

有机质对黏性土热传导系数的影响与机制

桂 跃^{1,2}, 谢正鹏¹, 高玉峰²

(1. 昆明理工大学 建筑工程学院, 云南 昆明 650500; 2. 河海大学 土力学与堤坝工程教育部重点实验室, 江苏 南京 210098)

摘 要: 有机质是土中常见组分, 对土体热性质有显著影响。为明确有机质对黏性土热传导系数影响与机制, 以膨润土为基质, 通过添加腐殖质制备不同有机质含量土样。利用热探针法测定其热传导系数 λ , 分析 λ 随干密度 ρ_d 、含水率 w (饱和度 S_r) 和有机质含量 w_u 的变化规律; 并通过分析膨润土对有机质的吸附特征, 探讨了有机质对土热传导系数影响机制。试验结果表明: 有机质含量 w_u 相同时, 热传导系数 λ 随干密度 ρ_d 、含水率 w 、饱和度 S_r 增大而增大。在土体饱和、 ρ_d 相同条件下, λ 随 w_u 增大而减小, 但并非单调线性递减关系; 可分为急剧下降段、过渡段和平缓下降段 3 个阶段。过渡段对应的 w_u 大致范围为 7.5%~15.0%。通过傅积平法测试得出膨润土对紧结态有机质饱和和吸附量 $w_{u,1}$ 大致为 8.0%, 对紧结态+稳结态有机质的饱和和吸附量 $w_{u,2}$ 约为 14.0%; 即有机质赋存形态变化的两个阈值 ($w_{u,1}$ 、 $w_{u,2}$) 和 λ - w_u 关系曲线过渡段对应的 w_u 基本吻合。机制分析表明: 除有机质含量外, 土中有机质赋存形态变化也是影响土热传导系数的重要因素。分析了几种热导系数理论预测模型对含有机质黏性土的适用性。

关 键 词: 热传导系数; 黏性土; 有机质含量; 有机质形态; 热传导系数模型

中图分类号: TU 411

文献标识码: A

文章编号: 1000-7598 (2023) 增刊-0154-09

Influence and mechanism of organic matter on thermal conductivity of clay soil

GUI Yue^{1,2}, XIE Zheng-peng¹, GAO Yu-feng²

(1. Faculty of Civil Engineering and Mechanics, Kunming University of Science and Technology, Kunming, Yunnan 650500, China;

2. Key Laboratory of Ministry of Education for Geomechanics and Embankment Engineering, Hohai University, Nanjing, Jiangsu 210098, China)

Abstract: Organic matter is a common component in soil and has a significant effect on the thermal properties of soil. To clarify the influence and mechanism of organic matter on the thermal conductivity of clay, bentonite was used as the matrix to prepare soil samples with different organic matter contents by adding humus. Thermal conductivity coefficient λ was measured by thermal probe, and the variation of λ with dry density ρ_d , water content w (degree of saturation S_r) and organic matter content w_u were examined. By analysing the adsorption characteristics of bentonite to organic matter, the influence mechanism of organic matter on soil thermal conductivity was discussed. The results show that the thermal conductivity coefficient λ increases with the increase of dry density ρ_d , water content w and degree of saturation S_r when w_u is the same. When the dry density ρ_d of saturated soil is the same, λ decreases with the increasing of w_u , but is not a monotone linear decline. It can be divided into three stages: sharp descent stage, transition stage, and gentle descent stage. The approximate range of w_u corresponding to the transition stage is 7.5% to 15.0%. The saturated adsorption capacity $w_{u,1}$ of bentonite to compact organic matter is about 8%, and that of $w_{u,2}$ to compact + stable organic matter is about 14.0%. In other words, the two thresholds ($w_{u,1}$, $w_{u,2}$) of the variation of organic matter occurrence form are consistent with the w_u corresponding to the transition section of the λ - w_u relation curve. Mechanism analysis shows that in addition to the content of organic matter, the change of organic matter occurrence form is also an important factor affecting the thermal conductivity of the soil. The applicability of several theoretical prediction models of thermal conductivity for clay soil containing organic matter was analysed.

Keywords: thermal conductivity; cohesive soil; organic matter content; organic matter form; thermal conductivity prediction model

收稿日期: 2022-03-11

录用日期: 2022-06-07

基金项目: 国家自然科学基金资助项目 (No. 52068039); 中铁第四勘察设计院集团有限公司科技研发计划项目 (院科 2020K145)。

This work was supported by the National Natural Science Foundation of China (52068039) and the Key Research and Development Plan of China Railway Fourth Academy Group Southwest Survey and Design Co., Ltd.(2020K145).

第一作者简介: 桂跃, 男, 1982 年生, 博士, 教授, 博士生导师, 主要从事软土力学与地基处理方面的研究工作。E-mail: gydrgui@kmust.edu.cn

1 引言

土体热性质在岩土、地热以及农业领域是非常重要的研究课题；软土地基热固结^[1-2]、地铁隧道冻结法施工^[3]、冻土工程^[4]、地源热泵及能源桩的应用^[5]、土壤温度场水分迁移及植物生长^[6-7]等都与之密切相关。

热传导系数是表征土体热性质最重要的参数，决定热量在土中传播速度和土体温度场分布^[8]。因此，热传导系数研究受到国内外学者广泛关注^[4,9-11]。作为由固、液、气相构成的复杂非连续多孔介质，各单相物质本身的热传导性和多相组分关系决定了土的宏观热传导系数。矿质颗粒是土中主要固相物质，其热传导性受矿物成分、粒径、形状等因素影响^[12-13]。水的热传导系数稍高于各种类型干土^[8]，但受固-液界面作用影响，土中不同形态水的热传导性有一定差异；同时，水中盐分类型及含量也会影响其导热性^[14-15]。气相是土中热传导性最差的组分，但针对土中气热传导性的讨论尚不多见。

自然界大部分土中或多或少含有机质。非有机质土有机质含量小于 5%，而泥炭有机质含量超过 30%，甚至高达 99%^[16]。虽然土壤有机质习惯被视为固相，但其物化、力学性质与矿质土不同，在热传导性上区别甚大。比如，石英热传导系数 λ 高达 7.7~8.7 W/(m·K)，其他黏土矿物 λ 相对较小，为 2.0~3.0 W/(m·K)；而煤和泥炭 λ 只有 0.25~0.26 W/(m·K)^[12-13]。因此，含有机质土常呈现与矿质土迥异的热性质；但目前研究集中在非有机质土，关于含有机质土热性质的研究较少且不全面^[17]。

开展含有机质土的热传导性研究，明确有机质对土热传导性的影响与机制是关键，也是建立相关热传导预测模型的基础。因此，本文以膨润土为基质，通过添加腐殖质制备不同有机质含量的黏性土试样，利用热探针法测定其热传导系数，重点分析了干密度、含水率（饱和度）和有机质含量对热传导系数的影响，阐明了有机质对黏性土热传导系数的影响机制，探讨了几个理论预测模型的适用性。

2 试验材料和方法

2.1 试验材料

天然土的矿质、有机质成分随机性、变异性显著，难以在可控条件下单独讨论有机质的影响；故此，本文采用人工调配土。基质土选取膨润土（图 1），其基本物理性质和主要矿物见表 1。通过添加腐殖质调配出不同有机质含量的黏性土样。腐殖质是由

多酚和多醌类物质聚合而成的非晶形高分子有机化合物^[18]，是土壤有机质主要形态类型，质量占比高达 85%~90%，土壤有机质大多指土壤腐殖质^[19]（本文对这二者不加区别的使用）。



图 1 膨润土及腐殖质粉末

Fig.1 Bentonite and humic powder samples

表 1 膨润土基本物理性质指标和主要矿物成分
Table 1 Basic physical properties and main mineral components of bentonite

土样	颗粒相对密度	液限 /%	塑限 /%	矿物组分/%		
				蒙脱石	石英	其他
膨润土	2.73	187	27	88.2	7.0	4.8

2.2 试验方案与试样制备

设计了两组试验（表 2），试验目的及方案如下：

（1）探讨干密度、含水率对含有机质黏性土热传导系数影响。制备了不同有机质含量 w_u （ w_u 为 0~12.5%）、干密度 ρ_d （ ρ_d 为 1.1~1.5 g/cm³）、含水率 w （ w 为 10%~30%）的数十组试样。

（2）分析有机质含量对黏性土热传导系数影响。调配了 w_u 为 0~50.0%的饱和土样；其中， w_u 在 0~15.0%范围内进行了加密。

表 2 试验设计表

Table 2 Test design

试验 分组	干密度 ρ_d /(g·cm ⁻³)	含水率 w /%	有机质含量 w_u /%
第 1 组	1.1, 1.3, 1.5	10, 15, 20, 25, 30	0, 2.5, 5.0, 7.5, 10.0, 12.5
第 2 组	1.1, 1.3, 1.5	饱和	0, 2.5, 3.0, 4.5, 5.0, 6.0, 7.5, 9.0, 10.0, 10.5, 12.0, 12.5, 15.0, 20.0, 25.0, 30.0, 40.0, 50.0

先将膨润土和腐殖质混合搅拌均匀，再将目标含水率下所需的水量喷洒在土样上并搅拌均匀，用保鲜膜密封 72 h；按预定干密度在特制模具（内径为 39.1 mm，高为 40 mm）内分层静压，层间拉毛处理，将试样密封放置于标准养护箱 24 h，再进行热传导系数测试。

2.3 试验设备与方法

采用 Decagon 公司的 KD2 Pro 型热分析仪, 该仪器由控制器和探针组成, 配备直径为 1.3 mm、长为 30 mm 的 SH-1 型双探针, 双针间距为 6 mm, 能快速稳定完成测试。由于部分试样较坚硬、密实, 需预先用手钻和砧模在试样表面钻出测试双孔并静置冷却 4 h 以上。测试前还需在探针表面涂抹导热硅脂, 确保探针和试样之间接触良好, 减小误差。此外, 对每个试样的上、下面进行多次量测并取平均值作为该试样最终的热传导系数, 以保证试验数据准确性。



图2 热传导仪

Fig.2 Thermal conductivity test equipment

3 试验结果分析

3.1 干密度的影响

图3为 $\lambda - \rho_d$ 关系曲线。如图可知, 对于同

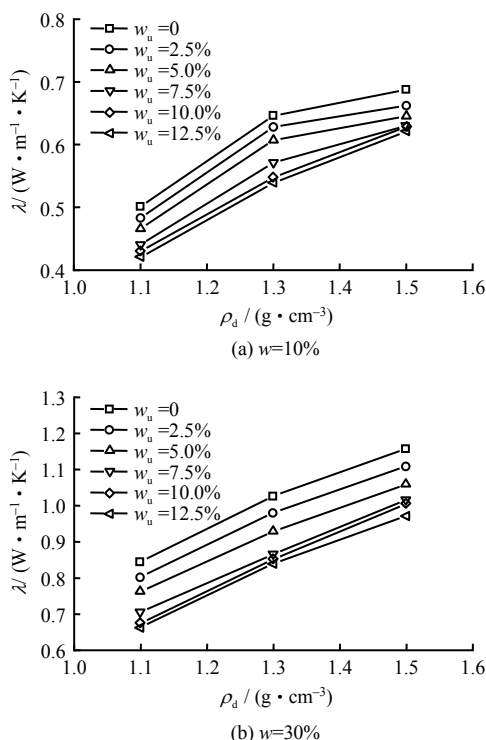


图3 热传导系数随干密度的变化

Fig.3 Changes in thermal conductivity with dry density

一含水率的试样, 随着 ρ_d 增大, 不同有机质含量土样的 λ 均显著增大。例如: 当 $w = 10\%$, ρ_d 从 1.1 g/cm^3 增大至 1.5 g/cm^3 时, λ 平均增大约 $0.19 \text{ W/(m} \cdot \text{K)}$; 当 $w = 30\%$ 时, ρ_d 从 1.1 g/cm^3 增大至 1.5 g/cm^3 时, λ 平均增加了约 $0.24 \text{ W/(m} \cdot \text{K)}$ 。 w 为15%、20%、25%时, $\lambda - \rho_d$ 关系规律相近, 不再赘述。

从试验结果可以看出, 含有机质黏性土 $\lambda - \rho_d$ 关系和非有机质土是类似的^[20-21]; 这是因为土体干密度越大, 单位体积土中含有的固相物质就越多、越致密, 导致土体热导率增大^[21]。

3.2 含水率(饱和度)的影响

图4为 $\lambda - w$ 和 $\lambda - S_r$ 的变化关系曲线。由图可

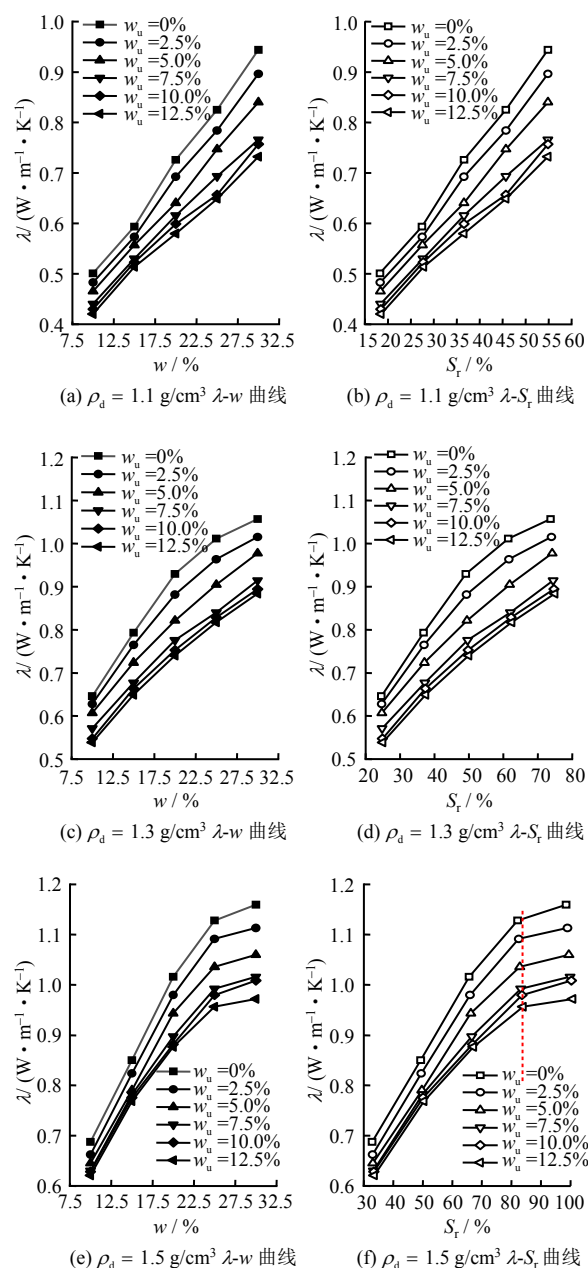


图4 热传导系数随含水率和饱和度的变化

Fig.4 Changes in thermal conductivity with water content and degree of saturation

知, 在 w_u 、 ρ_d 相同条件下, λ 基本满足随 w 增大而增大的规律。例如, $w_u = 2.5\%$ 、 $\rho_d = 1.1 \text{ g/cm}^3$ 时, 当 w 从 10% 增加至 30%, λ 从 $0.48 \text{ W/(m} \cdot \text{K)}$ 增至 $0.89 \text{ W/(m} \cdot \text{K)}$, λ 提高了 1.9 倍。综合对比分析图 4 可知, λ - w 关系曲线还受到饱和度 S_r 的影响。当 $\rho_d = 1.1 \text{ g/cm}^3$, λ 与 w 之间近似线性关系; 而当 $\rho_d = 1.5 \text{ g/cm}^3$ 时, λ 随着 w 的变化趋势则表现为先线性增大后逐渐趋于稳定。这是因为 $\rho_d = 1.1 \text{ g/cm}^3$ 的试样饱和含水率较高, 当 $w = 30\%$ 时, 试样 S_r 仅有 55%, 还远未达到饱和, λ 与 w 仍呈线性增大的关系; 而 $\rho_d = 1.5 \text{ g/cm}^3$ 的试样饱和含水率相对较低, 当 $w = 30\%$ 时, 土体接近饱和, λ 趋于稳定。从图中可以看出, 当 $S_r > 85\%$ 左右后, λ 随 w (S_r) 的增大幅度减小, 并趋于稳定。

3.3 有机质含量的影响

图 5 为土的热传导系数 λ 与有机质含量 w_u 关系曲线。如图所示, 随着 w_u 增大, λ 显著减小, 但并非单调线性递减; 变化过程可分为急剧变化 (阶段 1)、过渡区 (阶段 2) 和平缓变化 (阶段 3), 过渡区对应的 w_u 范围大致在 7.5%~15.0%。拟合直线的斜率反映 w_u 增大 1% 导致 λ 的下降量。阶段 1 拟合直线的斜率绝对值 (0.025 4~0.018 6) 比阶段 3 的 (0.003 6~0.001 7) 大了一个数量级; 此外, 还可以看出, 拟合直线斜率还和土的 ρ_d 有关, ρ_d 越小, 斜率越小。

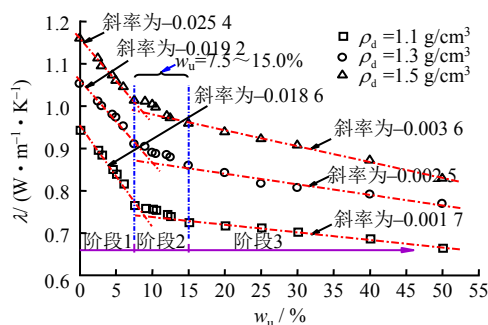


图 5 热传导系数随有机质含量的变化

Fig.5 Changes in thermal conductivity with organic matter content

有机质含量 w_u 变化, 导致相同 ρ_d 土样之间的饱和含水率 w_{sat} 有一定差异; 考虑到含水率也是影响土热传导性的重要因素, 下面综合分析 w_u 、 w_{sat} 和 λ 的关系。从图 6 可以看出, 随着 w_{sat} 减小 (w_u 增大), λ 呈现减小的规律。例如, $\rho_d = 1.5 \text{ g/cm}^3$ 时, 当 $w_u = 0\%$, 其 $w_{\text{sat}} = 30\%$, $\lambda = 1.17 \text{ W/(m} \cdot \text{K)}$; 而当 $w_u = 50\%$, $w_{\text{sat}} = 25\%$, 其 λ 下降至 $0.85 \text{ W/(m} \cdot \text{K)}$ 。

在 ρ_d 一定的情况下, w_{sat} 减小, 意味着土中固

相组分体积占比增大。对于非有机质黏性土, 因为水的热导率比固体矿物的热导率低, λ 会显著增大。比如, 徐洁等^[22]提出饱和粉质黏土的经验公式: $\lambda = -0.504 \ln w_{\text{sat}} + 3.09$, $R^2 = 0.8125$ 。而图 6 呈现了与非有机质黏性土相反的规律。原因是随着 w_u 增大, 因有机质质地轻, 要保持 ρ_d 不变, 则土体密实度增大、孔隙率下降, w_{sat} 下降; 而有机质的热传导性差, 从而导致土宏观热传导系数 λ 下降。

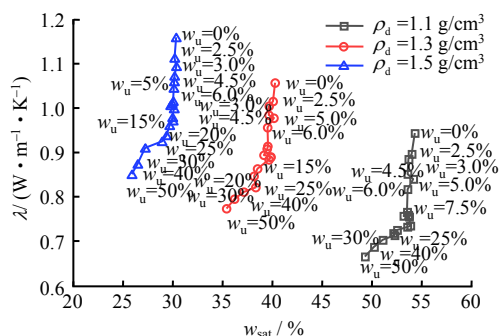


图 6 热传导系数与饱和含水率关系

Fig.6 Relationship between thermal conductivity and saturated moisture content

目前, 国内外关于含有机质土的热传导系数研究较少, 主要有: Abu-Hamdeh 等^[15]在黏壤土中加入泥炭, 制备了 6 组土样, 发现 λ 随 w_u 增加而降低。Ekwue 等^[23]分别以 Trinidadian 地区的砂壤土、黏壤土和黏土为基质, 在 3 种土中添加有机质, 研究了 λ - w_u 的关系。Zhao 等^[17]配置了砂+有机质混合物, 探讨了饱和度对 λ 的影响, 提出了相应的热传导系数经验模型。

提取上述文献相关数据进行分析 (图 7), 可以发现: 对不同土类, w_u 增大导致 λ 下降的规律是普遍存在的。但类似本文试验结果的 λ - w_u 关系曲线未被报道。推测原因如下: ①文献[15, 17, 23]中均采用天然土作为基质, 用泥炭土来调节其有机质

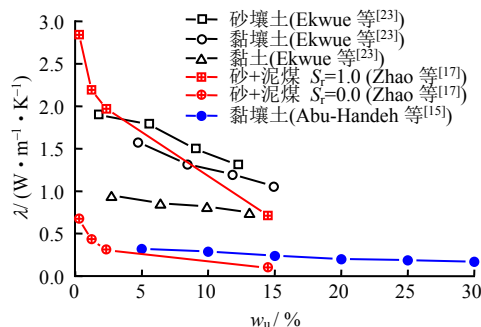


图 7 不同土类热传导系数随有机质含量的变化

Fig.7 Variation of thermal conductivity of different soils with organic matter content

含量, 很难保证制备的土样之间矿质、有机质成分一致, 可能干扰了试验结果。②由于 w_u - λ 关系并非文献[15, 17, 23]核心研究目标, 制备的土样有机质含量较分散且覆盖范围小, 可能导致重要细节缺失。③矿质土质地有差异。

4 有机质对黏性土热传导系数影响机制

4.1 黏性土中不同形态有机质含量测试

借鉴土壤学领域研究成果^[19, 24], 从分析土中有机质赋存形态差异入手, 探讨有机质对黏性土热传导性影响机制。

在膨润土中加入腐殖质, 从 0 开始按 2.5% 递增至 50.0%, 配置了数十组土样。利用傅积平法^[25]提取土样中不同形态有机质, 这一过程实质是有机质被脱附过程。其主要步骤包括: ①游离、松结态有机质脱附; ②稳结态有机质脱附; ③有机质含量测定。流程详见图 8。

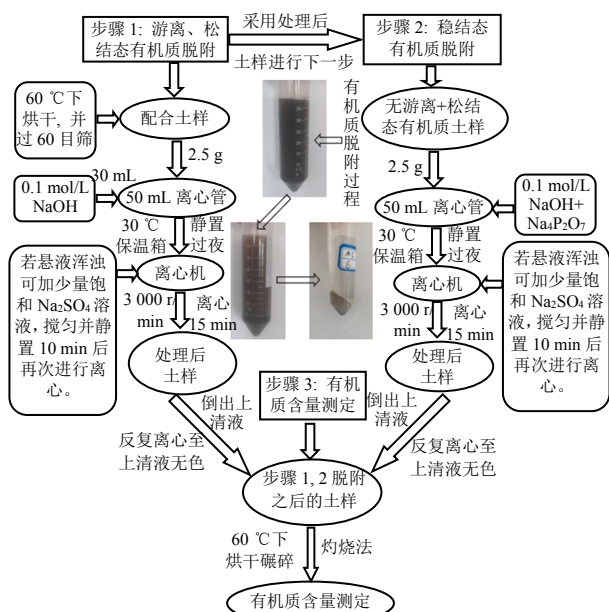


图 8 试验流程
Fig.8 Flow diagram

配置的数十组不同有机质含量土样经过测试, 得出土中不同形态有机质含量, 如图 9 所示。随着土样总有机质含量增大, 土吸附的紧结态、稳结态有机质含量先增大, 之后趋于平稳。这表明土对有机质的吸附量逐渐增大直至饱和。对应的阈值 $w_{u,1}$ 约为 8.0%、 $w_{u,2}$ 约为 14.0%。

比较图 5 和图 9, 不难发现 w_u - λ 关系曲线过渡段范围对应的 w_u 和不同赋存形态有机质阈值 ($w_{u,1}$ 和 $w_{u,2}$) 比较接近。故此, 从土中有机质赋存形态

入手, 探讨有机质对黏性土热传导系数影响机制。

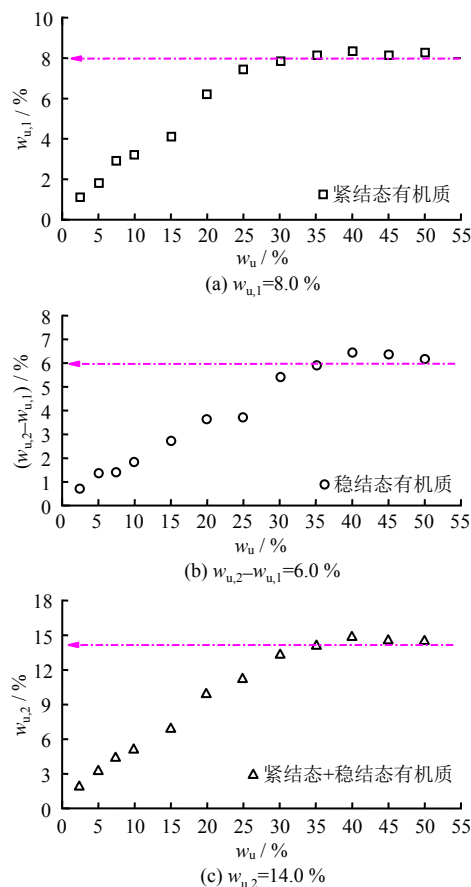


图 9 不同形态有机质含量与土的总有机质含量关系
Fig.9 Relationships between contents of different forms of organic matter and total organic matter in soil

4.2 有机质赋存形态差异对黏性土热传导系数影响

建立土中有机质赋存形态概念模型 (图 10) 用于探讨对黏性土热传导性影响机制。

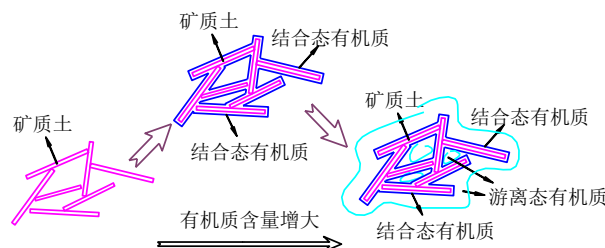


图 10 土中有机质赋存形态模型
Fig.10 Conceptual model of the transformation of organic matter in soil

(1) 矿质土颗粒间点、面接触形成土的固相热传导路径。当 w_u 从 0 增至 $w_{u,1}$ 时, 有机质主要是紧结态的, 紧密吸附在矿质土颗粒表面 (图 10), 犹如隔热层, 阻碍了矿质土颗粒热传导, λ 出现急剧下降; 这是图 5 中阶段 1 出现的原因。此外, 有机

质的相对体积分数增加也是致使 λ 下降的因素。

当 w_u 超过 $w_{u,2}$ 后,土中出现松结态和游离态有机质。因受吸附作用弱,这些有机质具有海绵状多孔结构^[26],质地极轻;同等质量有机质的体积比矿质土大得多,有机质包裹着矿质土颗粒,土颗粒分散其中(图 10),此时有机质本身的热传导性占主导地位。随着 w_u 增大,土中矿质土所占比例相应下降;因矿质土热传导性优于有机质,所以宏观上 λ 随 w_u 的增大而下降,这是图 5 中阶段 3 出现的原因。

综上所述,随着土中有机质含量的增大、在土中赋存形态发生改变,土的固相热传导路径的主体发生改变。 w_u - λ 关系拟合直线斜率在阶段 1 和阶段 3 的差异,本质是两种固相热传导路径的主体受有机质含量变化的影响程度不同。

(2)如图 10 所示,土中液相热传导路径随着有机质含量增大也会发生变化。当 w_u 较小时,土中孔隙主要是粒间大孔隙;随着 w_u 增大,粒间大孔隙被松结态和游离态有机质填充,有机质中分布大量微孔隙^[27]。从粒间大孔隙逐渐转变为微孔隙,其孔径小、联通性差,孔隙水的热传导性能变差。但想将这种变化进一步量化,还需要大量试验工作。

5 含有机质黏性土热传导系数预测模型

矿质土颗粒、有机质、水和空气热导性差异很大;矿质土 λ 是水的数倍、空气的近百倍,有机质 λ 大约为水的 0.44 倍。土热传导系数理论模型在概化土壤单元或多相土壤介质基础上进行数学分析,是众多预测模型中的重要类型。本文基于试验结果对几个经典理论预测模型的适用性进行评估。

5.1 饱和状态

(1) Wiener^[28]基于串并联模型的混合定律提出了多孔介质热导系数预测理论模型,能界定多相介质的热传导系数上下限值。该模型的计算式为

$$\left. \begin{aligned} \text{并联式} \quad \lambda &= \lambda_w^L = \left[\sum \frac{\phi_\alpha}{\lambda_\alpha} \right]^{-1} \\ \text{串联式} \quad \lambda &= \lambda_w^U = \sum \phi_\alpha \lambda_\alpha \end{aligned} \right\} \quad (1)$$

式中: λ_w^L 和 λ_w^U 分别为多孔介质热传导系数的下限和上限; λ_α 为 α 相的热传导系数; ϕ_α 为该相的体积分数。

参数取值如下:水热传导系数 λ_w 取 0.56 W/(m·K);有机质热传导系数 λ_{om} 取 0.25 W/(m·K)^[12-13];膨润土土颗粒热传导系数 λ_s 没有实测,而其在有机质含量为 0、饱和状态时的热导系数 $\lambda_{sat,0}$ 是测定的,

可计算出 λ_s 均值为 2.18 W/(m·K)。

Wiener 模型预测含有机质黏性土热传导系数的结果如图 11 所示。从中可以看出: $\lambda_{\text{实测值}}$ 处于 λ_w^L 和 λ_w^U 之间;这表明:在分析热传导性方面,将有机质作为独立的组分、从土-水二相扩展到土-有机质-水三相体系对饱和的含有机质黏性土是合理的。Wiener 理论公式可以简单估算含有机质黏性土的热导系数范围值。

(2) Vincent 等^[29]考虑了有机质的热传导性和一般黏土矿物的差异,提出含有机质土颗粒的热导系数计算公式:

$$\lambda_{\text{solid}} = \lambda_{\text{om}}^{V_{\text{om},s}} \lambda_{\text{quartz}}^{V_{\text{quartz},s}} \lambda_{\text{min}}^{1-V_{\text{om},s}-V_{\text{quartz},s}} \quad (2)$$

式中: λ_{solid} 为土固体颗粒的热传导系数; λ_{quartz} 、 λ_{min} 分别为石英和其他矿物质的热传导系数; $V_{\text{om},s}$ 、 $V_{\text{quartz},s}$ 分别为有机质和石英占总土固体颗粒的体积分数。

再联合 Sass 等^[30]提出的适于饱和土体热传导系数的计算为

$$\lambda_{\text{sat}} = \lambda_w^n \lambda_{\text{solid}}^{1-n} \quad (3)$$

式中: λ_{sat} 为饱和状态土的热传导系数; n 为孔隙率。

参考 Johansen^[31]的研究结果, λ_{quartz} 取 7.7 W/(m·K),其他矿质 $\lambda_{\text{min}}=3.0$ W/(m·K) ($q \leq 0.2$, q 为石英质量分数)。

则可以对饱和状态含有机质黏性土的热导系数进行计算。

利用 Vincent-Sass 模型对饱和状态含有机质黏性土的热导系数进行预测(图 11)。从图中可以看出, $\lambda_{\text{计算值}}$ 和 $\lambda_{\text{实测值}}$ 有较大差异,原因是有机质不是机械混合在土中,它对土宏观热导性的影响不仅仅是单纯因为组分比例变化导致的线性变化关系;矿质-有机质界面作用对土的宏观热导性的影响是 Vincent-Sass 模型无法考虑的。

前文通过试验数据规律总结及机制分析,对有机质与土热导性间的关系有了更清晰的认识;构造一个分段函数来表述含有机质黏性土 λ_{sat} - w_u 的关系式为

$$\left. \begin{aligned} \lambda_{\text{sat}} &= \lambda_{\text{sat},0} + \beta_1 w_u, (w_u \leq w_u^*) \\ \lambda_{\text{sat}} &= \lambda_{\text{sat},0} + \beta_1 w_u^* + (w_u - w_u^*) \beta_2, (w_u > w_u^*) \end{aligned} \right\} \quad (4)$$

式中: w_u^* 为分段函数转折点对应的有机质含量,为矿质土对紧结态有机质饱和吸附量,本文取 $w_u^*=7.5\%$ 。 β_1 、 β_2 数值上等于 λ - w_u 关系上的两段拟合直线斜率; β_1 为紧结态有机质对 λ 影响系数, β_2 为游离态有机质对 λ 影响系数。本文试验所得 β_1 分别为-0.025 4、-0.019 2 和-0.018 6; β_2 分别为

-0.003 6、-0.002 5 和-0.001 7 (图 5)。利用式 (4), 取 β_1 、 β_2 的均值 ($\bar{\beta}_1 = 0.021\ 0$ 、 $\bar{\beta}_2 = 0.002\ 6$) 进行计算, 能获得和实测值比较吻合的结果。

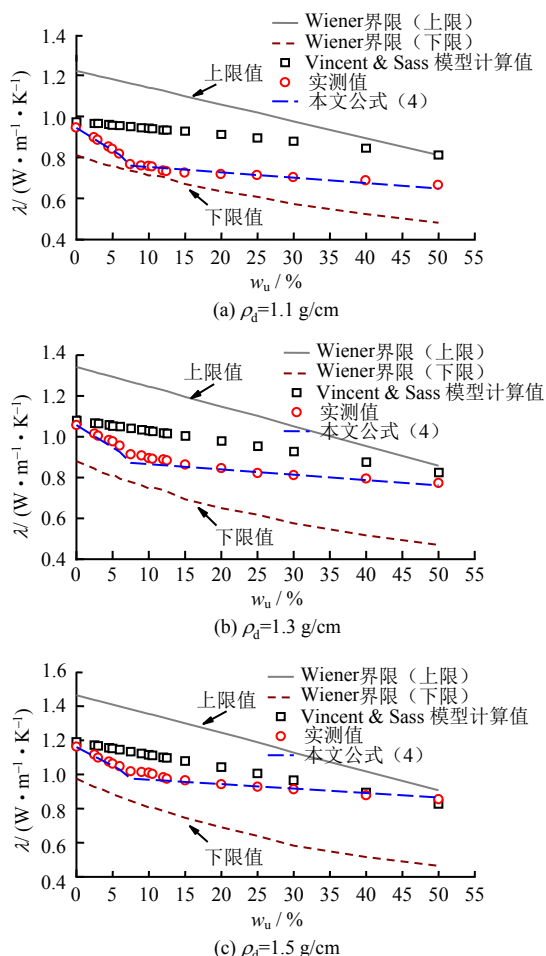


图 11 饱和状态含有机质黏性土热导系数模型计算与试验结果对比

Fig.11 Comparison between model calculation and experimental results of thermal conductivity of saturated clay soil

进一步讨论系数 β_1 、 β_2 。对 Ekwue 等^[23]的数据进行拟合, 可以得到 3 种基质土对应的 β_1 ; 严格来说, 因文献^[23]未测定 3 种基质土对有机质的吸附性, 土中有机质可能并不都是紧结态的。从表 3 可以初步判断 β_1 可能和土的类型有关。因目前国内对土 λ - w_u 关系的相关报道不多, 还无法获得足够试验数据用于分析 β_1 、 β_2 , 有待进一步丰富。

表 3 参数 β_1 和 β_2

Table 3 Parameters β_1 and β_2

土类	β_1	β_2	$w_u / \%$	数据来源
砂壤土	-0.059	—	1.7~12.2	Ekwue 等 ^[23]
黏壤土	-0.049	—	4.7~14.9	Ekwue 等 ^[23]
黏土	-0.019	—	2.7~13.1	Ekwue 等 ^[23]
膨润土	-0.021	—	0~7.5	本文
膨润土	—	-0.002 6	7.5~50.0	本文

5.2 非饱和状态

Cosenza 等^[32]提出土体热导率一般性计算公式:

$$\lambda = \left\{ \sqrt{\lambda_s} (1-n) + \sqrt{\lambda_w} w + \sqrt{\lambda_a} (n-w) \right\}^2 \quad (5)$$

式中: λ_a 为空气导热系数, 取 $0.025\text{ W/(m} \cdot \text{K)}$; λ_s 为土颗粒热导系数, 利用 Vincent 模型 (式 (2)) 可以计算得到不同有机质含量 w_u 土样的 λ_s 。

基于 Cosenza-Vincent 预测模型对非饱和状态含有机质黏性土 λ 进行预测, 并与本文实测数据 (第一组, $w_u = 0 \sim 12.5\%$ 的土样) 进行比较。图 12 是模型计算值和实测值的关系; 从图中可以看出, $\lambda_{\text{计算值}}$ 和 $\lambda_{\text{实测值}}$ 较为接近, 绝大部分误差能控制在 $\pm 20\%$ 以内。误差较大的情况多出现在有机质含量较高、热传导系数较小的土样。需要说明的是, 本文仅对有机质含量 w_u 在 $0 \sim 12.5\%$ 范围土样的非饱和状态热传导系数进行了实测, 对于 $w_u > 12.5\%$ 的黏性土, Cosenza-Vincent 预测模型的适用性还需要进一步分析。

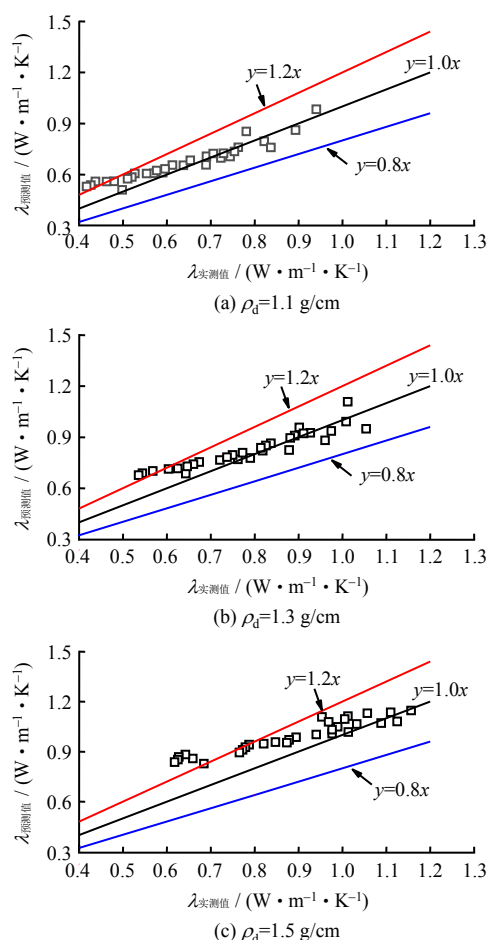


图 12 非饱和状态黏性土热导系数模型计算与试验结果对比

Fig.12 Comparison between model calculation and experimental results of thermal conductivity of unsaturated clay soil

6 结 论

(1) 在含水率 w 、有机质含量 w_u 相同条件下, 含有机质黏性土 λ 随 ρ_d 增大而增大。在 ρ_d 相同时, λ 基本满足随着 w 的增大而增大的规律; 但在饱和度 $S_r > 85\%$ 左右后, λ 随 w 增大的幅度减小并趋于稳定。

(2) 在干密度 ρ_d 、含水率 w 相同条件下, 黏性土热传导系数 λ 随有机质含量 w_u 增大而减小, 但并非单调线性递减关系, 分为急剧下降、过渡区和平缓下降 3 个阶段, 过渡段对应的 w_u 大致为 7.5%~15.0%。

(3) 傅积平法测试得出的膨润土对紧结态有机质饱和和吸附量 $w_{u,1}$ 大致为 8%, 对紧结态+稳结态有机质的饱和和吸附量 $w_{u,2}$ 约为 14%; 即有机质赋存形态变化的两个阈值 ($w_{u,1}$ 、 $w_{u,2}$) 和 λ - w_u 关系曲线过渡段对应的 w_u 大致吻合。

(4) 机制分析表明, 当土中有机质主要是结合态有机质时, 土固相热传导路径主体是矿质土; 当土中有机质含量丰富, 土固相热传导路径主体变为松结态及游离态有机质。 w_u - λ 关系拟合直线斜率在阶段 1 和阶段 3 的差异, 本质是两个阶段固相热传导路径的主体受有机质含量变化的影响程度不同。

(5) 对于饱和状态含有机质黏性土, Wiener 理论公式可以简单明了地估算其热导系数范围值。Vincent-Sass 模型因无法考虑矿质土-有机质界面作用对土的宏观热导性的影响, 预测值和实测值有较大差异。对非饱和状态含有机质黏性土, 在有机质含量 0~12.5% 范围内, Cosenza-Vincent 模型热导系数的预测值和实测值误差可以控制在 $\pm 20\%$ 内。

参 考 文 献

- [1] POTHIRAKSANON C, BERGADO D T, ABUEL-NAGA H M. Full-scale embankment consolidation test using prefabricated vertical thermal drains[J]. **Soils and Foundations**, 2010, 50(5): 599-608.
- [2] ABUEL-NAGA H M, BERGADO D T, CHAIPRAKAIKEOW S. Innovative thermal technique for enhancing the performance of prefabricated vertical drain during the preloading process[J]. **Geotextiles & Geomembranes**, 2006, 24(6): 359-370.
- [3] 周晓敏, 苏立凡, 贺长俊, 等. 北京地铁隧道水平冻结法施工[J]. **岩土工程学报**, 1999, 21(3): 63-66.
ZHOU Xiao-min, SU Li-fan, HE Chang-jun, et al. Horizontal ground freezing method applied to tunneling of Beijing underground railway system[J]. **Chinese Journal of Geotechnical Engineering**, 1999, 21(3): 63-66.
- [4] 刘为民, 何平, 张钊. 土体导热系数的评价与计算[J]. **冰川冻土**, 2002, 24(6): 770-773.
LIU Wei-min, HE Ping, ZHANG Zhao. A calculation method of thermal conductivity of soils[J]. **Journal of Glaciology and Geocryology**, 2002, 24(6): 770-773.
- [5] WAGNER R, CLAUSER C. Evaluating thermal response tests using parameter estimation for thermal conductivity and thermal capacity[J]. **Journal of Geophysics & Engineering**, 2005, 2(4): 349-356.
- [6] 冯保平, 汪志荣, 张建丰, 等. 土壤中温度场影响的理论和实验研究进展[J]. **西北水资源与水工程**, 2001(4): 6-11.
FENG Bao-ping, WANG Zhi-rong, ZHANG Jian-feng, et al. Theory and experiment on temperature effect in soil[J]. **Northwest Water Resources & Water Engineering**, 2001, 12(4): 6-11.
- [7] CONSTANTZ J, MURPHY F. The temperature dependence of ponded infiltration under isothermal conditions[J]. **Journal of Hydrology**, 1991, 122(1-4): 119-128.
- [8] 张楠, 夏胜全, 侯新宇, 等. 土热传导系数及模型的研究现状和展望[J]. **岩土力学**, 2016, 37(6): 1550-1562.
ZHANG Nan, XIA Sheng-quan, HOU Xin-yu, et al. Review on soil thermal conductivity and prediction model[J]. **Rock and Soil Mechanics**, 2016, 37(6): 1550-1562.
- [9] NIKOOSOKHAN S, NOWAMOOZ H, CHAZALLON C. Effect of dry density, soil texture and time-spatial variable water content on the soil thermal conductivity[J]. **Geomechanics & Geoengineering**, 2015, 11(2): 149-158.
- [10] CAI G J, ZHANG T, ANAND J P, et al. Thermal characterization and prediction model of typical soils in Nanjing area of China[J]. **Engineering Geology**, 2015, 191: 23-30.
- [11] TANG A M, CUI Y J, LE T T. A study on the thermal conductivity of compacted bentonites[J]. **Applied Clay Science**, 2008, 41(3-4): 181-189.
- [12] COTE J, M K J. A generalized thermal conductivity model for soils and construction materials[J]. **Canadian Geotechnical Journal**, 2005, 42(2): 443-458.

- [13] HORAI K I. Thermal conductivity of rock-forming minerals[J]. **Journal of Geophysical Research Atmospheres**, 1971, 76(5):1278-1308.
- [14] NOBORIO K, MCINNES K J. Thermal conductivity of salt-affected soils[J]. **Soil Science Society of America Journal**, 1993, 57(2): 329.
- [15] ABU-HAMDEH N H, REEDER R C. Soil thermal conductivity: effects of density, moisture, salt concentration, and organic matter[J]. **Soil Science Society of America Journal**, 2000, 64(4): 1285-1290.
- [16] HUAT B, KAZEMIAN S, PRASAD A, et al. State of an art review of peat: general perspective[J]. **International Journal of Physical Sciences**, 2011, 6(8):1974-1981.
- [17] ZHAO Y, SI B, ZHANG Z, et al. A new thermal conductivity model for sandy and peat soils[J]. **Agricultural and Forest Meteorology**, 2019, 274: 95-105.
- [18] 黄昌勇. 土壤学[M]. 北京: 中国农业出版社, 2000.
HUANG Chang-yong. Soil science[M]. Beijing: China Agriculture Press, 2000.
- [19] 李少博, 徐英德, 高晓丹, 等. 离子界面行为在土壤有机无机复合体形成中的作用[J]. 中国生态农业学报, 2018, 26(11): 1682-1691.
LI Shao-bo, XU Ying-de, GAO Xiao-dan, et al. The role of ionic interfacial behaviors in formation of soil organic-inorganic complexes[J]. **Chinese Journal of Eco-agriculture**, 2018, 26(11): 1682-1691.
- [20] 徐云山, 孙德安, 曾召田, 等. 膨润土热传导性能的温度效应[J]. 岩土力学, 2020, 41(1): 39-45.
XU Yun-shan, SUN De-an, ZENG Zhao-tian, et al. Temperature effect on thermal conductivity of bentonites[J]. **Rock and Soil Mechanics**, 2020, 41(1): 39-45.
- [21] 曾召田, 范理云, 莫红艳, 等. 土壤热导率的影响因素实验研究[J]. 太阳能学报, 2018, 39(2): 377-384.
ZENG Zhao-tian, FAN Li-yun, MO Hong-yan, et al. Experimental study of influence factors of soil thermal conductivity[J]. **Acta Energiæ Solaris Sinica**, 2018, 39(2): 377-384.
- [22] 徐洁, 胡海涛, 郑植. 压实度和含水率对非饱和土导热系数的影响[J]. 岩土工程学报, 2020, 42(增刊 1): 244-248.
XU Jie, HU Hai-tao, ZHENG Zhi. Effects of compaction and water content on thermal conductivity of unsaturated soils[J]. **Chinese Journal of Geotechnical Engineering**, 2020, 42(Supp.1): 244-248.
- [23] EKWUE E I, STONE R J, BHAGWAT D. Thermal conductivity of some compacted Trinidadian soils as affected by peat content[J]. **Biosystems Engineering**, 2006, 94(3): 461-469.
- [24] 王磊, 应蓉蓉, 石佳奇, 等. 土壤矿物对有机质的吸附与固定机制研究进展[J]. 土壤学报, 2017, 54(4): 805-818.
WANG Lei, YING Rong-rong, SHI Jia-qi, et al. Advancement in study on adsorption of organic matter on soil minerals and its mechanism[J]. **Acta Pedologica Sinica**, 2017, 54(4): 805-818.
- [25] 傅积平. 土壤结合态腐殖质分组测定[J]. 土壤通报, 1983(2): 36-37.
FU Ji-ping. Grouping determination of soil bound humus[J]. **Soil Bulletin**, 1983(2): 36-37.
- [26] O'KELLY B C. Characterisation and undrained strength of amorphous clay[J]. **Proceedings of the Institution of Civil Engineers-Geotechnical Engineering**, 2014, 167(3): 311-320.
- [27] MESRI G, AJLOUNI M. Engineering properties of fibrous peats[J]. **Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering**, 2007, 133(7): 850-866.
- [28] WIENER O. Abhandl math-phys[M]. Leipizig: [s. n.], 1912.
- [29] VINCENT B, PAUL A A. Modeling soil thermal conductivities over a wide range of conditions[J]. **Journal of Environmental Engineering & Science**, 2005, 4(6): 549-558.
- [30] SASS J H, LACHENBRUCH A H, MUNROE R J. Thermal conductivity of rocks from measurements on fragments and its application to heat-flow determinations[J]. **Journal of Geophysical Research**, 1971, 76(14): 3391-3401.
- [31] JOHANSEN O. Thermal conductivity of soils[D]. Trondheim: University of Trondheim, 1975.
- [32] CONSTANTZ J, MURPHY F. The temperature dependence of ponded infiltration under isothermal conditions[J]. **Journal of Hydrology**, 1991, 122(1-4): 119-128.