



ВЗАИМОСВЯЗЬ ПОТЕНЦИАЛА ВЛАГИ В ГРУНТАХ С ПАРАМЕТРАМИ ИСПАРЕНИЯ ИЗ НИХ ВОДЫ

RELATIONSHIP BETWEEN THE WATER POTENTIALS IN SOILS AND THE PARAMETERS OF WATER EVAPORATION FROM THEM

КОРОЛЁВ В.А.

Профессор кафедры инженерной и экологической геологии геологического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова, д. г.-м. н., г. Москва, va-korolev@bk.ru

БЛУДУШКИНА Л.Б.

Аспирант кафедры инженерной и экологической геологии геологического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова, г. Москва, bludushlina19@mail.ru

KOROLEV V.A.

Professor of the Department of Engineering and Ecological Geology of the Geological Faculty of Lomonosov Moscow State University, DSc (doctor of science in Geology and Mineralogy); Moscow, va-korolev@bk.ru

BLUDUSHKINA L.B.

PhD student of the Department of Engineering and Ecological Geology of the Geological Faculty of Lomonosov Moscow State University, Moscow, bludushlina19@mail.ru

Ключевые слова:

испарение; параметры испарения; потенциал влаги; дисперсные грунты; кривая водоудерживания; категории воды.

Key words:

evaporation; evaporation parameters; soil-water potential; disperse soils; soil retention curve; water categories.

Аннотация

Исследовано испарение воды из предварительно водонасыщенных песчаных грунтов, лёсса и модельных образцов, представленных отсеянными стандартными фракциями песка. Анализ зависимостей параметров испарения от среднего влагосодержания образца показал, что интенсивность испарения зависит от категорий влаги в грунтах: чем большим давлением P_v данная категория воды удерживается в грунте, тем меньше интенсивность ее испарения. Сопоставление зависимостей интенсивности испарения от влажности с кривыми водоудерживания (зависимостями давления влаги P_v в грунтах от влажности) позволило установить взаимосвязь потенциала влаги в грунтах с параметрами испарения из них воды. Установлено, что каждая категория влаги в грунте (характеризуемая величиной P_v или характеристической влажностью) обладает определенной интенсивностью испарения.

Abstract

Evaporation of water from preliminary water-saturated sands, loess and model samples (sieved standard fractions of sand) is investigated. Analysis of dependences of the evaporation parameters on the average water content of a sample shows that the evaporation rate depends on moisture categories in soils: the more pressure retains water of a specific category in the soil, the lower is its evaporation rate. Comparison of dependences of the evaporation rate on the water content and soil retention curves (dependences of the soil water suction (imbibition) pressure on the water content) permits to reveal relationship between the water potentials in soils and the parameters of water evaporation from them. Each category of water in soils (which is characterized by a specific value of the soil water suction pressure or the characteristic water content) has a certain evaporation rate.

Введение

Вопрос об испарении воды с поверхности грунтов имеет большое научное и практическое значение. Между тем в грунтоведении ему посвящено мало работ, причем большинство из них выполнено в области почвоведения. В то же время испарение влаги в грунтах влияет на водный баланс грунтовых массивов, на свойства грунтов зоны аэрации, на формирование в них профиля влажности. Параметры испарения используются в различных сферах: балансовых гидрогеологических расчетах, метеорологии, гидрологии почв, мелиорации, технике полива, почвоведении, инженерной геологии, геотехнике. Изучение данного процесса необходимо для такого практического приложения, как моделирование потоков влаги в грунтах при испарении в засушливых регионах для управления водными ресурсами и т.п.

Испарение воды из грунтов — сложный процесс, зависящий от свойств самого грунта и внешних метеорологических условий. В связи с недостаточной изученностью факторов, определяющих испарение, возникают трудности при прогнозировании данного процесса. Более того, до сих пор не существует единого универсального подхода к описанию данного процесса — каждая модель имеет свои допущения и применима только при определенных поверхностных и атмосферных граничных условиях [15, 18]. Недавние исследования свидетельствуют о необходимости разработки более надежной прогнозной модели испарения [11–23], что возможно при установлении более точных взаимосвязей между параметрами испарения и факторами, определяющими испарение влаги из грунтов.



Испарение в замкнутом пространстве при данной температуре идет до тех пор, пока пространство над избытком оставшейся жидкости с давлением p не будет заполнено насыщенным паром, в котором давление равно p_s , или если относительная влажность воздуха в порах грунта не будет равна таковой в воздухе над грунтом. Давление насыщенного пара в порах грунта, так же как и над свободной поверхностью воды, зависит от температуры и повышается с увеличением температуры [1]. В нестационарном режиме испарения, т.е. при сушке образца с некоторой начальной влажностью (например, равной полной влагоемкости) до воздушно-сухого состояния, испарение влаги из водонасыщенных грунтов происходит по классической двухстадийной схеме испарения, в которой выделяются стадии «интенсивного» испарения (характеризующегося высокой и относительно постоянной скоростью) и «убывающего» испарения. Известно, что первая определяется в основном метеоусловиями (температурой, относительным давлением паров воды в воздухе p/p_s , скоростью ветра, характером турбулентности воздушного потока и др.). Вторая стадия наблюдается при иссушении тонкого поверхностного слоя грунта, при этом испарение определяется скоростью подтока воды к поверхности испарения, т.е. гидрофизическими свойствами грунта, а также (в значительно меньшей степени) метеоусловиями. В процессе испарения происходит непрерывный подвод влаги из внутренних слоев грунта к поверхности, вследствие чего в нестационарном режиме уменьшается влажность не только на поверхности, но и по глубине грунта.

Перенос влаги при испарении осуществляется под действием соответствующих градиентов потенциалов переноса, обуславливаемых термодинамическими условиями системы. В изотермических условиях при отсутствии градиента температуры в пределах рассматриваемого объема неполностью насыщенной грунтовой системы влагоперенос происходит как в жидкой, так и в паровой фазе под действием различных градиентов: давления влаги ($\text{grad}P_v$), упругости паров воды ($\text{grad}P_w$) (или влажности порового воздуха), давления от веса вышележащих слоев ($\text{grad}P$), концентрации солей порового раствора ($\text{grad}C$) и др.

Среди указанных градиентов наибольшее значение для испарения влаги в естественных условиях из грунтов зоны аэрации имеет градиент потенциала (давления) влаги P_v . Рассматривая работу A по переносу воды (затрачиваемую на преодоление сил, удерживающих воду в грунте) как удельную величину, т.е. отнесенную к единице объема (V), массы влаги (m) или толщине поверхностного слоя воды (h), определяют ее либо как «всасывающее давление влаги» $P_v = dA/dV$, либо как потенциал влаги $\phi_v = dA/dm$, либо как «расклинивающее» давление пленок воды $\Pi(h) = dA/dh$ соответственно [2].

Давление влаги P_v как бы удерживает воду вблизи твердой поверхности грунта и противодействует ее удалению из грунта при испарении. Из этого следует важность изучения взаимосвязи P_v с параметрами испарения воды, которая изучена недостаточно. При известном значении коэффициента влагопереноса для различных значений влажности W , зная зависимость

$P_v(W)$ и стационарный профиль влажности в массиве, можно рассчитать объемные потери влаги на испарение (Q) с единицы площади массива по следующему уравнению [7]:

$$Q = K_v S \cdot \text{grad}P_v, \quad (1)$$

где K_v — коэффициент влагопереноса для данного интервала влажности; S — площадь сечения; $\text{grad}P_v$ — градиент давления влаги в рассматриваемых точках по глубине на расстоянии z от поверхности земли; Q — расход влаги на испарение.

В работе Г.Уилсона и др. [22] с использованием уравнения Дальтона, согласно которому потенциальное испарение пропорционально разнице между давлением паров вблизи поверхности воды и в вышележащей атмосфере, было предложено следующее уравнение для прогноза испарения воды из грунтов, связывающее относительное испарение влаги с суммарным всасывающим давлением влаги в грунтах:

$$\frac{AE}{PE} = \left[\frac{\exp\left(\frac{\psi g W_v}{RT}\right) - h_a}{1 - h_a} \right], \quad (2)$$

где AE — фактическая скорость испарения, г/ч; PE — потенциальная скорость испарения, г/ч; h_a — относительная влажность воздуха над испаряющей поверхностью почвы, д.ед.; ψ — суммарное давление всасывания жидкой фазы, выраженное в виде эквивалентного матричного давления всасывания как отрицательное значение, м; W_v — молекулярная масса воды, $W_v = 0,018$ кг/моль; g — ускорение свободного падения, м/с²; R — универсальная газовая постоянная, $R = 8,314$ Дж/(моль·К); T — абсолютная температура, К.

Было установлено, что зависимость относительного испарения от суммарного всасывающего давления ψ остается одинаковой для всех трех типов изученных авторами работы [22] грунтов (песка, суглинка, глины) и не зависит от структуры, периода высыхания и влагосодержания грунта. Величина относительного испарения приблизительно равна единице для всех грунтов до тех пор, пока общее всасывающее давление на поверхности грунта не достигнет 3 МПа. Относительное испарение уменьшается (переход ко второй стадии испарения), когда общее всасывающее давление становится больше 3 МПа. Относительная скорость испарения становится равной нулю для всех типов рассматриваемых грунтов при всасывающем давлении немного выше 100 МПа. К сожалению, указанные в работе [22] закономерности были установлены только для трех образцов грунтов.

Потенциал (давление) влаги P_v в грунтах является одним из ведущих факторов, определяющих интенсивность испарения, так как скорость перемещения влаги внутри грунта при испарении зависит от формы ее связи с грунтом. Тем не менее, несмотря на имеющиеся отдельные работы [7, 19, 22], вопрос о взаимосвязи P_v и параметров испарения остается малоизученным и недостаточно подкрепленным лабораторными исследова-

дованиями. Поэтому целью настоящей статьи является установление взаимосвязи между параметрами испарения и потенциалом влаги в грунтах.

Объекты исследования

В качестве объектов исследования были выбраны незасоленные природные грунты различной дисперсности (табл. 1), а также отсеянные стандартные фракции песка. Песчаные фракции были получены просеиванием песка природного генезиса через набор стандартных сит с размерами ячеек: 1,0–2,0; 0,5–1,0; 0,25–0,50; 0,10–0,25; 0,05–0,10; < 0,05 мм. Фракции были предварительно отмыты дистиллированной водой, чтобы удалить имеющиеся пылеватые частицы, соль и глинистые «рубашки» с поверхности зерен для исключения их влияния.

В качестве исследуемых были выбраны разные по дисперсности природные песчаные грунты аллювиального и флювиогляциального генезиса, а также лёсс нарушенного сложения. Интерес к лёссам обусловлен тем, что они являются типичными представителями грунтов зоны аэрации засушливых регионов, из которых интенсивно испаряется влага.

Исследовались (см. табл. 1) разные по однородности и гранулометрическому составу грунты: пылеватые (2 образца), мелкозернистые (2 образца), среднезернистые (4 образца). Для песков средней крупности коэффициент неоднородности K_n изменяется в широком диапазоне — от 2,5 до 6,0. Лёсс согласно классификации ГОСТ 25100-2011 является суглинком пылеватым. В его составе преобладают пылеватые частицы диаметром 0,05–0,001 мм. В минеральном составе анали-

зируемых песков преобладает кварц. Минеральный состав лёсса представлен кварцем (64%), альбитом (11%) и микроклином (9%), остальные минералы приходятся на кальцит, каолинит, иллит, смектит и смешаннослойные минералы.

Физические и физико-химические свойства грунтов исследовались по стандартным методикам [6]. Плотность их твердой фазы составляла 2,62–2,69 г/см³. Плотность грунтов в воздушно-сухом состоянии при плотном сложении была минимальной у суглинка (обр. № 1) и песков пылеватых — 1,14 и 1,55 г/см³ соответственно. У песков мелких и средней крупности плотность грунта находилась в пределах 1,60–1,76 г/см³, за исключением песка средней крупности (обр. № 6) с низкой по сравнению с другими песками плотностью (1,43 г/см³). Коэффициент пористости изменялся в диапазоне 0,52–0,87 в песках и увеличивался до 1,33 у суглинка пылеватого (табл. 2).

Наиболее важными показателями, характеризующими различные категории влаги в грунтах, являются максимальная гигроскопическая влажность W_{mg} , максимальная молекулярная влагоемкость W_{mmc} , влажность капиллярной влагоемкости W_c , влажность полной влагоемкости W_{sar} . Кроме того, для лёсса важны влажность верхнего и нижнего пределов пластичности (W_L и W_p соответственно). Наибольшей максимальной гигроскопической влажностью, равной 1,8%, обладает лёсс (обр. № 1). У песчаных грунтов с уменьшением дисперсности значения W_{mg} закономерно снижаются, составляя 1,4% для пылеватых песков, 0,8–0,9% для мелких песков, 0,3% для песков средней крупности. Довольно высокое значение W_{mg} (1,0%) у исследуемого песка средней крупности (обр. № 9)

Таблица 1

Структурные особенности исследуемых грунтов													
№ образца	Грунт	Место отбора	Гранулометрический состав — содержание по массе (%) фракций									Коэффициент неоднородности, K_n	
			гравий (дресва)	песок					пыль и глина				
				с размером частиц, мм									
				10–5	5–2	2–1	1,0–0,5	0,5–0,25	0,25–0,1	0,1–0,05	0,05–0,001		< 0,001
1	Суглинок легкий пылеватый	Китай, провинция Шэньси	-	-	-	-	-	-	3	87	10	-	
2	Песок пылеватый	Московская обл., п. Луцино	-	-	-	-	2	64	27	7	-	2,7	
3	Песок пылеватый	Московская обл., д. Островцы	-	-	-	1	2	47	27	23	-	4,3	
4	Песок мелкий	Московская обл., д. Островцы	-	-	-	3	35	56	3	3	-	1,9	
5	Песок мелкий	Московская обл., г. Воскресенск	-	-	1	5	34	49	7	4	-	2,5	
6	Песок средней крупности	Китай, провинция Хубэй	-	-	-	8	63	26	2	2	-	2,5	
7	Песок средней крупности	Долина р. Москвы	2	1	3	22	49	21	1	1	-	2,8	
8	Песок средней крупности	Китай, провинция Хубэй, р. Янцзы	6	8	6	18	31	28	1	2	-	3,5	
9	Песок средней крупности	Московская обл., мкр. Белая Дача	-	-	1	4	48	36	1	10	-	6,0	



Показатели физических и физико-химические свойств исследуемых грунтов												
№ образца	Грунт	Плотность частиц ρ_s , г/см ³	Плотность скелета грунта с нарушенной структурой ρ_{ds} , г/см ³	Коэффициент пористости e , д.ед.	Гигроскопическая влажность W_g , %	Максимальная гигроскопическая влажность W_{mg} , %	Влажность максимальной молекулярной влагоёмкости, W_{mmc} , %	Влажность капиллярной влагоёмкости W_c , %	Полная влагоёмкость W_{sat} , %	Влажность на границе текучести W_L , %	Влажность на границе раскатывания W_p , %	Число пластичности I_p , %
1	Суглинок легкий пылеватый	2,65	1,14	1,33	0,7	1,8	13,0	34,0	43,4	26,5	19,4	7,1
2	Песок пылеватый	2,67	1,55	0,72	0,3	0,8	2,6	19,5	24,1	-	-	-
3	Песок пылеватый	2,67	1,44	0,85	0,3	1,4	9,6	20,0	25,4	-	-	-
4	Песок мелкий	2,66	1,76	0,51	0,5	0,8	2,0	14,5	17,4	-	-	-
5	Песок мелкий	2,66	1,60	0,66	0,5	0,9	2,2	16,2	21,1	-	-	-
6	Песок средней крупности	2,69	1,43	0,87	0,1	0,5	1,7	20,0	25,5	-	-	-
7	Песок средней крупности	2,65	1,72	0,52	0,1	0,3	5,6	15,0	19,9	-	-	-
8	Песок средней крупности	2,67	1,67	0,59	0,1	0,3	1,3	16,4	18,4	-	-	-
9	Песок средней крупности	2,62	1,74	0,53	0,4	1,0	3,9	13,8	17,1	-	-	-

объясняется его большой неоднородностью ($K_n = 6,0$) и сравнительно большим содержанием пылеватой фракции (10%).

Наибольшие величины влажности молекулярной влагоёмкости W_{mmc} наблюдаются у лёсса (обр. № 1), песка пылеватого (обр. № 3) и песка средней крупности (обр. № 7), составляя 13,0; 9,6 и 5,6% соответственно. Для остальных грунтов $W_{mmc} < 4,0\%$.

У исследуемого лёсса влажность капиллярной влагоёмкости W_c составляет 34,0%, а влажность полной влагоёмкости W_{sat} равна 43,4%. У песков значения W_c закономерно снижаются с уменьшением дисперсности — от 20% (у песков пылеватых) до 13,8% (у песков средней крупности), при этом величины W_{sat} уменьшаются от 25,4 (у песков пылеватых) до 17,1%. Для лёсса (обр. № 1) также были определены показатели верхнего и нижнего пределов пластичности — они составили 26,5 и 19,4% соответственно.

Различия в рассмотренных свойствах грунтов отражаются на их параметрах влагопереноса, от которых в прямой зависимости находится процесс испарения.

Методика исследований

Методика исследований заключалась в наблюдении за испарением воды из дисперсных грунтов в лабораторных изотермических условиях ($T = 22\text{ }^\circ\text{C}$) в нестационарном режиме испарения, при котором количество воды в грунте ограничено, а испарение воды из первоначально полностью водонасыщенных грунтов происходит по классической двухстадийной схеме, в которой выделяются стадии начального «интенсивного» и последующего «убывающего» испарения, завершающегося высушиванием образца до воздушно-сухого состояния. Влажность воздуха ($W_{амв} = 22\%$) и температура при эксперименте контролировались лабораторной метеостанцией.

Исследуемые грунты (см. табл. 1) в воздушно-сухом состоянии укладывались в пластмассовые цилиндрические стаканчики высотой 5 см и диаметром 3 см при плотном сложении, а затем насыщались дистиллированной водой снизу вверх до влажности полной влагоёмкости W_0 . После этого поверхность грунтов выравнивалась шпателем, образцы взвешивались на весах и ставились в изотермические условия для испарения.

Методика проведения испытаний заключалась в наблюдении за потерей массы Δm водонасыщенных образцов во времени в результате испарения до получения постоянных конечных значений их массы. Для этого стаканчики с грунтом через определенные интервалы времени взвешивались на аналитических весах.

По результатам этих опытов получали зависимость изменения массы воды в образце m в результате испарения от времени t , т.е. $m = f(t)$, которая аппроксимировалась следующим экспоненциальным уравнением (с коэффициентом корреляции $r = 0,98\text{--}0,99$ и среднеквадратичным отклонением 0,24–0,86):

$$m = ae^{bt}, \tag{3}$$

где m — масса воды в образце, г, в момент времени t , ч; a — коэффициент, численно равный массе воды в образце, г, в момент времени $t = 0$; b — коэффициент, характеризующий скорость изменения массы воды в образце при испарении, ч⁻¹.

Скорость испарения воды v , под которой понимается количество воды, испарившейся из образца в единицу времени (г/ч), рассчитывалась для данного момента времени по уравнению:

$$v = \Delta m / \Delta t. \tag{4}$$

Интенсивность испарения I , $г/(ч·см^2)$, находилась путем деления скорости испарения на площадь испаряющей поверхности образца, т.е. $I = v/S$.

Кроме того, зная массу m для каждого момента времени t_i , можно определить среднее влагосодержание W_i , принимая при этом, что вся влага в объеме образца распределена равномерно. Это допущение вполне приемлемо, учитывая небольшой объем используемых стаканчиков для грунтов.

Лабораторная испаряемость E_0 , под которой понимается потенциально возможное испарение в данной местности при данных атмосферных условиях, не лимитируемое запасами воды, определялась при тех же условиях испарения и в тех же стаканчиках, но заполненных дистиллированной водой.

Параллельно с определением параметров испарения для всех исследуемых образцов экспериментально определялся потенциал (давление) влаги P_v , МПа. Для этого использовался инструментальный метод равновесного центрифугирования на базе лабораторной центрифуги ЦЛС-3 [9]. Образцы грунтов помещались в плотном сложении в центрифужные пробирки (стаканчики) с перфорированным дном, насыщались водой снизу вверх до полной влагоемкости, затем закрывались крышками (во избежание доступа воздуха и сушки образца во время центрифугирования) и ставились в центрифугу. Центрифугирование производилось ступенями со скоростью 100, 200, 500, 1000, 2000, 4000, 6000 об./мин. начиная с малых оборотов. Каждая ступень длилась 1 ч 15 мин, после каждой из них определялась остаточная влажность в образцах путем взвешивания на аналитических весах. Таким образом были определены значения равновесного содержания влаги W_i , устанавливающиеся под

действием соответствующих величин давления влаги P_v . Анализ поведения образцов проводился с двукратной повторностью, после чего данные усреднялись. В результате были получены значения давления влаги от близкого к нулю до примерно 810 кПа при влажности от полной влагоемкости до максимальной гигроскопической соответственно. Величины давления влаги в диапазоне 810–100 000 кПа были получены при равновесии с парами воды и контактирующими растворами электролита с использованием гигроскопического метода [3].

Полученные зависимости интенсивности испарения воды от среднего влагосодержания сопоставлялись с зависимостями между парами равновесных значений «давление влаги P_v — влажность W », т.е. $P_v(W)$, в результате чего для исследуемых грунтов были получены искомые зависимости интенсивности испарения воды от потенциала влаги $I = f(P_v)$.

Результаты и их обсуждение

Зависимость интенсивности испарения от влажности грунтов

Интенсивность испарения влаги из дисперсных грунтов существенно зависит от их влажности (рис. 1, 2) и закономерно снижается по мере уменьшения влажности за счет испарения. Чем круче наклон кривых, тем эффективнее идет процесс испарения.

На приведенных на рисунке 1 графиках зависимости интенсивности испарения I от влажности W также видно, что для песчаных фракций значения I закономерно возрастают с увеличением дисперсности образцов (кривые смещаются вверх). С увеличением

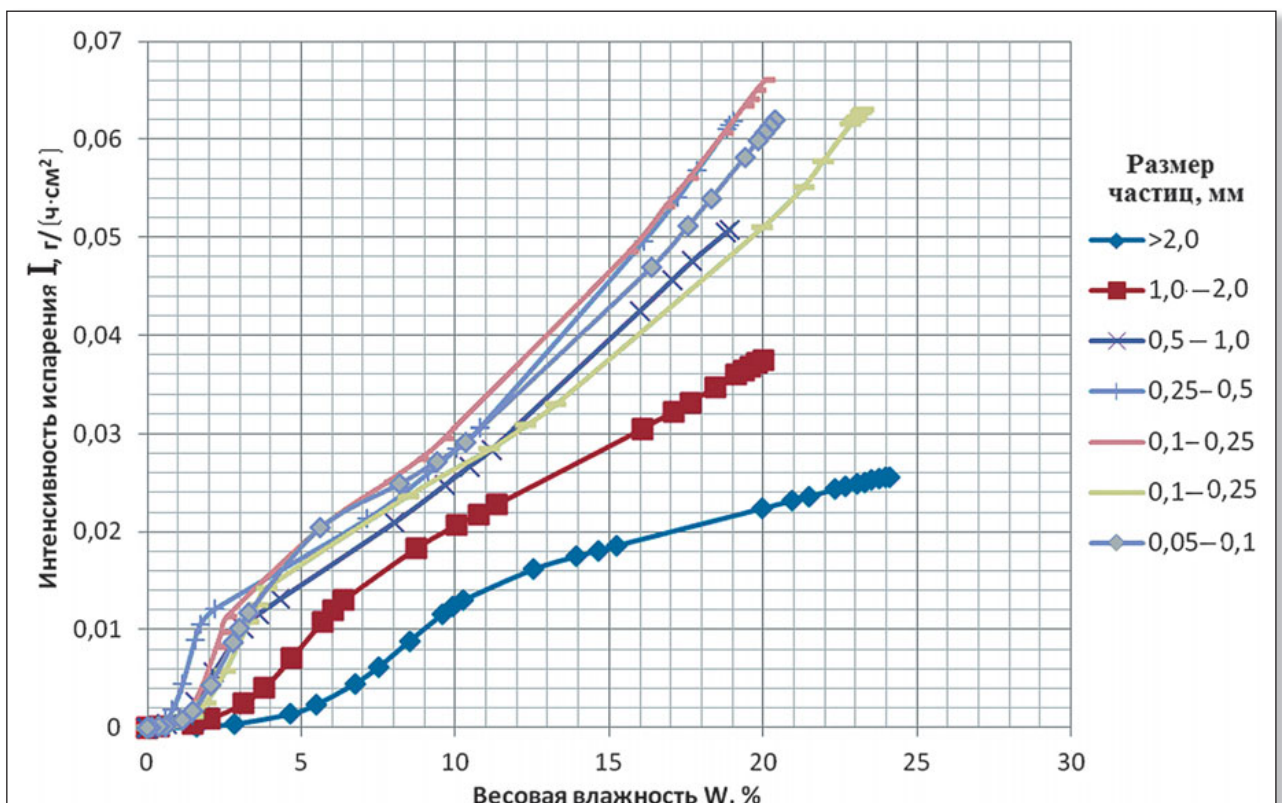


Рис. 1. Зависимости интенсивности испарения воды I от среднего влагосодержания W для песчаных фракций при температуре 22 °С и влажности атмосферного воздуха 22%

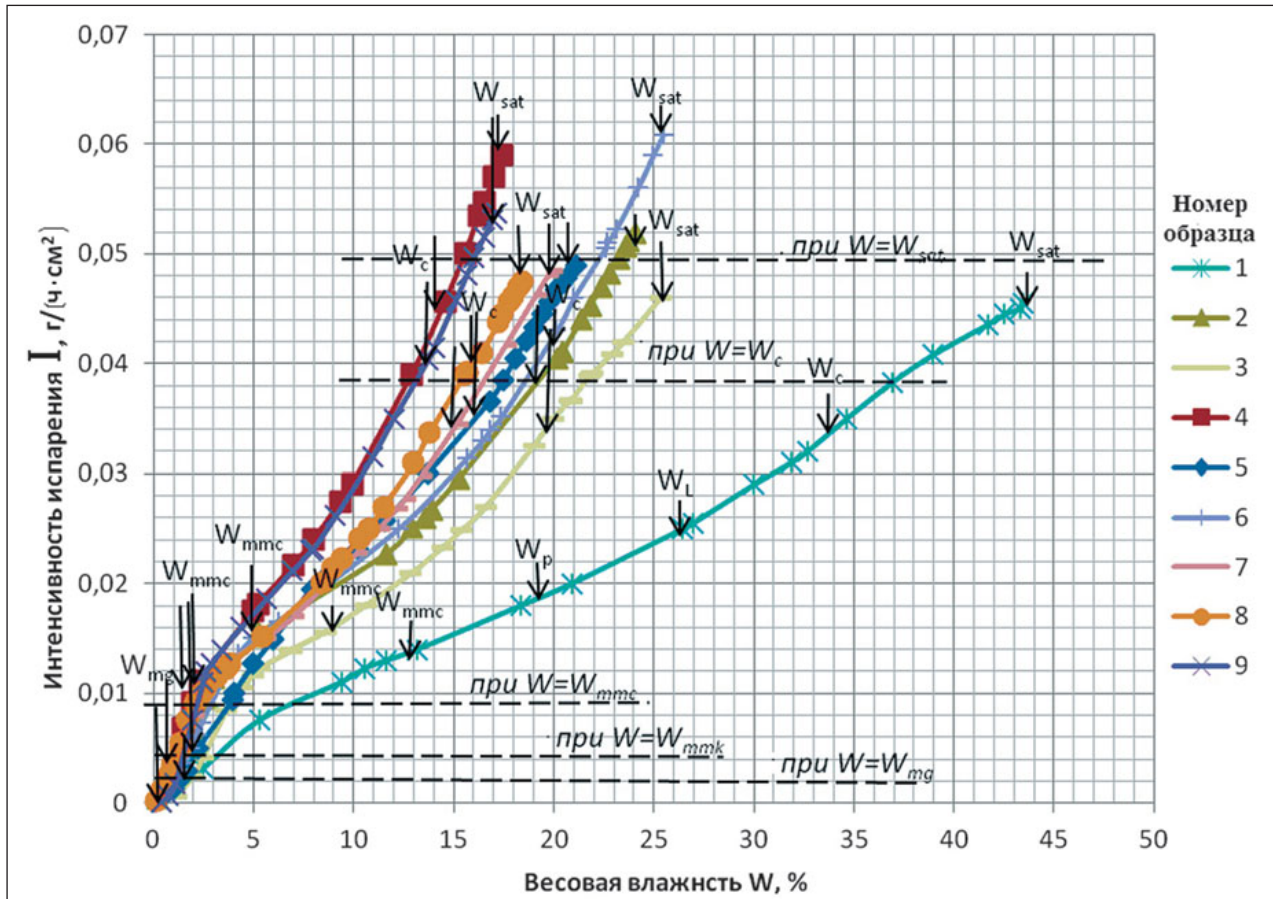


Рис. 2. Зависимости интенсивности испарения $I, \text{г}/(\text{ч} \cdot \text{см}^2)$ от среднего влагосодержания W для исследуемых грунтов при температуре 22°C и влажности атмосферного воздуха 22% . Номера кривых соответствуют номерам образцов в табл. 1: 1 — лёсс; 2, 3 — пески пылеватые; 4, 5 — пески мелкие; 6–9 — пески средней крупности. Черный пунктир — величина I при среднем значении данной характеристической влажности

дисперсности (и, соответственно, удельной поверхности частиц) в образцах уменьшается диаметр пор и растет доля сечения капилляра, занятая пленочной водой, что приводит к интенсификации испарения

влаги. Повышение дисперсности также сопровождается некоторым ростом шероховатости поверхности частиц и кривизны менисков воды, увеличением площади испаряющей поверхности и испарения в целом.

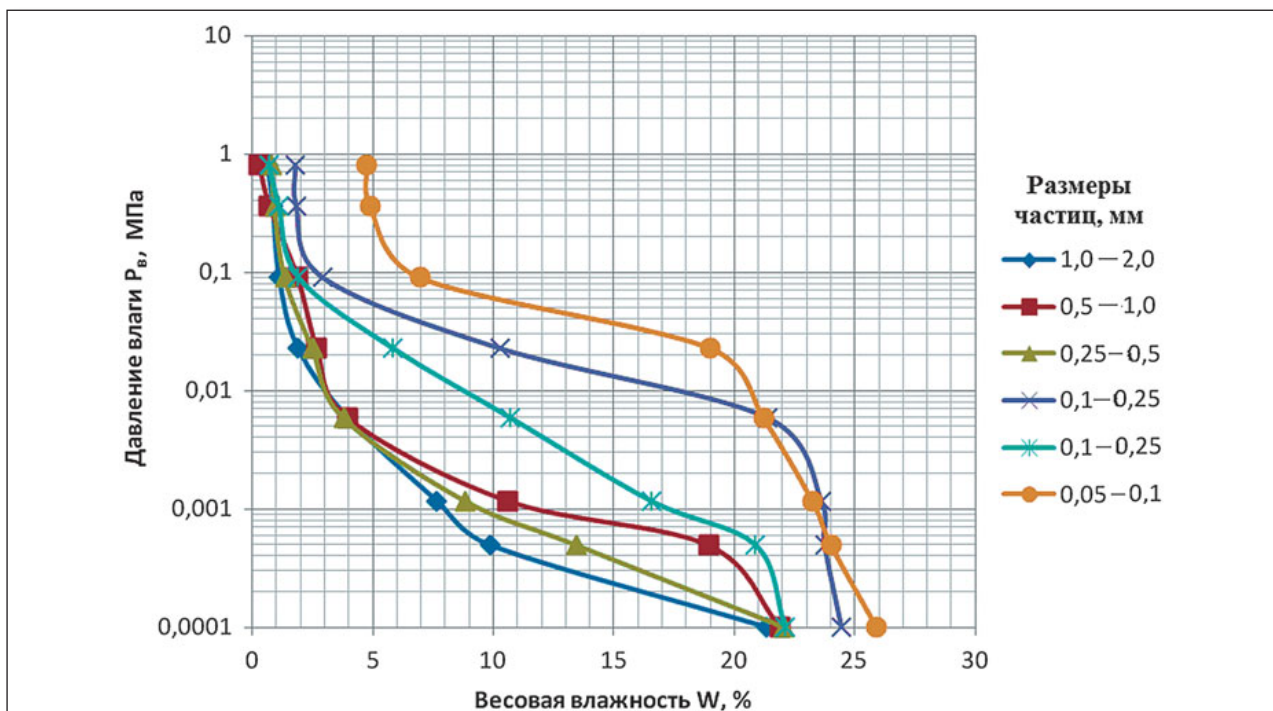


Рис. 3. Зависимости давления влаги P_v от весовой влажности W для песчаных фракций

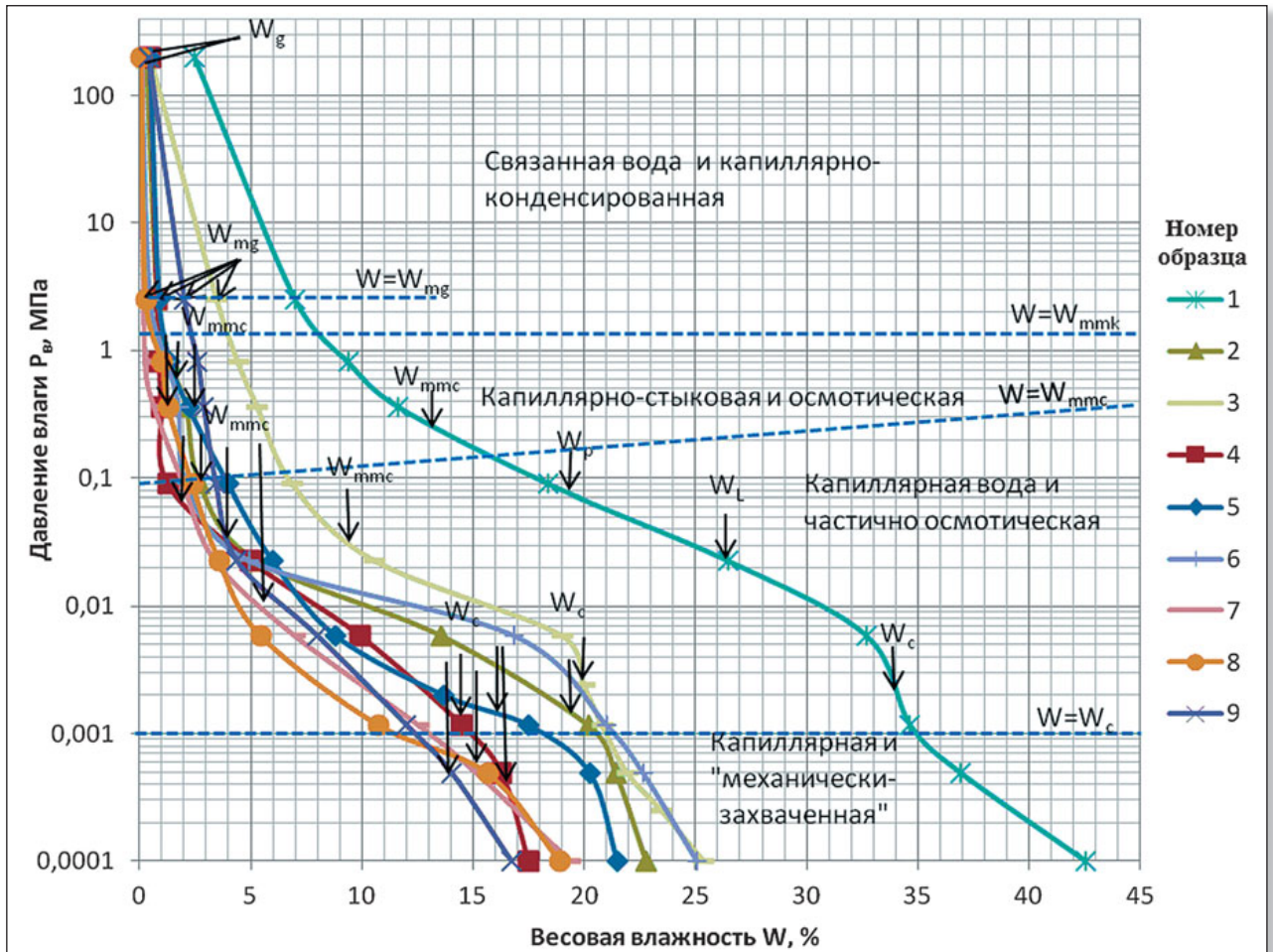


Рис. 4. Зависимости давления влаги P_v от весовой влажности W для исследуемых грунтов. Номера кривых соответствуют номерам образцов в табл. 1: 1 — лёсс; 2, 3 — пески пылеватые; 4, 5 — пески мелкие; 6–9 — пески средней крупности. Пунктир — границы между категориями воды

Для природных дисперсных грунтов (рис. 2) влияние дисперсности осложняется другими факторами. Наибольшие величины интенсивности испарения на-

блюдаются для песков мелких, самые низкие — для лёсса и песков пылеватых, при этом интенсивность испарения для песка пылеватого со сравнительно вы-

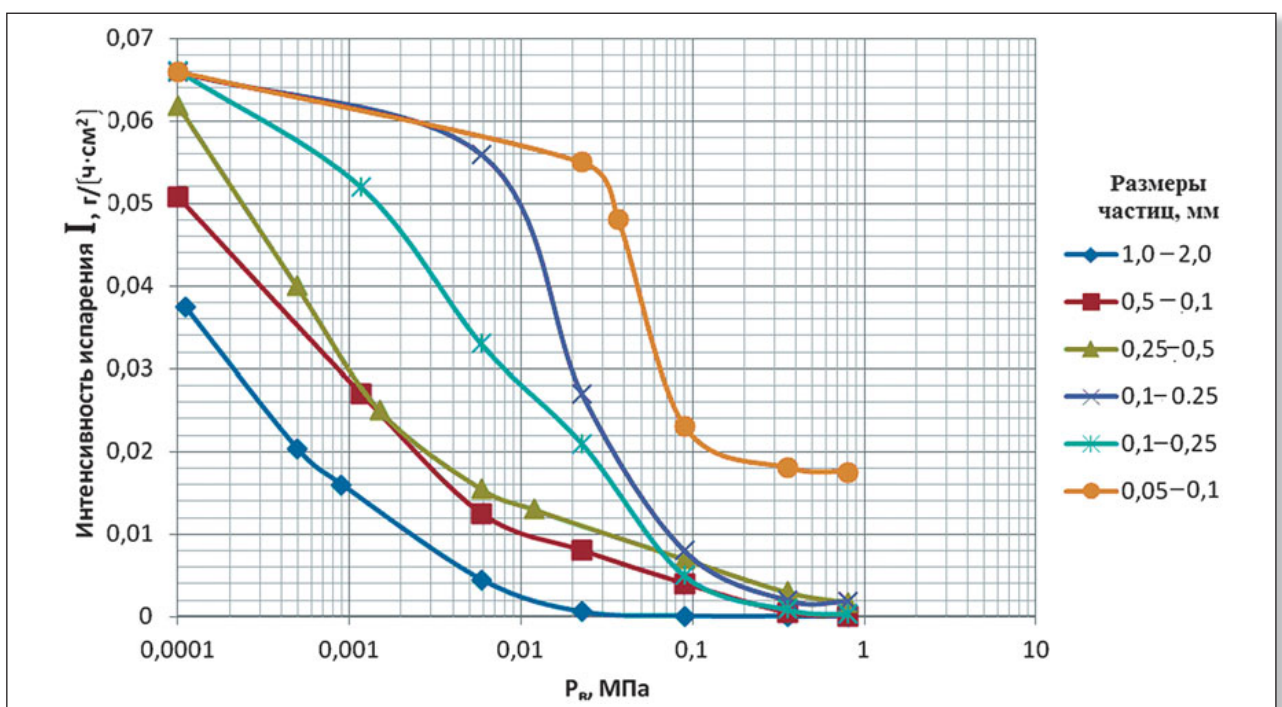


Рис. 5. Зависимости интенсивности испарения воды I от давления влаги P_v для разных фракций песков

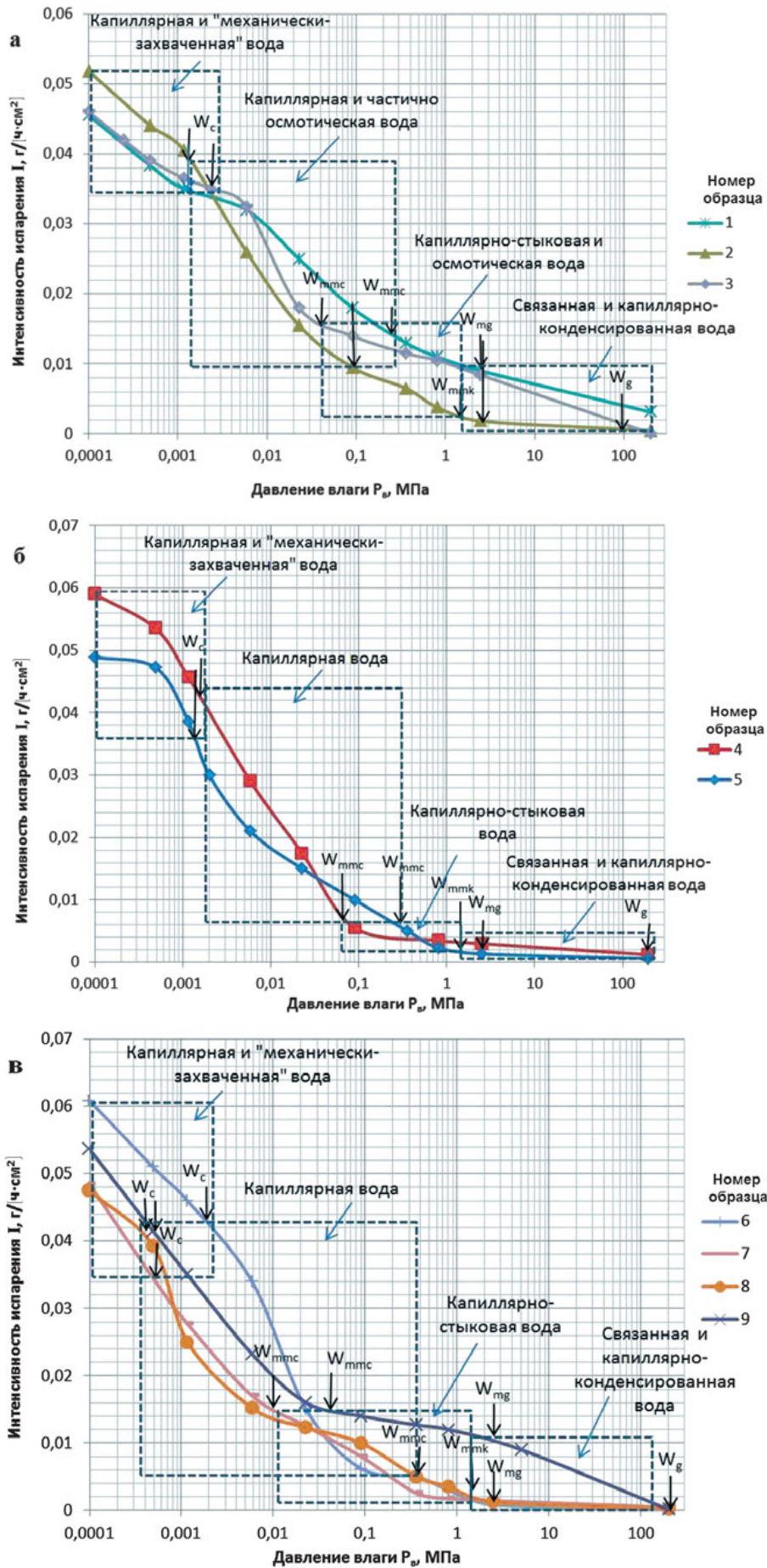


Рис. 6. Зависимость интенсивности испарения от давления влаги для исследуемых грунтов (при температуре 22 °С и влажности атмосферного воздуха 22%): а — пылеватых; б — песков мелких; в — песков средней крупности. Номера кривых соответствуют номерам образцов в таблице 1. Пунктиром показаны границы между категориями воды

соким (23%) содержанием пылевой фракции с размером частиц 0,05–0,001 мм (обр. № 3) ниже, чем для песка пылеватого с процентным содержанием пылевой фракции менее 10% (обр. № 2). Промежуточное положение занимают пески средней крупности. Наибольшие параметры испарения для песков средней крупности характерны для плохо отсортированных разностей. Таким образом, в природных дисперсных грунтах интенсивность испарения уменьшается в ряду «пески мелкие > пески средней крупности > суглинки > пески пылеватые».

К характеристикам содержания различных категорий воды в исследуемых грунтах относятся: влажность островной или монослойной адсорбции W_a , максимальная гигроскопическая влажность W_{mg} , влажность максимально-адсорбированная и капиллярно-конденсированная W_{mmk} , влажность максимальной «молекулярной влагоемкости» по А.Ф. Лебедеву W_{mmc} , влажность нижнего и верхнего пределов пластичности (W_p и W_L соответственно), влажность капиллярной влагоемкости W_c , полная влагоемкость W_{sat} и др. Для исследуемых грунтов лабораторными методами [6] были определены характеристические влажности, обозначенные на рисунке 2, и выделены области их максимальных и минимальных значений.

На рисунке 2 прослеживается общая закономерность: независимо от структурно-текстурных особенностей исследуемых грунтов каждой характеристической влаж-

ности соответствует определенное значение (или узкий диапазон значений) интенсивности испарения воды.

Для всех грунтов наибольшие величины интенсивности испарения (0,05–0,06 г/(ч·см²)) наблюдаются при влажности грунтов, равной полной влагоемкости W_{sat} . При влажности капиллярной влагоемкости интенсивность испарения составляет 0,04 г/(ч·см²), а при влажности максимальной молекулярной влагоемкости W_{mmc} , когда в грунте образуется максимальное количество капиллярных менисков, для всех исследуемых грунтов интенсивность испарения снижается до 0,01–0,02 г/(ч·см²). При максимальной гигроскопической влажности W_{mg} испарение из грунта практически прекращается и приближается к нулю при гигроскопической влажности W_g .

В процессе испарения в результате перехода влаги от капиллярной и «механически-захваченной» к капиллярно-стыковой, существующей в виде манжет на стыках песчаных частиц, энергия ее связи с твердой минеральной поверхностью грунта увеличивается. Далее процесс дегидратации постепенно захватывает категории воды, все более энергетически связанные с минеральной поверхностью, и интенсивность испарения по мере дальнейшего осушения грунта закономерно снижается и приближается в итоге к нулю. Таким образом, интенсивность испарения воды при прочих одинаковых условиях определяется наличием конкретной категории воды в грунте.

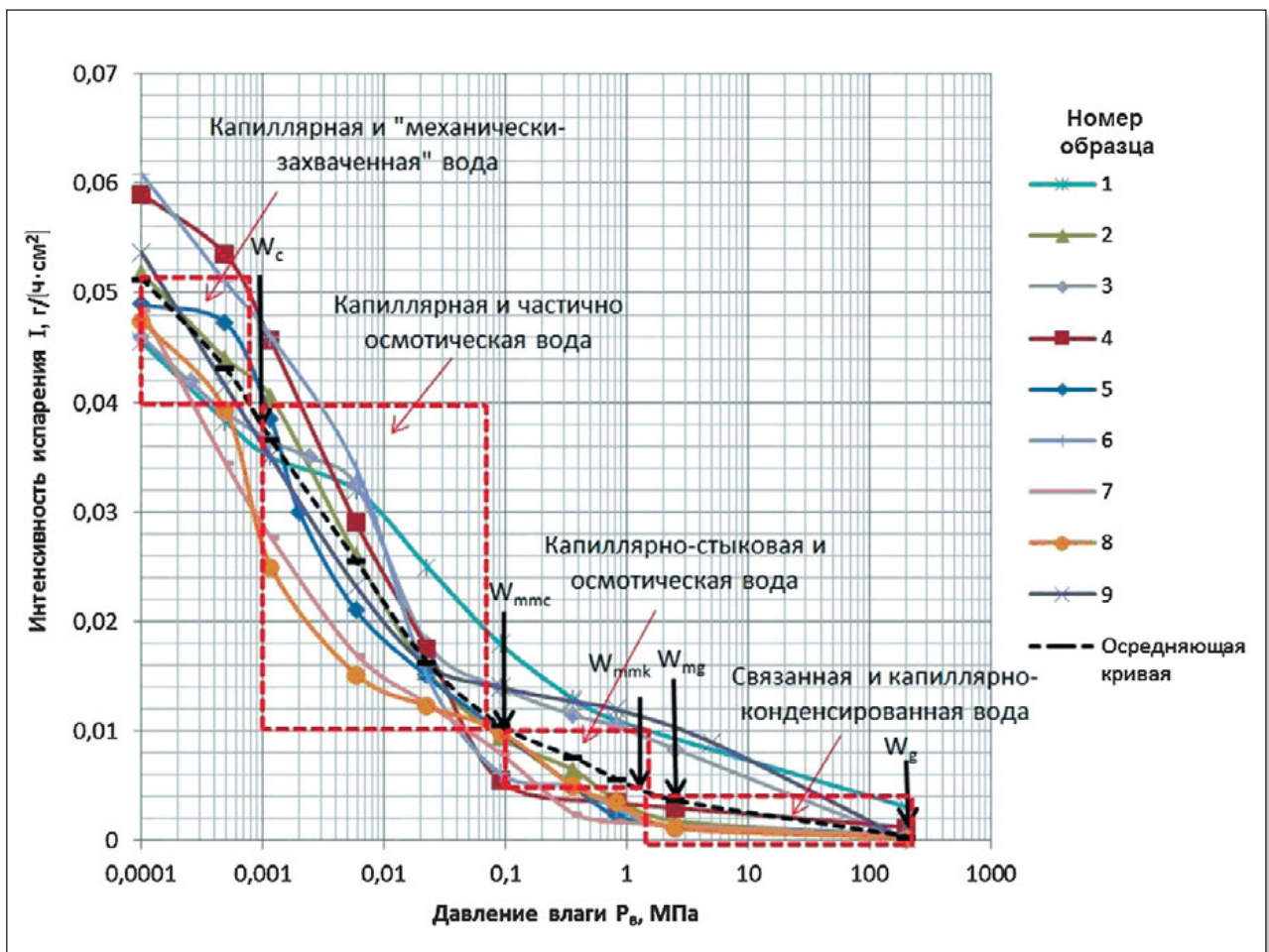


Рис. 7. Зависимость интенсивности испарения I от давления влаги в грунтах P_v при температуре 22 °C и влажности атмосферного воздуха 22%. Номера кривых соответствуют номерам образцов в таблице 1. Красным пунктиром показаны границы между категориями воды



Взаимосвязь потенциала влаги с влажностью грунтов

По определению [10], потенциал влаги в грунтах P_b — это полезная работа на единицу количества воды, которую необходимо затратить, чтобы обратимо и изотермически переместить бесконечно малое количество воды из резервуара с чистой водой, находящегося на стандартной высоте над уровнем моря, в почвенную влагу в рассматриваемом месте при неизменном внешнем давлении. Основной зависимостью для потенциала влаги является так называемая «кривая водоудерживания» (в почвоведении это «основная гидрофизическая характеристика», или ОГХ) — зависимость давления влаги P_b от весовой влажности грунта W .

На рисунках 3 и 4 представлены кривые водоудерживания — зависимости потенциала влаги P_b от весовой влажности W для песчаных фракций и природных дисперсных грунтов. Водоудерживание можно определить как способность грунта удерживать влагу за счет различных поверхностных сил притяжения — капиллярных, осмотических, адсорбционных и др. Чем выше влажность грунта при одном и том же давлении, тем выше водоудерживающая способность почвы. Из рисунков видно, что с увеличением дисперсности кривые водоудерживания смещаются вправо — в сторону больших значений влажности, что согласуется с имеющимися в литературе аналогичными данными [1, 8–10].

Вид и форма кривых водоудерживания специфичны для каждого грунта и зависят от структуры его порового пространства (размера и формы пор, плотности, пористости и др.), гранулометрического и минерального состава.

В грунтах в зависимости от условий может присутствовать вода различных категорий [1] (рис. 4):

- связанная;
- переходного состояния (от связанного к свободному);
- капиллярно-конденсированная;
- осмотически поглощенная;
- капиллярно-стыковая;
- собственно капиллярная;
- капиллярная и «механически-захваченная»;
- свободная.

Максимальное содержание связанной воды (моно- и полимолекулярной адсорбции) характеризуется максимальной гигроскопической влажностью W_{mg} , которая соответствует давлению влаги $P_b = 2,5$ МПа.

Начало формирования воды переходного состояния обусловлено явлением капиллярной конденсации, при которой толщина пленки связанной воды на поверхности минеральных частиц увеличивается [1]. Суммарное содержание капиллярно-конденсированной воды вместе со связанной водой предыдущей категории характеризуется максимально-адсорбированной и капиллярно-конденсированной влажностью W_{mmk} . Эта влага удерживается в грунтах уже меньшим давлением влаги — $P_b = 1,5$ МПа.

Дальнейшее увлажнение грунта (до $W > W_{mmk}$) может происходить уже не путем адсорбции и капиллярной конденсации, а по иному механизму — капиллярному или (и) осмотическому, которые по-разному вы-

ражены в исследуемых грунтах и часто идут параллельно [1]. В песках осмотическая влага отсутствует, поэтому в таких грунтах вслед за капиллярно-конденсированной образуется капиллярно-стыковая (в диапазоне давлений $P_b = 0,1 \div 1,5$ МПа) и собственно капиллярная (при $P_b = 0,001 \div 0,1$ МПа) вода. Заполнение капиллярных пор водой происходит до влажности капиллярной влагоемкости W_c , выше которой формируется капиллярная и «механически-захваченная» вода (при $P_b > 0,001$ МПа).

В лёссе одновременно реализуются оба механизма формирования влаги — капиллярный и осмотический. Формирование осмотической воды в лёссах происходит одновременно с ростом менисков капиллярно-стыковой воды, располагающейся в местах контакта частиц и глобулярных агрегатов — в «манжетах», а ее наибольшее содержание характеризуется влажностью нижнего предела пластичности W_p .

Взаимосвязь потенциала влаги с параметрами испарения воды из грунтов

Сопоставление вышерассмотренных зависимостей интенсивности испарения I от влажности W с зависимостями давления влаги в грунтах P_b от величин W позволило установить взаимосвязь значений P_b и I в исследуемых грунтах (рис. 5, 6).

Для песчаных фракций (см. рис. 5) с увеличением давления влаги P_b интенсивность испарения воды I закономерно уменьшается для всех образцов. Однако если для грубо-, крупно- и среднезернистых песков интенсивность испарения начинает уменьшаться сразу (при $P_b = 0$), то для тонко- и мелкозернистых песков величина I сначала относительно постоянна (пологий участок на кривых $I(P_b)$) и начинает уменьшаться при более высоких значениях потенциала влаги (при $P_b = 0,492 \times 10^{-3}$ МПа). С увеличением дисперсности кривые $I(P_b)$ смещаются вверх — в сторону больших значений интенсивности испарения, а наклон их увеличивается. При $P_b = 808 \times 10^{-3}$ МПа интенсивность испарения для всех образцов приближается к нулю, за исключением самой тонкой фракции (0,05–0,10 мм).

Рассмотрим взаимосвязь интенсивности испарения с давлением влаги P_b в природных дисперсных грунтах (рис. 6). Для природных грунтов наблюдаются те же закономерности, что и для отсеянных фракций: интенсивность испарения снижается с увеличением давления влаги в грунтах. Для лёсса (обр. № 1) и песка пылеватого (обр. № 3) с высоким содержанием пылеватой фракции (23%) на первой стадии высокого уровня испарения кривые $I(P_b)$ совпадают. Для данных грунтов при низких значениях давления влаги интенсивность испарения сначала изменяется незначительно (первая стадия высокого уровня испарения — пологий участок на графике), затем начинает заметно снижаться при давлении влаги $5,8 \times 10^{-3}$ МПа (вторая стадия убывающего испарения). При этом на второй стадии испарение из лёсса выше, чем из песка пылеватого (кривая № 1 лежит выше кривой № 3) (см. рис. 6, а).

На первой стадии для другого пылеватого песка (обр. № 2) с более низким содержанием пылеватой фракции (7%) интенсивность испарения выше, чем

для лёсса и песка с высоким содержанием пылеватых частиц (обр. № 3) (кривая № 2 находится выше кривых № 1 и 3), а переход к убывающей стадии испарения происходит раньше при более низкой величине давления влаги, равном $1,17 \times 10^{-3}$ МПа. На второй стадии интенсивность испарения из образца № 1 становится, наоборот, меньше (кривая № 2 находится ниже кривых № 1 и 3).

Пески мелкие являются однородными и имеют схожий вид кривых $I(P_v)$ (см. рис. 6, б). Среди песков средней крупности наибольшие значения интенсивности испарения на 1-й стадии характерны для образца № 6 с наибольшим коэффициентом пористости ($e = 0,85$). Образцы № 7–9 имеют сходный коэффициент пористости ($e = 0,52 \div 0,59$). Интенсивность испарения в этом ряду растет с увеличением неоднородности данных песков. Образец № 9 имеет максимальный коэффициент неоднородности ($K_n = 6$) и наибольшую интенсивность испарения.

Из рисунка 6 видно, что каждое определенное значение давления влаги и каждая характеристическая влажность обуславливают соответствующее значение (или узкий интервал значений) интенсивности испарения I . Иными словами, все кривые $I(P_v)$ располагаются довольно близко друг к другу, налагаясь одна на другую или частично совпадая. Например, из представленных графиков видно, что для всех исследуемых грунтов переход ко второй убывающей стадии испарения происходит при влажности капиллярной влагоемкости W_c . Интенсивность испарения становится близкой к нулю при максимальной гигроскопической влажности W_{mg} . Когда в процессе испарения вода от «капиллярно-пленочной» переходит к «капиллярно-стыковой», энергия ее связи с поверхностью частиц возрастает, а интенсивность испарения из образца закономерно уменьшается.

При $P_v \geq 0,0001$ зависимости $I(P_v)$ могут быть аппроксимированы уравнением (с коэффициентом корреляции $r=0,97$ и среднеквадратичным отклонением $1,2 \times 10^{-5}$):

$$I = I_{1,0} \cdot P_v^n, \quad (5)$$

где I — интенсивность испарения воды с поверхности грунта при комнатных условиях ($T = 22,0$ °С; $W_{атм} = 22\%$), $кг/(с \cdot м^2)$; $I_{1,0}$ — интенсивность испарения воды из грунтов при давлении влаги, равном 1,0 МПа (согласно полученным экспериментальным данным, при данном давлении в грунтах содержится ка-

пиллярно-стыковая и осмотическая вода), $кг/(с \cdot м^2)$; P_v — давление влаги, МПа; n — безразмерный коэффициент, характеризующий наклон кривой $I(P_v)$ в данной точке (для лёсса $n = -0,14$; для песков пылеватых и мелких $n = -0,19 \div -0,24$; для песков средней крупности $n = -0,22 \div -0,26$).

На рисунке 7 представлен сводный набор графиков $I(P_v)$ для изученных грунтов, а также усредненная по ним кривая (пунктир). Как видно, несмотря на имеющиеся расхождения, все кривые располагаются довольно близко друг к другу, что свидетельствует о едином механизме испарения воды одной и той же категории. Отмеченные расхождения кривых $I(P_v)$ для разных грунтов, возможно, связаны с точностью экспериментов при определении P_v .

На начальной стадии, когда испарение происходит с поверхности водонасыщенного грунта, интенсивность испарения из песков выше, чем из лёсса и песков с высоким содержанием пылевой фракции, так как влагопроводность первых на данной стадии выше. А на второй стадии испарения, например при одной и той же характеристической влажности W_{mmc} , влагопроводность в лёссе становится выше (за счет наличия более узких капилляров, способствующих передвижению пленок воды к поверхности), чем в песчаных грунтах, а соответственно, увеличивается и интенсивность испарения. Также можно предположить, что на второй стадии при влажности W_{mmc} испарение в песке происходит внутри грунта, а в лёссе — как внутри, так и с поверхности, так как создаются благоприятные условия для передвижения пленочной влаги. Данное объяснение находится в согласии с исследованиями С.В. Нерпина и А.Ф. Чудновского [8], которые установили, что интенсивность испарения уменьшается с ростом размеров пор в связи с резким уменьшением интенсивности пленочного потока (пленочное течение заметно интенсифицирует испарение жидкостей из тонких капилляров).

Трудности в интерпретации кривых $I(P_v)$ заключаются еще и в том, что вода в грунтах, как правило, находится под действием одновременно нескольких сил различной природы, а переход от одной формы к другой происходит не при какой-то одной строго определенной величине влажности, а в некотором ее интервале [5].

Принимая допущение о существующих отклонениях рассматриваемых кривых $I(P_v)$, обусловленных вышеуказанными причинами, и рассматривая более общую наблюдаемую закономерность в исследуемых дисперс-

Таблица 3

Интенсивность испарения различных категорий воды в грунтах*			
Категория воды	Интенсивность испарения I , $г/(с \cdot м^2)$	Давление влаги P_v , МПа	Характеристическая граничная влажность W , %
Свободная	$> 0,05 - 0,06$	≈ 0	W_{sat}
Капиллярная и «механически-захваченная»	$0,04 - 0,05$	$0,0001 - 0,0010$	W_c
Капиллярная и частично осмотическая	$0,01 - 0,04$	$0,001 - 0,100$	W_{mmc}
Капиллярно-стыковая и осмотическая	$0,005 - 0,010$	$0,1 - 1,5$	W_{mmk}
Связанная и капиллярно-конденсированная	$< 0,005$	$> 1,5$	W_{mg}, W_{mmk}


* Для температуры воздуха 22 °С и влажности воздуха 22%.



ных грунтах, можно заключить, что *каждое определенное значение давления влаги и каждая характеристическая влажность обуславливают соответствующее значение интенсивности испарения воды в грунте*. На основе этого можно использовать осредненную кривую $I(P_v)$ для любых грунтов, также описываемую выше-приведенным уравнением (5) с коэффициентами $I_{1,0} = 1,93 \cdot 10^{-5}$ и $n = -0,21$. Это уравнение устанавливает связь между испарением и давлением влаги в грунтах. Его физический смысл состоит в том, что каждая категория влаги в грунте (характеризуемая давлением влаги или характеристической влажностью) обладает определенной величиной интенсивности испарения. Используя данное уравнение, по интенсивности испарения можно прогнозировать давление влаги, и наоборот. Исходя из этого, можно установить интервалы значений интенсивности испарения для каждой категории воды в грунтах (табл. 3).

Заключение

Интенсивность испарения воды при прочих одинаковых условиях определяется наличием конкретной категории воды в грунте: чем большим давлением удерживается вода в грунте, тем ниже интенсивность испарения этой влаги. Наибольшая интенсивность испарения отмечается у дисперсных грунтов при наличии в них свободной, капиллярной и «механически-захваченной» влаги, а наименьшая — при наличии связанной и капиллярно-конденсированной влаги.

Интенсивность испарения связана с потенциалом влаги степенной зависимостью. При этом каждому значению давления влаги P_v и (или) определенной характеристической влажности соответствует определенное значение интенсивности испарения I независимо от типа грунта, что позволяет использовать данную зависимость для прогнозных оценок. 

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Грунтоведение / под ред. В.Т. Трофимова. М.: Изд-во МГУ, 2005. 1024 с.
2. Злочевская Р.И., Кривошеева З.А., Королёв В.А. Особенности гидратации-дегидратации глинистых и лёссовых пород // Инженерная геология сегодня: теория, практика, проблемы (под ред. Е.М. Сергеева, В.Т. Трофимова). М.: Изд-во МГУ, 1988. С. 195–206.
3. Королёв В.А. Термодинамика грунтов. М.: Изд-во МГУ, 1997. 168 с.
4. Королёв В.А., Ахромеева Т.П., Федяева Е.А. Закономерности термовлагопереноса в ненасыщенных дисперсных грунтах // Инженерная геология. 1990. № 3. С. 16–29.
5. Королёв В.А., Злочевская Р.И. Взаимосвязь форм влаги и физико-химических свойств дисперсных грунтов // Проблемы инженерной геологии. М.: Наука, 1991. С. 35–56.
6. Лабораторные работы по грунтоведению / под ред. В.Т. Трофимова, В.А. Королёва. М.: Высшая школа, 2008. 137 с.
7. Мунир Н.А., Королёв В.А. Закономерности формирования потенциала влаги в лёссовых грунтах на орошаемых и неорошаемых территориях // Инженерная геология. 1987. № 3. С. 43–49.
8. Нертин С.В., Чудновский А.Ф. Физика почвы. М.: Наука, 1967. 584 с.
9. Смагин А.В., Садовникова Н.Б., Мизури Маауиа Бен-Али. Определение основной гидрофизической характеристики почв методом центрифугирования // Почвоведение. 1998. № 11. С. 1362–1370.
10. Шейн Е.В. Курс физики почв. М.: Изд-во Московского университета, 2005. 432 с.
11. Albergel C., Balsamo G., de Rosnay P. A bare ground evaporation revision in the ECMWF land-surface scheme: evaluation of its impact using ground soil moisture and satellite microwave data // Hydrology and earth system sciences discussions. 2012. P. 6715–6752.
12. Bittelli M., Ventura F., Gaylon S., Campbell G.S., Snyder R.L., Gallegati F., Pisa P.R. Coupling of heat, water vapor, and liquid water fluxes to compute evaporation in bare soils // Journal of Hydrology. 2008. P. 191–205.
13. Daamen C.C., Simmonds L.P. Measurement of evaporation from bare soil and its estimation using surface resistance // Water Resources Research. 1996. V. 32. P. 1393–1402.
14. Daamen C.C., Simmonds L.P., Sivakumar M.V.K. The impact of sparse millet crops on evaporation from soil in semiarid Niger // Agricultural Water Management. 1995. V. 27. P. 225–242.
15. Desborough C.E., Pitman A.J., Irannejad P. Analysis of the relationship between bare soil evaporation and soil moisture simulated by 13 land surface schemes for a simple non-vegetated site // Global and Planetary Change. 1996. V. 13. P. 47–56.
16. Holmes R.M. Estimation of soil moisture content using evaporation data // Proceedings of Hydrology Symposium. V. 2 Evaporation. Ottawa: Queen's Printer, 1961. P. 184–196.
17. Jindong Wu, Dong Wang. Estimating evaporation coefficient during two-stage evaporation from soil surfaces // Soil Science. 2005. V. 170. № 4. P. 235–243.
18. Smits K.M., Ngo V.V., Cihan A., Sakaki T., Illangasekara T.H. An evaluation of models of bare soil evaporation formulated with different land surface boundary conditions and assumptions // Water Resources Research. 2012. V. 48. № 12. P. 1–15.
19. Kanzari S., Hachicha M., Bouhlila R. Simple evaporation method for estimating soil water retention properties of an unsaturated zone in Bouhajla (Kairouan — Central Tunisia) // The Experiment. 2014. V. 26. № 4. P. 1834–1843.
20. Wallace J.S., Jackson N.A., Ong C.K. Modelling soil evaporation in an agroforestry system in Kenya // Agricultural and Forest Meteorology. 1999. V. 94. P. 189–202.
21. Weikang Song, Yu-Jun Cui, Anh Minh Tang, Wenqi Ding, Thanh Danh Tran. Experimental study on water evaporation from sand using environmental chamber // Canadian Geotechnical Journal. 2014. V. 51. № 2. P. 115–128.
22. Wilson G.W., Fredlund D.G., Barbour S.L. The effect of soil suction on evaporative fluxes from soil surfaces // Canadian Geotechnical Journal. 1997. V. 34. P. 145–155.
23. Wilson G.W., Fredlund D.G., Barbour S.L. Coupled soil-atmosphere modeling for soil evaporation // Canadian Geotechnical Journal. 1994. V. 31. P. 151–161.