

УДК 631.4

ФИЗИЧЕСКИЕ ПОКАЗАТЕЛИ И МЕХАНИЗМ СЛИТИЗАЦИИ (НА ПРИМЕРЕ ПРЕДКАВКАЗСКОГО СЛИТОГО ЧЕРНОЗЕМА)

© 2020 г. А. В. Смагин^{a, b, *}^aМГУ им. М.В. Ломоносова, Ленинские горы, 1, Москва, 119991 Россия^bИнститут лесоведения РАН, ул. Советская, 21, Московская обл., с. Успенское, 143030 Россия

*e-mail: smagin@list.ru

Поступила в редакцию 03.09.2019 г.

После доработки 06.11.2019 г.

Принята к публикации 27.12.2019 г.

Слитизация является широко распространенным процессом, приводящим к неблагоприятным физическим и технологическим свойствам черноземных почв. До сих пор нет единой точки зрения на генезис этого явления, хотя априори ясно, что в его основе лежат физико-химические механизмы взаимодействия тонкодисперсных частиц и почвенной влаги в циклах набухания и усадки. В работе на количественном уровне рассматриваются закономерности динамики основных категорий пористости в зависимости от содержания влаги в различных генетических горизонтах слитого предкавказского чернозема выщелоченного (Luvic Chernozem (Epiloamic, Katoclayic, Agric, Novic, Bathyvertic)) в сравнении с черноземом, лишенным признаков актуальной слитости. В качестве показателей используются структурные диаграммы пористости как функции удельных объемов различных категорий пор в зависимости от удельного объема влаги в почве. В основе их построения лежит экспериментальный материал по текстурной пористости агрегатов, полученный методом насыщения индивидуальных агрегатов неполярной жидкостью (толуолом) с увлажнением горячим паром, а также фундаментальная ионно-электростатическая модель расклинивающего давления. Слитизация характеризуется значительным сокращением текстурной пористости и преобладанием удельных объемов внешнего порового пространства (трещин, межагрегатных пустот) в общей структуре пористой дисперсной системы. Наиболее вероятной причиной слитизации является резкое (двукратное) сокращение эффективной ширины двойного электрического слоя дисперсной системы с усилением взаимодействия частиц через устойчивые слои жидкой фазы (эффект компакции). В свою очередь это вызывает неблагоприятные технологические свойства слитых черноземов, глыбистую фрагментацию при иссушении с образованием крупных трещин, затрудняющую механическую обработку таких почв и земледелие в целом.

Ключевые слова: слитизация черноземов, набухание и усадка, тонкодисперсные почвы, структура и динамика порового пространства, текстурная пористость, влажность, расклинивающее давление

DOI: 10.31857/S0032180X20070151

ВВЕДЕНИЕ

Слитые и слитизированные почвы имеют широкое распространение, причем оценка их доли в составе мировых почвенных ресурсов неуклонно нарастает. Если во второй половине прошлого века по оценке ФАО слитые почвы занимали порядка 2.5 млн км², то по современным данным площадь слитоземов достигает 3.4 млн км² [20, 21, 34]. С одной стороны такие различия в оценках можно связать с развитием мирового почвенного картографирования, эволюцией представлений о слитых почвах и критериях их диагностики, однако, по-видимому, нельзя исключать и реальную экспансию этих почв в связи с глобальными климатическими изменениями и антропогенным воздействием. Так все больше генетико-географиче-

ских исследований выявляют слитогенез вне тропиков и субтропиков в регионах умеренного климата, вплоть до резко-континентальных условий [12, 16, 24, 27, 28]. При этом в основу выделения слитых почв, помимо обязательного требования к тяжелому гранулометрическому составу, контрастному водному и температурному режимам, положены преимущественно описательные морфологические критерии на уровне почвенного профиля (вертикальный горизонт со сликенсайдами и клиновидной структурой) и/или ландшафта (образование микроландшафта гильгай, череды более масштабных чашеподобных и диапироподобных морфоструктур) [23, 25, 28]. Под слитогенезом в таких исследованиях по существу понимается возникновение и чередование сдвиговых деформаций фрагментированной под дей-

ствием внутренних напряжений почвенной массы, то есть некий абстрактный механизм обязательной педотурбации (гаплоидизации) [23, 26]. Хотя в университетской монографии [13] гипотеза об обязательных интенсивных педотурбациях как главном факторе слитогенеза ставится под сомнение. Но, главное, при всей позитивности для почвенного картографирования, такой описательный, морфологический подход явно недостаточен для понимания реальных физических процессов и механизмов, лежащих в основе слитогенеза и более масштабного понятия слитизации, связанного с физической деградацией почв. Несмотря на интересные физически-обоснованные гипотезы о роли термодинамики (и, добавим, устойчивости) тонких пленок влаги на уровне почвенных частиц и агрегатов [23] и синергетических процессов на уровне ландшафта [11, 28], реальные процессные модели слитогенеза и слитизации в отечественном почвоведении крайне редки [2, 3]. Это в свою очередь сдерживает развитие технологических направлений по нормированию допустимых нагрузок на слитые почвы и по их мелиорации (почвенно-ландшафтному конструированию). Хотя зарубежные примеры моделирования и освоения природных 3D почвенных конструкций наводят на нестандартные технологические решения проблемы слитизации, например, искусственное пескование трещин вертисолей в сухое время года для получения стабильных 3D структур с локальным укоренением растительности в глинистых блоках [18, 19, 22]. Резюмируя вводную часть работы, подчеркнем, что инвентаризационные генетико-географические исследования слитых почв, базирующиеся преимущественно на качественных концептуальных представлениях о слитогенезе и слитизации, существенно опередили развитие количественных физически-обоснованных моделей и механизмов этих явлений, равно как и их количественных критериев. В этой связи целью данной публикации явилось физическое исследование процесса слитизации, под которым подразумевается природная или антропогенная дезагрегация дисперсных частиц набухающих тяжелых почв с формированием устойчивого раздельно-частичного вязко-пластичного влажного состояния и фрагментацией почвенной массы на плотные глыбистые структуры и трещины в сухом состоянии в условиях периодического чередования иссушения и увлажнения. Результатом слитизации является в первую очередь неблагоприятное физическое состояние тонкодисперсных почв, для количественной оценки которого предложен ряд критериев и методических разработок на примере слитого предкавказского чернозема. Работа развивает структурно-функциональный подход [2, 3, 31] к исследованию физических свойств и процессов в почвах с переменным поровым пространством в виде процессной модели

слитизации на основе физического механизма устойчивости водных пленок и ионно-электростатического расклинивающего давления по Дерягину применительно к связнодисперсным почвенным физическим системам.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Объектом экспериментальных исследований явились образцы слитого глинистого предкавказского чернозема (Luvic Chernozem (Epiloamic, Katoctylic, Aric, Novic, Bathyvertic)) из почвенного разреза на территории лесхоза “Белореченский” в окрестностях г. Белореченск Краснодарского края. Разрез был заложен на плантации грецких орехов, созданной в 90-х годах прошлого века на равнинном участке поперек насыпного вала. Почвенный профиль представлен системой генетических горизонтов: $A_{\text{нас}}$ (0–35 см) – A1 (35–58 см) – AB (58–90 см) – B1 (90–123 см) – B2 (123–193 см) – BC (193–230 см) – C > 230 см с диагностическими признаками слитогенеза (высокой плотностью, трещиноватостью, слитостью сложения, наличием призмовидно-глыбистой структуры, сликенсаидов, отсутствием пенетрации корнями), начинающая с переходного горизонта AB с максимальным проявлением в горизонте B1 и нижележащей почвенной толще. Профиль характеризовался высокой дисперсностью, варьирующей от тяжелого суглинка ($A_{\text{нас}}$, A1) до глины (остальная толща). Подробная характеристика данного типа почв приведена в работе [7].

В лабораторных условиях в отобранных образцах были определены¹ гранулометрический состав пирофосфатным методом [15], плотность твердой фазы (ρ_s) пикнометрическим методом [4], изотер-

¹ В работе приняты следующие основные обозначения: m – масса [кг], подстрочные индексы: 0 – исходное (воздушно-сухое) состояние, sat – насыщенная неполярной жидкостью, w – увлажненная; ρ – плотность [кг/м³], подстрочные индексы: b – сложения почвы, s – твердой фазы, a – агрегатов, tol – толуола, l – воды; W – весовая влажность [%] или эквивалентный удельный объем влаги [10⁻⁵ м³/кг], подстрочные индексы: h – гигроскопическая, a – адсорбированная прочносвязанная, m – в состоянии текучести; D – текстурная пористость или эквивалентный удельный объем текстурного порового пространства [10⁻⁵ м³/кг], подстрочные индексы: lim – предельный, g – занятый газом (воздухом), m – в состоянии текучести; \bar{V} – удельные объемы порового пространства [10⁻⁵ м³/кг], подстрочные индексы: l – общий, g – занятый газом (воздухом), c – трещин, межагрегатных пустот, каналов, макропор или “скважность”; S – удельная поверхность [м²/г], подстрочные индексы: БЭТ – оценка по изотермам десорбции паров воды методом БЭТ; λ – эффективная толщина двойного электрического слоя [м]; P_{os} – “осмотическое” давление [Па]; E_s – поверхностная энергия взаимодействия твердой и жидкой фаз [Дж/кг] по [2]; P – расклинивающее давление [Па]; b , [кг/кг], a , [Дж/кг] – параметры фундаментальной ионно-электростатической модели расклинивающего давления по [30, 31]; A – физически-обоснованный параметр экспоненциальной модели динамики текстурной пористости от влажности (10) [10⁻⁵ м³/кг].

мы десорбции паров воды гигроскопическим методом [15] с автоматизированным контролем температуры и влажности воздуха датчиками DS1923 [14], валовый состав минеральной части сплавлением с фтористоводородной кислотой, гумус (по Тюрину) и CO_2 карбонатов (ацидометрически) согласно классическому руководству [1]. По изотермам десорбции паров воды рассчитывалась эффективная удельная поверхность ($S_{\text{БЭТ}}$), согласно модели БЭТ [15], а также количество прочносвязанной влаги (W_a) по ординате точки перегиба изотермы [31].

Для определения базовой характеристики – зависимости текстурной (агрегатной) пористости от влажности был применен усовершенствованный метод насыщения агрегатов неполярной жидкостью. Модификация предложенного в [5] “керосинового” метода заключалась в использовании в качестве неполярной жидкости толуола (плотность $\rho_{\text{тол}} = 868.5 \text{ кг/м}^3$), в увлажнении агрегатов горячим паром, а не жидкой влагой, и в ином способе определения массы. Согласно [2], агрегаты в интервале от 2 до 5 мм характеризуются инвариантностью текстурной пористости, которая практически не зависит от их размеров. Поэтому для исследования использовались полученные после просеивания агрегаты, фракции 3–5 мм. Воздушно-сухие агрегаты поштучно взвешивались на торсионных весах (m_0), помещались пинцетом в ячейки (лунки) лабораторного штатива и капиллярно пропитывались толуолом. Жидкость аккуратно вносилась пипеткой в лунку с агрегатом. Все операции с толуолом производились в вытяжном шкафу и с использованием респиратора для защиты дыхательных путей от летучих токсичных паров этой жидкости. После капиллярной пропитки (выхода толуола со дна на поверхность агрегата) в лунку добавлялось основное количество этой неполярной жидкости до полного погружения в нее агрегата, и штатив помещался на 15–30 мин в вакуумный эксикатор для удаления возможного заземленного воздуха и полного насыщения агрегатов. После вакуумирования предварительно обкатанные на фильтровальной бумаге до появления матового оттенка агрегаты повторно взвешивались (m_{sat}). Параллельно в отдельной навеске агрегатов определялась гигроскопическая влажность (W_h) в воздушно-сухом состоянии стандартным методом высушивания при 105°C [4]. Предельная текстурная пористость в виде соответствующего удельного объема (D_{lim}) определялась по формуле:

$$D_{\text{lim}} = \frac{(m_{\text{sat}} - m_0)(1 + W_h)}{\rho_{\text{тол}}m_0} + \frac{W_h}{\rho_l}. \quad (1)$$

Разность ($m_{\text{sat}} - m_0$) дает массу толуола, заполнившего все поровое пространство агрегата. При делении этой массы на плотность толуола, находим

объем неполярной жидкости равный объему пор агрегата. Для получения искомой характеристики удельного объема, нормированного массой твердой фазы почвы, эта величина делится на отношение $m_0/(1 + W_h)$ (массу почвы, высушенной при 105°C). К измеренному объему необходимо добавить удельный объем пор, занятых гигроскопической влагой (W_h/ρ_l), где ρ_l – плотность воды.

Поскольку при набухании (усадке) пористость агрегатов меняется, для изучения зависимости этой характеристики от влажности агрегаты с известной массой в воздушно-сухом состоянии (m_0) увлажнялись горячим паром для формирования того или иного содержания влаги. Капиллярное насыщение жидкой водой (полярной жидкостью) лиофильных агрегатов, использующееся в исходной методике [5], на наш взгляд, не исключает заземления воздуха и возможных изменений объема под действием внутреннего пневматического давления, вплоть до разрывов агрегата, тогда как постепенная конденсация пересыщенного (горячего) пара позволяет избежать этих неблагоприятных эффектов. Технически подобное насыщение осуществляется очень легко и быстро, в отличие от подпитки на керамических пластинах. Для этого агрегаты надо лишь на время поместить в струю горячего пара и подержать некоторое время, в зависимости от которого можно получить различные величины влажности. Сразу же после операции увлажнения, агрегаты поштучно взвешиваются на торсионных весах (m_w), после чего их помещают в лунки штатива для насыщения толуолом ($m_{\text{тол}}$) и определения оставшегося не занятым водой порового пространства по вышеизложенной методике.

Для расчета удельного объема влаги (влажности) агрегата (W) необходимо количество имеющейся в нем воды разделить на массу почвы, высушенной при 105°C ($m_0/(1 + W_h)$) и на плотность воды (ρ_l). Но количество воды это разность массы влажного агрегата и почвы, высушенной при 105°C . Поэтому выражение для расчета приобретает вид:

$$W = \frac{[m_w - m_0/(1 + W_h)](1 + W_h)}{m_0\rho_l}. \quad (2)$$

Упрощая (2), после несложных алгебраических преобразований получаем окончательную формулу:

$$W = \frac{m_w}{m_0\rho_l}(1 + W_h) - \frac{1}{\rho_l}. \quad (3)$$

Расчет удельного порового пространства агрегата, занятого воздухом (D_g), очевидно, по аналогии с (1) производится по формуле:

$$D_g = \frac{(m_{\text{тол}} - m_w)(1 + W_h)}{\rho_{\text{тол}}m_0}. \quad (4)$$

Таблица 1. Гранулометрический состав слитого чернозема предкавказского, % от массы почвы, высушенной при 105°C

Горизонт	Фракция, мм					
	0.25–1	0.05–0.25	0.01–0.05	0.005–0.01	0.001–0.005	<0.001
A _{нас}	0.78	15.63	25.03	4.80	17.68	36.08
A1	0.61	5.23	26.88	5.76	20.04	41.48
AB	0.40	6.04	24.40	5.16	16.88	47.12
B1	0.46	5.02	22.24	3.36	14.56	54.36
B2	1.13	2.99	21.88	4.36	12.44	57.20
BC	1.86	4.26	25.08	4.32	16.36	48.12
C	1.88	4.52	22.84	7.80	14.08	48.88

Таблица 2. Элементный состав слитого чернозема предкавказского, % от массы почвы, высушенной при 105°C

Горизонт	ПП	Si	Fe	Al	Ca	Mg	P	S	K	Na
A _{нас}	13.84	31.76	3.28	11.91	0.22	0.80	0.07	0.14	1.68	0.52
A1	13.84	30.20	3.06	13.80	0.34	0.86	0.07	0.06	1.73	0.64
AB	12.98	32.45	3.38	11.15	0.22	0.88	0.06	0.10	1.72	0.45
B1	12.55	28.16	3.43	15.54	0.22	0.73	0.04	0.12	1.64	0.71
B2	12.32	31.97	2.23	11.79	0.34	0.90	0.03	0.05	1.59	0.50
BC	11.37	28.95	3.40	13.84	1.39	1.28	0.05	0.06	1.74	0.62
C	11.65	30.08	3.40	12.13	1.78	1.28	0.04	0.05	1.74	0.62

ПП – потери при прокаливании.

Здесь разница ($m_{\text{тол}} - m_w$) дает массу толуола, заполнившего оставшееся поровое пространство агрегата, не занятого водой. Гигроскопическую воду в эту характеристику, естественно, не включаем.

Искомая величина удельного объема всего текстурного порового пространства, как сумма объемов пор, занятых водой и воздухом рассчитывается как:

$$D = \frac{m_{\text{тол}}}{\rho_{\text{тол}} m_0} - \frac{m_w}{m_0} \left(\frac{1}{\rho_{\text{тол}}} - \frac{1}{\rho_l} \right) (1 + W_h) - \frac{1}{\rho_l}. \quad (5)$$

При подстановке измеряемых параметров масс в формулу (5) в граммах, а плотностей толуола и воды в кг/м³, получаем размерность удельных объемов в системе СИ: $[D] = 10^{-5} \text{ м}^3/\text{кг}$.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Общая характеристика слитого выщелоченного чернозема. Обратимся к анализу полученных результатов. В табл. 1 и 2 приводятся данные гранулометрии и элементный (валовой) состав исследуемого слитого чернозема. Тяжелый гранулометрический состав по всему профилю, выявленный при морфологическом описании разреза, полностью подтвердился аналитически. Содержание физической глины (частиц менее 0.01 мм) варьировало от 59% в верхнем насыпном горизонте, до 67–74% в основной двухметровой толще разреза, что по классификации Качинского [4] соответствовало

тяжелому суглинку для слоя A_{нас} и легкой глине для всех остальных горизонтов. Также обращает внимание доминирование по всему профилю илистой фракции среди других компонентов механического состава. Наименьшее количество ила наблюдалось в насыпном слое (36%), а далее его содержание было стабильно высоким и составляло порядка 50% от всех элементарных частиц почвы. Тяжелый гранулометрический состав, как уже отмечалось во Введении, является обязательным условием слитогенеза. В целом исследуемая почвенная толща, за исключением верхнего насыпного горизонта, весьма однородна по дисперсности (физическая глина от 67 до 74%), что свидетельствует о ее генетической целостности (однородности материнской породы).

Изученные макроэлементы по данным валового анализа можно распределить по четырем группам по массовой доле: 1 – кремний и алюминий, в количестве более 10%, 2 – железо, калий и магний в количестве 1–3%, 3 – натрий кальций и сера – 0.1–1% и 4 – фосфор в количестве менее 0.1%. Расчет коэффициентов дифференциации почвенного профиля (отношение содержания элемента в почвенном горизонте к содержанию в почвообразующей породе) показал, что почвенный профиль практически отмыт от кальция и магния. Вместе с тем во всей почвенной толще вплоть до переходного к породе горизонта BC отмечается стабильное превышение магния над кальцием, что также характерно для слитых почв.

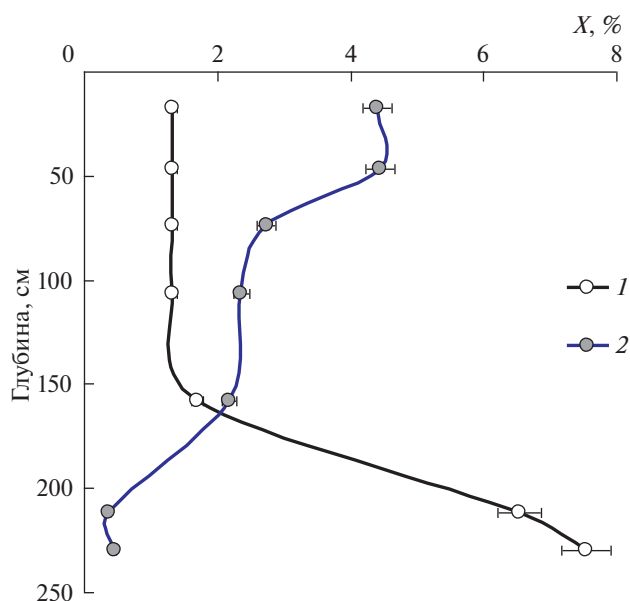


Рис. 1. Профильное распределение карбонатов кальция (1) и гумуса (2) в черноземе слитом предкавказском. $X, \%$ — процентное содержание карбонатов кальция и гумуса от массы почвы, высушенной при 105°C .

Биогенные элементы (S, P) накапливаются в поверхностных горизонтах в пределах первого метра, где их содержание в 1.5–2 (3) раза больше, чем в породе. Содержание остальных элементов относительно стабильное и мало меняется с глубиной.

Слитой предкавказский чернозем характеризуется невысоким содержанием органического вещества (гумуса). Его распределение по профилю носит явно выраженный ступенчатый характер с максимальным содержанием в верхнем слое 0–50 см (4.5%), средней концентрацией (2.2–2.7%) в мощной толще от 50 до 200 см и резким спадом до 0.3–0.4% в материнской породе (рис. 1). Карбонатный профиль, напротив, характеризуется стабильно низким содержанием CaCO_3 1.3–1.7% в основной почвенной толще и резким повышением до 6.5–7.5% в переходном горизонте ВС и материнской породе.

Физический механизм и количественная оценка слитизации. Физический механизм формирования слитости в почвах с переменным поровым пространством связан, по-видимому, со спецификой их коллоидно-дисперсного комплекса, сохраняющего устойчивость в широком диапазоне влажности в раздельно-частичном (не агрегированном) состоянии. Этим объясняется повышенная способность слитых почв к набуханию (усадке) в процессах их увлажнения или иссушения. В предшествующих работах [2, 3] был предложен термодинамический подход к количественному описанию динамики порового пространства набухающих почв, однако, на наш взгляд, он не мо-

жет быть использован без существенных корректировок самой концепции набухания в почвах и базовых уравнений для расчета структурных диаграмм пористости (СДП). Вслед за Злочевской с соавт. [8, 9], Березин [2, 3] использовал “осмотическую” теорию набухания, связывающую это явление с гидратацией противоионов двойного электрического слоя (ДЭС). Не критикуя саму эту теорию, что должно быть предметом отдельной статьи, обратим внимание лишь на уравнения для расчета соответствующего “осмотического” давления (потенциала) у обоих упомянутых авторов:

$$P_{\text{os}} = \frac{E_s}{W}, [8, 9]; P_{\text{os}} = \frac{E_s}{(W - W_a)}, [2, 3], \quad (6)$$

где P_{os} — “осмотическое” давление, E_s — потенциальная энергия взаимодействия твердой фазы с жидкой мицеллярной водой” по [2]. Последняя величина рассчитывается по значению активной концентрации (C_s) ионов ДЭС, оцениваемой по экспериментальным данным о поверхностной проводимости почвенной пасты при известной температуре (T), согласно закону Вант-Гоффа: $E_s = C_s RT$, R — универсальная газовая постоянная.

Однако уравнения (6) описывают не расклинивающее давление, которое действительно является одной из главных причин набухания, а скорее осмотический потенциал почвенного раствора, согласно простому закону разбавления (уменьшение влажности увеличивает концентрацию при фиксированном количестве ионов). Сам закон разбавления применительно к почвам во всем диапазоне влажности некорректен, поскольку реальный ход зависимости концентрации растворимых веществ-электролитов от влажности не монотонное увеличение по мере снижения содержания влаги, согласно (6), а кривая с экстремумом [32]. Но главное — другое. “Осмотическое” набухание реализуется в растворах при наличии полупроницаемой мембраны, удерживающей ионы и пропускающей воду. В почве таких мембран нет, поэтому при соединении с чистым растворителем (водой) ионы будут гидратироваться, частично переходить в раствор, но никакого набухания при этом происходить не будет, хотя осмотическая компонента полного термодинамического потенциала влаги может достигать больших значений при практически насыщенной почве (100 Дж/кг и выше или $rF \geq 3$). Ошибка видна из анализа диссертационной работы [3], где автор приводит данные по “осмотическому” давлению почвенной влаги, определенному криоскопическим методом, якобы подтверждающие уравнение (6). Но криоскопия дает полный потенциал с действительно высокими значениями rF при почти насыщенной почве, тем выше, чем больше засоление почвенного раствора. А это не причина набухания, ведь засоленные почвы, как известно,

Таблица 3. Аппроксимационные, статистические параметры и некоторые расчетные показатели ионно-электростатической модели (10) для образцов набухающих почв

Образцы*	$A, 10^{-5}$ м ³ /кг	$b, \text{кг/кг}$	R^2	s	$D_{lim}, 10^{-5}$ м ³ /кг	$W_m, 10^{-5}$ м ³ /кг	$S_{БЭТ}, \text{м}^2/\text{г}$	$\lambda,$ нм
1	14.7 ± 0.2	2.45 ± 0.05	0.993	0.39	17.3	33.4	153	2.7
2	13.1 ± 0.1	2.79 ± 0.04	0.996	0.34	15.4	32.9	133	2.7
3	12.3 ± 0.1	2.98 ± 0.05	0.996	0.39	14.5	29.8	130	2.6
5	27.9 ± 0.1	1.22 ± 0.01	0.995	0.53	30.4	53.9	160	5.1

* См. нумерацию в подрисуночной подписи к рис. 2.

наоборот, теряют способность к набуханию из-за подавления ДЭС [17].

Одна из наиболее вероятных причин набухания – ионно-электростатическая составляющая расклинивающего давления. Удерживаемые в ДЭС ионы, наряду с гидратацией самой заряженной поверхности, ориентацией полярных молекул воды в электростатическом поле поверхности и ионов ДЭС, силы отталкивания при перекрытии оболочек ДЭС, все вместе будет способствовать вхождению воды в тонкодисперсную систему и расширению ее объема. И связь зарядов с поверхностью твердой фазы, включая ионы ДЭС, как раз служит той самой полупроницаемой “мембраной”, которая отсутствует для свободных ионов порового раствора. Но такое давление нельзя оценивать криоскопией, особенно в области насыщенности почвы влагой, где доминирует осмотическое давление от гидратации свободных ионов. А главное, уравнения для ионно-электростатической компоненты расклинивающего давления совершенно иные, отличные от (6). Это экспоненциальная зависимость от влажности, а точнее от расстояния до поверхности тонкодисперсной частицы, впервые обоснованная теоретически акад. Дерягиным, и получившая развитие в физике почв в работах [29–31, 33]. Согласно [30, 31], фундаментальная ионно-электростатическая модель расклинивающего давления (P) применительно к почвам выглядит как:

$$P = a\rho_l \exp\left(-\frac{W}{S\rho_l\lambda}\right) = a\rho_l \exp(-bW), \quad (7)$$

$$b = \frac{1}{S\rho_l\lambda}, \quad (8)$$

где $b, [\text{кг/кг}]$ – физически-обоснованный параметр, определяемый дисперсностью и свойствами ДЭС, $a, [\text{Дж/кг}]$ – физически-обоснованный параметр, характеризующий форму и потенциал (заряд) поверхности, $S, [\text{м}^2/\text{кг}]$ – эффективная удельная поверхность границы раздела фаз, $\lambda, [\text{м}]$ – эффективная толщина ДЭС.

Запишем условие механической связи давления и объема ($PD = \text{const}$) для идеальной физической системы с переменным объемом (D) в диф-

ференциальном виде, разделив обе части получаемого уравнения на dW :

$$\frac{PdD}{dW} = -\frac{DdP}{dW}, \quad (9)$$

здесь d – знак дифференцирования. Подставляя в (9) выражение для расклинивающего давления (7), разделяя переменные и интегрируя в пределах $W_a - W, D_{lim} - D$, получаем следующее физически обоснованное выражение для динамики текстурной пористости в зависимости от влажности:

$$D(W) = A \exp(bW), \quad (10)$$

где $A = D_{lim} \exp(-bW_a)$ – комплексный параметр, включающий константы интегрирования.

Как показывает рис. 2, функция (10) адекватно аппроксимирует экспериментальные данные $D(W)$ с высокими коэффициентами детерминации ($R^2 = 0.994 - 0.996$) на фоне небольших стандартных ошибок ($s = 0.3 - 0.5\%$) со статистически достоверными параметрами A, b при уровне значимости $p < 0.0001$. Параметры аппроксимации и статистики помещены в табл. 3. Впервые факт соответствия экспериментальных данных по динамике текстурной пористости экспоненциальной эмпирической модели вида (10) был установлен Березиным [2] (экспоненциальная усадка агрегатов), однако нам удалось придать этой зависимости фундаментальный характер, исходя из ионно-электростатической модели расклинивающего давления, как главной физической причины, вызывающей набухание и изменение объема агрегатов.

В целях сравнительной характеристики данных на рис. 2 была нанесена линия текстурной усадки агрегатов неслитой почвы такой же дисперсности (одесского чернозема обыкновенного окультуренного, гор. $A_{\text{пах}}$) с параметрами $A = 27.9 \times 10^{-5}$ м³/кг и $b = 0.012$, по данным из работы [3]. Пунктирная прямая $D = W$ из начала координат, направленная под углом 45°, является асимптотой для кривых текстурной усадки, поскольку набухшая дезагрегированная (раздельно-частичная) тонкодисперсная почва при усадке до определенного предела уменьшает свой объем ровно настолько, насколько теряет влагу (так называемая “линей-

ная” усадка глин и глинистых минералов). Упомянутый предел Березин [2] вслед за рядом грунтоведов ассоциирует с пределом текучести W_m . На наш взгляд, возможно альтернативное объяснение прекращения линейной пропорциональной усадки – вход воздуха (состояние барботирования) в крупные поры почвенной массы, которая из двухфазной системы (тонкодисперсные частицы–вода) превращается в трехфазную (частицы–вода–воздух) с появлением капиллярных сил.

Оставляя за этим состоянием прежнее обозначение (W_m), отметим, что его вовсе не обязательно определять экспериментально, поскольку и сама методика определения предела текучести [4] носит весьма субъективный характер, да и физическая трактовка данного предела, как только что упоминалось, может быть разной. Вместе с тем, очевидно, что имея кривую текстурной усадки, легко аналитически определить данный предел по пересечению с пунктирной линией $D = W$ (рис. 2). Условие пересечения для модели (10) дает трансцендентное уравнение $A \exp(bW_m) = W_m$, решение которого можно получить либо с использованием специальной функции Ламберта, либо численным методом, с применением алгоритма подбора параметра из стандартного сервиса MS Excel. Значения $D_m = W_m$ помещены в табл. 3. Как видно, они были близки к $30 \times 10^{-5} \text{ м}^3/\text{кг}$, что в 1.6–1.8 раз ниже по сравнению с таким же показателем для неслитого обыкновенного чернозема.

Из (8) и (10) находим формулы для расчета по полученным параметрам аппроксимации A , b эффективной ширины ДЭС:

$$\lambda = \frac{1}{S_{\text{ФЭТ}} b}, \quad (11)$$

и предельной величины удельного объема текстурной пористости:

$$D_{\text{lim}} = A \exp(bW_a). \quad (12)$$

Анализируя эти показатели (табл. 3), убеждаемся, что при сходной дисперсности (эффективная удельная поверхность $S_{\text{ФЭТ}} = 130\text{--}160 \text{ м}^2/\text{г}$) ширина ДЭС для слитой почвы оказывается фактически вдвое, а предельная текстурная пористость D_{lim} – в 1.7–2.1 раза ниже по сравнению с аналогичными величинами в обыкновенном черноземе. То есть слитизация характеризуется сокращением нелинейного (экспоненциального) диапазона набухания/усадки почвы ($D_m - D_{\text{lim}}$) и существенным сжатием эффективной ширины ДЭС. В такой системе усиливаются вязкопластичные взаимодействия дисперсных частиц, разделенных слоями пленочной влаги, и фактически исчезает критическое состояние ВРК (разрыва капиллярной связи), поскольку мениски образуют с сольватными слоями устойчивую систему (капиллярные явления 2 рода). Значит, при механической обработке

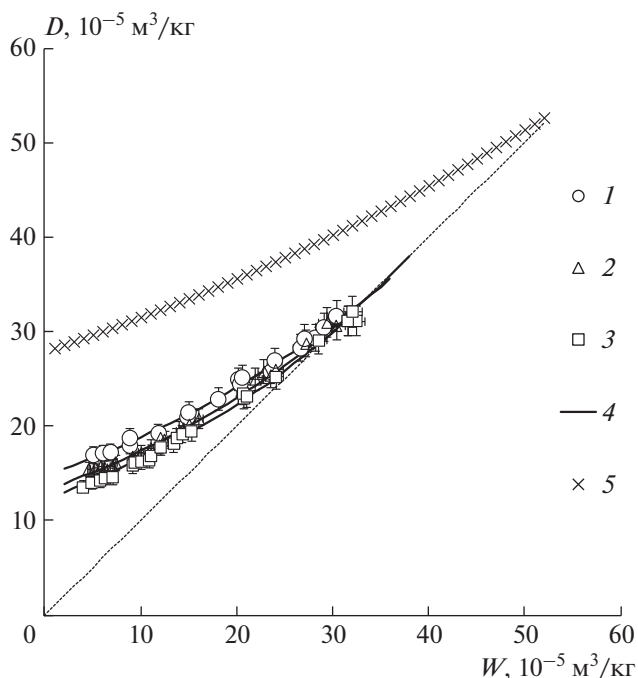


Рис. 2. Зависимость текстурной пористости от влажности. Горизонты слитого предкавказского чернозема: 1 – $A_{\text{нас}}$, АВ, 2 – А1, В1, 3 – В2, ВС, С; 4 – расчет по уравнению (10); 5 – аналогичный расчет для неслитого чернозема обыкновенного окультуренного ($A_{\text{пах}}$) по данным [3].

вместо крошимости пласта с образованием зернистых агрегатов, вязкопластичная масса будет налипать на орудия обработки, отрываться большими кусками, которые при высыхании до предела D_{lim} будут давать жесткие консолидированные, низкопористые конгломераты (глыбы). В естественных циклах набухания/усадки фрагментация консолидированной межчастичными связками взаимодействием массы будет давать сильные деформации всего скелета с образованием трещин и отдельных глыбистых структур большого объема. В геофизике подобный феномен структурной организации дисперсных систем с переменной влажностью и сильными межчастичными взаимодействиями через тонкие прослойки воды получил название компакции (вязкой консолидации) [10].

Для подтверждения этих положений обратимся к структурным диаграммам пористости (СДП), которые используются в качестве наглядных индикаторов динамики порового пространства набухающих почв [2, 3]. Поскольку приводимая ранее критика уравнений (6) дает основание отвергнуть вариант термодинамического подхода для расчета СДП в рF-координатах, предложенный в работах [2, 3], мы воспользуемся альтернативным способом. Построение СДП в термодинамических рF-координатах возможно на основе использования не теоретических, а реальных рF-кривых,

определенных экспериментально, например методом равновесного центрифугирования [31]. Но в данном исследовании предлагается еще более простой способ – использовать не рF-координату (давление почвенной влаги), а просто удельный объем влаги (переменную влажность) в качестве абсциссы СДП. Это удобно и с практической точки зрения, когда пользователь может, имея характерные значения влажности для данной почвы, например, наименьшую или полевую влагоемкость (в англоязычной литературе *field capacity*, *FC*) и нанеся ее на структурную диаграмму, сразу оценить соответствующие категории пористости и степень их заполнения водой или воздухом. В случае же рF-координат пользователю надо проводить дополнительные экспериментальные измерения давления (потенциала) почвенной влаги, что требует специального приборного обеспечения и навыков.

Рассмотрим процесс иссушения однородной тонкодисперсной массы, насыщенной до влажности предельного набухания. Согласно [2], до формирования трещин все поровое пространство является текстурным. К этому можно добавить, что система, по-видимому, здесь двухфазная (почва-вода), и поэтому уменьшение ее объема при усадке равно изменению объема вытекшей (испарившейся) воды ($D_{(w)} = W$ или $dD/dW = 1$). Известный факт, что в ряде случаев на кривых усадки выделяется первоначальная область $dD/dW < 1$ (структурная усадка по [17]), а потом линии нормальной (линейной) усадки не совпадают с прямой $D = W$ и смещаются относительно нее вверх на некоторую величину $\Delta D > 0$, сохраняя параллельность ($dD/dW = 1$), по-видимому, может иметь альтернативное объяснение. В [17] этот факт считается следствием дренирования крупных межагрегатных пор, то есть по сути, входа воздуха в первоначально двухфазную систему почва-вода, но это противоречит приведенному выше мнению [2] о текстурном (внутриагрегатном) характере пористости в области линейной усадки. На наш взгляд, наличие смещения $\Delta D > 0$ можно объяснить как защемленным воздухом, так и присутствием неизменного объема прочносвязанной влаги (W_a), который для текстурной пористости, по сути, является аналогом “твердой фазы”.

Поскольку удельный объем текстурного порового пространства, согласно [3], находится по разности между удельными объемами агрегатов и твердой фазы почв ($D = 1/\rho_a - 1/\rho_s$, где ρ_a , ρ_s – плотности агрегатов и твердой фазы), при наличии “мертвого” удельного объема прочносвязанной влаги не равного нулю, будет происходить положительный сдвиг кривой текстурной пористости (усадки агрегатов) $\Delta D = W_a > 0$ относительно линии $D = W$. Чтобы его не было, следует вычитать величину W_a из D , считая ее дополнитель-

ным аналогом удельного объема твердой фазы ($D = 1/\rho_a - 1/\rho_s - W_a$). Косвенно, выдвинутая нами гипотеза подтверждается зависимостью величины смещения ΔD на кривых усадки агрегатов от величин предельного объема текстурного порового пространства и максимальной гигроскопической влажности, с которыми коррелирует W_a , что следует из анализа экспериментальных данных [2, 3]. Поэтому мы все же считаем более правильным мнение [2] о текстурном характере порового пространства до момента образования трещин, или, как нам представляется, до реального входа воздуха в исходно двухфазную систему почва-вода.

Мы не будем дифференцировать нетекстурное (внешнее) поровое пространство на межагрегатную пористость и трещины, как это было сделано в более поздней работе Березина [3], и оставим первоначальный расчет, согласно [2]. При отсутствии специальных экспериментов с усадкой больших фрагментов почвы, очевидно, нет возможности дифференцировать трещины от межагрегатной пористости расчетным путем. Маловероятной с физической точки зрения представляется гипотеза [3] о постоянстве величины межагрегатной пористости на протяжении всего цикла “усадки-набухания” и, соответственно возможность ее расчета по разности общей и текстурной пористости в набухом состоянии. Поэтому, повторяем, на данном этапе исследований не представляется возможным дифференцировать “внешнее” поровое пространство на межагрегатную пористость и трещины, и в дальнейших расчетах, вслед за исходной работой [2] мы будем оперировать показателем общего объема трещин, межагрегатных пустот, каналов, макропор, условно обозначая его термином Дояренко [6] “скважность” (V_c). Согласно [2]:

$$V_c = V_t - D, \tag{13}$$

где (V_t) – удельный объем общего порового пространства почвы. Примем, что формирование скважности при усадке (уплотнении) исходно однородного текстурного порового пространства происходит фрагментарно и сопровождается входом воздуха в двухфазную систему почва-вода. Тогда, вслед за [2], можно предположить, что из-за просадки фрагментов в поле силы тяжести, трещины и иные элементы V_c реализуются лишь в боковых направлениях, а по вертикали они элиминируются. Это обстоятельство позволяет выразить уменьшение общего порового пространства в зависимости от хода текстурной усадки следующим простым уравнением [2]:

$$V_t = (D + 2D_{lim})/3, \tag{14}$$

где D_{lim} – удельный объем текстурного порового пространства в предельном состоянии, когда усадка прекращается.

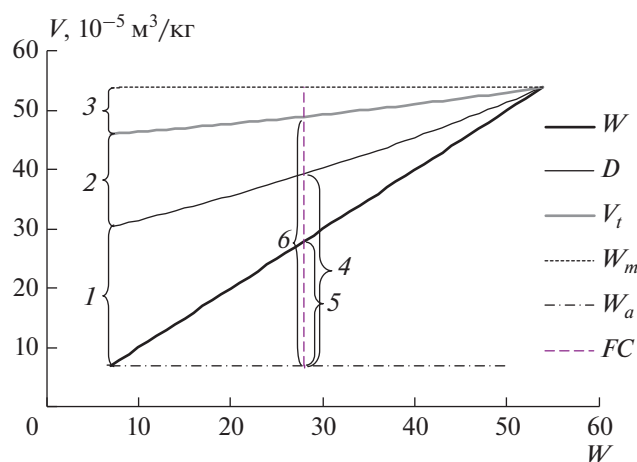


Рис. 3. Структурная диаграмма пористости горизонта $A_{\text{пах}}$ чернозема обыкновенного окультуренного. 1 – внутриагрегатные поры, 2 – скважность, 3 – просадка, 4 – общий объем пор агрегатов при FC , 5 – объем пор агрегатов, заполненных влагой при FC , 6 – общий объем пор в почве при FC .

Имея экспериментальную зависимость текстурного порового пространства от влажности (10) и используя соответствующие формулы (13), (14), легко построить структурные диаграммы пористости как функции от влажности. На рис. 3 приведен пример СДП для пахотного горизонта неслитого чернозема обыкновенного, построенной по экспериментальным данным [3]. Базовые параметры структурного состояния отражены в табл. 4. По диаграмме видно, что текстурная (внутриагрегатная) пористость (1) для неслитой окультуренной почвы превышает внешнее поровое пространство (скважность 3) в воздушно-сухом состоянии почвы. Здесь и далее на графиках анализируется функциональное поровое пространство за вычетом “мертвого” объема прочно-связанной влаги W_a , показанного на диаграммах нижней пунктирной линией. При увлажнении почвы до величины наименьшей влагоемкости, обозначенной на рисунке вертикальной пунктир-

ной линией (FC), это доминирование также сохраняется. Причем около 2/3 удельного объема агрегатных пор (4) будет занято водой (5). То есть пахотная окультуренная почва будет запасать значительную часть влаги в агрегатах, и вместе с тем будет хорошо аэрирована (30–35% воздуха). Расчет удельного объема внутриагрегатных пор аэрации (V_g) легко осуществить по формуле:

$$V_g = D - W. \quad (15)$$

Общий объем пор при FC (6), включая связанную влагу, составляет порядка $49 \times 10^{-5} \text{ м}^3/\text{кг}$, что соответствует плотности почвы, равной $\rho_b = 1/(V_t + 1/\rho_s) = 1137 \text{ кг}/\text{м}^3$, то есть нормальному не уплотненному состоянию. Общая пористость ОП = $100V/\rho_b$ при FC будет равной 55.7%, в воздушно-сухом состоянии – 54.0%, а при насыщении влагой (максимальном набухании) – 58.1%, то есть находится в пределах удовлетворительной для пахотного слоя категории по Качинскому (50–55%) [4]. Это означает, что в такой почве механическая обработка может быть минимизирована, поскольку в процессе естественного цикла набухания–усадки почва приобретает приемлемые агрофизические свойства по уровню аэрации, проницаемости для корней и сохранения влаги.

Иная ситуация в исследуемом слитом предкавказском черноземе (рис. 4, табл. 4). Здесь во всех горизонтах скважность (2) в 1.3–1.6 раз превышает максимально возможное текстурное поровое пространство (3), в связи с сильной фрагментацией и растрескиванием почвы при высыхании. Значит, вместо агрономически ценной рыхлой агрегатной структуры в слитой черноземной почве будут формироваться прочные, не поддающиеся обработке глыбы с низкой внутренней (текстурной) пористостью и высокой, доминирующей скважностью в виде вертикальных трещин. Такая структура, очевидно, будет в сухом состоянии быстро проводить (сбрасывать) воду по трещинам и внешним каналам (макропорам), а при длительных осадках – сильно разбухать и лишать

Таблица 4. Некоторые характеристики структурного состояния образцов набухающих почв

Горизонт	ρ_s , кг/м ³	W_a	D^*	V_g^*	V_t^*	ρ_b^* , кг/м ³	ОП, %*
		10 ⁻⁵ м ³ /кг					
Чернозем обыкновенный (Одесская область)							
$A_{\text{пах}}$	2570	7.02	39.3	11.3	49.0	1137	55.7
Чернозем предкавказский слитой (Белореченск)							
$A_{\text{нас}}$	2570	6.65	26.9	2.4	31.2	1426	44.5
A1	2740	5.74	22.6	3.1	29.5	1516	44.7
B1	2850	5.56	21.9	2.4	27.2	1606	43.7
C	2800	6.21	21.9	2.3	27.2	1590	43.2

* При наименьшей (полевой) влагоемкости почв.

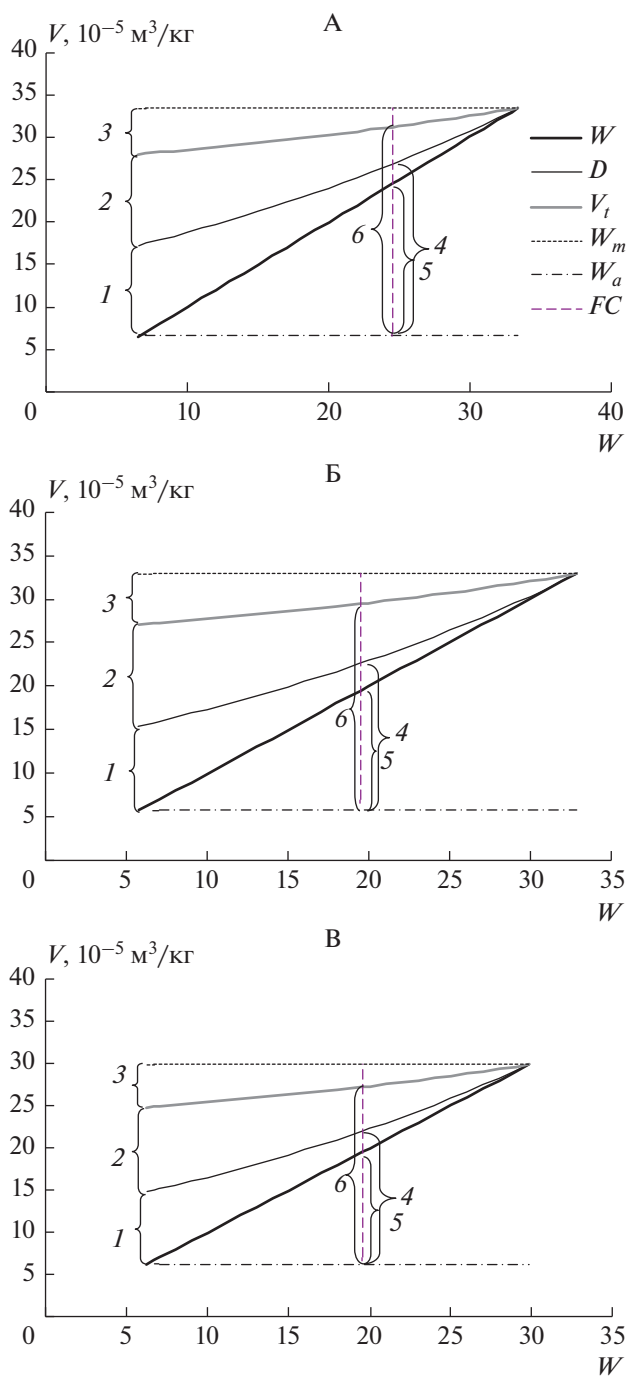


Рис. 4. Структурная диаграмма пористости горизонтов слитого предкавказского чернозема. А – гор. А_{нас}, Б – гор. А1, В – гор. С; остальные обозначения – см. рис. 3.

корней аэрации. Так при влажности равной FC текстурное (внутриагрегатное) поровое пространство (4) будет на 86–91% насыщено влагой (5), а воздуха в нем будет всего 9–14%, что фактически означает условия анаэробнозиса и угнетения роста корневых систем.

Общий объем порового пространства при влажности FC для всех генетических горизонтов, не превысил $27\text{--}31 \times 10^{-5} \text{ м}^3/\text{кг}$, что соответствовало величинам плотности почвы $\rho_b = 1426\text{--}1590 \text{ кг}/\text{м}^3$. В полярно противоположных состояниях – воздушно-сухом и максимально набухом плотность была равной 1498–1653 и 1383–1526 $\text{кг}/\text{м}^3$, соответственно. Согласно грациям [17], для глинистых и суглинистых почв диапазон оптимальных значений плотности составляет 1000–1300 $\text{кг}/\text{м}^3$, то есть исследуемая почва во всем диапазоне варьирования влажности является переуплотненной. Общая пористость 41–46% соответствовала неудовлетворительной для пахотного слоя категории по шкале Качинского [4]. Неблагоприятное физическое состояние характерно для всего диапазона варьирования влажности слитой почвы, то есть естественные процессы изменения ее пористости в циклах набухания/усадки не оптимизируют такое состояние, поэтому без механической обработки и специальных мероприятий по оструктуриванию пахотного слоя такую почву нельзя вовлекать в сельскохозяйственное использование.

ВЫВОДЫ

1. Набухание/усадка тонкодисперсных слитых почв и динамика их порового пространства контролируется ионно-электростатическим механизмом расклинивающего давления.

2. Феномен слитизации связан с резким (двукратным) сокращением эффективной ширины двойного электрического слоя почвенной физической системы и со стабилизацией дисперсных частиц, разделенных прослоями воды, на относительно небольших (8–9 диаметров молекул воды) расстояниях друг от друга.

3. Причинами слитизации в набухающих агропочвах тяжелого гранулометрического состава очевидно могут быть как механические внешние воздействия (давление тяжелой техникой, частая механическая обработка, перетирающая почвенную массу), так и факторы физико-химической природы, снижающие эффективную ширину межчастичного ионно-электростатического барьера (вторичное засоление при орошении, избыток электролитов в форме минеральных удобрений, выщелачивание и замена поливалентных катионов на одновалентные, например, в процессах осолонцевания и оглеения).

4. Слитизация сопровождается усилением межчастичных взаимодействий и возникновением явления компакций (вязкой консолидации) дисперсной системы в широком диапазоне влажности. В результате собственная фрагментация почвенной массы в циклах усадки/набухания приводит к образованию глыбистой структуры и

трещин, а механическая обработка не дает распа- да пласта на зернистые агрегаты из-за отсутствия состояния физической спелости (влажности раз- рыва капиллярной связи).

5. Неблагоприятное структурное состояние слитых почв (компакция) характеризуется низ- кой текстурной пористостью ($15-30 \times 10^{-5} \text{ м}^3/\text{кг}$), низкой (9–14%) аэрированностью пор в состоя- нии наименьшей (полевой) влагоемкости, повы- шенной плотностью (1400–1600 кг/м³) в циклах набухания/усадки и доминированием удельных объемов внешнего порового пространства (тре- щин, межагрегатных пустот) над текстурной (аг- регатной) пористостью.

Проведенные исследования подтверждают выдвинутое в работах [23, 31] положение о веду- щей роли термодинамики и устойчивости тонких пленок в формировании физического состояния тонкодисперсных почв с переменным поровым пространством. Перспектива подхода заключается в возможности научно-обоснованного управления физическим состоянием слитых и слитизирован- ных почв, а также в объяснении и моделировании явлений ландшафтного уровня, например, фор- мирования микрорельефа гильгай с относительно плавными формами в отличие от гексагональных полигонов в тундрах и пустынях [25]. Так, система прочных блоков, разделенных клинообразными трещинами, может не впитывать воду, а оплывать при ливневых осадках с накоплением эродиро- ванного материала в трещинах и формировать регу- лярную череду депрессий и возвышений. Интерес- ные возможности открываются при искусствен- ном формировании специальных 3D почвенных конструкций по аналогии с природными объекта- ми Омана [18, 19], как потенциальной технологии мелиорации слитоземов. Перспективно управле- ние физическим состоянием слитых почв малы- ми добавками, включая ПАВ, регулируемыми шириной межчастичного барьера. Практическая реализация этих задач невозможна без интеграции всех отраслей почвоведения с обобщением име- ющейся информации в виде фундаментальной кон- цепции физического состояния дисперсных поч- венных систем и его динамики.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант № 19-29-05006\19).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Аринушкна Е.В.* Руководство по химическому анализу почв. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1970. 487 с.
2. *Березин П.Н.* Структурно-функциональные и гид- рофизические свойства набухающих почв // Со- временные физические и химические методы ис-

следования почв. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1987. С. 20–46.

3. *Березин П.Н.* Структура и гидрофизика набухаю- щих почв как систем с переменным поровым про- странством. Автореф. дис. ... д-ра биол. наук. М., 1995. 51 с.
4. *Вадюнина А.Ф., Корчагина З.Ф.* Методы исследова- ния физических свойств почвы. М.: Агропромиз- дат, 1986. 416 с.
5. *Воронин А.Д., Березин П.Н., Шеин Е.В., Гудима И.И.* Методы и приборы для оценки структурных и гид- рофизических свойств почв // Современные фи- зические и химические методы исследования почв. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1987. С. 3–20.
6. *Доярченко А.Г.* Избранные сочинения. М.: Изд-во с.-х. лит-ры, 1963. 495 с.
7. *Елисеева Н.В.* Физические свойства и режим влаж- ности слитых черноземов западного Предкавказья // Почвоведение. 1983. № 4. С. 56–63.
8. *Злочевская Р.И., Алексеенко Г.Л.* Физико-химиче- ские процессы при уплотнении водонасыщенных глин // Связанная вода в дисперсных системах. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1977. С. 16–34.
9. *Злочевская Р.И., Дивисилова В.И.* Зависимость на- бухаемости глин от температуры // Связанная вода в дисперсных системах. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1977. С. 59–68.
10. *Каракин А.В.* Компакция с многофазным флюидом // Физика Земли. 2005. № 9. С. 12–20.
11. *Кремер А.М.* Неоднородность почвенного покрова как самоорганизующаяся система // Закономер- ности пространственного варьирования свойств почв и информационно-статистические методы их изучения. М.: Наука, 1979. С. 68–80.
12. *Ковда И.В.* О возможности проявления слитогене- за в почвах Сибири // Почвенные ресурсы Сиби- ри: вызовы XXI в. 2017. С. 82–85.
13. *Самойлова Е.М.* Слитоземы и слитые почвы. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1990. 143 с.
14. *Смагин А.В., Садовникова Н.Б., Глаголев М.В., Ки- риченко А.В.* Новые инструментальные методы и портативные электронные средства контроля эко- логического состояния почв и сопредельных сред // Экологический вестник Сев. Кавказа. 2006. Т. 2. № 1. С. 5–16.
15. Теории и методы физики почв. М.: Гриф и К, 2007. 616 с.
16. *Хитров Н.Б., Зазовская Э.П., Роговнева Л.В.* Мор- фология, радиоуглеродный возраст и генезис вер- тисолей Ейского полуострова (Кубано-Приазов- ская низменность) // Почвоведение. 2018. № 7. С. 773–786.
<https://doi.org/10.1134/S0032180X18070055>
17. *Шеин Е.В.* Курс физики почв. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2005. 432 с.
18. *Al-Ismaily S.S., Al-Maktoumi A.K., Kacimov A.R., Al- Saqri S.M., Al-Busaidi H.A., Al-Haddabi M.H.* Morphed block-crack preferential sedimentation in a reser- voir bed: a smart design and evolution in nature // Hy- drological Sci. J. 2013. V. 58. № 8. P. 1779–1788.
19. *Al-Maktoumi A.K., Al-Ismaily S.S., Kacimov A.R., Al- Busaidi H.A., Al-Saqri S.M., Haddabi M.H.* Soil sub- strate as a cascade of capillary barriers for conserving water in a desert environment: lessons learned from arid

- nature // *J. Arid. Land.* 2014. V. 6. № 6. P. 690–703. <https://doi.org/10.1007/s40333-014-0068-7>
20. *Dudal R.* Dark Glay Soils of Tropical and Sub-Tropical Regions. *FAO Agric. Dev. Pap.* 83. 1965. 161 p.
 21. IUSS Working Group WRB. 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 Reports* № 106. FAO, Rome. 2015. 192 p.
 22. *Kacimov A.R., Al-Maktoumi A.K., Al-Ismaily S.S., Al-Busaidi H.A.* Moisture and temperature in a proppant-enveloped silt block of a recharge dam reservoir: Laboratory experiment and 1-D mathematical modeling // *J. Agricultural and Marine Sci.* 2017. V. 22. № 1. P. 8–17. <https://doi.org/10.24200/jams.vol22iss1pp8-17>
 23. *Khitrov N.B.* The choice of diagnostic criteria to judge the development of vertic properties in soils // *Eurasian Soil Science.* 2003. T. 36. № 10. C. 1027–1036.
 24. *Khitrov N.B.* Vertigenesis in soils of the central chernozemic region of Russia // *Eur. Soil Sci.* 2012. V. 45. № 9. P. 834–842.
 25. *Khitrov N.B.* Vertisols with gilgai microtopography: classification and parameters of microtopography and morphological types of soils (a review) // *Eur. Soil Sci.* 2016. V. 49. № 2. P. 125–144.
 26. *Khitrov N.B., Khaydapova D.D.* Viscoelastic Behavior of Vertic Solonetz in the Kamennaya Steppe // *Eur. Soil Sci.* 2019. V. 52 № 7. P. 808–821. <https://doi.org/10.1134/S1064229319070056>
 27. *Khitrov N.B., Rukhovich D.I., Bryzhev A.V., Kalinina N.V., Rogovneva L.V., Vlasenko V.P.* The geography of vertisols and vertic soils in the Kuban-Azov lowland // *Eur. Soil Sci.* 2015. V. 48. № 7. P. 671–688.
 28. *Kovda I.V., Wilding L.P.* Vertisols: problems of classification, evolution, and spatial self-organization // *Eur. Soil Sci.* 2004. V. 37. № 12. P. 1341–1351.
 29. *Smagin A.V.* About Thermodynamic Theory of Water Retention Capacity and Dispersivity of Soils // *Eurasian Soil Sci.* 2018. V. 51. № 7. P. 782–796.
 30. *Smagin A.V.* Ionic-electrostatic model of the wedge pressure and specific surface area of colloidal systems // *J. Eng. Physics and Thermophysics.* 2019. V. 92. № 3. P. 744–755. <https://doi.org/10.1007/s10891-019-01986-8>
 31. *Smagin A.V.* Theory and Methods of Evaluating the Physical Status of Soils // *Eur. Soil Sci.* 2003. V. 36. № 3. P. 301–312.
 32. *Smagin A.V., Sadovnikova N.B., Kirichenko A.V., Egorov Yu.V., Vityazev V.G., Bashina A.S.* Dependence of the Osmotic Pressure and Electrical Conductivity of Soil Solutions on the Soil Water Content // *Eur. Soil Sci.* 2018. V. 51. № 12. P. 1440–1451.
 33. *Sudnitsyn I.I., Smagin A.V., Shvarov A.P.* The Theory of Maxwell–Boltzmann–Helmholtz–Gouy about the Double Electric Layer in Disperse Systems and Its Application to Soil Science (On the 100th Anniversary of the Paper Published by Gouy) // *Eurasian Soil Science.* 2012. V. 45. № 4. P. 452–457.
 34. *Zech W., Hintermaier-Erhard G.* Böden der Welt. Elsevier GmbH, Spektrum Akademischer Verlag Heidelberg, 2002. 120 p.

Physical Indicators and Mechanism of Slitization (on the Example of the Pre Caucasian Merged Chernozem)

A. V. Smagin^{1, 2, *}

¹*Lomonosov Moscow State University, Moscow, 119991 Russia*

²*Institute of Forestry, Russian Academy of Sciences, Uspenskoe, Moscow oblast, 143030 Russia*

*e-mail: smagin@list.ru

Slitization (vertisolization) is a widespread process leading to adverse physical and technological properties of chernozem soils. There is still no single point of view on the genesis of this phenomenon, although it is *a priori* clear that it is based on physicochemical mechanisms of the interaction of fine particles and soil moisture in swell-shrink cycles. Patterns of the dynamics of the main categories of porosity depending on soil water content have been studied at the quantitative level in genetic horizons of the Pre-Caucasian leached chernozem (Luvic Chernozem (Epiloamic, Katoclayic, Aric, Novic, Bathyvertic) in comparison with a chernozem without vertic features. The physical state of vertic soils is represented by structural diagrams of porosity as a function of the specific volumes of various categories of pores depending on volumetric water content. Their calculation is based on experimental material on the texture porosity of aggregates obtained by saturating individual aggregates with non-polar liquid (toluene) and their humidification with hot water vapor, along with using a fundamental ion-electrostatic model of disjoined pressure. Slitization is characterized by a significant reduction in textural porosity and the prevalence of specific volumes of the external pore space (cracks, inter-aggregate voids) in the overall structure of the porous dispersed system. The most likely reason for slitization is a sharp (two-fold) reduction in the effective width of the double electric layer of the disperse system with increased interaction of particles through stable layers of the liquid phase (compaction effect). In turn, this causes unfavorable technological properties of vertic chernozems, lumpy fragmentation upon drying with the formation of large cracks, which complicates the mechanical processing of such soils and agricultural activities on them.

Keywords: slitization of chernozems, swelling and shrinkage, fine-textured soils, pore space structure and dynamics, textural porosity, soil water content, disjoined pressure