

УДК 631.4

## ОПРЕДЕЛЕНИЯ КОЭФФИЦИЕНТА ВЛАГОПРОВОДНОСТИ ПОЧВ В ПОЧВЕННЫХ КОЛОННАХ И ЛИЗИМЕТРАХ

© 2013 г. Н. А. Муромцев

Почвенный институт им. В.В. Докучаева Россельхозакадемии,  
119017, Москва, Пыжевский пер., 7

Рассмотрены теория и методы определения коэффициентов влагопроводности и фильтрации. Предложено использовать для этих целей почвенные колонны и лизиметры. Показано, что даже небольшое уменьшение содержания влаги в почве может обусловить весьма заметное снижение влагопроводности. В интервале высоких значений потенциала влаги коэффициент влагопроводности заметно больше в почвах легкого гранулометрического состава, а в интервалах средних и низких значений, наоборот, выше в суглинистой почве. Максимальные величины влагопроводности в любой почве близки к значениям коэффициента фильтрации, а минимальные стремятся к нулю. Равенство коэффициентов фильтрации и влагопроводности обычно имеет место в условиях нисходящего потока при влажности, равной полной влагоемкости или близкой к ней.

Ключевые слова: коэффициент влагопроводности, капиллярный потенциал, почвенная влага, потоки влаги.

Термодинамические аспекты закономерности движения влаги в почве описаны во многих работах (Глобус, 1977; Воронин, 1984; Муромцев, 1984; 2004; Роде, 2008; Муромцев и др., 2013; Hadas, 1973; Matula, Spongrova, 2007). В изотермических условиях различие значений потенциала влаги в двух точках почвы означает отсутствие равновесного состояния и указывает на возможность влагопереноса. Движущей силой переноса влаги является градиент ее потенциала. Однако потенциал, как и другие термодинамические характеристики, определяется для условий равновесных обратимых процессов и процессов, бесконечно близких к равновесным (Воронин, 1984; Глобус, 1977). Классическая термодинамика не занималась вопросами необратимых процессов, ограни-

чиваясь определением равновесных термодинамических функций, характеристикой условий равновесия и изучением направленности самопроизвольных процессов. Созданию термодинамики необратимых неравновесных процессов способствовало сходство форм феноменологических законов, используемых для описания переноса массы вещества и энергии. Одним из таких феноменологических законов является закон Дарси (Судницын, 1979; Роде, 2008), применяемый в количественных расчетах движения почвенной влаги

$$I = -\lambda \, dP/dl. \quad (1)$$

Другим примером феноменологических законов может служить закон теплопроводности Фурье, а также известный закон Ома (Судницын, 1979; Муромцев и др., 2008).

Коэффициент влагопроводности ненасыщенных водой почв сильно зависит от содержания влаги (Муромцев и др., 2013). Небольшое сокращение содержания влаги может обусловить весьма заметное уменьшение влагопроводности, что можно объяснить снижением объемной проводимости (Роде, 2008; Муромцев и др., 2008). Вязкость влаги, граничащей с поверхностью почвы, отличается от вязкости нормальной воды, что также вызывает увеличение сопротивления потоку влаги. По некоторым данным (Судницын, 1979; Роде, 2008;), снижение подвижности воды начинается на расстоянии  $40\text{\AA}$  от поверхности глины, насыщенной обменным натрием. Зависимость  $K_d$  от влажности и потенциала влаги характеризуется во всем интервале увлажнения гистерезисом (Муромцев и др., 2013).

В основе теории движения почвенной влаги лежит предположение о том, что последняя (влага) не отличается от ньютоновской жидкости. Ньютоновская жидкость не обладает начальным сопротивлением сдвигу и характеризуется постоянной при данной температуре вязкостью. Кроме того, принимается, что градиент потенциала в изотермических условиях однозначно определяет величину и направление потока при заданной влажности и плотности почвы. Однако, как показывают некоторые исследования, поведение почвенной влаги не всегда находится в соответствии с этими допущениями. Согласно некоторым исследованиям, при движении влаги в ненасыщенных почвах имеет место пороговый градиент  $\Delta P$ , необходимый для начала движения, т.е. выполняю-

щей функции «толчка». По мнению ряда исследователей, наличие порового градиента связано с присутствием в воде особой структуры, создающей надмолекулярные комплексы, взаимодействующие между собой и с поверхностью твердой фазы почвы (Воронин, 1984; Судницын, 1979).

Зависимость коэффициента влагопроводности ( $K_n$ ) от влажности почвы и потенциала почвенной влаги в значительной степени индивидуальна для каждого типа почв. Методика определения  $K_n$  разрабатывается на протяжении длительного времени (Роде, 2008; Муромцев и др., 2013), но, несмотря на значительные успехи, еще не завершена. Все методы определения  $K_n$  можно разделить на две группы: стационарного и нестационарного потока влаги. Методы первой группы более просты, однако их использование ограничивается узким интервалом значений  $K_n$  и необходимостью обеспечения высокой интенсивности испарения с поверхности. В настоящее время наибольшее распространение получили методы нестационарного потока влаги, в частности, зондовый. Зондовый метод обычно применяется в интервале влажности почв от полной влагоемкости до середины интервала полной влагоемкости-влажности завядания (Муромцев и др., 2008). Для реализации метода используется капилляриметрическая установка (Муромцев и др., 2009). Метод синхронных профилей влажности и потенциала применим в интервале средней и низкой влажности почвы (Муромцев, 1991; Судницын, 1979). В настоящее время в европейских странах и США получают широкое распространение методы математического моделирования влагопроводности и педотрансферных функций (Шейн, 2005; Романова, Фалькович, 2012; Carlos et al., 2002; Matula, Spongrova, 2007; Phoon et al., 2010; Petrovici et al., 2010). Однако нам представляется, что экспериментальные методы и подходы нуждаются в совершенствовании и новых разработках. Поэтому предпринята попытка использовать для определения влагопроводности (коэффициентов фильтрации и влагопроводности ненасыщенных влагой почв) в условиях нестационарного потока большие почвенные колонны и лизиметры (Муромцев и др., 2008).

Схема почвенной колонны представлена на рис. 1. Высота ее около 170 см, а испаряющая поверхность помещенной в нее почвы –

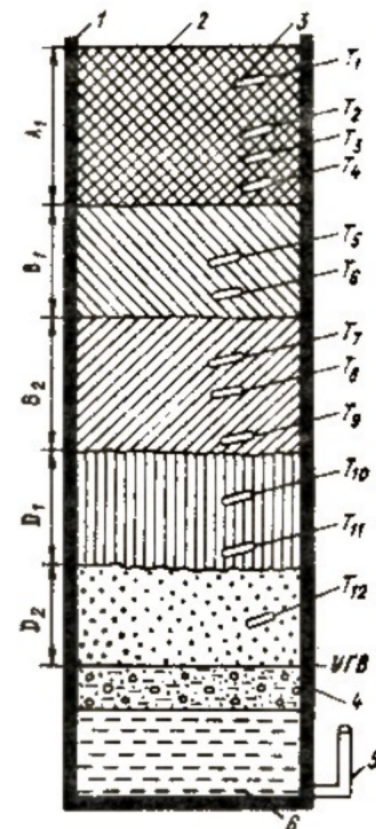


Рис. 1. Схема почвенной колонны. 1 – корпус, 2 – почва, 3 – датчик тензиометра, 4 – фильтр, 5 – пьезометр, 6 – грунтовые воды;  $T_1$ – $T_{12}$  – тензиометры.

400 см<sup>2</sup>. В нижней части колонны предусмотрена камера для грунтовых вод (ГВ), заполненная песчано-гравийной засыпкой. К нижней части камеры герметично подсоединен пьезометр с краном, предназначенный одновременно для слива воды и для замеров ее расхода из ГВ. На одной из боковых стенок колонны, на различной высоте от ГВ, размещены тензиометры, расстояние между которыми не превышает 20 см (13–20 см).

Тензиометры желательно устанавливать под углом 30° к поверхности почвы. В таком положении они «занимают» слой толщиной около 5 см. Расчеты запасов влаги по зависимости  $P_n(W)$  осуществлены для слоев толщиной 10 см. Наблюдения за расхо-



дом воды по пьезометру в первые сутки опытов проводили не реже 1 ч, в последующие – не реже 1–2 раз в сутки; в соответствии с этим проводили и замеры капиллярного потенциала влаги по глубинам установки тензиометров.

Интенсивность потока влаги из ГВ определяется по уравнению:

$$I = Q \cdot 10 / S \tau \quad (2)$$

где  $Q$  – расход воды по пьезометру,  $\text{см}^3$ ;  $S$  – площадь колонны,  $\text{см}^2$ ;  $\tau$  – время, ч или мин.

Рассматриваемый метод применим в основном для условий капиллярной каймы (КК), а также в периоды после обильных поливов или интенсивных осадков. В связи с этим в высоких колоннах, особенно с песчаными и супесчаными почвами, определение  $K_n$  следует осуществлять только в толще расположения капиллярной каймы, высоту которой можно регулировать поднятием ГВ. Расчеты коэффициента влагопроводности в условиях восходящего потока необходимо проводить отрезков времени, когда поровое пространство почвы максимально насыщено водой, сформирована капиллярная кайма и расход влаги из ГВ в зону аэрации стабилизирован. Об окончании процесса насыщения почвы водой судят по значениям потенциала влаги на различных глубинах колонны. С этой целью значения потенциала влаги наносят на график  $P_k(t)$ . Резкое повышение потенциала на графике означает достижение влагой ГВ уровня расположения того или иного тензиометра, а выполаживание динамики  $P_k$  (стабилизация) свидетельствует о достаточно полном насыщении почвы водой. Когда значения  $P_k$  «выстраиваются» в прямую линию, параллельную абсциссе, можно говорить об окончании процесса формирования капиллярной каймы. Возможные незначительные флуктуации функции  $P_k(t)$  обусловлены неизбежным влиянием на состояние влаги температуры и атмосферного давления воздуха.

Исследования в колоннах проводили на аллювиальных луговых суглинистых и дерново-подзолистых супесчаных почвах ненарушенного и нарушенного сложения. Эти же почвы использованы в лизиметрах, которые обычно предназначены для изучения элементов водного баланса почв и миграции удобрений. Однако нами (Муромцев, 1991) предложен лизиметр, который одновременно можно использовать и для изучения параметров влагопереноса.

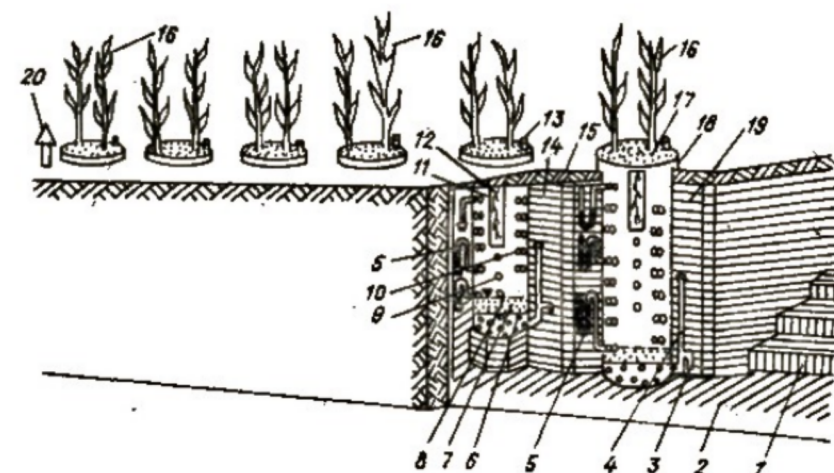


Рис. 2. Схема устройства лизиметрического павильона: 1 – ступеньки павильона, 2 – пол павильона, 3 – сливной кран пьезометра, 4 – пьезометр, 5 – тензиометры, 6, 7 – песчано-гравийная засыпка, 8 – уровень грунтовых вод, 9 – запасные отверстия, закрытые ирогудроненными деревянными пробками, 10 – отверстия со шпунцерами для термометров, 11 – окно для наблюдений за интенсивностью роста корней растений, 12 – корни растений, 13 – обсадная труба для долива воды и измерения влажности почвы нейтронным влагомером, 14 – левая сторона павильона, 15 – земляная засыпка, 16 – растения, 17 – почва, 18 – лизиметр, 19 – правая сторона павильона, 20 – вентиляционная труба.

Лизиметр (рис. 2) изготовлен из толстостенного листового железа. Его внешняя и внутренняя поверхности покрыты антикоррозийным материалом. На передней рабочей стенке (сфере) просверлены отверстия диаметром около 3 см и приварены шпунцеры – отрезки металлической трубы соответствующего диаметра. Отверстия, расположенные в вертикальной плоскости на расстоянии 25 см друг от друга, предназначены для установки через них датчиков тензиометров и термометров. Лизиметры (6 штук) установлены в галерее длиной 10 м, шириной 1 м и высотой 2 м. Пол, стенки и потолок галереи армированы тесом, а ее верхняя часть выведена под уровень поверхности почвы посредством земляной подсыпки толщиной около 15 см.

Расчеты  $K_n$  с применением лизиметров проводили по уравнению (2), однако в отличие от колонн необходимо предварительно из массива данных отобрать те, которые приходятся на периоды без осадков с устойчивым восходящим потоком влаги, характеризующимся соответствующим градиентом потенциала по высоте лизиметра. Если погодные условия таковы, что восходящий поток влаги периодически нарушается нисходящими потоками, то над лизиметрами необходимо изготовить навес, предохраняющий от осадков. Рассматриваемый метод неприменим для корнеобитаемой зоны почвы, поскольку здесь имеет место не учитываемый уравнением (1) расход почвенной влаги на десукцию растениями. В то же время лизиметрический метод исследования  $K_n$  может быть с успехом использован для изучения расхода влаги к фронту промерзания в зимнее время (Муромцев и др., 2009).

Исследования с использованием капилляриметрической установки были выполнены на образцах аллювиальной луговой суглинистой и дерново-подзолистой супесчаной почв (табл. 1).

Анализ данных показывает, что с понижением значений  $P_k$  от 0 до - 80 кПа величина  $K_n$  в различных слоях аллювиальной луговой почвы уменьшается в 10-15 раз, а в дерново-подзолистой - в 35-76 раз. В интервале высоких значений  $P_k$  (0...-10 кПа)  $K_n$  характеризуется наибольшими значениями во всех слоях почвы. Максимальные величины  $K_n$  наблюдаются в слоях 170-180, 145-155 и 120-130 см: 68,5; 36,0 и 47,5 мм/сут соответственно.

В дерново-подзолистой почве, наоборот, максимальное значение  $K_n$  отмечено в верхних слоях: 0-10, 20-30, 45-55 и 70-80 см. Такое соотношение максимальных величин  $K_n$  в различных по гранулометрическому составу грунтах объясняется спецификой порового пространства этих почв, в котором главная роль принадлежит объему мелких пор. В интервале высоких значений  $P_k$  величина  $K_n$  заметно больше в почвах легкого гранулометрического состава, а в интервалах средних и низких значений потенциала влаги  $K_n$ , наоборот, выше в суглинистой почве.

Максимальные величины влагопроводности в любой почве практически одинаковы со значениями коэффициента фильтрации  $K_f$ , а минимальные - стремятся к нулю. Равенство  $K_n$  и  $K_f$  обычно имеет место в условиях нисходящего потока при влажности, равной полной влагоемкости или близкой к ней.

Таблица 1. Значения коэффициента влагопроводности почвы (мм/сут), полученные с использованием капилляриметрической установки, в почвах подзоны южной тайги

Слой, см	Интервал потенциала, кПа							
	0-10	10-20	20-30	30-40	40-50	50-60	60-70	70-80
Аллювиальная луговая суглинистая почва								
0-10	12,8	11,0	13,5	6,5	2,5	1,9	1,4	1,0
20-30	14,7	10,2	7,5	6,9	4,0	3,1	1,3	0,9
45-55	17,5	10,4	8,5	7,0	4,4	3,4	4,4	1,5
70-80	12,5	11,0	6,3	4,3	1,9	1,2	-	1,3
95-105	23,8	12,5	5,8	1,4	1,2	0,9	-	1,2
120-130	47,5	9,8	6,4	5,3	6,3	6,1	3,2	1,8
145-155	36,0	14,4	9,8	3,9	2,6	2,0	1,7	1,1
170-180	68,0	5,5	1,8	1,6	1,5	1,5	1,4	1,3
190-200	43,0	5,2	5,2	1,8	1,5	1,3	1,7	1,4
Дерново-подзолистая супесчаная почва								
0-10	38,0	13,3	2,8	1,2	1,3	1,4	1,5	1,1
20-30	73,5	15,4	5,1	1,4	1,4	1,9	1,5	1,1
45-55	98,0	42,5	7,3	6,3	5,2	5,0	3,9	1,3
70-80	110,0	45,0	1,8	1,3	1,6	1,9	1,4	1,0
95-105	27,6	4,8	2,5	1,5	1,3	1,3	1,2	1,0
120-130	1,3	4,7	0,3	0,1	0,9	0,2	0,03	0,02
145-155	0,4	1,7	0,1	0,03	0,03	0,02	0,03	0,01
170-180	0,4	2,2	0,2	0,03	0,02	0,02	0,01	0,01

Таблица 2. Значение коэффициента фильтрации в почвах подзоны южной тайги

Параметр	Слой почвы, см								
	0-10	20-30	45-55	70-80	95-105	120-130	145-155	170-180	190-200
Аллювиальная луговая суглинистая почва									
ПП, г/см <sup>3</sup>	1,20	1,25	1,20	1,35	1,35	1,50	1,50	1,60	1,60
$K_f$ , мм/сут	1840	1390	880	590	350	980	7690	1640	24740
Дерново-подзолистая супесчаная почва									
ПП, г/см <sup>3</sup>	1,50	1,45	1,60	1,60	1,60	1,60	1,60	1,60	1,60
$K_f$ , мм/сут	1430	1110	5620	2460	4440	3930	1340	1340	1530

Примечание. ПП, г/см<sup>3</sup> - плотность почвы.



Следует также отметить, что значения  $K_{\phi}$  в супесчаной почве менее резко изменяются в пределах почвенного профиля по сравнению с суглинистой, что свидетельствует о большей однородности порового пространства супесчаной почвы.

Коэффициент влагопроводности определяли и с использованием метода колонн (табл. 3). Средняя интенсивность расхода ГВ в зону аэрации составляет 0,87 мм/сут в монолите аллювиальной луговой почвы и 0,75 мм/сут в варианте с нарушенным сложением этой же почвы, а в дерново-подзолистой – примерно 0,65 мм/сут в обоих вариантах. Видно, что значения  $K_{\phi}$  заметно различаются как в пределах типов почв, так и для вариантов сложения. Значения возрастают с удалением от уровня ГВ, что объясняется значительным увеличением градиента потенциала в том же направлении.

Сравнение данных, характеризующих влагопроводность в почвах различного генезиса, показывает, что различие значений соответственно в суглинистых и супесчаных почвах сухой степи (Муромцев, 1984) и подзоны южной тайги значительно ниже, чем различия, обусловленные гранулометрическим составом и гидро-

Таблица 3. Значения коэффициента влагопроводности  $K_{\phi}$  (мм/сут) в слоях почвы (l, см от УГВ) нарушенного и ненарушенного сложения (исследования на колоннах) в почвах подзоны южной тайги ( $P_k$  кПа)

Аллювиальная луговая суглинистая почва						Дерново-подзолистая супесчаная почва					
сложение						сложение					
ненарушенное			нарушенное			ненарушенное			нарушенное		
l	$P_k$	$K_{\phi}$	l	$P_k$	$K_{\phi}$	l	$P_k$	$K_{\phi}$	l	$P_k$	$K_{\phi}$
13	14	0,93	14	14	0,75	18	20	0,72	15	7	0,30
24	13	1,03	30	10	0,51	31	16	0,80	30	26	1,13
37	14	0,93	42	11	0,25	51	18	0,72	45	62	0,52
50	13	0,82	56	25	1,34	66	14	0,40	57	80	0,43
65	28	1,62	67	26	1,70	80	136	6,31	73	144	5,85
79	27	1,67	86	54	2,15	101	454	14,05	94	162	3,78
96	41	2,10	101	27	1,36	118	600	0,33	113	246	8,41
110	30	1,86	114	64	3,67	135	605	0,19	140	590	0,65
121	180	14,20	127	119	6,87	155	618	-	150	600	-
131	129	11,22	140	130	7,50	-	-	-	-	-	-

физическими свойствами. Это свидетельствует о преобладающем влиянии на влагопроводность почв гидрофизических свойств по сравнению со свойствами, обусловленными различиями в генезисе.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Учитывая недостатки известных методов определения коэффициента влагопроводности почвы (зондового и метода синхронных профилей влажности и потенциала влаги) предложено использовать почвенные колонны и лизиметры.

Зависимость коэффициента влагопроводности от влажности почвы и потенциала почвенной влаги в значительной степени индивидуальна для каждого типа, подтипа и вида почв.

Показано, что даже небольшое уменьшение содержания влаги в почве может обусловить заметное снижение влагопроводности. С понижением потенциала влаги от 0 до -80 кПа коэффициент влагопроводности в разных слоях аллювиальной луговой суглинистой почвы уменьшается в 10-15 раз, а в дерново-подзолистой супесчаной – в 35-76 раз. В интервале высоких значений  $P_k$  (0...-10 кПа) коэффициент влагопроводности характеризуется наибольшими величинами во всех слоях исследованных почв. Максимальное значение наблюдается в слоях 170-180, 145-155 и 120-130 см аллювиальной почвы: 68,5; 36,0 и 47,5 мм/сут соответственно. В дерново-подзолистой почве максимальные значения наблюдаются в верхних слоях: 0-10, 20-30, 45-55 и 70-80 см.

В интервале высоких значений потенциала влаги коэффициент влагопроводности заметно больше в почвах легкого гранулометрического состава, а в интервалах средних и низких значений, наоборот, выше в суглинистой почве.

Максимальные значения влагопроводности в любой почве практически близки к величинам коэффициента фильтрации, а минимальные – стремятся к нулю. Равенство коэффициентов фильтрации и влагопроводности обычно имеет место в условиях нисходящего потока при влажности, равной полной влагоемкости или близкой к ней.

# СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Воронин А.Д. Структурно-функциональная гидрофизика почв. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1984. 204 с.
2. Глобус А. М. Неизотермический внутрипочвенный влагообмен. Автореф. дис. ... д.б.н. Л., 1977. 48 с.
3. Муромцев Н.А. Водоподъемные свойства аллювиальных луговых суглинистых почв // Почвоведение. 1984. № 3. С. 67–77.
4. Муромцев Н.А. Термины в мелиоративной энциклопедии: влагопроводность. (Т. 1. С. 185). Водоподъемные свойства почв (Т. 1, с. 232). Коэффициент влагопроводности (Т. 2. С. 37–38). Мелиоративная энциклопедия в 3-х томах. М.: ФГНУ-Росинформагротех, 2004.
5. Муромцев Н.А., Коваленко П.И., Семенов Н.А., Мажайский Ю.А., Яцык Н.В., Шуравилин А.В., Воропай Г.В., Анисимов К.Б., Коломиец С.С. Внутрипочвенный влагообмен, водопотребление и водообеспеченность многолетних культурных травостоев. Рязань, 2013. 300 с.
6. Муромцев Н.А., Семенов Н.А., Буцуев Н.Н., Шуравилин А.В. Лизиметры в почвенно-экологических исследованиях. М.: Российский университет дружбы народов, 2009. 115 с.
7. Муромцев Н.А., Семенов Н.А., Шуравилин А.В., Панов Г.А., Анисимов К.Б., Шафикова А.М. Особенности внутрипочвенного влаго- и солепереноса // Мелиорация и водное хозяйство. 2008. № 6. С. 22–24.
8. Романова Л.Г., Фалькович А.С. Сравнительный анализ расчетных формул для функции влагопроводности на основе данных капилляриметра // Наука и жизнь. № 1. С. 86–89.
9. Роде А.А. Избранные труды в четырех томах. М., 2008. Т. 3. 663 с.
10. Судницын И.И. Движение почвенной влаги и водопотребление растений. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1979. С. 254.
11. Шейн Е.В. Курс физики почв. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2005. 432 с.
12. Carlos M.O., Hopmans J.W., Alvaro M., Bossai L.H., Wildenschild D. Soil water retention measurement using a combined tensiometer-coiled time domain reflectometry probe // Soil Sci. Soc. Am. J. 2002. V. 66. P. 1752–1759.
13. Hadas A. Water retention and flow in soils // Ecol. Stud. 1973. V. 5. P. 89–109.

14. Matula S., Spongrova K. Pedotransfer function application for estimation of soil hydrophysical properties using parametric methods // Plant, Soil and Environ. 2007. V. 53. № 4. P. 149–157.
15. Pertovici T., Marinov A.M. A mathematical generalized approach to estimate soil moisture retention characteristics from texture classes // Univ. Politehn. Bucharest. Sci. Bull. D. Univ. Politehn. Bucharest. 2010. V. 72. № 1. P. 59–66.
16. Phoon Kok-Kwang, Santoso A., Quek Ser-Tong. Probabilistic analysis of soil-water characteristic curve // J. Geotechn. And Geoenviron. Eng. 2010. V. 136. № 3. P. 445–455.

## METHODS OF DETERMINING THE COEFFICIENT OF WATER CONDUCTIVITY IN SOILS

N. A. Muromtsev

V.V. Dokuchaev Soil Science Institute, Moscow, Russia

The paper is aimed to consider the theory and methods of determining the coefficients of water conductivity and filtration. Soil columns and lysimeters were used for this purpose. It is shown that even a slightly expressed decrease in the moisture content can lead to decreasing the water conductivity in soil. In the range of high values of the moisture potential the coefficient of water conductivity is significantly higher for light-textured soils, on the contrary, within the range of middle and low values it seems higher for loamy soils. The maximum of water conductivity in any soil is close to filtration coefficients, but its minimum tends to zero. The coefficients of water conductivity and filtration become usually close under conditions of descending flow when the moisture is equal to the maximum water capacity or close to it.

Keywords: water conductivity, gradient of moisture potential, lysimeter, soil column, soil moisture.

