

УДК 631.4

ПОЧВЕННЫЕ СВОЙСТВА КАК ИНДИКАТОРЫ ПАРАМЕТРОВ ВОДНОГО РЕЖИМА ПОЧВ (ОБЗОР)

© 2023 г. М. А. Смирнова^{a, b, *}, Д. Н. Козлов^a^aПочвенный институт им. В.В. Докучаева, Пыжевский пер., 7, стр. 2, Москва, 119017 Россия^bМГУ им. М.В. Ломоносова, Ленинские горы, 1, Москва, 119991 Россия

*e-mail: summerija@yandex.ru

Поступила в редакцию 24.08.2022 г.

После доработки 09.10.2022 г.

Принята к публикации 10.11.2022 г.

Перемещение влаги в почвах способствует формированию целого ряда специфических почвенных свойств; их интерпретация позволяет охарактеризовать особенности как отдельных гидрологических процессов, так и водного режима почв в целом, что особенно важно ввиду ограниченных возможностей проведения мониторинговых исследований перемещения влаги в почвах. Использование почвенных свойств в целях верификации результатов имитационного моделирования параметров водного режима дает возможность не только оценить адекватность модели, но и уточнить особенности генезиса почв. В обзоре рассмотрены диагностические показатели минеральных почв, определяемые в полевых и лабораторных условиях, характеризующиеся разным временем формирования и устойчивостью к изменениям факторов среды. Полевые методы диагностики параметров водного режима позволяют сформулировать гипотезы об особенностях поведения влаги в пределах почвенного профиля, которые в дальнейшем могут быть подтверждены или опровергнуты в результате лабораторных методов диагностики, режимных наблюдений, физико-математического моделирования. В частности, на основании стандартного полевого описания почв возможно выделение зоны наибольшего влагооборота, областей почвенного профиля, для которых характерен постоянный и периодический застой влаги, определение уровня залегания капиллярной каймы. Глинистые кутаны, ходы корней и почвенных животных маркируют пути преимущественных потоков. Лабораторные методы диагностики направлены на оценку количественного соотношения гидрологических процессов в почве; в основном, они позволяют охарактеризовать источник, продолжительность и интенсивность периода переувлажнения. Критерий Швертмана является наиболее часто используемым аналитическим индикатором диагностики переувлажненных почв, возможность и эффективность использования которого показана для широкого спектра почв. Верификация результатов гидрологического моделирования по свойствам почв потенциально возможна для процессов нисходящего и бокового стока, физического испарения влаги, транспирации, эвапотранспирации и капиллярного подъема.

Ключевые слова: гидрология почв, переувлажнение почв, имитационное гидрологическое моделирование, почвенные новообразования, глей

DOI: 10.31857/S0032180X22601037, **EDN:** HDHGCC

ВВЕДЕНИЕ

Внутриландшафтное и внутрипочвенное перемещение и перераспределение влаги являются важнейшими механизмами радиальной и латеральной дифференциации почв, определяют разнообразие эдафических и агроэкологических условий территории [44, 67, 87]. Вместе с тем изучение направленности и интенсивности гидрологических процессов в почвах сопряжено с рядом проблем; главные из них — ограниченные возможности организации долговременных инструментальных наблюдений за сезонной и многолетней изменчивостью водного режима почв [57], а

также процессами латеральной внутрипочвенной миграции влаги в ландшафте [68, 116]. Несмотря на достижения в развитии прямых методов мониторинга водного режима почв [61, 111] и латерального перемещения влаги [75, 84, 90], комплексные ландшафтно-гидрологические исследования единичны [74, 90].

Альтернативный подход к изучению гидрологических процессов в почвах связан с их имитационным моделированием [57, 85, 90]. За последние десятилетия в этом направлении достигнут определенный прогресс — обзор ландшафтно-гидрологических моделей, их входных парамет-

ров и анализ полученных результатов приведен в недавних работах [74, 105, 115].

Особую проблему моделирования поведения влаги в почвах составляет верификация полученных результатов; ее решение заключается в сопоставлении смоделированных величин с (1) результатами режимных наблюдений за влажностью почв, или с (2) косвенными индикаторами внутрипочвенного и/или внутриландшафтного распределения влаги [74, 94, 105, 114]. К этим индикаторам можно отнести как непосредственно сами продукты почвообразования [64, 72, 89], так и природные и антропогенные трассеры (например, пестициды, гербициды, изотопы воды и др.). Последние используют в абсолютном большинстве работ по верификации результатов почвенно-гидрологического моделирования [62, 109, 112]. Вместе с тем использование трассеров не позволяет верифицировать результаты моделирования перемещения влаги в почвах за более чем вековой период [111]. Преимуществом использования профильного (и/или ландшафтного) распределения продуктов почвообразования в качестве индикаторов перемещения влаги в почве является не только широкий пространственный и временной охват (от нескольких секунд до тысячелетий, в зависимости от используемого индикатора), но и сопутствующая интерпретация генезиса почв и их отдельных свойств [96].

Цель работы — обзор, анализ и генетическая интерпретация диагностических показателей гидрологических процессов в минеральных почвах, в том числе в задачах параметризации и верификации имитационных моделей водного режима для разных временных интервалов. К основным гидрологическим процессам, происходящим в почвах, можно отнести: впитывание влаги, нисходящий и боковой сток, капиллярный подъем, термовлагоперенос, транспирация воды растениями, физическое испарение, замерзание, разморозание, пароперенос, конденсация влаги. Совокупность перечисленных процессов определяет водный режим почв, а количественная характеристика объемов влаги, участвующих в процессах — водный баланс [58]. Под параметрами водного режима понимаем какие-либо его свойства, например, продолжительность переувлажнения, скорость фильтрации, уровень колебания капиллярной каймы, области нисходящих и восходящих водных потоков. Диагностические показатели могут характеризовать как водный режим почв в целом, так и отдельные гидрологические процессы в почвах. Показатели могут быть использованы как для верификации вертикального (в пределах профиля почвы), так и латерального (в ландшафте) движения влаги, и основаны на одном и том же принципе — сопоставления расчетных значений с их количественными или

качественными индикаторами в пределах профиля почв или сопряженных почвенных ареалов.

Структура обзора включает последовательное рассмотрение диагностических показателей, определяемых в полевых (цвет и окраска почв; редокс-потенциал и активность ионов в почвенных растворах; морфологическая характеристика почвенных новообразований; классификационное положение почв в системах Классификация и диагностика почв СССР [34], Keys to soil taxonomy [82]) и лабораторных условиях (показатели влажности почв и воздухоносной пористости; формы нахождения и содержания железа в почвах; химический состав ортштейнов; минералогический состав почв; характеристика органического вещества почв; изотопный состав почвенной влаги). В завершении обзора дана краткая сравнительная характеристика показателей.

ПОЛЕВЫЕ МЕТОДЫ ДИАГНОСТИКИ ПАРАМЕТРОВ ВОДНОГО РЕЖИМА ПОЧВ

Цвет и окраска почв. Холодные оттенки (сизый, зеленоватый, серо-голубой) традиционно интерпретируются как результат переувлажнения почв и присутствия Fe^{2+} -соединений, в редких случаях — особенностями почвообразующих пород, богатых специфическими по цвету минералами (например, некоторыми филлосиликатами). Качественной реакцией на присутствие Fe^{2+} является появление красноватой окраски после опрыскивания свежего среза стенки разреза раствором 0.2% α, α -дипиридила (может быть неприемлем в почвах с нейтральной и щелочной реакцией), или темно-синяя окраска в присутствии красной кровяной соли ($\text{K}_3\text{Fe}(\text{CN})_6$) [77].

Для количественной характеристики цвета почв наиболее часто используется шкала Мансела. Согласно WRB [77], цвет глеевого горизонта соответствует цветам листов шкалы Мансела Gley1 и Gley2, N, 10Y, GY, G, BG, B, PB или листов 2.5Y, 5Y при значениях насыщенности ≤ 2 в случае однородной окраски горизонта, и более чем на 2.5 ед. тона или на 1 ед. насыщенности краснее, чем окружающий материал для почв с неоднородной окраской. В работе Таргульяна с соавт. [50], посвященной морфотипам глея, показано, что однородная глеевая окраска горизонта при отсутствии сегрегационных и конкреционных форм железа и марганца свидетельствует о продолжительном переувлажнении почв и заполненности пор влагой. В случае неоднородной окраски — наличии бурых, красных, охристых зон и сегрегационных новообразований (но не твердых) — можно говорить о сочетании периодов переувлажнения и иссушения, постепенно сменяющих друг друга. Наличие твердых сегрегационных форм свидетельствует о резком изменении усло-

вий увлажнения горизонта. Подробное описание и классификация глеевых горизонтов по цвету и характеру окраски приведена в работе Зайдельмана [19]; всего выделено 3 глееватых горизонта и 5 глеевых. По мнению Зайдельмана [19], мраморовидный, ленточный и локальный глей всегда являются результатом поверхностного (не грунтового) переувлажнения. Кроме того, в работе дана гидрологическая интерпретация формирования различных светлых кислых (элювиальных) подзолистых горизонтов [19].

Определение цвета по шкале Мансела может быть использовано для интерпретации минералогического состава конкреций, формирующихся в различных условиях увлажнения [101]. Для удаления маскирующих цвет новообразований соединений (органического углерода, марганца) рекомендуется предварительная обработка образцов растворами перекиси водорода и оксалатов. Так, оранжевые цвета с тоном 7.5YR и тоном более 6 могут быть обусловлены присутствием лепидокрита – минерала, формирующегося при изменении анаэробной на аэробную обстановку в бескарбонатных почвах. Ферригидрит (тон 5–7.5YR, светлота менее 6) формируется при резком иссушении переувлажненных горизонтов.

Эванс и Францмайер [70] на основе шкалы Мансела разработали два цветовых индекса почв (color index) в целях выявления переувлажненных почв штата Индиана и принятия решений о необходимости прокладки почвенного дренажа. Индекс C1 основан на использовании насыщенности цвета (chroma), C2 – тона и насыщенности (hue, chroma). При расчете индексов учитываются параметры цвета основной массы каждого горизонта, а также цвета пятен и кутан (при их наличии); значение индексов C1 и C2 является средним взвешенным (относительно мощности горизонтов) значением индексов почвенных горизонтов. Чем меньше значение индексов, тем более переувлажненной почва является. Индекс C1 был успешно применен в работе [78] для характеристики продолжительности переувлажнения почв Тайваня на глубинах 50–100 и 100–150 см.

Помимо шкалы Мансела, для численной характеристики цвета почв может быть использована система CIE-L*a*b* [14]; определение цвета в этой системе возможно в полевых условиях при помощи смартфона (приложение Color Muse) или портативных приборов, например камеры Nix Pro [110]. Водяницкий и Шишов [15] предложили методику диагностики переувлажненных почв по величине прироста значений a^* (краснота–зеленость), после обработки почв раствором H_2O_2 . Для автоморфных почв характерно увеличение значения a^* , гидроморфных – уменьшение. Другим коэффициентом, разработанным на основе использования этой цветовой системы,

является расчет условно красного пигмента (Нем усл) по формуле [13]:

$$\text{Нем усл} = \frac{(\sqrt{a(a^2 + b^2)} - 0.54)}{1.97},$$

где a , b – значения по соответствующим осям в цветовой системе CIE-L*a*b*. На примере почв Предуралья показано [13], что Нем усл переувлажненных горизонтов составляет менее 0.1.

Таким образом, преимуществом использования цветовой характеристики почв в целях верификации результатов гидрологического моделирования является простота определения показателей и фиксация информации о цвете почв в стандартном почвенном описании, что открывает возможность создания баз данных по существующим материалам практически для любой территории. На основании цвета возможно выделение участков с постоянным и периодическим переувлажнением, ранжирование исследуемых слоев почв (почвенных ареалов) по продолжительности переувлажнения (от менее к более продолжительному).

В завершении подраздела отметим, что результат определения цвета почв зависит от условий освещения, влажности образца, особенностей цветовосприятия исследователя (при визуальном определении цвета по шкале Мансела) или используемого прибора при инструментальном подходе, что влияет на точность результата. В работе [92] проведен анализ результатов воспроизводимости определения цвета почв визуально, с использованием недорогих портативных (Cube, Nix Pro, Color Muse) и профессиональных колориметров. Показано, что наиболее экономичным и эффективным способом является использование камеры Nix Pro, позволяющей определять цветовые параметры в различных системах, в том числе шкале Мансела и CIE-L*a*b*.

Парциальное давление водорода и активность ионов в почвенных растворах. Заполнение пор влагой приводит к изменению окислительно-восстановительных условий почв, поэтому параметры окислительно-восстановительного состояния почв могут выступать в качестве индикаторов гидрологических процессов в почвах. К таким индикаторам можно отнести значения редокс-потенциала (Eh), отражающего активность ионов в почвенных растворах и парциального давления водорода (pH) [9]. Определение редокс (окислительно-восстановительного) потенциала почв в полевых условиях проводится специальными портативными приборами. Показано, что при значениях редокс-потенциала выше 450 мВ почвы характеризуются окислительной обстановкой и отсутствием переувлажнения, при значениях ниже 200 мВ наблюдается выраженный

восстановительный режим, почвы переувлажнены [17].

Согласно WRB [77], диагностика восстановительных условий, характерных для переувлажненных почв и горизонтов, проводится на основе расчета значений парциального давления водорода (гН) согласно формуле:

$$\text{гН} = E_h \times 29^{-1} + 2 \times \text{рН}$$

при $\text{гН} < 20$ в почве диагностируются восстановительные условия.

Свойства жидкой и газовой фаз почв достаточно быстро приходят в равновесие с особенностями окружающей среды, поэтому диагностические показатели окислительно-восстановительного режима почв характеризуют результат гидрологических процессов за короткий временной период [9]. Быстрый отклик значений E_h и гН на изменение условий окружающей среды может выражаться в том, что почвы, испытывающие сильное весеннее переувлажнение, не будут отличаться по этим показателям от почв, не испытывающих такового, если измерения проводились в сухой летний период. Например, в работе Зайдельмана [27] показано, что глеевые почвы, формирующиеся при глубоком залегании грунтовых вод, могут характеризоваться высокими значениями величины редокс-потенциала в летний период, часто близкими по значениям с автоморфными почвами.

Отметим, что рассмотренные показатели могут являться отражением не только изменения влажности почв, но и сульфидогенеза; поэтому использование значений E_h и гН с целью диагностики процессов переувлажнения в почвах с повышенным содержанием серы или в почвах зоны влияния сернокислых вод, эманации сероводорода, должно проводиться с осторожностью [56].

Морфологические особенности почвенных новообразований. Новообразования металлов с переменной валентностью, кутаны. Железистые, железомарганцевые и марганцевые стяжения и конкреции формируются при сочетании процессов выраженного переувлажнения и иссушения; таким образом, область почвенного профиля, для которой характерно наличие таких новообразований, характеризуется застойно-промывным режимом (современным или реликтовым). Фактором, определяющим количество ортштейнов, является продолжительность анаэробного периода. При кратковременном застое влаги формируются недифференцированные по цвету конкреции, а при длительном застое влаги в ортштейнах четко выделяются Mn-содержащее ядро и светло-бурая ожелезненная внешняя часть [25].

Формирование псевдофибров — плотных, тонких, сцементированных соединениями железа субгоризонтальных прослоев в почвах легкого

гранулометрического состава — связывают с изменением уровня залегания грунтовых вод и особенностями литогенеза или иллювированием растворов, насыщенных окисью железа, в современных или реликтовых условиях [20, 48, 99]. Рудяковые горизонты (в виде сплошной плиты, или конгломерата конкреций, занимающих >50% площади вертикального среза) формируются в результате изменения залегания уровня грунтовых вод или при выклинивании латеральных внутрипочвенных водных потоков, насыщенных закисными формами железа при резкой смене окислительно-восстановительного режима [11, 21]. Псевдофибры и рудяковые горизонты выступают в качестве барьера на пути миграции влаги, поэтому в весенний период они могут приводить к формированию верховодки; под псевдофибрами часто диагностируется зона пониженной влажности [20].

Почвенные кутаны — новообразования, формирующиеся на поверхности агрегатов и отличающиеся от их внутренней части по морфологии и вещественному составу, заметно препятствуют проникновению влаги внутрь педов [7]. Кутаны, как и ходы корней и животных, маркируют зоны преимущественного потока в почвах [90, 104].

Таким образом, использование новообразований металлов с переменной валентностью в качестве индикаторов параметров водного режима может позволить выделить области с контрастным изменением условий увлажнения (наличием периодов явного переувлажнения и иссушения); сравнение количества и морфологического строения ортштейнов исследуемых почв позволяет ранжировать объекты по продолжительности периода переувлажнения.

Карбонатные новообразования. Педогенные карбонаты широко распространены в почвах семигумидных, семиаридных и аридных областей. Их размер, форма, глубина обнаружения, характер распределения по профилю являются индикаторами режима влажности почв — современно-го и прошлого [38, 119].

В работе Хохловой [54] обобщен огромный собственный и литературный материал, посвященный карбонатным новообразованиям и особенностям их формирования (табл. 1). Интерпретация морфологического строения новообразований позволяет сделать предположения о направлении движения влаги в почве, приводящего к их формированию, и скорости испарения растворов.

В работах [28, 30] на примере лесостепных и степных почв выявлено, что глубина формирования крупных карбонатных конкреций (журавчиков) соответствует верхней границе максимального уровня подъема жестких гидрокарбонатно-кальциевых грунтовых вод. Показано, что такие крупные новообразования могут формироваться в автоморфных почвах в результате климатиче-

Таблица 1. Карбонатные новообразования и гидрологические условия их образования [54]

Форма	Разновидность	Условия образования
Выпот	Отдельные тонкие волокна, тесно связанные с почвенной массой	При высыхании почвы на дневной поверхности из растворов низкой концентрации
Налет	Волокнистый – ватоподобная масса спутанных волокон в микропустотах Плотный – тонкий гомогенный спой CaCO_3 на поверхности педов Корочка – более мощный толщиной до 1–5 см плотный налет по макротрещинам	Низкая концентрация растворов и быстрое их испарение Более концентрированные растворы и постепенное иссушение почвы Нет данных
Жилки	Слабосцементированные относительно крупные зерна карбонатов Инкрустации по стенкам пор плотной однородной массой CaCO_3 “Столбики” – полости пор целиком заполнены CaCO_3 Жилки окруженные ореолом пропитки	Весной при нисходящей миграции почвенных растворов низкой концентрации карбонатов В начале вегетации из растворов высокой концентрации, целиком заполняющих поры Перемещение карбонатов с пленочной влагой
Белоглазка	Инкреционная – желтоватая, неясноконтурная со значительной примесью глинистого материала Аккреционная – четко отграниченная от вмещающей массы и содержащая минимальное количество кластических зерен	Инфильтрация растворов из почвенной массы в полость поры и осаждение вокруг и по стенкам пор Постепенная концентрация карбонатов в почвенной массе вокруг пор и пустот
Журавчики		Испарение пленочной влаги из скоплений ее на стыках педов в межструктурные трещины Выпадение кальцита при движении коллоидных растворов по капиллярам

ских изменений; в работе [5], основанной на сравнении полевых описаний одних тех же автоморфных почв, исследованных на участке косимой степи Курской области и в агроландшафте Белгородской области в 1950–1960 гг. и в современный период, показано, что в нижней части профилей этих почв за 40–50-летний период появились признаки гидроморфизма в виде оливкового цвета горизонтов и наличия журавчиков. Авторы связывают данное наблюдение с периодическим застоём влаги в почвах (формированием верховодки), вызванным изменением климата – увеличением количества осадков и температур холодного времени года за период с начала 1970-х гг.

Индикатором особенностей водного режима почв может выступать не только тип карбонатных новообразований, но и глубина вскипания почв при реакции с 10%-ной HCl . Так, различия в положении границы вскипания коррелировали с параметрами моделируемых гидрологических процессов по модели HYDRUS-1D [3] для двух агрочерноземов, находящихся длительное время под паром и под кукурузой. В работе [89] показана высокая связь глубины вскипания почв с расчетным слоем перераспределенных осадков, полученных по модели SIMWE. А в работе [5] отме-

чается, что увеличение количества выпадающих осадков может приводить как к увеличению, так и уменьшению глубины залегания границы вскипания карбонатов, что определяется мощностью зоны активного влагооборота и положением границы вскипания в предыдущий сухой период.

В работе [5] выделены типы строения карбонатного профиля черноземов, соответствующие разным гидротермическим режимам их функционирования; выделение типов основано на соотношении в пределах профиля двух зон: миграционной, вскипающей при реакции с 10%-ной HCl и без выраженных форм карбонатных новообразований, либо с их лабильными формами (налеты, плесень); и аккумулятивной с устойчивыми во времени мицелярными и конкреционными формами. Показано, что миграционная зона соответствует зоне максимального влагооборота, для нее характерны как нисходящие, так и восходящие потоки влаги. Всего выделено 3 типа соотношения этих зон в почвенном профиле:

1. Для первого типа характерно наличие хорошо выраженной миграционной зоны (с динамичной границей вскипания) и аккумулятивной зоны, представленной исключительно мицелярными формами карбонатов (зоны не имеют четких

границ в пределах почвенного профиля). Для такого типа профиля характерна мощная (около 1 м) глубина ежегодной весенней влагозарядки, продолжительное присутствие подвижной влаги ниже корнеобитаемого слоя, длительный период восходящего подъема влаги по капиллярам и постепенное испарение растворов в поры-каналы.

2. В почвах второго типа присутствует ясно выраженный аккумулятивный горизонт с конкреционными формами новообразований; граница вскипания устойчива во времени, миграционная зона в почвах небольшая или отсутствует. Для таких почв характерна небольшая глубина ежегодной влагозарядки (около 0,5 м), и быстрое иссушение, что определяет отсутствие резерва подвижной влаги в средней части профиля и формирование сегрегационных новообразований (как результат быстрого испарения насыщенных растворов). Восходящее движение влаги по капиллярам происходит только в пределах слоя ежегодного промачивания и в течение короткого времени.

3. Наличие мощной миграционной зоны с обильной карбонатной плесенью, приуроченной к средней и нижней частям гумусового горизонта, подстилаемых ясно выраженной аккумулятивной зоной (с преобладанием карбонатных новообразований в виде белоглазки). Такие почвы характеризуются глубоким промачиванием (до 2–3 м), присутствием резерва доступной влаги в средней части почвенного профиля, поднятием влаги по капиллярам в весенне-летний период и резкое иссушение растворов во второй половине лета (обуславливающее преобладание сегрегационных форм карбонатов в средней части профиля).

Добавим, что формирование сегрегационных форм, описанных во втором типе, может являться не только результатом быстрого испарения насыщенных растворов, но и относительно медленно, компенсируемого потоком насыщенных карбонатом кальция растворов.

Горизонт лугового мергеля формируется в условиях выклинивания насыщенных карбонатами водных потоков, в том числе латеральных [27]. Для этого горизонта характерно высокое содержание CaCO_3 (>30%), сплошная белая пропитка.

Таким образом, интерпретация особенностей карбонатного профиля (глубины вскипания почв при реакции с 10%-ной HCl , глубины обнаружения и форм карбонатных новообразований) позволяют судить об особенностях влагозарядки, сезонной миграции растворов, скорости и степени весенне-летнего иссушения, сезонной контрастности температур и влажности почв, что может быть использовано при параметризации и верификации результатов гидрологического моделирования.

Новообразования гипса и легкорастворимых солей. Педогенные новообразования гипса и легкорастворимых солей встречаются в почвах степных, полупустынных и пустынных ландшафтов, как в автоморфных, так и в гидроморфных условиях. В работе Ямной [59] показано, что форма солевых и гипсовых новообразований связана не с биоклиматической зональностью, а с составом грунтовых вод и почвообразующих пород, особенностями современного и реликтового водного режима.

Как правило, процесс гипсообразования в почвах связан с поступлением насыщенных растворов Ca и SO_4 с грунтовыми водами (порowymi растворами). Вместе с тем известны механизмы образования гипса и в автоморфных условиях за счет обменных реакций между кальцием почвенного поглощающего комплекса и сульфатно-натриевыми водами, а также декарбонизации. В работах [59, 60] на примере Джизакского стационара было выделено 3 морфотипа гипсового горизонта, различающихся условиями соленакопления и водного режима почв. Эти морфотипы устойчивы во времени и сохраняются в почвенном профиле после изменения водного режима, определяющего условия их образования:

1) инкрустационный (мелко-, средне- и крупнокристаллический) представлен в виде отдельных и сросшихся между собой кристаллов гипса. Образование кристаллов приурочено к зоне постоянного капиллярного водонасыщения (в настоящее время или в прошлом). Формирование крупных кристаллов наблюдается в почвах при уровне грунтовых вод менее 1 м. Этот морфотип гипса является наиболее распространенным среди всех остальных;

2) мучнистый морфотип (с мучнистыми формами гипсовых новообразований) диагностируется при близком залегании к поверхности грунтовых вод (<1,1 м) и смене режимов капиллярного увлажнения почв и их иссушения. Сухарчатая разновидность наблюдается для почв с чуть большим уровнем залегания грунтовых вод и чуть менее увлажненных, мергелистая — более близким и чуть более увлажненным;

3) конкреционный — гипсовые конкреции формируются в почвах при глубоком залегании уровня грунтовых вод (~2 м) и периодическом увлажнении почв паводковыми водами. Конкреции представлены гипсовыми друзами разной степени окarbonаченности и характеризуются сложным микроморфологическим строением.

Формирование крупных идиоморфных кристаллов гипса и легкорастворимых солей связывают с их образованием в стабильных условиях при медленном испарении насыщенных растворов; мелких кристаллов — при контрастном режиме увлажнения (сочетании увлажнения и иссуше-

ния), вызванном колебанием уровня грунтовых вод. Наличие коррозии на поверхности кристаллов гипса и легкорастворимых солей свидетельствует о процессах рассоления почв, преобладании нисходящих токов влаги; идеальная форма кристаллов свидетельствует о подтягивании засоленных вод по капиллярам [41]. Образование коркового солевого горизонта на поверхности почвы обусловлено выпотным водным режимом почв [44]. В работах [37, 42] показано, что формирование этого горизонта возможно даже при минерализации грунтовых вод < 1 г/л.

Изменение уровня залегания засоленных грунтовых вод приводит к изменению характера распределения легкорастворимых солей. Так, при понижении уровня грунтовых вод максимум аккумуляции солей может смещаться вниз по профилю, а верхняя часть почвы может быть вымыта от легкорастворимых солей. На примере почв субтропической полупустыни (Джизакская степь) показано, что при снижении уровня грунтовых вод от 105 до 200 см и минерализации от 7 до 8 г/л за 20 лет произошло рассоление верхних 18–20 см и засоление второго метра почвы, ранее водонасыщенного горизонта [59].

В работе Ямной [59] приведены данные о доле открытых и закрытых пор в различных солевых горизонтах: карбонатных, гипсовых и аккумуляции легкорастворимых солей. Эта информация позволяет оценить особенности фильтрации воды в перечисленных горизонтах. Показано, что в гипсовых и карбонатных горизонтах при относительно небольшой общей пористости преобладают закрытые поры; в горизонтах с накоплением легкорастворимых солей, наоборот, преобладают открытые поры и характерна относительно высокая пористость. Следовательно, карбонатные и гипсовые горизонты почв характеризуются слабыми фильтрационными свойствами в сравнении с горизонтами аккумуляции легкорастворимых солей. Эти данные могут быть учтены при параметризации гидрологических моделей для региональных условий. Сложность использования новообразований солей в почвах для верификации результатов гидрологического моделирования заключается в их зачастую реликтовой природе и возможным отсутствием связи с современными процессами перемещения влаги.

Классификационное положение почв. В факторно-генетической Классификации почв СССР [34] особое внимание уделено связи почв с положением уровня грунтовых вод. Согласно классификации, черноземы формируются в автоморфных условиях почвообразования при уровне залегания грунтовых вод более 6 м, лугово-черноземные почвы при глубине грунтовых вод в 3–6 м, черноземно-луговые — 1.5–3 м, болотные почвы — < 1.5 м. Данная особенность позволила использовать ин-

формацию с почвенных карт (интерпретацию уровня грунтовых вод в почвах согласно их классификационному положению) для параметризации уравнения непрерывности стационарного состояния в кинематической волновой форме для почв лесостепи Окско-Донской низменности [118].

Изучение водного режима почв на стационарах позволило охарактеризовать динамику влажности почв, уровня залегания грунтовых вод, особенности влагозарядки, иссушения и других свойств различных типов почв [4, 6, 36, 43, 55]. Например, показано, что водный режим черноземов обыкновенных и южных относится к непромывному типу (сквозное промачивание отсутствует) за период наблюдений с 1950 по 1960-е гг. В работе [5] показано изменение водного режима этих почв в сторону большей гумидизации в период с 1970-х по настоящее время — для почв наблюдалось периодически полное промачивание профиля. Отметим, что изменение водного режима почв за указанный период не повлекло существенных изменений в классификационно значимых почвенных свойствах, почвы по-прежнему диагностированы как черноземы обыкновенные и южные. Следовательно, однозначная диагностика водного режима почв по их классификационной принадлежности является дискуссионной.

В американской классификации Keys to soil taxonomy [82] большое количество подпорядков и даже больших почвенных групп выделено на основании водного режима почв. Водный режим при этом определяется для некоторой части почвенного профиля, называемой участком контроля влажности (moisture control section (MCS)) — верхняя граница MCS определяется глубиной промачивания почвы 2.5 см осадков за 24-часовой период, нижняя — 7.5 см за 48-часовой период. В среднем для суглинистых почв MCS приурочен к глубинам 10–30 см, для песчаных — 30–90 см. Всего выделяется 6 водных режимов: Aquic (не используется для выделения таксономических единиц классификации), Aridic (Torric), Udric, Perudic, Ustic, Xeric. Последние пять режимов определяются числом дней с сухим или мокрым состоянием MCS. Данная информация может быть использована при верификации результатов гидрологического моделирования особенностей водного режима почв.

ЛАБОРАТОРНЫЕ МЕТОДЫ ДИАГНОСТИКИ ПАРАМЕТРОВ ВОДНОГО РЕЖИМА ПОЧВ

Показатели влажности почв и воздухоносной пористости. Влажность почв может быть выражена в виде абсолютного, относительного содержания влаги, гидрологических констант. Согласно Роде [44], переувлажнение почв наступает при влажности выше наименьшей влагоемкости; при

продолжительном периоде повышенного, относительно наименьшей влагоемкости, увлажнения почв, почва может быть отнесена к гидроморфной. Романовой [45] на основании многолетних исследований и обобщения массива данных сети Гидрометеостанций в качестве критерия гидроморфизма почв Беларуси предложено считать количество дней с влажностью больше наименьшей влагоемкости в слое 0–20 см. По этому критерию проведено разделение почв на автоморфные, полугидроморфные и гидроморфные.

Показатель воздухоносной пористости является обратным величине объемной влажности. На основе показателя воздухоносной пористости (рассчитывается как разница между общей пористостью и фактической объемной влажностью) Шеиным [58] и Зайдельманом [26] выделены пороговые значения экологического переувлажнения — то есть такого состояния водно-воздушного режима почв, при котором наблюдается негативное воздействие на урожай сельскохозяйственных культур. Согласно Шеину [58], экологическое переувлажнение наступает при воздухоносной пористости в 10% и менее, Зайдельману [26] — при 8% в пахотном и 6% в подпахотном горизонтах.

В работе Анциферовой [2] показано, что буроземы разной степени оглеения достоверно отличаются друг от друга по длительности периода с воздухоносной пористостью ниже 10% в слое 0–100 см вне зависимости от условий атмосферного увлажнения (пониженного, среднего или повышенного) за рассматриваемые в работе периоды. При этом продолжительность периода с влажностью почв больше наименьшей влагоемкости в слое 0–100 см достоверно отличалась для буроземов разной степени оглеения только в условиях среднего и повышенного увлажнения; влажностью менее влажности разрыва капилляров в слое 0–100 см, только в сухие годы.

Таким образом, показатели, основанные на измерении влажности или воздухоносной пористости, могут характеризовать как актуальное состояние почв (например, наличие переувлажнения или иссушения в настоящий момент), так и особенности водного режима почв в целом. Данные о влажности и воздухоносной пористости могут быть использованы как при параметризации гидрологических моделей, так и при верификации полученных результатов.

Формы нахождения и содержания железа в почвах. Критерии Швертмана ($K_{ш}$), Водяницкого ($K_{в}$) и Бодегома ($K_{б}$) основаны на различных соотношениях содержаний железа, экстрагируемых из почв реактивами Тамма ($Fe_{окс}$) и Мера–Джексона ($Fe_{дит}$), и имеют вид [9]:

$$K_{ш} = \frac{Fe_{окс}}{Fe_{дит}},$$

$$K_{б} = 0.19Fe_{окс} - 0.028(Fe_{дит} - Fe_{окс}),$$

$$K_{в} = \frac{Fe_{окс}}{Fe_{окс} + Fe_{дит}}.$$

Принципиально важным отличием критериев друг от друга является то, что в случае $K_{ш}$ и $K_{б}$ используются параллельные вытяжки из почв, для $K_{в}$ — последовательная. Чем больше значение критериев, тем выше степень переувлажнения. Дискуссионным остается вопрос, почему предложенные соотношения вытяжек реактивом Тамма и Мера–Джексона реагируют на степень переувлажнения почв. В качестве объяснений приводятся предположения об увеличении доли аморфных соединений, извлекаемых реактивом Тамма, в оглеенных почвах [19, 62]; высокая чувствительность реактива Тамма к присутствию Fe^{2+} , каталитически ускоряющего растворение Fe^{3+} -(гидр)оксидов [10, 12].

Критерий Швертмана используется для диагностики процессов переувлажнения почв, формирующихся в широком спектре физико-географических условий [1, 9, 53]. Единой шкалы значений связи критерия с почвенным гидроморфизмом не существует [9], однако для каждого региона можно создавать свои полуколичественные шкалы. Показано, что этот критерий позволяет более надежно выявить почвы с поверхностным, чем с грунтовым увлажнением [31], и характеризует актуальные процессы переувлажнения почв [1].

Как и критерий Швертмана, критерий Бодегома используется для почв, формирующихся в различных ландшафтных условиях [1, 9, 114]. Этот критерий позволяет количественно оценить содержание Fe^{2+} , образованного в результате биогеохимических процессов [114]. Помимо особенностей гидроморфизма, критерий Бодегома может характеризовать интенсивность выделения метана из почв [73].

Критерий Водяницкого [9] пока не получил широкого распространения при диагностике почвенного гидроморфизма; вместе с тем он является очень перспективным в силу наличия единой универсальной шкалы, связывающей степень проявления гидроморфизма и значения коэффициентов, а также использования параллельных вытяжек, повышающих точность определения различных форм железа. Переувлажнение отсутствует в почвах при значениях коэффициента <0.15 ; значения >0.6 соответствуют переувлажненным почвами. Как и перечисленные выше критерии, критерий Водяницкого может использоваться для почв, формирующихся в различных физико-географических условиях.

В работе Зайдельмана [27] для диагностики переувлажнения карбонатных почв со слабодифференцированным профилем (дерново-карбонатных, дерново-глеевых) предложен коэффициент, равный отношению содержания железа в пирофосфатной вытяжке (по Баскомбу; органо-минеральное железо) к содержанию железа в вытяжке реактивом Тамма; чем больше значение коэффициента, тем продолжительнее период переувлажнения. Этот коэффициент успешно использован для почв, формирующихся на пермских красноватых отложениях, цветовые особенности которых маскируют морфохроматические признаки переувлажнения почв [27].

Еще одним диагностическим критерием протекания процессов переувлажнения является показатель окисленности железа (Ko), определяемый, в частности, по результатам мессбауровской ЯГР-спектроскопии и согласно формуле [9]:

$$Ko = \frac{Fe^{3+}}{(Fe^{3+} + Fe^{2+})}.$$

Чем больше значение показателя, тем меньше выражены процессы оглеения. Этот показатель может использоваться в условиях как гумидного, так и семиаридного климата [9]. Перечисленные индикаторы характеризуют особенности актуального водного режима почв и могут быть использованы для верификации смоделированных параметров гидрологических процессов, соответствующих современным условиям почвообразования. Особенности внутриводного/ландшафтного распределения показателей позволяют ранжировать исследуемые объекты согласно продолжительности периода переувлажнения.

Химический состав почвенных новообразований. Согласно [29, 78], отношение железа к марганцу в составе ортштейнов (определяемое в одно нормальном сернокислой вытяжке), зависит от продолжительности и интенсивности периода переувлажнения почв. Данный коэффициент (отношение железа к марганцу в составе ортштейнов) получил название коэффициента заболоченности [29] или коэффициента Зайдельмана [9]. Значения коэффициента и соответствующие им уровни переувлажнения были получены для различных суглинистых и глинистых отложений (покровных, моренных, двучленных, озерно-ледниковых, пермских и некоторых других) и опубликованы в работах [22–24, 32]. Абсолютные значения коэффициента могут варьировать в широких пределах (от 0.001 до 5000); чем больше значение коэффициента в рассматриваемом ряду почв, формирующихся в сходных литологических и климатических условиях, тем выше интенсивность и продолжительность переувлажнения почв. В работе [46] показано, что данный коэффициент может применяться не только к орт-

штейнам, но и к другим железо-марганцевым новообразованиям за исключением рорейштеннов. Отметим, что коэффициент заболоченности неприменим для почв на карбонатных почвообразующих породах.

Содержание подвижных форм железа, марганца, а также фракционный состав фосфатов ортштейнов позволяют диагностировать источник переувлажнения почв – поверхностный или грунтовый, как это было показано на примере почв севера Тамбовской равнины [26]. Кроме того, Зайдельманом с соавт. [24] отмечено, что отношение содержания железа, извлекаемого вытяжкой Мера–Джексона из ила кутан и ила почвообразующей породы, коррелирует с интенсивностью и продолжительностью процессов переувлажнения почв. Предложен следующий коэффициент:

$$\frac{(Fe_{\text{ил, порода}} - Fe_{\text{ил, кутана}}) \times 100}{Fe_{\text{ил, порода}}}.$$

Определение этого коэффициента является достаточно трудоемким, как с точки зрения отбора образцов (главным образом, кутан), так и проведения химико-аналитических работ (необходимо фракционирование образцов по гранулометрическому составу), поэтому коэффициент используется очень редко.

Таким образом, рассмотренные коэффициенты могут применяться для верификации продолжительности периода переувлажнения почв и выявления участков с разными условиями увлажнения. Эти критерии подходят только для почв с контрастным водным режимом – наличием периодов иссушения и переувлажнения; они могут характеризовать не только современные, но и реликтовые условия увлажнения, что делает дискуссионным использование коэффициентов в качестве критериев для верификации результатов гидрологического моделирования.

Минералогический состав почв. Присутствие минералов гематита связывают с преобладанием выраженной окислительной обстановки (отсутствием переувлажнения), ферригидрит, фероксигит, лепидокрокит и гетит наоборот – выраженным переувлажнением [8, 66, 101]. Специфическим минералом железа, формирующимся только в переувлажненных песчаных почвах или торфах, является грин раст; этот минерал является очень неустойчивым и чувствительным к окислительно-восстановительным условиям: он присутствует в почвах только в восстановительные периоды и исчезает в окислительные [16]. Гидроксиды железа могут образовываться как в составе железо-марганцевых конкреций, ортштейнов, так и в плазме почвы, образуя скопления или рассеиваясь в почве. Для определения минералогического состава может быть использована мессбауровская ЯМР-спектроскопия, рентген-

дифрактометрия, электронная просвечивающая микроскопия, сопряженная с микродифракцией электронов.

Ферригидрит встречается как в таежных, так и степных почвах. Для образования ферригидрита благоприятны высокие значения редокс-потенциала и обилие органических лигандов. Фероксигид, как и ферригидрит, образуется в почвах биотическим путем; его формирование связано с переменными значениями Eh при дефиците органического вещества. Ферроксигид встречается только в кислых почвах. Его преобладание в составе почвенных конкреций свидетельствует об актуальных (современных) процессах переувлажнения почв. Как и фероксигид, лепидокрит формируются при переменном окислительно-восстановительном потенциале и недостатке органического углерода, но, преимущественно, в условиях холодного климата и абиотическим путем. В работе [102] показано, что этот минерал преимущественно приурочен к новообразованиям железа с высоким содержанием глинистых минералов.

Гетит является самым распространенным минералом гидроксида железа в почвах; его формирование происходит абиотическим путем, а высокое содержание органического углерода способствует формированию гетита в составе конкреций. При этом уменьшение доли алюминия в составе гетита является реакцией на почвенное переувлажнение. Преобладание гетита в составе конкреций (по сравнению с другими минералами железа) свидетельствует об унаследованном глее, формировании новообразований в более ранние периоды почвообразования [9].

Количественным показателем, основанным на особенностях минералогического состава, может являться критерий гидроксидогенеза (Кгг) железа, определяемый согласно формуле [9]:

$$\text{Кгг} = \frac{\text{гидроксиды железа}}{(\text{гидроксиды железа} + \text{оксиды железа})}.$$

Содержание гидроксидов железа интерпретируется как содержание гетита, оксидов железа — гематита.

Наибольший интерес при использовании данных о минералогическом составе почв в целях верификации результатов гидрологического моделирования заключается, на наш взгляд, в выявлении/подтверждении генетических построений особенностей формирования вторичных минералов в почвах.

Характеристика органического вещества почв. Влажность почв влияет на активность и численность микробной биомассы [103], способствует дестабилизации органического вещества, делая его более доступным для почвенных микроорганизмов [81]. Поэтому влажность почвы — один из ведущих параметров окружающей среды, контро-

лирующих минерализацию органического вещества почв и вновь поступающих растительных остатков [88, 107]. Таким образом, характеристика процесса минерализации органического вещества или особенностей его состава, может выступать в качестве диагностического показателя изменения параметров водного режима почв. Отметим, что влияние увлажнения почв на скорость минерализации не является линейным и имеет куполообразный характер — минимальные значения приходятся как на условия недостатка, так и явного избытка влаги [103].

Эмиссия углекислого газа из почвы — один из важных показателей скорости минерализации органического вещества, чутко реагирующий на изменение влажности почв в краткосрочном периоде [106]. Для характеристики долгосрочного влияния недостатка влаги/нормального увлажнения или переувлажнения почв на минерализуемость органического вещества в работах [51, 52, 79] использован целый комплекс показателей: содержание потенциально минерализуемого углерода, легко- умеренно- и трудноминерализуемых фракций активного органического вещества. Показано, что при увеличении влажности черноземов, каштановых и серых лесных почв от 10 до 40% происходит увеличение степени минерализуемости органического вещества почв [52]. При этом наиболее чувствительной к изменению условий увлажнения является фракция легкоминерализуемого органического вещества, ее доля в структуре активного органического вещества увеличилась в 1.5 раза при увеличении влажности почв [51].

Динамика содержания водорастворимой фракции органического вещества почв также может выступать в качестве показателя степени увлажнения почв. В работе [65] на примере модельного эксперимента показан рост содержания водорастворимой фракции органического углерода, извлекаемого из лесной подстилки при увлечении ее увлажнения. Временное поверхностное сезонное переувлажнение способствует закреплению водорастворимой фракции органического вещества в почве [33].

В почвах тундровых и таежных зон избыточное увлажнение достоверно влияет на накопление гумусовых соединений и оказывает воздействие на их молекулярную структуру [40]. Постоянное переувлажнение может вызывать процесс торфонакопления; переувлажнение в течение большей части вегетационного периода — формирование перегнойного горизонта [18, 91].

В работе Зайдельмана [27] показана связь между значениями оптической плотности пирофосфатной вытяжки, экстрагируемой из гумусового горизонта, и продолжительностью переувлажнения карбонатных почв со слабыми визуальными

признаками проявления гидроморфизма (в силу особенностей почвообразующих пород). Степанцова и Красин [49] предложили коэффициент степени гидроморфизма почв, основанный на соотношении оптических плотностей щелочной и пирофосфатной вытяжек из материала пахотного горизонта почв. Этот коэффициент успешно применялся для оценки продолжительности поверхностного переувлажнения почв [31, 39], диагностики грунтового переувлажнения и уровня залегания грунтовых вод [49] в почвах лесостепи. Коэффициент степени гидроморфизма отражает качество органического вещества почв, поскольку представляет собой отношение фракций I (свободные и связанные с полуторными окислами) и II (связанные с кальцием) гумусовых веществ; вероятно, другие показатели качества органического вещества, такие как отношение углерода гуминовых кислот к фульвокислотам, показатель гумификации, оптическая плотность гуминовых кислот и др. [47] тоже могут быть использованы в качестве диагностических показателей параметров водного режима почв.

Таким образом, особенности органического вещества почв могут применяться для верификации результатов гидрологического моделирования как за короткий (часы), так и продолжительный (месяцы—годы) периоды.

Изотопный состав почвенной влаги. Стабильные изотопы почвенной влаги: кислород ($^{16}\text{O}/^{18}\text{O}$) и водород ($^1\text{H}/^2\text{H}$; ^3H) — являются природными трассерами для изучения особенностей перемещения влаги в почвах; включение этого раздела в обзор обусловлено высокой перспективностью использования изотопного состава поровых и лизиметрических вод в целях верификации параметров водного режима почв и слабым освещением данного вопроса в отечественной литературе.

Внутрипочвенное испарение и испарение воды с поверхности почвы приводят к изменению соотношений стабильных изотопов: поскольку молекулярная масса $^1\text{H}_2^{18}\text{O}$ (20.015 г/моль, [76]) больше, чем $^1\text{H}_2^{16}\text{O}$ (19.017 г/моль [76]), происходит чуть более интенсивное испарение более легких молекул. Таким образом, изотопный состав почвенной влаги становится отличным от изотопного состава выпавших осадков в сторону его обогащения тяжелыми изотопами. Данный процесс называется испарительным фракционированием. В работе [71], посвященной метаанализу изотопного состава воды поровых пространств, выявлено, что в условиях аридного климата процессы испарительного фракционирования характерны до глубины 3 м, средиземноморского климата — 0.5 м и до 0.2–0.3 м в почвах умеренного климата.

В целом растения не влияют на изменение изотопного состава воды при корневом поглоще-

нии влаги, за исключением некоторых видов галофитов [86] и ксерофитных кустарников [69]. При этом испарение воды через устьица растений приводит к фракционированию изотопного состава [118]. На базе специальных физико-математических моделей возможно определение соотношения воды транспирационного генезиса к воде, испарившейся с поверхности почвы [95, 117, 120, 121]. Кроме того, анализ изотопного состава воды может быть применен для выявления зоны влияния корневого поглощения влаги [97].

В работе [108] приведен обзор исследований, направленных на изучение особенностей гидрологических процессов в почвах методами изотопного анализа стабильных изотопов воды. В частности, показана возможность определения источников поступления влаги в почву (с атмосферными осадками, грунтовыми водами) и их соотношения [83, 93], выявления предпочтительного радиального и латерального внутрипочвенного потока [98], продолжительности пребывания влаги в почвах и скорости фильтрации [109, 111].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Процессы радиального и латерального внутрипочвенного перераспределения влаги способствуют формированию в почвах целого ряда специфических свойств с разным временем формирования и устойчивостью к изменению факторов среды. Использование почвенных свойств в целях верификации результатов гидрологического моделирования параметров водного режима почв основано на сопоставлении внутрипрофильного распределения показателей и смоделированных параметров. Аналогичный принцип может быть применен при верификации особенностей внутрипочвенного латерального стока — в качестве индикаторов процесса могут быть использованы свойства сопряженных почвенных ареалов. Использование почвенных свойств в качестве индикаторов процессов внутрипочвенного перемещения влаги способствует углублению знаний о генезисе почв и отдельных почвенных свойств.

На основании стандартного полевого описания почв возможно выделение областей почвенного профиля (их глубины обнаружения, мощности), для которых характерен постоянный (по цвету) и периодический (характер окраски, наличие новообразований металлов с переменной валентностью) застой влаги. В ландшафтах со сбалансированным или недостаточным увлажнением особенности расположения глубины вскипания почв и обнаружения карбонатных новообразований позволяют выявить зону наибольшего влагооборота (наличия как восходящих, так и нисходящих потоков влаги). Новообразования гипса, легкорастворимых солей позволяют сделать предположения о глубине залегания уровня капиллярной

каймы. Глинистые кутаны, ходы корней и почвенных животных маркируют пути преимущественных потоков. Мергелистый и рудяковый почвенные горизонты могут являться результатами латерального внутрпочвенного потока. Морфология и размеры новообразований карбонатов, гипса и легкорастворимых солей соответствуют условиям их кристаллизации (относительно медленной или интенсивной), а также позволяют сделать предположения о насыщенности растворов. Солевые новообразования могут быть унаследованы почвой от предыдущих условий почвообразования; определение современного или реликтового генезиса новообразований полевыми методами является затруднительным, необходимы дополнительные исследования (например, микроморфологические), что усложняет использование этих критериев в целях верификации результатов гидрологического моделирования и делает их дискуссионными.

Аналитические показатели диагностики параметров водного режима направлены на оценку количественного соотношения гидрологических процессов в почве; в основном, они позволяют охарактеризовать продолжительность и интенсивность периода переувлажнения. К таким показателям относятся коэффициенты, базирующиеся на соотношениях различных форм металлов с переменной валентностью (Швертмана, Водяницкого, Бодегома, Зайдельмана) и особенностях состава органического вещества почв. Содержание подвижных форм железа, марганца и фракционный состав фосфатов ортштейнов, а также соотношение оптических плотностей щелочной к пирофосфатной вытяжек позволяют диагностировать источник переувлажнения почв: поверхностный или грунтовой. Использование минералогического состава почв и микроморфологического строения солевых новообразований в целях диагностики особенностей водного режима почв может позволить разделить современные и реликтовые черты переувлажнения.

Аналитические методы диагностики параметров водного режима характеризуются разной степенью трудоемкости, включающей как сложность отбора образцов для анализов (например, срезания кутан с граней педов), так и их пробоподготовку, сам процесс анализа. Значения большинства диагностических показателей зависят, в том числе от литологических особенностей почвообразующих пород, что обуславливает необходимость создания локальных и региональных шкал значений показателей для оценки степени переувлажнения почв. Например, одни и те же значения коэффициента степени гидроморфизма могут соответствовать контрастным по условиям увлажнения почвам. Критерий Швертмана является наиболее часто используемым аналитическим индикатором диагностики переувлажнен-

ных почв, возможность и эффективность использования которого показана для широкого спектра почв.

Проведенный обзор показывает, что верификация результатов гидрологического моделирования по свойствам почв потенциально возможна для процессов нисходящего и бокового стока, физического испарения влаги, транспирации, эвапотранспирации, капиллярного подъема. Свойства почв, определяемые как в полевых, так и в лабораторных условиях, позволяют верифицировать результаты моделирования продолжительности переувлажнения почв для широкого временного диапазона.

Упорядочивание рассмотренных в обзоре индикаторов с точки зрения их генетической интерпретации, характерного времени формирования равновесного состояния признаков и их устойчивости к изменению параметров окружающей среды, использования в целях верификации имитационного моделирования гидрологических процессов не может быть универсальным для всех географических обстановок и должно быть адаптировано к зонально-провинциальным особенностям почвенного покрова.

БЛАГОДАРНОСТЬ

Авторы выражают благодарность к. г. н. А.Ю. Юровой за обсуждение статьи.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Исследование выполнено при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, проект № 19-29-05277 (обзор полевых методов диагностики параметров водного режима почв) и Российского научного фонда, проект № 22-77-10062 (обзор лабораторных методов диагностики параметров водного режима почв).

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аветов Н.А., Сопова Е.О., Головлева Ю.А., Кирюшин А.В., Красильников П.В. Диагностика гидроморфизма в почвах автономных позиций Северо-Сосьвинской возвышенности (Западная Сибирь) // Почвоведение. 2014. № 11. С. 1283–1283.
2. Анциферова О.А. Гидрологический режим буроземов в агроландшафтах Самбийской равнины (Калининградская область) // Почвоведение. 2022. № 6. С. 713–727.
3. Архангельская Т.А., Хохлова О.С., Мякина Т.Н. Математическое моделирование водного режима

- двух агрочерноземов с различным уровнем залегания карбонатов // Компьютерные исследования и моделирование. 2016. Т. 8. № 2. С. 401–410.
4. *Афанасьева Е.А.* Водно-солевой режим обыкновенных и южных черноземов юго-востока европейской части СССР. М.: Наука, 1980. 217 с.
 5. *Базыкина Г.С., Овечкин С.В.* Влияние цикличности климата на водный режим и карбонатный профиль черноземов центра европейской части России и сопредельных территорий // Почвоведение. 2016. № 4. С. 475–488.
 6. *Большаков А.Ф.* Водный режим мощных черноземов Среднерусской возвышенности. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 200 с.
 7. *Бронникова М.А., Таргульян В.О.* Кутанный комплекс текстурно-дифференцированных почв. М.: Академкнига, 2005. 197 с.
 8. *Водяницкий Ю.Н.* Гидроксиды железа в почвах (обзор литературы) // Почвоведение. 2010. № 11. С. 1341–1352.
 9. *Водяницкий Ю.Н.* Диагностика переувлажненных минеральных почв. М.: Почв. ин-т им. В. В. Докучаева, 2008. 81 с.
 10. *Водяницкий Ю.Н.* О растворимости реактивом Тамма железистых минералов // Почвоведение. 2001. № 10. С. 1217–1229.
 11. *Водяницкий Ю.Н.* Строение рудяковых отделностей из песчаных почв Подмоскovie // Почвоведение. 1983. № 11. С. 84–90.
 12. *Водяницкий Ю.Н.* Химия и минералогия почвенного железа. М.: Почв. ин-т им. В. В. Докучаева, 2003. 238 с.
 13. *Водяницкий Ю.Н., Васильев А.А., Моргун Е.Г., Румянцева К.А.* Селективность реактивов при извлечении железа из почв // Почвоведение. 2007. № 10. С. 1205–1216.
 14. *Водяницкий Ю.Н., Кириллова Н.П.* Использование системы CIE-L*a*b* для характеристики цвета почв // Почвоведение. 2016. № 11. С. 1337–1346.
 15. *Водяницкий Ю.Н., Шишов Л.Л.* Изучение некоторых почвенных процессов по цвету почв. М.: Почв. ин-т им. В. В. Докучаева, 2004. 88 с.
 16. *Водяницкий Ю.Н., Шоба С.А.* Эфемерные Fe (II)/Fe (III) двойные слоистые гидроксиды в гидроморфных почвах (обзор литературы) // Почвоведение. 2015. № 3. С. 277–287.
 17. *Горбылев А.И., Воробьев В.Б., Петровский Е.И.* Почвоведение. М.: ИНФРА-М, 2014. 400 с.
 18. *Грачева Р.Г.* Запись природной среды в гидроморфных почвах // Память почв: Почва как память биосферно-геосферно-антропоферных взаимодействий. 2008. С. 106–127.
 19. *Зайдельман Ф.Р.* Генезис и экологические основы мелиорации почв и ландшафтов. М.: КДУ, 2009. 720 с.
 20. *Зайдельман Ф.Р.* Естественное и антропогенное переувлажнение почв. СПб.: Гидрометеиздат, 1992. 288 с.
 21. *Зайдельман Ф.Р.* Морфоглеогенез, его визуальная и аналитическая диагностика // Почвоведение. 2004. № 4. С. 389–398.
 22. *Зайдельман Ф.Р., Банников М.В.* Водный режим и генезис псевдофибровых и глеевых почв полесий // Почвоведение. 1996. № 10. С. 1213–1221.
 23. *Зайдельман Ф.Р., Нарокова Р.П.* Рудяковые почвы-железистые солончаки таежной зоны (генезис и использование) // Биологические науки. 1974. № 12. С. 106–112.
 24. *Зайдельман Ф.Р., Никифорова А.С.* Генезис и диагностическое значение новообразований почв лесной и лесостепной зон. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2001. 216 с.
 25. *Зайдельман Ф.Р., Никифорова А.С., Санжаров А.И.* Кутаны и ортштейны неоглеенных и оглеенных дерново-подзолистых почв на карбонатной морене и их диагностическое значение // Почвоведение. 1979. № 1. С. 28–36.
 26. *Зайдельман Ф.Р., Никифорова А.С., Степанцова Л.В., Сафронов С.Б., Красин В.Н.* Марганец, железо и фосфор в ортштейнах черноземовидных почв севера Тамбовской равнины и их значение для диагностики степени оглеения // Почвоведение. 2009. № 5. С. 521–531.
 27. *Зайдельман Ф.Р., Оглезнев А.К.* Количественное определение степени заболоченности почв по свойствам конкреций // Почвоведение. 1971. № 10. С. 94–101.
 28. *Зайдельман Ф.Р., Рыдкин Ю.И., Земскова Т.П.* Диагностическое значение кутан и ортштейнов для оценки степени заболоченности серых лесных почв // Почвоведение. 1987. № 4. С. 85–94.
 29. *Зайдельман Ф.Р., Санжаров А.И., Полонская Л.И.* Кутаны и ортштейны дерново-подзолистых неоглеенных и оглеенных почв на ленточных глинах и их диагностическое значение // Почвоведение. 1982. № 11. С. 17–25.
 30. *Зайдельман Ф.Р., Селищев А.А., Никифорова А.С.* Карбонатные конкреции почв гумидных ландшафтов и их диагностическое значение // Почвоведение. 2000. № 4. С. 405–415.
 31. *Зайдельман Ф.Р., Степанцова Л.В., Никифорова А.С., Красин В.Н., Даутоков И.М., Красина Т.В.* Новообразования (ортштейны и псевдофибры) поверхностно-оглеенных супесчаных почв севера Тамбовской равнины // Почвоведение. 2019. № 5. С. 544–557.
 32. *Зайдельман Ф.Р., Степанцова Л.В., Никифорова А.С., Красин В.Н., Сафронов С.Б., Красина Т.В.* Генезис и деградация черноземов европейской России под влиянием переувлажнения // Способы защиты и мелиорации. Воронеж: Кварта, 2013. 352 с.
 33. *Караванова Е.И.* Водорастворимые органические вещества: фракционный состав и возможности их сорбции твердой фазой лесных почв (обзор литературы) // Почвоведение. 2013. № 8. С. 924–924.
 34. *Классификация и диагностика почв СССР.* М.: Колос. 1977. 221 с.
 35. *Козловский Ф.И.* Теория и методы изучения почвенного покрова. М.: ГЕОС, 2003. 536 с.

36. *Коковина Т.П.* Водный режим мощных черноземов и влагообеспеченность на них сельскохозяйственных культур. М.: Колос, 1974. 302 с.
37. *Королюк Т.В.* Особенности солевой динамики в длительно-сезонно-мерзлотных засоленных почвах южного Забайкалья // Почвоведение. 2014. № 5. С. 515–529.
38. *Лебедева И.И.* Гумусовые и карбонатные аккумуляции как диагностические критерии в черноземах Восточной Европы // Бюл. Почв. ин-та им. В.В. Докучаева. 2011. № 68. С. 3–18. <https://doi.org/10.19047/0136-1694-2011-68-3-18>
39. *Левченко Е.А., Лозбенев Н.И., Козлов Д.Н.* Диагностика внутриландшафтной дифференциации гидроморфизма почв лесостепи Вороно-Цнинского междуречья Приволжской возвышенности // Вестник Моск. ун-та. Сер. 5. География. 2019. № 3. С. 38–48.
40. *Лодыгин Е.Д., Безносиков В.А., Василевич Р.С.* Молекулярный состав гумусовых веществ тундровых почв (13С-ЯМР-спектроскопия) // Почвоведение. 2014. № 5. С. 546–552.
41. *Панкова Е.И., Айдаров И.П., Голованов Д.Л., Ямнова И.А.* Засоление как основной почвообразовательный процесс в почвах природных оазисов Гобийских пустынь // Почвоведение. 2015. № 10. С. 1155–1155.
42. *Панкова Е.И., Ямнова И.А.* Формы солевых аккумуляций в гидроморфных хлоридных и сульфатных солончаках Монголии // Почвоведение. 1980. № 2. С. 99–108.
43. *Роде А.А.* Водный режим некоторых основных типов почв СССР (по многолетним данным). Избр. тр. Т. 4. М.: Почв. ин-т им. В.В. Докучаева, 2009. С. 292–345.
44. *Роде А.А.* Водный режим почв и его регулирование. М.: АН СССР, 1963. 119 с.
45. *Романова Т.А.* Водный режим почв Беларуси. Минск: ИВЦ Минфина, 2015. 144 с.
46. *Росликова В.И.* Марганцево-железистые новообразования в почвах равнинных ландшафтов гумидной зоны. Владивосток: Дальнаука, 1996, 291 с.
47. *Семенов В.М., Козут Б.М.* Почвенное органическое вещество. М.: ГЕОС, 2015. 233 с.
48. *Смеян Н.И., Лисица В.Д., Сергеенко В.Т.* О формировании почв на збровидных песчаных и лессовидных отложениях Белоруссии // Почвоведение. 2000. Т. 7. С. 800–807.
49. *Степанцова Л.В., Красин В.Н.* Количественный показатель глубины залегания грунтовых вод в черноземовидных почвах севера Тамбовской равнины // Вестн. МичГАУ. 2011. Ч. 1. № 2. С. 106–110.
50. *Таргульян В.О., Герасимова М.И., Целищева Л.К., Шоба С.А.* Оглеение и морфотипы глея // Почвоведение. 1987. № 7. С. 16–24.
51. *Тулина А.С., Семенов В.М.* Оценка чувствительности минерализуемого пула почвенного органического вещества к изменению температуры и влажности // Почвоведение. 2015. № 8. С. 952–952.
52. *Тулина А.С., Семенов В.М., Розанова Л.Н., Кузнецова Т.В., Семенова Н.А.* Влияние влажности на стабильность органического вещества почв и растительных остатков // Почвоведение. 2009. № 11. С. 1333–1340.
53. *Хитров Н.Б., Чевердин Ю.И., Rogovneva Л.В.* Двумерное распределение свойств вертикального солонца с микрорельефом гильгай в Каменной Степи // Почвоведение. 2018. № 11. С. 1285–1298.
54. *Хохлова О.С.* Карбонатное состояние степных почв как индикатор и память их пространственно-временной изменчивости. Дис. ... докт. геогр. наук. М., 2008.
55. Черноземы СССР / Отв. ред. В.М. Фридланд. М.: Колос, 1974. 560 с.
56. *Шарапова А.В.* Окислительно-восстановительное состояние почв Среднерусской лесостепи в зоне влияния терриконов угольных шахт. Дис. ... канд. биол. наук. М., 2013. С. 23.
57. *Шеин Е.В.* Курс физики почв. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2005. 432 с.
58. *Шеин Е.В., Болотов А.Г., Дембовецкий А.В.* Гидрология почв агроландшафтов: количественное описание, методы исследования, обеспеченность почвенных запасов влаги // Почвоведение. 2021. Т. 55. № 9. С. 1076–1084.
59. *Ямнова И.А.* Новообразования легкорастворимых солей и гипса в аридных почвах России и сопредельных стран: диагностика, генезис, антропогенная трансформация. Дис. ... докт. с.-х. наук. М., 2018.
60. *Ямнова И.А., Панкова Е.И.* Гипсовые новообразования и формирующие их элементарные почвообразовательные процессы // Почвоведение. 2013. № 12. С. 1423–1423.
61. *Beff L., Gunther T., Vandoorne B., Couvreur V., Javaux M.* Three-dimensional monitoring of soil water content in a maize field using Electrical Resistivity Tomography // Hydrol. Earth Syst. Sci. 2013. V. 17. P. 595–609. <https://doi.org/10.5194/hess-17-595-2013>
62. *Bishop J.M., Callaghan M.V., Cey E.E., Bentley L.R.* Measurement and simulation of subsurface tracer migration to tile drains in low permeability, macroporous soil // Water Resources Res. 2015. V. 51. № 6. P. 3956–3981. <https://doi.org/10.1002/2014WR016310>
63. *Campforts B., Vanacker V., Vanderborcht J., Baken S., Smolders E., Govers G.* Simulating the mobility of meteoric 10 Be in the landscape through a coupled soil-hillslope model (Be2D) // Earth Planet. Sci. Lett. 2016. V. 439. P. 143–157.
64. *Chen N., Li X., Šimůnek J., Zhang, Y., Shi H., Hu, Q., Xin M.* Evaluating soil salts dynamics under biodegradable film mulching with different disintegration rates in an arid region with shallow and saline groundwater: Experimental and modeling study // Geoderma. 2022. V. 423. P. 115969. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2022.115969>
65. *Christ M.J., David M.B.* Temperature and moisture effects on the production of dissolved organic carbon in a Spodosol // Soil Biol. Biochem. 1996. V. 28. № 9.

- P. 1191–1199.
[https://doi.org/10.1016/0038-0717\(96\)00120-4](https://doi.org/10.1016/0038-0717(96)00120-4)
66. Cornell R.M., Schwertmann U. The iron oxides: structure, properties, reactions, occurrences, and uses. Weinheim: Wiley-vch, 2003. 664 p.
 67. Dobriyal P., Qureshi A., Badola R., Hussain S.A. A review of the methods available for estimating soil moisture and its implications for water resource management // J. Hydrology. 2012. V. 458. P. 110–117.
<https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.06.021>
 68. Ehrhardt A., Groh J., Gerke H.H. Wavelet analysis of soil water state variables for identification of lateral subsurface flow: Lysimeter vs. field data // Vadose Zone J. 2021. T. 20. № 3. P. e20129.
<https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.06.021>
 69. Ellsworth P.Z., William D.G. Hydrogen isotope fractionation during water uptake by woody xerophytes // Plant Soil. 2007. V. 291. P. 93–107.
<https://doi.org/10.1007/s11104-006-9177-1>
 70. Evans C.V., Franzmeier D.P. Color index values to represent wetness and aeration in some Indiana soils // Geoderma. 1988. V. 41. № 3–4. P. 353–368.
[https://doi.org/10.1016/0016-7061\(88\)90070-5](https://doi.org/10.1016/0016-7061(88)90070-5)
 71. Evaristo J., Jasechko S., McDonnell J.J. Global separation of plant transpiration from groundwater and streamflow // Nature. 2015. V. 525. P. 91–94.
<https://doi.org/10.1038/nature14983>
 72. Finke P.A., Hutson J.L. Modelling soil genesis in calcareous loess // Geoderma. 2008. V. 145. P. 462–479.
 73. Fumoto T., Yanagihara T., Saito T., Yagi K. Assessment of the methane mitigation potentials of alternative water regimes in rice fields using a process-based biogeochemistry model // Global Change Biology. 2010. V. 16. № 6. P. 1847–1859.
<https://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2009.02050.x>
 74. Gao H., Sabo J.L., Chen X., Liu Z., Yang Z., Ren Z., Liu M. Landscape heterogeneity and hydrological processes: a review of landscape-based hydrological models // Landscape Ecol. 2018. V. 33. P. 1461–1480.
<https://doi.org/10.1007/s10980-018-0690-4>
 75. Hopp L., McDonnell J.J., Condon P. Lateral subsurface flow in a soil cover over waste rock in a humid temperate environment // Vadose Zone J. 2011. V. 10. № 1. P. 332–344.
<https://doi.org/10.2136/vzj2010.0094>
 76. Horita J., Rozanski K., Cohen S. Isotope effects in the evaporation of water: A status report of the Craig-Gordon model // Isot. Environ. Health Stud. 2008. V. 44. P. 23–49.
<https://doi.org/10.1080/10256010801887174>
 77. IUSS Working Group WRB, 2015. World Reference Base for Soil Resources 2014, update 2015. International Soil Classification System for Naming Soils and Creating Legends for Soil Maps. World Soil Resources Report No. 106, FAO, Rome.
 78. Jien S.H., Hseu Z.Y., Chen Z.S. Hydropedological implications of ferromanganiferous nodules in rice-growing plinthitic Ultisols under different moisture regimes // Soil Sci. Soc. Am. J. 2010. V. 74. № 3. P. 880–891.
<https://doi.org/10.2136/sssaj2009.0020>
 79. Kadono A., Funakawa S., Kosaki T. Factors controlling mineralization of soil organic matter in the Eurasian steppe // Soil Biol. Biochem. 2008. V. 40. P. 947–955.
<https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2007.11.015>
 80. Keller T., Sandin M., Colombi T., Horn R., Or D. Historical increase in agricultural machinery weights enhanced soil stress levels and adversely affected soil functioning // Soil Till. Res. 2019. V. 194. P. 104293.
<https://doi.org/10.1016/j.still.2019.104293>
 81. Kemmitt S.J., Lanyon C.V., Waite I.S., Wen Q., Addiscott T.M., Bird N.R.A., O'Donnell A.G., Brookes P.C. Mineralization of native soil organic matter is not regulated by the size, activity or composition of the soil microbial biomass – a new perspective // Soil Biol. Biochem. 2008. V. 40. P. 61–73.
<https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2007.06.021>
 82. Keys to soil taxonomy. Soil survey staff United States Department of Agriculture natural Resources Conservation. Service Twelfth edition 2014. 372 p.
 83. Kleine L., Tetzlaff D., Smith A., Wang H., Soulsby C. Using water stable isotopes to understand evaporation, moisture stress, and re-wetting in catchment forest and grassland soils of the summer drought of 2018 // Hydrology Earth System Sci. 2020. V. 24. № 7. P. 3737–3752.
<https://doi.org/10.5194/hess-24-3737-2020>
 84. Laine-Kaulio H., Backnäs S., Karvonen T., Koivusalo H., McDonnell J.J. Lateral subsurface stormflow and solute transport in a forested hillslope: A combined measurement and modeling approach // Water Resources Res. 2014. V. 50. № 10. P. 8159–8178.
<https://doi.org/10.1002/2014WR015381>
 85. Li X.Y., Lin H., Gerke H.H. Frontiers in hydropedology: Interdisciplinary research from soil architecture to the critical zone // Vadose Zone J. 2018. V. 17. № 1. P. 1–4.
<https://doi.org/10.2136/vzj2018.03.0045>
 86. Lin G., Sternberg L.D.L. Hydrogen isotopic fractionation by plant roots during water uptake in coastal wetland plants // Stable Isotopes and Plant Carbon-Water Relations. San Diego, Calif: Academic Press, 1993. P. 497–510.
 87. Lin H., Bouma J., Pachepsky Y., Western A., Thompson J., Van Genuchten R., Vogel H.J., Lilly A. Hydropedology: Synergistic integration of pedology and hydrology // Water Resources Research. 2006. V. 42.
<https://doi.org/10.1029/2005WR004085>
 88. Linn D.M., Doran J.W. Effect of water-filled pore space on carbon dioxide production in tilled and nontilled soils // Soil Sci. Soc. Am. J. 1984. V. 48. P. 1267–1272.
<https://doi.org/10.2136/sssaj1984.03615995004800060013x>
 89. Lozbennev N., Yurova A., Smirnova M., Kozlov D. Incorporating process-based modeling into digital soil mapping: A case study in the virgin steppe of the Central Russian Upland // Geoderma. 2021. V. 383. P. 114733.
<https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2020.114733>
 90. Ma Y.J., Li X.Y., Guo L., Lin H. Hydropedology: Interactions between pedologic and hydrologic processes across spatiotemporal scales // Earth-science reviews. 2017. V. 171. P. 181–195.
<https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.05.014>

91. Moore P.D. The ecology of peat-forming processes: a review // *Int. J. Coal Geol.* 1989. V. 12. № 1–4. P. 89–103. [https://doi.org/10.1016/0166-5162\(89\)90048-7](https://doi.org/10.1016/0166-5162(89)90048-7)
92. Moritsuka N., Kawamura K., Tsujimoto Y., Rabenarivo M., Andriamananjara A., Rakotoson T., Razafimbelo T. Comparison of visual and instrumental measurements of soil color with different low-cost colorimeters // *Soil Sci. Plant Nutrition.* 2019. V. 65. P. 605–615. <https://doi.org/10.1080/00380768.2019.1676624>
93. Muñoz-Villers L.E., McDonnell J.J. Runoff generation in a steep, tropical montane cloud forest catchment on permeable volcanic substrate // *Water Resour. Res.* 2012. V. 48. P. W09528. <https://doi.org/10.1029/2011WR011316>
94. Novak V., Šimůnek J., van Genuchten M.T. Infiltration of water into soil with cracks // *J. Irrig. Drain. Eng.* 2000. V. 126. P. 41–47.
95. Ogle K., Tucker C., Cable J.M. Beyond simple linear mixing models: Process-based isotope partitioning of ecological processes // *Ecol. Appl.* 2014. V. 24. P. 181–195. <https://doi.org/10.1890/12-1970.1>
96. Ogle K., Wolpert R.L., Reynolds J.F. Reconstruction plant root area and water uptake profiles // *Ecology.* 2004. V. 85(7). P. 1967–1978. <https://doi.org/10.1890/03-0346>
97. Opolot E., Yu Y. Y., Finke P. A. Modeling soil genesis at pedon and landscape scales: Achievements and problems // *Quarter. Int.* 2015. V. 376. P. 34–46. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2014.02.017>
98. Orłowski N., Kraft P., Breuer L. Exploring water cycle dynamics through sampling multitude stable water isotope pools in a small developed landscape of Germany // *Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss.* 2015. V. 12(2). P. 1809–1853. <https://doi.org/10.5194/hessd-12-1809-2015>
99. Prusinkiewicz Z., Bednarek R., Kosko A., Szmyt M. Paleopedological studies on age, properties and genesis of illuvial bands on a neolithic archaeological site // *Roczniki Gleboznawcze. Supplement.* 1994. V. 44. P. 15–26.
100. Saco P.M., Willgoose G.R., Hancock G.R. Spatial organization of soil depths using a landform evolution model // *J. Geophys. Res.: Earth Surface.* 2006. V. 111. № F2. <https://doi.org/10.1029/2005JF000351>
101. Schwertmann U. Relations between iron oxides, soil color, and soil formation // *Soil color.* 1993. V. 31. P. 51–69. <https://doi.org/10.2136/sssaspecpub31.c4>
102. Schwertmann U., Fitzpatrick R.W. Occurrence of lepidocrocite and its association with goethite in Natal soils // *Soil Sci. Soc. Am. J.* 1977. V. 41. № 5. P. 1013–1018. <https://doi.org/10.2136/sssaj1977.03615995004100050042x>
103. Sierra C.A., Trumbore S.E., Davidson E.A., Vicca S., Janssens I. Sensitivity of decomposition rates of soil organic matter with respect to simultaneous changes in temperature and moisture // *J. Adv. Modeling Earth Systems.* 2015. V. 7(1). P. 335–356. <https://doi.org/10.1002/2014MS000358>
104. Šimůnek J., Jarvis N.J., Van Genuchten M.T., Gärdenäs A. Review and comparison of models for describing non-equilibrium and preferential flow and transport in the vadose zone // *J. Hydrology.* 2003. V. 272. № 1–4. P. 14–35. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(02\)00252-4](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(02)00252-4)
105. Singh A.A. Concise review on introduction to hydrological models // *Global Research and Development J. for Engineering.* 2018. V. 3. № 10. P. 14–19.
106. Singh S., Mayes M.A., Shekoofa A., Kivlin S.N., Bansa, S., Jagadamma S. Soil organic carbon cycling in response to simulated soil moisture variation under field conditions // *Scientific Reps.* 2021. V. 11. № 1. P. 1–13.
107. Skopp J., Jawson M.D., Doran J.W. Steady-state aerobic activity as a function of soil water content // *Soil Sci. Soc. Am. J.* 1990. V. 54. P. 1619–1625.
108. Sprenger M., Leistert H., Gimbel K., Weiler M. Illuminating hydrological processes at the soil-vegetation-atmosphere interface with water stable isotopes // *Rev. Geophys.* 2016. V. 54. P. 674–704. <https://doi.org/10.1002/2015RG000515>
109. Sprenger M., Seeger S., Blume T., Weiler M. Travel times in the vadose zone: Variability in space and time // *Water Resour. Res.* 2016. V. 52. P. 5727–5754. <https://doi.org/10.1002/2015WR018077>
110. Stiglitz R., Mikhailova E., Post C., Schlautman M., Sharp J. Evaluation of an inexpensive sensor to measure soil color // *Computers and Electronics in Agriculture.* 2016. V. 121. P. 141–148.
111. Stumpp C., Stichler W., Kandolf M., Šimůnek J. Effects of land cover and fertilization method on water flow and solute transport in five lysimeters: A long-term study using stable water isotopes // *Vadose Zone J.* 2012. V. 11(1). <https://doi.org/10.2136/vzj2011.0075>
112. Su S.L., Singh D.N., Baghini M.S. A critical review of soil moisture measurement // *Measurement.* 2014. V. 54. P. 92–105. <https://doi.org/10.1016/j.measurement.2014.04.007>
113. Temme A.J.A.M., Vanwalleghe T. LORICA – a new model for linking landscape and soil profile evolution: development and sensitivity analysis // *Comput. Geosci.* 2016. V. 90. P. 131–143. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2015.08.004>
114. Van Bodegom P.M., Van Reeve J., Denier van der Gon H.A. C. Prediction of reducible soil iron content from iron extraction data // *Biogeochemistry.* 2003. V. 64. № 2. P. 231–245. <https://doi.org/10.1023/A:1024935107543>
115. Van der Meij W.M., Temme A.J., Lin H.S., Gerke H.H., Sommer M. On the role of hydrologic processes in soil and landscape evolution modeling: concepts, complications and partial solutions // *Earth-Science Rev.* 2018. V. 185. P. 1088–1106. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2018.09.001>
116. Vogel H.J. Scale issues in soil hydrology // *Vadose Zone J.* 2019. V. 18. № 1. P. 1–10. <https://doi.org/10.2136/vzj2019.01.0001>
117. Wang L., Caylor K.K., Villegas J.C., Barron-Gafford G.A., Breshears D.D., Huxman T.E. Partitioning evapotranspiration across gradients of woody plant cover: Assess-

- ment of a stable isotope technique // *Geophys. Res. Lett.* 2010. V. 37. P. L09401.
<https://doi.org/10.1029/2010GL043228>
118. Xu Z., Yang H., Liu F., An S., Cui J., Wang Z., Liu S. Partitioning evapotranspiration flux components in a subalpine shrubland based on stable isotopic measurements // *Bot. Stud.* 2008. V. 49. P. 351–361.
 119. Yurova A.Y., Smirnova M.A., Lozbene, N.I., Fil P.P., Kozlov D.N. Using soil hydromorphy degree for adjusting steady-state water table simulations along catenas in semiarid Russia // *Catena*. 2021. V. 199. P. 105109.
<https://doi.org/10.1016/j.catena.2020.105109>
 120. Zamanian K., Pustovoytov K., Kuz'yakov Y. Pedogenic carbonates: Forms and formation processes // *Earth-Science Rev.* 2016. V. 157. P. 1–17.
<https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2016.03.003>
 121. Zhang S., Wen X., Wang J., Yu G., Sun X. The use of stable isotopes to partition evapotranspiration fluxes into evaporation and transpiration // *Acta Ecol. Sin.* 2010. V. 30. P. 201–209.
<https://doi.org/10.1016/j.chnaes.2010.06.003>
 122. Zhu Q., Peng C., Chen H., Fang X., Liu J., Jiang H., Yang Y., Yang G. Estimating global natural wetland methane emissions using process modelling: Spatio-temporal patterns and contributions to atmospheric methane fluctuations // *Global Ecology Biogeography*. 2015. V. 24. № 8. P. 959–972.
<https://doi.org/10.1111/geb.12307>

Soil Properties as Indicators of Soil Moisture Regime Parameters (a Review)

M. A. Smirnova^{1, 2, *} and D. N. Kozlov¹

¹*Dokuchaev soil science institute, Moscow, 119017 Russia*

²*Lomonosov Moscow State University, Moscow, 119999 Russia*

*e-mail: summerija@yandex.ru

The water movement in soils contributes to the formation of a number of specific soil properties; their interpretation allows for to characterization of the features of both individual hydrological processes and the soil water regime, which is especially important due to the limited possibilities of soil wetness monitoring. The review considers the diagnostic indicators of mineral soils, determined in the field and laboratory conditions, characterized by different formation times and resistance to changes in environmental factors. Field methods for diagnosing soil moisture regime parameters make it possible to formulate hypotheses about the features of water behavior within the soil profile, which can later be confirmed or refuted as a result of laboratory diagnostic methods, regime observations, and physical and mathematical modeling. In particular, on the basis of a standard field description of soils, it is possible to identify the zone of the greatest moisture turnover, areas of the soil profile, which are characterized by constant and periodic moisture stagnation, as well as determining the level of occurrence of the capillary fringe. Clay coats, root burrows, and soil animals paths mark the preferential flows. Laboratory diagnostic methods are aimed at assessing the quantitative ratio of hydrological processes in the soil; basically, they allow to characterize the source, duration and intensity of the period of soil overmoistering. The Schwertman criterion is the most commonly used analytical indicator for diagnosing soil overmoistering, the possibility and effectiveness of which has been shown for a wide range of soils. Verification of the results of hydrological modeling by soil properties is potentially possible for the processes of downward and lateral runoff, physical evaporation of moisture, transpiration, evapotranspiration and capillary rise.

Keywords: hydropedology, soil overmoistering, hydrological simulation, water regime, gley