

УДК 631.436

ПАРАМЕТРЫ ЗАВИСИМОСТИ ТЕМПЕРАТУРОПРОВОДНОСТИ МИНЕРАЛЬНЫХ ПОЧВ ОТ ВЛАЖНОСТИ ДЛЯ РАЗЛИЧНЫХ ТЕКСТУРНЫХ КЛАССОВ

© 2020 г. Т. А. Архангельская*

МГУ им. М.В. Ломоносова, Ленинские горы, 1, Москва, 119991 Россия

*e-mail: arhangelskaia@gmail.com

Поступила в редакцию 20.03.2019 г.

После доработки 15.05.2019 г.

Принята к публикации 22.05.2019 г.

Приведены параметры зависимости температуропроводности почвы от влажности для восьми текстурных классов. Используются экспериментальные зависимости температуропроводности от влажности, полученные ранее для минеральных почв европейской части России. В процессе работы анализировали данные для 77 почвенных образцов ненарушенного сложения, включавших песок рыхлый, песок связный, супесь, суглинков легкий, суглинков средний, суглинков тяжелый, глину легкую, глину среднюю. Температуропроводность образцов, измеренная методом регулярного режима при различной влажности, менялась в широком диапазоне от 0.77×10^{-7} до 10.09×10^{-7} м²/с. При параметризации зависимостей температуропроводности от влажности применяли метод группировки почв по текстурным классам. Группировку проводили в двух вариантах, используя классификации Долгова и Качинского. Для каждого из выделенных текстурных классов рассчитывали параметры зависимости температуропроводности от влажности, используя все экспериментальные точки, относящиеся к этому классу, и аппроксимируя их предложенной ранее четырехпараметрической функцией. Точность аппроксимации экспериментальных точек расчетными кривыми оценивали с помощью индекса согласия Уиллмотта. Наибольшее значение индекса согласия (0.845) получено для средних глин, выделенных по Долгову, наименьшее (0.532) — для супесей. Индекс согласия для всей выборки составил 0.699 при выделении классов по Долгову и 0.688 при выделении классов по Качинскому. Дополнительно были получены параметры генеральной средней кривой, построенной по всем имеющимся данным. Индекс согласия между генеральной средней кривой и экспериментальными данными составил лишь 0.554, что подтверждает эффективность группировки почв по текстурным классам.

Ключевые слова: математическое моделирование, метод группировки, пески, суглинки, глины

DOI: 10.31857/S0032180X20010037

ВВЕДЕНИЕ

Температуропроводность почвы равна отношению ее теплопроводности к объемной теплоемкости и меняется при изменении этих двух показателей. Если теплопроводность, то есть способность почвы проводить тепло, увеличивается, то увеличивается и температуропроводность; температура глубинных слоев почвы при этом становится более чувствительной к изменениям температуры поверхности. Наоборот, увеличение теплоемкости, то есть затрат тепла на приращение температуры почвы, приводит к уменьшению температуропроводности и, следовательно, снижает отклик температуры в глубине профиля на изменение внешних условий. Таким образом, температуропроводность, отражающая температурную чувствительность почвы, может меняться как вследствие изменений в способности почвы проводить тепло, так и вследствие изменений в ее тепловой инерционности, или теплоемкости. И теплопроводность

почв, и теплоемкость существенно меняются с изменением влажности, и это приводит к тому, что температуропроводность почв тоже существенно меняется с влажностью [4, 7, 8, 10, 15, 22, 23, 33, 35]. Диапазон изменчивости температуропроводности с влажностью для конкретной почвы и вид кривой $k(\theta)$, где k — температуропроводность, θ — объемная влажность, зависят в первую очередь от гранулометрического состава почвы, плотности почвы и содержания в ней органического вещества [9, 10, 22, 23].

Скорость прогревания и охлаждения почвы при различной влажности определяется ее температуропроводностью, поэтому в работе [4] было предложено считать зависимость $k(\theta)$ основной теплофизической характеристикой почвы. Детальное исследование хода кривой $k(\theta)$ позволяет оценить чувствительность температуропроводности к изменениям влажности почвы, что может быть полезно при получении долговременных

прогнозов температуры почвы, а также при обсуждении проблем, связанных с генезисом и функционированием почвенного покрова [5, 6].

Во многих современных публикациях по тепловым свойствам почв обсуждается, главным образом, теплопроводность [24, 26, 34, 38, 39, 41]. В климатических и гидрологических моделях данные по экспериментально измеренной либо рассчитанной теплопроводности почвы дополняются расчетными значениями объемной теплоемкости, которая оценивается с использованием аддитивной модели де Фриза [27, 30, 37, 42]. Модель де Фриза [27] была построена на небольшом объеме данных, и многие авторы выражали сомнения по поводу численных значений входящих в модель де Фриза параметров, таких как теплоемкость органического вещества почвы и теплоемкость воды в почве [1, 11, 12, 18]. Поэтому представляется, что при прогнозировании температурного режима почв использование лишь одного непосредственно измеренного либо рассчитанного теплового параметра, а именно температуропроводности, должно приводить к более точным прогнозам температурного режима почв, чем использование теплопроводности и теплоемкости, то есть двух тепловых параметров, каждый из которых оценивается с некоторой погрешностью. В настоящее время многие авторы исследуют и моделируют температуропроводность почв [3, 4, 19, 20, 22, 25, 28, 29, 35, 40, 44]. В большинстве случаев эти работы сделаны на небольшом количестве образцов и имеют региональный характер.

При моделировании температуропроводности почв обычно применяют эмпирический подход, основанный на использовании экспериментальных зависимостей температуропроводности от влажности, которые аппроксимируют некоторой функцией. Затем статистическими методами получают регрессионные соотношения, позволяющие рассчитывать параметры аппроксимирующей функции по данным об основных свойствах почвы, в первую очередь о гранулометрическом составе и плотности либо содержании органического вещества [3, 23, 20, 44]. Аналогичные процедуры используются при моделировании гидрологических свойств почв [36].

В гидрологии почв при построении математических моделей хорошие результаты дает группировка почв [32]. При использовании этого подхода происходит горизонтальное разветвление модели, например, для почв разного гранулометрического состава получают разные регрессионные соотношения для параметров интересующей зависимости [31]. Разветвление по гранулометрическому составу применяется и при моделировании температуропроводности почв [16, 23, 44]. Второй подход, широко применяемый в настоящее время в гидрологии, — это введение вертикальной иерархии моделей: в зависимости от объема доступных данных об основных свойствах почвы использу-

ется та модель, которая учитывает имеющиеся данные и может работать без введения дополнительной информации. При этом появляется возможность получить модельные оценки даже при минимуме входных данных. Например, компьютерная программа ROSETTA позволяет рассчитать параметры кривой водоудерживания по данным о гранулометрическом составе почвы, а также получить приблизительную оценку параметров кривой водоудерживания, исходя лишь из информации о принадлежности почвы к тому или иному текстурному классу по классификации USDA [36]. При этом оказывается, что при использовании программы ROSETTA учет процентного содержания гранулометрических фракций почти не улучшает точности расчетных оценок влажности почвы по сравнению с вариантом, когда указывается лишь принадлежность почвы к текстурному классу и используется средняя кривая водоудерживания для данного класса [36].

В данной статье представлены алгоритмы расчета температуропроводности почвы при различной влажности, основанные на экспериментальных данных для 77 образцов почв различного гранулометрического состава от рыхлых песков до средних глин. Эти алгоритмы представляют собой модель первого иерархического уровня, поскольку в качестве входных данных используются лишь названия текстурных классов. Выходными данными модели являются табулированные параметры зависимости температуропроводности от влажности, различные для разных текстурных классов.

При разбиении имеющихся экспериментальных данных на текстурные классы были использованы и сопоставлены два подхода, которые упоминаются в современном руководстве “Теории и методы физики почв” [21] как принадлежащие Качинскому [14] и Долгову [13]. В обоих случаях для идентификации текстурной принадлежности почвы используется содержание физической глины, то есть частиц размером менее 1×10^{-5} м. При применении классификации Качинского границы между текстурными классами оказываются разными для почв разных типов почвообразования [14]. Например, почва с содержанием физической глины 55% по классификации Качинского является легкой глиной, если это почва подзолистого типа почвообразования, и тяжелым суглинком, если это почва степного типа почвообразования с высокой потенциальной способностью к агрегированию. Воронин отмечал [8], что не все приняли предложение Качинского учитывать тип почвообразования при определении названия почвы по гранулометрическому (механическому) составу. В методическом руководстве под редакцией Долгова [13] подчеркивается, что классификация почв по механическому составу должна основываться исключительно на содержании в почве частиц различного размера, и соответственно классификация Долгова является единой для почв всех типов. При

выделении текстурных классов по Долгову предлагается использовать одни и те же градации содержания физической глины, а именно те, которые в классификации Качинского используются для почв подзолистого типа почвообразования.

В целом при разработке математических моделей предпочтительно использовать формальный количественный подход, исключая субъективные показатели, зависящие от субъективной оценки эксперта. Кроме того, при сравнении разных моделей сопоставимой точности предпочтительной считается та модель, которая требует меньше входных данных. Поэтому подход Долгова, при котором для отнесения почвы к тому или иному текстурному классу требуется указать лишь содержание физической глины, кажется на первый взгляд предпочтительным по сравнению с подходом Качинского. Но для обоснованного выбора между классификациями Долгова и Качинского в контексте обсуждаемой проблемы следует сравнить точность расчетных оценок теплопроводности почвы при использовании двух вариантов группировки почв по текстурным классам: без учета типа почвообразования и с учетом последнего.

В процессе работы группировку имеющихся данных по гранулометрическому составу проводили в двух упомянутых выше вариантах с целью сопоставить результаты моделирования и выяснить, какой из вариантов разбиения на текстурные классы позволит лучше объединить почвы с близкой теплопроводностью. Целью работы было получение серии уравнений, позволяющих рассчитывать теплопроводность почв различного гранулометрического состава при различной влажности на основе информации об их принадлежности к тому или иному текстурному классу.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

При построении модельных кривых использовали экспериментальные зависимости теплопроводности от влажности, полученные ранее для песчаных, супесчаных, суглинистых и глинистых почв европейской части России [4, 7, 15, 17]. Объекты исследования включали дерново-подзолистые слабо дифференцированные супесчаные и песчаные пахотные почвы (Brunic Arenosols and Anthrosol) (УОПЭЦ “Чашниково”, Московская область, 56°2' N, 37°10' E), дерново-слабоподзолистые песчаные почвы (Albic Retisols) (Приокско-Террасный биосферный заповедник, Московская область, 54°55' N, 37°34' E), суглинистые серые лесные почвы и почвы со вторым гумусовым горизонтом (Typic Eutroboralfs, Pachic Argiborolls) (Владимирское ополье, 56°23' N, 40°25' E), светло-серую лесную окультуренную среднесуглинистую почву (Albic Luvisol) (“Заокские питомники”, Тульская область, 54°36' N, 37°26' E), чернозем обыкновенный среднемошный легкоглинистый (Haplic Chernozem (Clayic,

Pachic) (“Каменная степь”, Воронежская область, 51°03' N, 40°43' E), луговато-черноземную выщелоченную среднесуглинистую пахотную почву (Epigleyic Chernic Phaeozem) (хутор Игнатьевский, Республика Адыгея, 44°50' N, 40°30' E).

Образцы ненарушенного сложения отбирали, врезая в почву тонкостенный металлический цилиндр. Высота и диаметр образцов из Каменной степи были равны 0.07 и 0.05 м; остальных образцов – 0.10 и 0.038 м.

Теплопроводность образцов определяли в лаборатории, применяя метод регулярного режима [4, 22, 33]. Для каждого образца проводили серию измерений в режиме нагревания образца от 20 до 25°C и получали зависимость эффективной теплопроводности от влажности в диапазоне от капиллярного насыщения до воздушно-сухого состояния.

Статистический анализ проводили для 77 образцов, используя 836 экспериментальных значений теплопроводности почв при различной влажности. Плотность образцов из использованной выборки менялась от 860 до 1820 кг/м³, содержание углерода – от 0.1 до 6.5%, содержание физической глины – от 1 до 76%, теплопроводность – от 0.77×10^{-7} до 10.09×10^{-7} м²/с (табл. 1).

В большинстве случаев теплопроводность исследованных почв увеличивалась с влажностью, выходя на постоянный уровень; в некоторых случаях при высоких значениях влажности наблюдалось некоторое уменьшение теплопроводности, и на экспериментальной кривой возникал максимум. Минимумы теплопроводности наблюдались при невысоких значениях влажности, в диапазоне 0.00–0.15 м³/м³; максимумы – при влажности от 0.08 до 0.54 м³/м³. В целом теплопроводность с изменением влажности менялась в 1.7–3.7 раза, лишь в двух случаях отношение максимальной теплопроводности к минимальной составило 4.4 и 5.0. Значения минимальной теплопроводности для отдельных образцов варьировали в пределах $(0.77–4.21) \times 10^{-7}$ м²/с; значения максимальной теплопроводности – в пределах $(2.27–10.09) \times 10^{-7}$ м²/с.

Разбиение по текстурным классам проводили в двух вариантах, используя классификации Долгова [13] и Качинского [14]. При использовании классификации Долгова было выделено 6 рыхлых песков, 8 связных песков, 4 супеси, 2 легких суглинка, 11 средних суглинков, 27 тяжелых суглинков, 6 легких глин и 13 средних глин. При использовании классификации Качинского некоторые тяжелые суглинки и глины, относящиеся к степному типу почвообразования, были отнесены к более легким классам. В результате количества песков, супесей и легких суглинков не изменилось по сравнению с классификацией Долгова, количество средних суглинков увеличилось до 21, тяже-

Таблица 1. Содержание физической глины (ФГ), диапазоны влажности (θ) и температуропроводности (κ) в использованных образцах

№	Код* почвы	Название почвы по гранулометрическому составу**	Горизонт	Глубина, м	ФГ, %	θ , м ³ /м ³	κ , м ² /с	Источник
1	A	Суглинок средний	Ap	0.05–0.15	33	0.02–0.37	$(2.33–4.21) \times 10^{-7}$	[15]
2	A	Суглинок средний	Ap	0.05–0.15	35	0.01–0.38	$(2.30–4.28) \times 10^{-7}$	[15]
3	A	Суглинок средний	Ap	0.05–0.15	35	0.01–0.40	$(2.29–4.40) \times 10^{-7}$	[15]
4	A	Суглинок тяжелый (Суглинок средний)	A1B	0.45–0.55	43	0.02–0.34	$(2.44–4.37) \times 10^{-7}$	[15]
5	A	Суглинок тяжелый	A1B	0.45–0.55	45	0.02–0.35	$(2.60–4.62) \times 10^{-7}$	[15]
6	A	Суглинок тяжелый	A1B	0.45–0.55	48	0.02–0.33	$(2.38–4.37) \times 10^{-7}$	[15]
7	B	Песок связный	Ap	0.05–0.15	9	0.01–0.32	$(2.40–5.91) \times 10^{-7}$	[15]
8	B	Песок связный	Ap	0.05–0.15	7	0.01–0.32	$(2.61–5.60) \times 10^{-7}$	[15]
9	B	Песок связный	Ap	0.05–0.15	8	0.01–0.29	$(2.10–5.09) \times 10^{-7}$	[15]
10	B	Песок рыхлый	A2B	0.45–0.55	3	0.01–0.26	$(2.83–7.42) \times 10^{-7}$	[15]
11	B	Песок рыхлый	A2B	0.45–0.55	2	0.01–0.26	$(1.94–6.52) \times 10^{-7}$	[15]
12	B	Песок рыхлый	A2B	0.45–0.55	2	0.01–0.23	$(2.28–5.44) \times 10^{-7}$	[15]
13	B	Супесь	Ap	0.05–0.15	21	0.02–0.36	$(2.39–5.12) \times 10^{-7}$	[15]
14	B	Супесь	Ap	0.05–0.15	20	0.02–0.38	$(2.13–4.49) \times 10^{-7}$	[15]
15	B	Супесь	Ap	0.05–0.15	20	0.02–0.36	$(2.30–5.24) \times 10^{-7}$	[15]
16	B	Песок связный	A2B	0.45–0.55	8	0.01–0.27	$(4.21–9.09) \times 10^{-7}$	[15]
17	B	Песок связный	A2B	0.45–0.55	9	0.01–0.26	$(4.14–9.06) \times 10^{-7}$	[15]
18	B	Песок связный	A2B	0.45–0.55	9	0.01–0.27	$(4.02–9.20) \times 10^{-7}$	[15]
19	C	Суглинок тяжелый (Суглинок средний)	Ap	0.05–0.15	40	0.05–0.35	$(1.44–3.69) \times 10^{-7}$	[17]
20	C	Глина легкая (Суглинок тяжелый)	Ap	0.05–0.15	50	0.06–0.38	$(1.20–3.08) \times 10^{-7}$	[17]
21	C	Суглинок тяжелый (Суглинок средний)	Ap	0.05–0.15	42	0.07–0.37	$(1.45–4.11) \times 10^{-7}$	[17]
22	C	Суглинок тяжелый (Суглинок средний)	A1	0.30–0.40	42	0.06–0.45	$(1.21–3.53) \times 10^{-7}$	[17]
23	C	Суглинок тяжелый (Суглинок средний)	A1	0.30–0.40	43	0.05–0.43	$(1.34–3.70) \times 10^{-7}$	[17]
24	C	Суглинок средний	A1	0.30–0.40	39	0.06–0.43	$(1.35–3.85) \times 10^{-7}$	[17]
25	C	Суглинок средний	A1B	0.46–0.56	39	0.04–0.36	$(1.35–2.96) \times 10^{-7}$	[17]
26	C	Суглинок средний	A1B	0.46–0.56	39	0.05–0.38	$(1.51–3.73) \times 10^{-7}$	[17]
27	C	Суглинок тяжелый (Суглинок средний)	A1B	0.46–0.56	40	0.05–0.37	$(1.57–3.54) \times 10^{-7}$	[17]
28	D	Песок связный	Ap	0.05–0.15	5	0.00–0.38	$(2.42–7.79) \times 10^{-7}$	[15]
29	D	Песок рыхлый	BC	0.25–0.35	3	0.00–0.30	$(3.00–9.93) \times 10^{-7}$	[15]
30	D	Супесь	C1	0.70–0.80	19	0.01–0.21	$(4.11–9.69) \times 10^{-7}$	[15]
31	D	Суглинок легкий	C2g	0.90–1.00	29	0.04–0.33	$(2.04–5.28) \times 10^{-7}$	[15]
32	D	Песок связный	AE	0.04–0.14	8	0.00–0.34	$(2.45–7.58) \times 10^{-7}$	[15]
33	D	Песок рыхлый	B(BC)	0.25–0.35	3	0.00–0.24	$(2.22–9.84) \times 10^{-7}$	[15]
34	D	Песок рыхлый	C1	0.65–0.75	1	0.01–0.23	$(2.00–10.09) \times 10^{-7}$	[15]
35	D	Суглинок легкий	C2	0.90–1.00	26	0.01–0.25	$(3.11–8.14) \times 10^{-7}$	[15]
36	E	Глина средняя (Глина легкая)	Ap	0–0.07	68	0.07–0.45	$(1.44–2.69) \times 10^{-7}$	[7]
37	E	Глина средняя (Глина легкая)	Ap	0–0.07	68	0.07–0.43	$(1.05–2.48) \times 10^{-7}$	[7]
38	E	Глина средняя (Глина легкая)	Ap	0.10–0.17	70	0.08–0.38	$(0.77–2.69) \times 10^{-7}$	[7]

Таблица 1. Продолжение

№	Код* почвы	Название почвы по гранулометрическому составу**	Гори- зонт	Глубина, м	ФГ, %	θ , м ³ /м ³	κ , м ² /с	Источ- ник
39	E	Глина средняя (Глина легкая)	Ap	0.10–0.17	70	0.09–0.44	$(0.77–2.89) \times 10^{-7}$	[7]
40	E	Глина средняя (Глина легкая)	A1	0.30–0.37	73	0.10–0.43	$(0.86–2.58) \times 10^{-7}$	[7]
41	E	Глина средняя (Глина легкая)	AB	0.46–0.53	72	0.06–0.38	$(0.93–2.87) \times 10^{-7}$	[7]
42	E	Глина средняя	Bca	0.86–0.93	76	0.07–0.38	$(0.98–3.12) \times 10^{-7}$	[7]
43	E	Глина средняя (Глина легкая)	Asod	0–0.07	68	0.06–0.45	$(1.00–2.60) \times 10^{-7}$	[7]
44	E	Глина средняя (Глина легкая)	Asod	0–0.07	65	0.06–0.47	$(0.82–2.32) \times 10^{-7}$	[7]
45	E	Глина легкая	A1	0.12–0.19	64	0.06–0.42	$(0.78–2.27) \times 10^{-7}$	[7]
46	E	Глина средняя (Глина легкая)	A1	0.12–0.19	65	0.07–0.40	$(0.90–2.31) \times 10^{-7}$	[7]
47	E	Глина средняя (Глина легкая)	A1	0.40–0.47	70	0.06–0.46	$(0.90–2.56) \times 10^{-7}$	[7]
48	E	Глина средняя (Глина легкая)	B	0.75–0.82	73	0.07–0.40	$(1.01–3.33) \times 10^{-7}$	[7]
49	E	Глина средняя (Глина легкая)	Bca	1.05–1.12	73	0.06–0.37	$(0.98–3.26) \times 10^{-7}$	[7]
50	F	Суглинок тяжелый	Ap	0.13–0.23	42	0.04–0.43	$(1.72–4.71) \times 10^{-7}$	[4]
51	F	Глина легкая	B	0.30–0.40	55	0.05–0.44	$(1.56–4.87) \times 10^{-7}$	[4]
52	J	Суглинок тяжелый	Ap	0.14–0.24	43	0.05–0.43	$(2.40–5.02) \times 10^{-7}$	[4]
53	J	Суглинок тяжелый	EB	0.30–0.40	41	0.06–0.44	$(2.98–5.90) \times 10^{-7}$	[4]
54	H	Суглинок тяжелый	Ap	0.14–0.24	41	0.06–0.46	$(1.80–4.35) \times 10^{-7}$	[4]
55	H	Суглинок тяжелый	Ah	0.30–0.40	45	0.05–0.54	$(1.69–3.37) \times 10^{-7}$	[4]
56	H	Суглинок тяжелый	EB	0.65–0.75	49	0.06–0.41	$(1.93–4.97) \times 10^{-7}$	[4]
57	I	Суглинок тяжелый (Суглинок средний)	A1	0.10–0.20	40	0.03–0.47	$(1.76–3.80) \times 10^{-7}$	[4]
58	I	Суглинок тяжелый	EB	0.30–0.40	43	0.03–0.39	$(2.26–5.27) \times 10^{-7}$	[4]
59	I	Глина легкая	Bhfg	0.55–0.65	52	0.05–0.41	$(1.06–3.95) \times 10^{-7}$	[4]
60	I	Глина легкая	Bhfg	0.65–0.75	51	0.06–0.40	$(1.13–4.07) \times 10^{-7}$	[4]
61	H	Суглинок тяжелый	Ap	0.05–0.15	41	0.03–0.38	$(1.92–4.89) \times 10^{-7}$	[4]
62	H	Суглинок тяжелый	Ah	0.20–0.30	42	0.03–0.47	$(2.10–4.32) \times 10^{-7}$	[4]
63	H	Суглинок тяжелый	AE	0.30–0.40	42	0.03–0.46	$(1.90–3.75) \times 10^{-7}$	[4]
64	H	Суглинок тяжелый (Суглинок средний)	EB	0.50–0.60	40	0.04–0.37	$(2.70–5.72) \times 10^{-7}$	[4]
65	H	Суглинок средний	A1	0.10–0.20	37	0.03–0.46	$(2.10–4.17) \times 10^{-7}$	[4]
66	H	Суглинок тяжелый	Ap	0.20–0.30	43	0.04–0.38	$(2.56–5.16) \times 10^{-7}$	[4]
67	H	Суглинок средний	AE	0.33–0.43	38	0.03–0.39	$(2.88–5.23) \times 10^{-7}$	[4]
68	H	Суглинок тяжелый	EB	0.48–0.58	47	0.05–0.33	$(2.72–5.37) \times 10^{-7}$	[4]
69	J	Суглинок средний	Ap	0.20–0.30	37	0.04–0.33	$(2.36–4.90) \times 10^{-7}$	[4]
70	J	Суглинок тяжелый	EB	0.32–0.42	42	0.04–0.34	$(2.80–5.68) \times 10^{-7}$	[4]
71	J	Суглинок тяжелый	B	0.42–0.52	44	0.05–0.34	$(2.13–5.49) \times 10^{-7}$	[4]
72	H	Суглинок средний	Ap	0.10–0.20	36	0.03–0.43	$(2.19–4.34) \times 10^{-7}$	[4]
73	H	Суглинок тяжелый (Суглинок средний)	Ah	0.30–0.40	40	0.03–0.47	$(2.36–4.00) \times 10^{-7}$	[4]
74	J	Суглинок тяжелый (Суглинок средний)	Ap	0.10–0.20	40	0.04–0.42	$(2.19–4.61) \times 10^{-7}$	[4]
75	J	Суглинок тяжелый	EB	0.25–0.35	42	0.03–0.40	$(2.51–4.57) \times 10^{-7}$	[4]

Таблица 1. Окончание

№	Код* почвы	Название почвы по гранулометрическому составу**	Горизонт	Глубина, м	ФГ, %	θ , м ³ /м ³	κ , м ² /с	Источник
76	J	Глина легкая	B	0.40–0.50	51	0.05–0.40	$(1.88–4.43) \times 10^{-7}$	[4]
77	J	Суглинок средний	Ap	0–0.10	39	0.04–0.35	$(2.29–4.92) \times 10^{-7}$	[4]

* (А) Светло-серая лесная; (В) Дерново-подзолистая слабодифференцированная; (С) Лугово-черноземная выщелоченная; (D) Дерново-слабоподзолистая; (Е) Чернозем обыкновенный среднемощный; (F) Серая лесная слабоподзоленная; (J) Серая лесная сильноподзоленная; (H) Серая лесная со вторым гумусовым горизонтом сильноподзоленная; (I) Серая лесная с признаками оглеения.

** По классификации Долгова; в случаях несовпадения названий по классификациям Качинского и Долгова в скобках дано название по классификации Качинского.

лых суглинков – уменьшилось до 18, легких глин – увеличилось до 17, и остался лишь один образец средней глины.

Для каждого из выделенных текстурных классов рассчитывали параметры средней зависимости температуропроводности от влажности, используя все экспериментальные точки, относящиеся к этому классу, и аппроксимируя их предложенной ранее четырехпараметрической функцией [2, 3]:

$$\kappa = \kappa_0 + a \exp \left[-0.5 \left(\frac{\ln \left(\frac{\theta}{\theta_0} \right)}{b} \right)^2 \right]. \quad (1)$$

Для кривых с максимумом параметры функции (1) имеют ясный физический смысл: κ_0 – минимальная температуропроводность почвы; θ_0 – влажность, при которой достигается максимум температуропроводности; $\kappa_0 + a$ – максимальная температуропроводность при влажности, равной θ_0 . Параметр b характеризует ширину пика; чем меньше b , тем сильнее выражена S-образность кривой. Функцию (1) можно также использовать и для параметризации S-образных экспериментальных зависимостей без пика, и даже почти линейных. Для квазилинейных и S-образных кривых интерпретация параметра κ_0 не меняется: это минимальная температуропроводность почвы. Параметр a – мера роста температуропроводности с изменением влажности; параметр b характеризует ширину диапазона влажности, в котором происходит основной рост температуропроводности. Параметр θ_0 в случае кривых без пика можно интерпретировать как координату виртуального максимума, который двигается вправо вдоль оси влажности по мере того, как зависимость $\kappa(\theta)$ становится менее S-образной и приближается к линейной.

Помимо параметров κ_0 , a , θ_0 , b для каждого из выделенных текстурных классов дополнительно были получены параметры генеральной средней кривой $\kappa(\theta)$, построенной по всем имеющимся данным.

Точность аппроксимации экспериментальных точек расчетными кривыми оценивали с помощью безразмерного индекса согласия Уиллмотта d_r [43]:

$$d_r = \begin{cases} 1 - \frac{\sum_{i=1}^n |P_i - O_i|}{2 \sum_{i=1}^n |O_i - \bar{O}|} & \text{при } \sum_{i=1}^n |P_i - O_i| \leq 2 \sum_{i=1}^n |O_i - \bar{O}| \\ \frac{2 \sum_{i=1}^n |O_i - \bar{O}|}{\sum_{i=1}^n |P_i - O_i|} - 1 & \text{при } \sum_{i=1}^n |P_i - O_i| > 2 \sum_{i=1}^n |O_i - \bar{O}| \end{cases}, \quad (2)$$

где P_i – расчетные оценки, O_i – попарно соответствующие им экспериментальные значения, n – количество пар $P_i - O_i$, \bar{O} – экспериментальное среднее. Когда расчетные оценки приближаются к экспериментальным значениям, d_r приближается к 1.

В обоих вариантах разбиения выборки на классы индекс Уиллмотта рассчитывали для каждого из текстурных классов, а также для всей выборки в целом. Для каждого из выделенных текстурных классов методом наименьших квадратов определяли параметры κ_0 , a , θ_0 , b и рассчитывали температуропроводность почвы при всех тех значениях влажности, для которых имелись экспериментальные значения температуропроводности. Затем для каждого текстурного класса рассчитывали индекс Уиллмотта, используя пары $P_i - O_i$ из этого класса. Индекс Уиллмотта для всей выборки рассчитывали, используя все полученные в результате вышеописанного алгоритма пары $P_i - O_i$ из всех текстурных классов. Эта процедура была проведена дважды: при разбиении выборки на классы в соответствии с классификацией Долгова и при разбиении в соответствии с классификацией Качинского.

Индекс Уиллмотта для генеральной средней кривой, построенной по всем имеющимся данным, определяли, используя параметры этой кривой. Экспериментальные данные сравнивали с результатами расчетов температуропроводности с использованием одних и тех же параметров функции (1) для всех образцов.

Индексы согласия для всей выборки, полученные при разбиении на текстурные классы по Долгову и по Качинскому, сравнивали между собой, а так-

же с индексом согласия для генеральной средней кривой, построенной по всем имеющимся данным.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Средние кривые $k(\theta)$ для различных текстурных классов и для всей выборки в целом, а также экспериментальные данные, по которым каждая из этих кривых была построена, представлены на рис. 1 и 2. Зависимости температуропроводности от влажности для почв различного гранулометрического состава отличаются диапазоном изменения температуропроводности с влажностью, наличием либо отсутствием пологого участка в области низких значений влажности, выраженностью максимума температуропроводности и разбросом экспериментальных точек.

Пологие участки кривых, где температуропроводность почвы почти не изменяется с влажностью, соответствуют тем диапазонам влажности, в пределах которых теплопроводность и теплоемкость почвы растут с влажностью одинаково, так что отношение теплопроводности к теплоемкости (то есть температуропроводность) оказывается почти постоянным. Рост температуропроводности с влажностью происходит, если теплопроводность увеличивается при увлажнении быстрее, чем теплоемкость. Верно и обратное: если рост теплопроводности с влажностью замедлился, например, из-за закупорки части пор водными пробками, препятствующими конвективному теплообмену, то может оказаться, что теплоемкость растет с влажностью быстрее, чем теплопроводность, и температуропроводность в результате начинает снижаться.

При обоих вариантах разбиения на классы прослеживаются общие закономерности. Кривые для песчаных почв отличаются резким ростом температуропроводности почвы при увлажнении в области низких значений влажности до $0.1 \text{ м}^3/\text{м}^3$ и последующим снижением роста или даже уменьшением температуропроводности при дальнейшем увеличении влажности (рис. 1). Отсутствие пологого участка в левой части кривой $k(\theta)$ объясняется низкой адсорбцией влаги на частицах твердой фазы и наличием крупных пор, в результате чего влага в песчаных почвах даже при невысокой степени увлажнения является подвижной и вносит вклад в перенос тепла.

Характерные для суглинистых и глинистых почв S-образные кривые имеют два пологих участка в области низких и высоких значений влажности с относительно плавным переходом между ними; при влажности $0.3\text{--}0.4 \text{ м}^3/\text{м}^3$ может наблюдаться слабо выраженный максимум (рис. 1, 2).

Средняя кривая для супесчаных почв (рис. 1) построена по четырем образцам, из которых три (13–15) относятся к гор. Ар с плотностью $1430\text{--}1470 \text{ кг}/\text{м}^3$ и содержанием органического углерода $2.2\text{--}2.4\%$; температуропроводность этих образ-

цов менялась в пределах $(2.13\text{--}5.24) \times 10^{-7} \text{ м}^2/\text{с}$. Еще один образец из класса супесей (30) был отобран из гор. С1 с глубины $0.70\text{--}0.80 \text{ м}$; плотность этого образца была равна $1760 \text{ кг}/\text{м}^3$, содержание органического углерода — 0.2% . Высокая плотность и низкое содержание органического углерода объясняют существенно более высокую по сравнению с образцами из гор. Ар температуропроводность образца 30, которая менялась в пределах $(4.11\text{--}9.69) \times 10^{-7} \text{ м}^2/\text{с}$. Таким образом, средняя кривая для супесей была построена по небольшому количеству образцов с существенно разной плотностью и содержанием органического углерода, что привело к большому разбросу экспериментальных данных и, по-видимому, не позволяет считать полученную среднюю кривую для супесей достаточно репрезентативной.

Недостаточно репрезентативна и средняя кривая для легких суглинков (рис. 1), которая была построена по данным для лишь двух образцов (31 и 35), отобранных на одном участке Приокско-Террасного биосферного заповедника с одной и той же глубины ($0.90\text{--}1.00 \text{ м}$) и обладающих одинаковой плотностью ($1660 \text{ кг}/\text{м}^3$) и содержанием органического углерода (0.2%). Единственное различие между этими образцами — признаки оглеения образца 31, которых не наблюдалось в образце 35. Температуропроводность оглеенной почвы оказалась существенно ниже (табл. 1), что можно объяснить теплоизолирующими свойствами рыхлых пленок аморфного железа. Этот эффект ранее наблюдался в оглеенной легкоглинистой почве западины на территории Владимирского ополя [4].

В целом практически в каждом из выделенных текстурных классов наблюдается значительный разброс экспериментальных значений температуропроводности, предположительно связанный в первую очередь с вариабельностью плотности почв и содержания в них органического углерода, а в некоторых случаях — с наличием аморфного железа. Вместе с тем разделение массива данных по текстурным классам позволило выявить тренд: температуропроводность почв закономерно уменьшается от рыхлых песков $(1.94\text{--}10.09) \times 10^{-7} \text{ м}^2/\text{с}$ к средним глинам $(0.77\text{--}3.33) \times 10^{-7} \text{ м}^2/\text{с}$. При этом меняется не только диапазон изменчивости температуропроводности с влажностью, но и форма средних кривых.

Параметры средних кривых для текстурных классов, выделенных по Долгову и по Качинскому, и индексы согласия, отражающие разброс экспериментальных точек относительно этих кривых, приведены в табл. 2. Видно, что параметр k_0 , соответствующий минимальному значению температуропроводности, в целом уменьшается с утяжелением почвы, причем наиболее резкое снижение этого параметра происходит при переходе от тяжелых суглинков к легким глинам. Параметр a , описывающий разницу между максимальной и минимальной

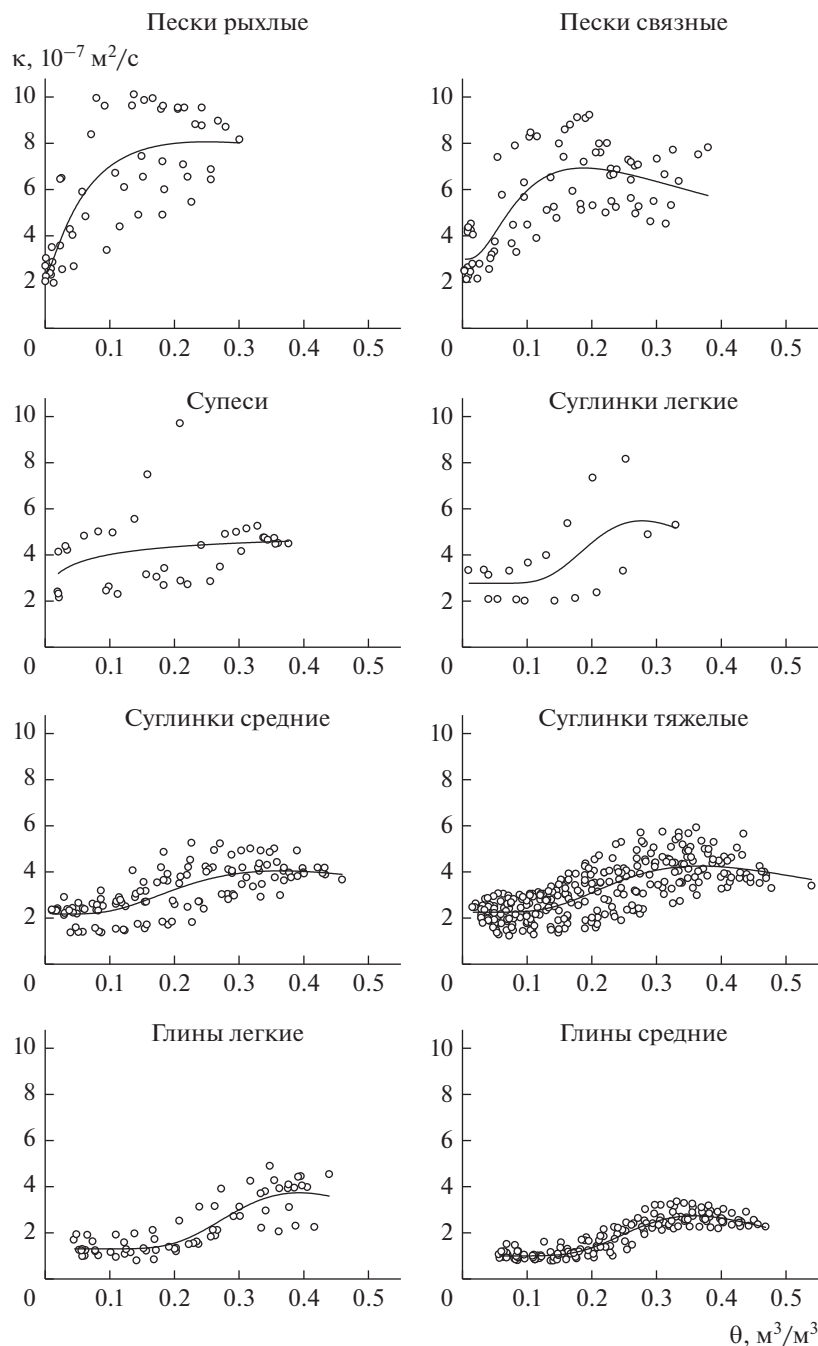


Рис. 1. Средние кривые $\kappa(\theta)$ и результаты измерений (символы) для песков рыхлых, песков связных, супесей, суглинков легких, суглинков средних, суглинков тяжелых, глин легких, глин средних по классификации Долгова.

температуропроводностью почвы, тоже уменьшается с утяжелением почвы, но в данном случае основное снижение происходит при переходе от рыхлых песков к пескам связным и затем к супесям.

Разброс экспериментальных точек относительно средних кривых для текстурных классов визуально кажется наибольшим для песков, супесей и легких суглинков (рис. 1), и наименьшим — для средних глин по классификации Долгова (рис. 2). Однако безразмерные индексы согласия для пес-

ков (0.71 для рыхлых и 0.67 для связных) оказались сходными с индексами для средних и тяжелых суглинков (0.69 и 0.67 при выделении классов по Долгову и 0.66 и 0.69 — по Качинскому). Наименьшие индексы согласия получены для супесей и легких суглинков (0.53 и 0.58) и наибольшие — для легких и средних глин (0.77 и 0.85 при использовании классификации Долгова и 0.76 для легких глин по Качинскому). Для генеральной средней кривой, построенной по всем имеющимся

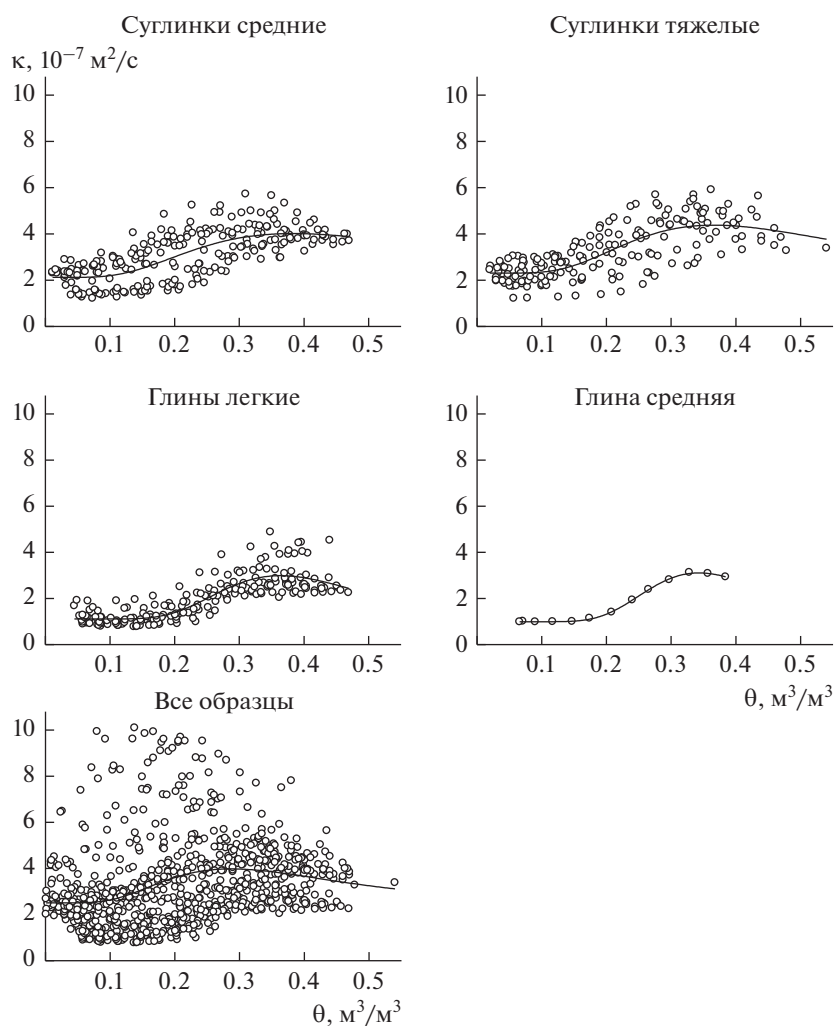


Рис. 2. Средние кривые $k(\theta)$ и результаты измерений (символы) для суглинков средних, суглинков тяжелых, глин легких, глины средней по классификации Качинского; для всех имеющихся образцов.

данным, характерен большой разброс экспериментальных точек (рис. 2) и низкий индекс согласия, равный 0.55 (табл. 2).

При вычислении индекса согласия Уиллмотта сумму отклонений экспериментальных данных от расчетной кривой делят на сумму отклонений экспериментальных данных от среднего экспериментального значения. Таким образом, индекс согласия сравнивает ошибки расчетов теплопроводности при использовании средней кривой $k(\theta)$ для отдельного текстурного класса (или генеральной кривой для всей выборки) и разброс экспериментальных данных внутри этого же класса (или всей выборки). Точность расчетов теплопроводности с использованием параметров средних кривых из табл. 2 фактически сравнивается с репрезентативностью отдельно взятых экспериментальных зависимостей $k(\theta)$ по отношению к данным для рассматриваемого текстурного класса. Поэтому безразмерный индекс согласия зависит от количества образцов и нор-

мированного разброса экспериментальных данных и игнорирует изменения средней теплопроводности при переходе от класса к классу. Это позволяет сравнивать точность расчетных кривых для разных текстурных классов, в том числе и при выделении этих классов на основе использования разных классификаций.

Средние кривые для супесей и легких суглинков, построенные по очень небольшому количеству образцов (четырем и двум), характеризуются наименьшими значениями индекса согласия. Вместе с тем средняя кривая для наиболее широко представленных тяжелых суглинков, выделенных по Долгову, количество которых достигало двадцати семи, обладает индексом согласия 0.67, что существенно меньше индексов согласия для легких и средних глин по той же классификации (0.77 и 0.85), хотя количество образцов в двух последних классах было существенно меньше. Это сравнение подтверждает, что увеличение количества экспериментальных данных улучшает каче-

Таблица 2. Параметры средней зависимости температуропроводности от влажности κ_0 , a , θ_0 , b и соответствующие им значения индекса согласия Уиллмотта d_r для выделенных текстурных классов и для построенной по всем образцам генеральной кривой

Название почв по гранулометрическому составу	Количество образцов	κ_0 , м ² /с	a , м ² /с	θ_0 , м ³ /м ³	b	d_r
Выделение текстурных классов по Долгову и Качинскому						
Пески рыхлые	6	2.364×10^{-7}	5.697×10^{-7}	0.249	1.419	0.706
Пески связные	8	2.986×10^{-7}	3.941×10^{-7}	0.187	0.833	0.673
Супеси	4	2.221×10^{-7}	2.550×10^{-7}	1.135	2.891	0.532
Суглинки легкие	2	2.767×10^{-7}	2.710×10^{-7}	0.277	0.351	0.575
Выделение текстурных классов по Долгову						
Суглинки средние	11	2.171×10^{-7}	1.870×10^{-7}	0.365	0.562	0.687
Суглинки тяжелые	27	2.250×10^{-7}	2.003×10^{-7}	0.367	0.462	0.669
Глины легкие	6	1.303×10^{-7}	2.429×10^{-7}	0.393	0.316	0.766
Глины средние	13	0.998×10^{-7}	1.735×10^{-7}	0.358	0.326	0.845
Выделение текстурных классов по Качинскому						
Суглинки средние	21	2.118×10^{-7}	1.895×10^{-7}	0.383	0.529	0.659
Суглинки тяжелые	18	2.304×10^{-7}	2.072×10^{-7}	0.366	0.465	0.688
Глины легкие	17	1.108×10^{-7}	1.877×10^{-7}	0.364	0.306	0.760
Глина средняя	1	0.989×10^{-7}	2.114×10^{-7}	0.343	0.279	0.990
Все образцы						
—	77	2.506×10^{-7}	1.469×10^{-7}	0.287	0.474	0.554

ство расчетной кривой лишь до известного предела. Если изменчивость температуропроводности внутри использованной выборки велика, то и ошибки расчетов с использованием средней кривой неизбежно будут велики. Именно поэтому столь невелик индекс согласия средней кривой, построенной по всем имеющимся данным.

Сопоставим индексы согласия, полученные при выделении текстурных классов по Долгову и по Качинскому. Расчеты температуропроводности при использовании для каждого класса своих параметров κ_0 , a , θ_0 , b из табл. 2 и применение формулы (2) ко всем парам P_i-O_i из всех текстурных классов позволили получить индекс согласия 0.699 при выделении классов по Долгову и 0.688 — при выделении классов по Качинскому. Заметим, что при использовании классификации Качинского был выделен лишь один образец средней глины, и индекс согласия между расчетными и экспериментальными значениями температуропроводности для этого образца оказался почти равным 1. Это обусловлено тем, что в данном случае вместо средней кривой для текстурного класса использовалась кривая для одного образца, которая минимально отклонялась от имеющихся экспериментальных точек. Но даже при учете этих очень небольших ошибок при расчете общего для всей выборки индекса согласия последний оказался чуть меньше, чем при выделении классов по Долгову. По-видимому, это связано с объединением разнородных образцов в класс легких глин при использовании классификации Качинского, в то

время как при выделении классов по Долгову эти же образцы оказались разбиты на два класса легких и средних глин с меньшим разбросом экспериментальных данных внутри каждого из этих классов и более высокими индексами согласия между средней кривой и экспериментальными данными.

Подводя итоги, можно заключить, что точность генеральной средней кривой $\kappa(\theta)$, построенной по всем имеющимся данным для 77 образцов, была невелика. Индекс согласия между этой кривой и экспериментальными данными составил лишь 0.55. Использование группировки по гранулометрическому составу с построением средних кривых для каждого из выделенных текстурных классов существенно улучшило точность расчетных оценок. Общий для всей выборки индекс согласия между экспериментальными данными и набором средних кривых увеличился до 0.70 при использовании классификации Долгова и до 0.69 при использовании классификации Качинского.

Использование разбиения по Качинскому с учетом дополнительного качественного признака — типа почвообразования — не улучшило точности расчетных оценок температуропроводности почв по сравнению с разбиением по Долгову. Сопоставимость индексов согласия при использовании двух вариантов разбиения на текстурные классы говорит о том, что при моделировании температуропроводности почв допустимо использовать обе гранулометрические классификации. Однако классификация по Долгову требует меньше входной информации, используя единственный коли-

чественный показатель — содержание физической глины. Поэтому при расчетной оценке теплопроводности почвы на основе ее названия по гранулометрической классификации предпочтительно использовать классификацию по Долгову.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Получены параметры зависимости теплопроводности минеральных почв от влажности для восьми текстурных классов, включающих песок рыхлый, песок связный, супесь, суглинок легкий, суглинок средний, суглинок тяжелый, глину легкую, глину среднюю. При использовании предложенной параметризации для расчетной оценки теплопроводности почвы требуется знать лишь название почвы по гранулометрическому составу и ее влажность.

При идентификации названия почвы по гранулометрическому составу допустимо использовать как классификацию Качинского, учитывающую тип почвообразования, так и классификацию Долгова, основанную лишь на содержании физической глины.

Индексы согласия между экспериментальными данными и расчетными значениями теплопроводности, полученными с использованием рассмотренных альтернативных гранулометрических классификаций, практически совпадают. Предпочтительно использовать классификацию Долгова, поскольку при этом исключается возможная ошибка при идентификации типа почвообразования.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 19-04-01298.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Андрианов П.И. Теплоемкость связанной воды и теплоемкость почв // Доклады ВАСХНИЛ. 1936. Вып. 2. С. 71–74.
2. Архангельская Т.А. Новая эмпирическая формула для оценки коэффициента теплопроводности почвы // Материалы научной сессии по фундаментальному почвоведению 30 ноября–2 декабря 2004 г. М., 2004. С. 45–46.
3. Архангельская Т.А. Параметризация и математическое моделирование зависимости теплопроводности почвы от влажности // Почвоведение. 2009. № 2. С. 178–188.
4. Архангельская Т.А. Теплопроводность серых лесных почв Владимирского ополья // Почвоведение. 2004. № 3. С. 332–342.
5. Архангельская Т.А., Бутылкина М.А., Мазиров М.А., Прохоров М.В. Свойства и функционирование пахотных почв палеокриогенного комплекса Владимирского ополья // Почвоведение. 2007. № 3. С. 261–271.
6. Архангельская Т.А., Губер А.К., Мазиров М.А., Прохоров М.В. Температурный режим комплексного почвенного покрова Владимирского ополья // Почвоведение. 2005. № 7. С. 832–843.
7. Архангельская Т.А., Лукьященко К.И., Тихонравова П.И. Теплопроводность черноземов типичных заказника “Каменная степь” // Почвоведение. 2015. № 2. С. 196–201.
8. Воронин А.Д. Основы физики почв. М.: Изд-во Моск. ун-та. 1986. 244 с.
9. Герайзаде А.П. К вопросу о линейной зависимости коэффициента теплопроводности от механического состава почв // Почвоведение. 1974. № 10. С. 120–123.
10. Димо В.Н. К вопросу о зависимости между теплопроводностью и влажностью почв // Почвоведение. 1948. № 12. С. 729–734.
11. Дмитриев Е.А. К вопросу о некоторых факторах, определяющих удельную теплоемкость твердой фазы почв // Вестник Моск. ун-та. Сер. биол. 1958. № 4. С. 103–111.
12. Дмитриев Е.А. О некоторых закономерностях, определяющих величину и изменения удельной теплоемкости минеральной безводной части почв и горных пород // Вестник Моск. ун-та. Сер. биол. 1959. № 3. С. 79–84.
13. Долгов С.И., ред. Агрофизические методы исследования почв. М.: Наука, 1966. 259 с.
14. Качинский Н.А. Механический и микроагрегатный состав почвы, методы его изучения. М.: Изд-во АН СССР, 1958. 192 с.
15. Лукьященко К.И. Теплопроводность почв различного гранулометрического состава и генезиса и ее математическое моделирование. Дис. ... канд. биол. наук. М., 2012. 149 с.
16. Лукьященко К.И., Архангельская Т.А. Моделирование теплопроводности почв различного гранулометрического состава // Почвоведение. 2018. № 2. С. 179–186.
17. Лукьященко К.И., Архангельская Т.А., Умарова А.Б. Теплопроводность пахотных луговато-черноземных выщелоченных почв Республики Адыгея // Почвоведение. 2012. № 4. С. 458–461.
18. Скуратов С.М. К вопросу о теплоемкости связанной воды // Коллоидный журнал. 1951. Т. 13. № 5. С. 396.
19. Тихонравова П.И., Фрид А.С. Математические модели теплопроводности почв солонцового комплекса Волгоградского Заволжья // Почвоведение. 2008. № 2. С. 214–226.
20. Тихонравова П.И., Хитров Н.Б. Оценка теплопроводности слитоземов Центрального Предкавказья // Почвоведение. 2003. № 3. С. 342–351.
21. Шейн Е.В., Карпачевский Л.О. (ред.) Теории и методы физики почв. М., 2007.
22. Abu-Hamdeh N.H. Thermal properties of soils as affected by density and water content // Biosyst. Eng. 2003. V. 86(1). P. 97–102.
23. Arkhangelskaya T., Lukyashchenko K. Estimating soil thermal diffusivity at different water contents from easily available data on soil texture, bulk density, and organic carbon content // Biosyst. Eng. 2018. V. 168. P. 83–95.
24. Barry-Macaulay D., Bouazza A., Wang B., Singh R.M. Evaluation of soil thermal conductivity models // Can. Geotech. J. 2015. V. 52(11). P. 1892–1900. <https://doi.org/10.1139/cgj-2014-0518>
25. Busby J. Thermal conductivity and diffusivity estimations for shallow geothermal systems // Q. J. Eng. Geol. Hydroge. 2016. V. 49(2). P. 138–146.
26. Côte J., Konrad J.-M. A generalized thermal conductivity model for soils and construction materials // Can. Geotech. J. 2005. V. 42. P. 443–458.
27. De Vries D.A. Thermal properties of soils // Physics of plant environment. Ed. Van Wijk W.R. Amsterdam: North Holland Publishing Company, 1963. P. 210–235.
28. Gao Z., Tong B., Horton R., Mamtimin A., Li Y., Wang L. Determination of desert apparent thermal diffusivity using a conduction-convection algorithm // J. Geophys. Res. Atmos.

2017. V. 122. P. 9569–9578.
<https://doi.org/10.1002/2017JD027290>
29. He H., Dyck M.F., Horton R., Bristow K.L., Lv J., Si B. Development and application of the heat pulse method for soil physical measurements // *Rev. Geophys.* 2018. V. 56.
<https://doi.org/10.1029/2017RG000584>
 30. Noilhan J., Planton S. A simple parameterization of land surface processes for meteorological models // *Mon. Weather Rev.* 1989. V. 117. P. 536–549.
 31. Pachepsky Y., Park Y. Saturated hydraulic conductivity of US soils grouped according to textural class and bulk density // *Soil Sci. Soc. Am. J.* 2015. V. 79(4). P. 1094–1100.
 32. Pachepsky Ya.A., Rawls W.J. Accuracy and reliability of pedotransfer functions as affected by grouping soils // *Soil Sci. Soc. Am. J.* 1999. V. 63. P. 1748–1757.
 33. Parikh R.J., Havens J.A., Scott H.D. Thermal diffusivity and conductivity of moist porous media // *Soil Sci. Soc. Am. J.* 1979. V. 43. P. 1050–1052.
 34. Peters-Lidard C.D., Blackburn E., Liang X., Wood E.F. The effect of soil thermal conductivity parameterization on surface energy fluxes and temperatures // *J. Atmos. Sci.* 1998. V. 55. P. 1209–1224.
 35. Roxy M.S., Sumithranand V.B., Renuka G. Variability of soil moisture and its relationship with surface albedo and soil thermal diffusivity at Astronomical Observatory, Thiruvananthapuram, south Kerala // *J. Earth Syst. Sci.* 2010. V. 119(4). P. 507–517.
 36. Schaap M.G., Leij F.J., van Genuchten M.Th. ROSETTA: a computer program for estimating soil hydraulic parameters with hierarchical pedotransfer functions // *J. Hydrol.* 2001. V. 251. P. 163–176.
 37. Simunek J., van Genuchten M.Th., Šejna M. Recent developments and applications of the HYDRUS computer software packages // *Vadoze Zone J.* 2016.
<https://doi.org/10.2136/vzj2016.04.0033>
 38. Tarnawski V.R., Momose T., Leong W.H. Assessing the impact of quartz content on the prediction of soil thermal conductivity // *Géotechnique.* 2009. V. 59(4). P. 331–338.
 39. Tian Z., Lu Y., Horton R., Ren T. A simplified de Vries-based model to estimate thermal conductivity of unfrozen and frozen soil. // *Eur. J. Soil Sci.* 2016. V. 67(5). P. 564–572.
<https://doi.org/10.1111/ejss.12366>
 40. Tong B., Gao Z., Horton R., Wang L. Soil apparent thermal diffusivity estimated by conduction and by conduction-convection heat transfer models // *J. Hydrometeorol.* 2017. V. 18. P. 109–118.
<https://doi.org/10.1175/JHM-D-16-0086.1>
 41. Usowicz B., Usowicz Ł. Thermal conductivity of soils – comparison of measured results and estimation methods. EUROSOIL 2004, September 04–12 Freiburg, Germany. 2004. Abstracts and full papers. http://www.bodenkunde2.uni-freiburg.de/eurosoil/abst-racts/id795_Usowicz_full.pdf
 42. Van Looy K., Bouma J., Herbst M., Koestel J., Minasny B., Mishra U., Montzka C., Nemes A., Pachepsky Ya.A., Padarian J., Schaap M.G., Tóth B., Verhoef A., Vanderborght J., van der Ploeg M.J., Weihermüller L., Zacharias S., Zhang Y., Vereecken H. Pedotransfer functions in Earth system science: Challenges and perspectives // *Rev. Geophys.* 2017. V. 55.
<https://doi.org/10.1002/2017RG000581>
 43. Willmott C.J., Robeson S.M., Matsuura K. A refined index of model performance // *Int. J. Climatol.* 2012. V. 32. P. 2088–2094.
 44. Xie X., Lu Y., Ren T., Horton R. An empirical model for estimating soil thermal diffusivity from texture, bulk density, and degree of saturation // *J. Hydrometeorol.* 2018. V. 19. P.445–457.

Parameters of the Thermal Diffusivity Versus Water Content Function for Mineral Soils of Different Textural Classes

T. A. Arkhangelskaya*

Lomonosov Moscow State University, Moscow, 119991 Russia

**e-mail: arhangelskaia@gmail.com*

This work provides parameters of the soil thermal diffusivity vs. water content function for eight textural classes. The experimental thermal diffusivity vs. water content curves previously obtained for mineral soils of the European part of Russia were used. In the course of the study, the dataset for 77 undisturbed soil cores was analyzed. This dataset included loose sand, connected sand, sandy loam, light loam, medium loam, heavy loam, light clay, and medium clay. Thermal diffusivity of the soil cores measured using the unsteady-state method varied within the dataset from 0.77×10^{-7} to 10.09×10^{-7} m²/s. To parameterize the soil thermal diffusivity vs. water content dependences the grouping method was applied. Soils were grouped according to textural classes using classification either after Dolgov or after Kachinskii. For each of the chosen textural classes, the parameters of an average thermal diffusivity vs. water content curve were estimated from all the experimental data points for this class by approximating these points with the previously suggested four-parameter function. The approximation accuracy was estimated using the Willmott index of agreement between the model-predicted curve and the observed values. The greatest index of agreement (0.845) was obtained for the medium clays defined according to Dolgov and the smallest one (0.532) for sandy loams. The index of agreement for the whole dataset was 0.699 when the textural classes were defined according to Dolgov, and 0.688 when they were defined according to Kachinsky. In addition, the parameters of an average curve for the whole experimental dataset were obtained. The index of agreement between this general curve and observed values was only 0.554, which confirms the effectiveness of textural grouping.

Keywords: soil thermal diffusivity, mathematical modeling, grouping, textural classes