectance properties of the surface of tilled chernozem soil // Proceedings of SPIE – The International Society for Optical Engineering. 1993. Vol. 2107. P. 304–313. DOI: [10.1117/12.162165](https://doi.org/10.1117/12.162165).
22. Valentin C., Bresson L. M. Morphology, genesis and classification of surface crusts in loamy and sandy soils // Geoderma. 1992. Vol. 55. No. 3–4. P. 225–245. DOI: [10.1016/0016-7061\(92\)90085-L](https://doi.org/10.1016/0016-7061(92)90085-L).

REFERENCES

1. Alekseev V.E., Sposob kolichestvennogo opredeleniya pervichnykh mineralov v pochvakh i porodakh metodom rentgenovskoi diffraktometrii (Method for quantitative determination of primary minerals in soils and rocks by x-ray diffractometry), *Pochvovedenie*, 1994, No. 1, pp. 104–109.
2. Varlamov E.B., Osobennosti sostava glinistykh mineralov chernozemov na sklonakh Yuzhnoi Moldovy (Features of the composition of clay minerals of black soil on the slopes of Southern Moldova), *Pochvovedenie i Agrokhimiya*, 2007, No. 2, Minsk, pp. 47–53.
3. Gorbunov N.I., *Vysokodispersnye mineraly i metody ikh izucheniya ikh izucheniya* (Finely dispersed minerals and methods for studying them), Moscow: Izd-vo AN SSSR, 1963, 302 p.
4. Gradusov B.P., Rentgenodifraktsionnyy metod v mineralogicheskikh issledovaniyakh pochv (X-ray diffraction method in the mineralogical studies of soils), *Pochvovedenie*, 1967, No. 10, pp. 127–137.
5. Pervova N.E., Zolotarev G.V., O nekotorykh itogakh issledovaniy na model'nykh lizimetrakh Pochvennogo statsionara MGU (On some results of studies on model lysimeters of the Soil Stationary Department of Moscow State University), *Vserossiiskii zhurnal nauchnykh publikatsii*, 2012, No. 4, pp. 12–15.
6. Prudnikova E.Yu., Savin I.Yu., Issledovanie opticheskikh svoystv otkrytoi poverkhnosti pochv (Study of the optical properties of an exposed soil surface), *Opticheskii zhurnal*, 2016, Vol. 83, No. 10, pp. 79–86, DOI: [10.1364/JOT.83.000642](https://doi.org/10.1364/JOT.83.000642).
7. *Rentgenovskie metody izucheniya i struktura glinistykh mineralov* (X-ray methods of studying and the structure of clay minerals), Ed. Braun G., Moscow: Mir, 1965, 599 p.

8. Savin I. Yu., Vliyanie livneвого dozhdy na integral'nyu otrazhatel'nyu sposobnost' poverkhnosti chernozemnykh pochv (The impact of heavy rain on integral reflectance of surface of chernozem soils), *Pochvovedenie*, 1995, No. 8, pp. 976–980.
9. Savin I. Yu., Prudnikova E. Yu., Ob optimal'nom sroke sputnikovoi s'emki dlya kartografirovaniya pakhotnykh pochv (About optimal dates of satellite images acquisition for arable soil mapping), *Dokuchaev Soil Bulletin*, 2014, No. 74, pp. 66–77, URL: <https://yadi.sk/i/F9Vfe-zOfhjqs>.
10. Sokolova T.A., Dronova T.Ya., Tolpeshta I.I., *Glinistye mineraly v pochvakh* (Clay minerals in soils), Tula: Grif i K, 2005, 336 p.
11. Chizhikova N.P., Mineralogicheskii sostav vzvesei lizimetriceskikh vod v reshenii problem migratsii mineralov (Mineralogical composition of lysimetric water suspensions in solving problems of mineral migration), Tez. Dokl. Na 1-i Vseross. konf. *Lizimetriceskoe issledovanie pochv* (Soil lysimetric study), Moscow: Izd-vo MGU, 1998, pp. 137–140.
12. Chizhikova N.P., Verkhovets I.A., Vladychenskii A.S., Povedenie komponentov ilistykh fraktsii v model'nykh ekosistemakh pochvennykh lizimetrov (The behavior of the components of the clay fraction in model ecosystems of soil lysimeters), *Pochvovedenie*, 2006, No. 9, pp. 1088–1097.
13. Assouline S., Rainfall-induced soil surface sealing: a critical review of observation of clay suspensions, *Soil Sci.*, 2004, Vol. 127, pp. 134–139, DOI: [10.2136/vzj2004.0570](https://doi.org/10.2136/vzj2004.0570).
14. Ben-Dor E., Goldshleger N., Benyamini Y., Agassi M. R., Blumberg. D. G., The spectral reflectance properties of soil structural crusts in the 1.2- to 2.5- μm spectral region, *Soil Science Society of America Journal*, 2003, Vol. 67, No. 1, pp. 289–299, DOI: [10.2136/sssaj2003.2890](https://doi.org/10.2136/sssaj2003.2890).
15. Bielders C. L., Baveye P., Processes of structural crust formation on coarse-textured soils, *European Journal of Soil Science*, 1995, Vol. 46, No. 2, pp. 221–232, DOI: [10.1111/j.1365-2389.1995.tb01830.x](https://doi.org/10.1111/j.1365-2389.1995.tb01830.x).
16. Biscaye P.E. *Mineralogy and sedimentation of the deep-sea sediment fine fraction in the Atlantic Ocean*, Geochem. Techn. Rept., N.Y., 1964, Vol. 8, pp. 97–105.
17. Cook H.E., Johnson P.D., Matti J.C., Zemmels I., Methods of sample preparation and X-ray diffraction data analysis, *X-ray Mineralogy Laboratory*, Deep Sea Drilling Project, University of California, DSDP. 28: Washington (U.S. Govt. Printing Office), 1975, pp. 999–1007.
18. Eshel G., Levy G. J., Singer M. J., Spectral reflectance properties of crusted soils under solar illumination, *Soil Science Society of America Journal*, 2004, Vol. 68, No. 6, pp. 1982–1991, DOI: [10.2136/sssaj2004.1982](https://doi.org/10.2136/sssaj2004.1982).
19. Goldshleger N., Ben-Dor E., Benyamini Y., Agassi M., Soil reflectance as a tool for assessing physical crust arrangement of four typical soils in Israel,

Soil Science, 2004, Vol. 169, No. 10, pp. 677–687, DOI: [10.1097/01.ss.0000146024.61559.e2](https://doi.org/10.1097/01.ss.0000146024.61559.e2).

20. Prudnikova E.Yu., Savin I.Yu., The effect of open soil surface patterns on soil detectability based on optical remote sensing data, *Proceedings in 2nd International Electronic Conference on Remote Sensing*, Sciforum Electronic Conference Series, Vol. 2, 2018, pp. 1–8. URL: <https://sciforum.net/manuscripts/5170/manuscript.pdf>.

21. Savin I., Formation of reflectance properties of the surface of tilled chernozem soil, *Proceedings of SPIE - The International Society for Optical Engineering*, 1993, Vol. 2107, pp. 304–313, DOI: [10.1117/12.162165](https://doi.org/10.1117/12.162165).

22. Valentin C., Bresson L. M., Morphology, genesis and classification of surface crusts in loamy and sandy soils, *Geoderma*, 1992, Vol. 55, No. 3–4, pp. 225–245, DOI: [10.1016/0016-7061\(92\)90085-L](https://doi.org/10.1016/0016-7061(92)90085-L).