

岩土体导热系数研究进展

许 模¹, 王 迪², 蒋良文³, 漆继红¹

(1. 成都理工大学 地质灾害防治与地质环境保护国家重点实验室, 四川 成都 610059;

2. 福州市勘测院, 福建 福州 350003; 3. 中铁二院工程集团有限责任公司, 四川 成都 610031)

摘要: 岩土体导热系数在与地热有关的地质基础研究和生产应用中有重要作用。首先介绍了导热系数的概念, 然后分析了导热系数的受控因素, 最后探讨了导热系数的测定方法。导热系数的受控因素包括地层岩性、孔隙率、含水率、温度以及各向异性。导热系数随地层岩性从大到小排列为海相碳酸盐岩、陆相碎屑岩、火成岩, 变质岩导热系数与母岩和变质程度有关; 同种岩层的导热系数随沉积过程延续或深度增加而增大; 含水率对软弱岩石的导热系数影响较大, 导热系数随含水率增大而增大, 对孔隙度较大的岩层需进行饱水校正; 不同岩性的导热系数随温度的变化较复杂, 在应用中需结合实际地层考虑; 由于结构面的存在, 岩体的导热系数存在各向异性。导热系数的测定方法包括现场测试法、室内测试法、组分类型辨别法以及利用 P 波速度估算等。利用现场数据求解导热系数时常使用线热源模型和柱热源模型; 室内测试法包括稳态测试法和非稳态测试法, 分别应用于中低导热系数材料和高导热系数材料; 对于组分类型辨别法, 平行板式相分布的物体导热系数是各向不等的, 热传导方向与平行板平面平行和垂直时分别具有最小和最大总体导热系数; 对地下无法直接测量的地质单元, 可利用 P 波速度估算导热系数。要得到准确的导热系数, 须基于岩土体的导热系数范围和样品特征选取正确的测定方法。

关键词: 岩土体; 导热系数; 受控因素; 测定方法; 热源模型

中图分类号: P313 文献标志码: A 文章编号: 1672-6561(2011)04-0421-07

Review on Thermal Conductivity Coefficient of Rock and Soil Mass

XU Mo¹, WANG Di², JIANG Liang-wen³, QI Ji-hong¹

(1. State Key Laboratory of Geohazard Prevention and Geoenvironment Protection, Chengdu University of Technology,

Chengdu 610059, Sichuan, China; 2. Fuzhou Investigation and Surveying Institute, Fuzhou 350003, Fujian, China;

3. China Railway Eryuan Engineering Group Company Limited, Chengdu 610031, Sichuan, China)

Abstract: Thermal conductivity coefficient of rock and soil mass is important on the geothermic fundamental research and application. Concept, controlled factors and measuring methods of thermal conductivity coefficient were introduced. Controlled factors included stratum lithology, porosity, water content, temperature and anisotropy. Thermal conductivity coefficient ranked by descending order with stratum lithology was marine carbonate, continental clastic rock and igneous rock, and thermal conductivity coefficient of metamorphic rock was related with the parent rock and metamorphoses degree. Thermal conductivity coefficient increased when the sedimentation and depth increased. Water content had significant influence on thermal conductivity coefficient of weak rock; thermal conductivity coefficient increased with the increase of porosity; the stratum with big porosity should be checked with saturation. Thermal conductivity coefficient of different lithology was complex when the temperature changed, so it should be concluded according to the actual stratum in application. Thermal conductivity coefficient was anisotropic because of the structural plane. Measuring methods of thermal conductivity coefficient included field test, indoor test, component types distinguishing, P-wave velocity estimation, etc. Thermal conductivity coefficient with field test data was usually calculated by linear and columnar source models. Indoor test included steady and unsteady measuring methods, which were applied in the materials with low-middle and high thermal conductivity coefficient respectively. For component types distinguishing method, thermal conductivity coefficient of the parallel plate phase distribution material was anisotropic; thermal conductivity coefficient was minimum when the direction of heat exchange was parallel to parallel plate and maximum when the direction was vertical to parallel plate. For the

收稿日期: 2011-04-08

基金项目: 铁道部科技研究开发计划项目(2008G027-A)

作者简介: 许 模(1963-), 男, 重庆人, 教授, 博士研究生导师, 工学博士, 从事地质工程、水文地质等研究。E-mail: xm@cduet.edu.cn

geological unit which can not be directly measured, P-wave velocity estimation was used to calculate thermal conductivity coefficient. In order to obtain accurate thermal conductivity coefficient, optimal measuring method should be selected based on the characteristics of samples and the extent of thermal conductivity coefficient of rock and soil mass.

Key words: rock and soil mass; thermal conductivity coefficient; controlled factor; measuring method; heat source model

0 引言

地球内部的热量主要以辐射、对流和传导 3 种形式向地表传递,而在岩石圈内,传导是岩石间热传递的主要方式。岩石的导热系数正是表征这种传热方式的主要物理量。近年来对导热系数的研究逐渐受到地热、岩石物理、土木工程等领域的广泛关注。

导热系数在计算大地热流、分析地壳及上地幔的热结构、分析深部岩石的变质作用和热演化历史等地质基础研究以及地源热泵技术、冻土工程、核废料埋设和煤矿开采等生产应用的研究中均具有重要意义^[1-6]。为了更科学地运用导热系数,笔者对岩土体导热系数的受控因素、测定方法以及测定时应注意的问题进行了分析总结。

1 导热系数概念

导热系数是表征物质导热能力的物理量。热能的传导是物质内部微观粒子相互碰撞和传递的结果。煤、岩石和土壤都是由各种晶粒组成的无机非金属材料,其内部的热能传导是通过晶体点阵或晶格的振动来实现的。物质结合得越致密,固体分子的振动就越容易传播,那么导热系数越大^[7]。

测定导热系数的原理是法国数学家、物理学家约瑟夫·傅里叶给出的导热方程式。该方程式指出^[8],在物体内部垂直于导热方向上,相距为 h ,面积为 A ,温度分别为 θ_1 、 θ_2 的平行平面,在时间差 Δt 内,从一个平面传到另一个平面的热量 ΔQ 满足公式

$$\frac{\Delta Q}{\Delta t} = \lambda A \frac{\theta_1 - \theta_2}{h} \quad (1)$$

式中: λ 为物质的导热系数(亦称导热率),反映了材料传递分子热运动的性质。该变量表示沿热传导方向,在单位厚度岩石两侧的温度差为 1°C 时,单位时间内所通过的比热流量。

在大地热流研究中,通常将 $\frac{\theta_1 - \theta_2}{h}$ 称为地温梯度,将 $\frac{\Delta Q}{\Delta t A}$ 称为大地热流值,根据岩石导热系数和地温梯度可计算大地热流值。地下热流在传导过程中总是向着导热系数高(热阻小)的部位偏移而易形成

热异常^[9]。

2 导热系数的受控因素

岩土属于多孔介质,影响其导热系数的因素包括地层岩性、孔隙率、含水率、温度、晶体结构、化学组分等;对于松散煤体,其因素还包括煤化程度。

2.1 地层岩性

由于矿物成分的差异,不同岩性的导热系数相差较大。根据收集到的中国西北盆地、辽河盆地、苏南地区、扬子区等地区的 98 组岩石导热系数,得到导热系数从大到小排列为海相碳酸盐岩(白云岩、火山岩)、陆相碎屑岩、火山岩、煤(图 1)^[10-14]。

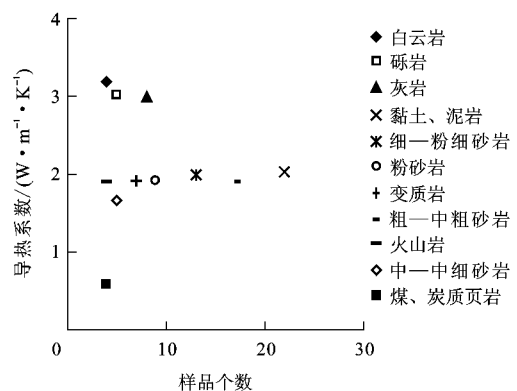


图 1 不同地层的平均导热系数

Fig. 1 Average Thermal Conductivity Coefficient of Different Strata

一般情况下,由于沉积岩中含有更多导热系数较大的石英($7.69 \text{ W}/(\text{m} \cdot \text{K})$)和碳酸盐矿物,而火山岩中很少或没有^[15],所以沉积岩导热系数高于火山岩。泥岩中含有大量导热系数较低的黏土矿物,而砾岩中的碎屑成分主要是石英、长石和岩屑,故沉积岩中砾岩导热系数高于泥岩。由于石英的导热系数比较大,在选取高放射性废物深地质处置库的缓冲/回填材料时常选石英添加剂来改善膨润土的热学性能^[16]。

变质岩的导热系数跟母岩和变质程度有很大关系。一些学者利用井深为 4 000 m 的中国第一口科学钻探井对苏鲁超高压变质带 100~2 000 m 的深部变质岩石导热系数进行研究^[17-19]。从整体上看,在深俯冲作用下高导热系数矿物组分(如石英、石榴

子石和角闪石等)的增加使得超高压变质岩石导热系数较高。岩石导热系数从大到小排列为新鲜榴辉岩、长英质片麻岩、黑云斜长片麻岩、强退变质榴辉岩,这种变化与石英等高导热系数矿物的含量以及榴辉岩的退变程度有关。榴辉岩的退变质作用主要表现为:新鲜榴辉岩(导热系数为 $3.36 \sim 5.24 \text{ W}/(\text{m} \cdot \text{K})$)中的绿辉石($4.66 \text{ W}/(\text{m} \cdot \text{K})$)经强退变作用变为角闪石($2.81 \text{ W}/(\text{m} \cdot \text{K})$),再经完全退变作用角闪石转化为斜长石+石英组合($7.69 \text{ W}/(\text{m} \cdot \text{K})$),因此榴辉岩从新鲜到完全退变,导热系数总体降低,但在强退变至完全退变过程中石英增多导致导热系数反而有所升高。

松散煤体的导热系数与粒径分布密切相关,粒径连续性好的煤体与粒径连续性差的松散煤体相比,颗粒间接触较好,导热系数相对大。另外,杂质的加入会使晶体结构变得复杂,使导热性能降低,导热系数也随之降低。

2.2 孔隙率

煤与岩石具有大小不等的孔隙率,其致密程度会引起导热系数的差异。在标准状态下,煤的导热系数是干空气的 $4 \sim 10$ 倍,当孔隙中充入气体时试样的导热系数就降低^[5]。固体颗粒与气体导热机理的不同导致接触面上存在较大的接触热阻,岩土体孔隙度增大会导致接触热阻变大,导热系数变小。

大多数地区岩层的导热系数均呈现新地层小、老地层大的规律^[12-13,20-21],导热系数随深度增加也略有增大的趋势,如准噶尔盆地^[10,22]、辽河盆地^[11]、东海陆架地区^[21],这种现象与孔隙率的变化有关。沉积岩沉积之初,岩层未压实,导热系数低;随着岩层的逐渐压实,孔隙率减小,导热系数相对增加^[22]。在同一时期,沉积盆地的地表浅部沉积层压实程度低,导热系数低;盆地深部沉积地层压实程度高,则导热系数高。不同岩性的导热系数随深度有不同的变化趋势:泥岩和砾岩的导热系数与深度的相关性小,而以粒间孔为主要储集空间的砂岩类和以裂缝为主要储集空间的火山岩类导热系数随深度的增加有所增大,主要是由于压实作用增强,砂岩和火山岩的孔隙度降低明显^[10,24]。

2.3 含水率

含水率对冻土、膨润土、煤层等相对软弱的岩土导热系数影响较大,无论处于冻结或是融化状态,岩土体的导热系数均随含水率的增加而增大^[4,24-25]。在标准状况下,水的导热系数大约是干空气的 20 倍,加上水分在岩土体颗粒与气体的接触面上可形

成水膜,减小接触热阻。这双重因素导致当松散岩土体孔隙中的气体被水分代替后,整体的导热系数也随之增大。

关于饱水情况下的导热系数和干岩样导热系数之间的差异,前人也进行了一些样品研究。栾锡武等通过测定中国东海地区的泥岩、砂岩导热系数,得出饱和样的导热系数均大于对应的干岩样导热系数^[21]。李国桦对柴达木盆地的饱水岩石导热系数测试,结果表明地层越新饱和后的导热系数增长幅度越大,随深度的增加饱水的影响越来越小^[27]。这与新地层和浅部地层的孔隙率相对较大有关。

在实际地层含水的情况下,其导热能力要高于在实验室条件下测得的不含水样品导热能力。在进行大地热流研究中,应将干岩样的导热系数换算成饱水时的导热系数。饱和水对岩石导热系数的影响取决于岩石中水含量,即与岩石的孔隙度有关,孔隙度越高,岩石饱和水导热系数越高。孔隙度较大的砂岩、粉砂质泥岩及泥岩需要进行饱水校正,其校正量多为 $0\% \sim 50\%$ ^[28]。而对于埋深大且致密坚硬的灰岩、白云岩等碳酸岩,由于岩石本身已相当致密,孔隙度小,饱水校正对岩石导热系数的影响可忽略^[29]。

2.4 温度

当温度变化时,任何材料的导热系数会随着温度的变化而变化,导热系数和温度之间满足公式^[30]

$$\lambda = \lambda_0(1 + bT) \quad (2)$$

式中: b 为温度系数,一般为常数; λ_0 为该物质在 0°C 时的导热系数; T 为温度。在比较宽阔的温度区间,大多材料的导热系数都可采用该线性公式。松散煤体、土壤、岩石中的固体颗粒、孔隙气体和水分的导热系数符合按上述规律,因此岩土体的导热系数也符合上述规律,并受各组分含量控制。

岩土导热系数随温度变化规律的研究成果并不多见,Carlsaw 最早提出一个线性公式,提出温度影响系数 β ^[31]。黄土状土、石英砂、大理石等岩土材料 β 普遍较小,大多在 10^{-3} 数量级上,即温度效应影响不大^[32]。松散煤体的导热系数与温度在 $100^\circ\text{C} \sim 300^\circ\text{C}$ 范围内呈近似线性变化,随着温度上升而增大,但是超过 100°C 时有一个明显的转折^[33]

$$\lambda = p_1 + q_1 T \quad 0^\circ\text{C} < T \leq 100^\circ\text{C} \quad (3)$$

$$\lambda = p_2 + q_2 T \quad 100^\circ\text{C} < T \leq 300^\circ\text{C} \quad (4)$$

式中: p_1 、 q_1 、 p_2 和 q_2 为待定常数。

在常温下,温度对土壤导热系数的影响很小,可以忽略。在温度进一步升高时,土壤导热系数的变化趋于复杂,当土壤温度较高(大于 30°C)时,应考

虑水汽潜热传热作用^[34]。

珠光砂和玄武岩导热系数也均随温度线性增加^[35-36]。但有学者通过实验得到钙质粉砂岩、变质凝灰岩、石英砂岩、泥质粉砂岩的导热系数随温度升高而明显下降的结论^[37]。可见不同岩性的导热系数随温度的变化较复杂,在应用中如果直接套用经验公式可能得到与实际情况相反的结果。

2.5 各向异性

由于层理、面理等结构面的存在,使得岩石导热系数沿不同的传导方向大小不同,这种性质称为岩石导热系数的各向异性。为描述岩体导热系数在不同方向上的差异,导热系数的各向异性值计算公式为^[18]

$$A_k = \frac{\lambda_{\parallel} - \lambda_{\perp}}{(\lambda_{\parallel} + \lambda_{\perp})/2} \quad (5)$$

式中: A_k 为导热系数的各向异性; λ_{\parallel} 、 λ_{\perp} 分别为平行和垂直面理方向的导热系数。 A_k 越大,表示岩体在不同方向上的导热系数差异越大,岩体越不完整。

产生岩石导热系数各向异性的原因主要有:单个造岩矿物晶体的导热系数各向异性;岩石内矿物的定向排列、岩石中定向排列的微裂与宏观上的裂隙、面理等^[18]。大多数岩石导热系数都在垂直于面理的方向上具有最小值,在平行面理方向上具有最大值。

3 导热系数的测定方法

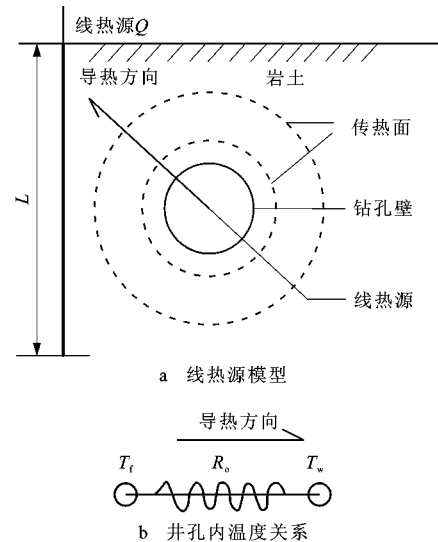
3.1 现场测试法

岩土是多孔和多裂隙介质,其热量传递伴随着水分迁移,是复杂的传热过程,其导热系数大小取决于岩性组合、孔隙度、深度、温度等条件。现场测试得到的导热系数综合考虑了钻孔或竖井内地质结构、水分迁移等,与实际情况最相符。在设计地下换热系统中,通常需要现场测试土壤的导热系数,即利用竖井进行现场热反应测试,在此以地下换热器为例说明处理现场导热系数测试数据的方法。

地下换热器传热过程可以看作是一定边界条件和初始条件下求解导热微分方程的问题。目前常用来处理现场测试数据的模型包括线热源模型(图 2)和柱热源模型(图 3)^[38-39]。

(1)线热源模型。1948 年 Ingersoll 等在开尔文线源理论的基础上提出了线热源模型^[40-41],该模型将地下埋管换热器的中心轴线视为线热源,呈辐射状向周围传热,且这种传热是随时间变化的不稳定传热。其温度解析式可表示为

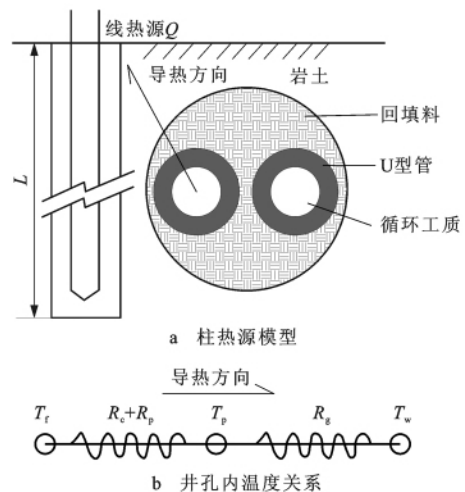
$$T(r, t) - T_g = \frac{Q}{4\pi\lambda_s L} \ln t + \frac{Q}{4\pi\lambda_s L} \left[\ln \left(\frac{4\alpha}{r^2} \right) - \gamma \right] \quad (6)$$



注:据文献^[38]修改。

图 2 线热源模型及井孔内温度关系示意图

Fig. 2 Scheme of Linear Heat Source Model and Temperature in Drill Hole



注:据文献^[39]修改。

图 3 柱热源模型及井孔内温度关系示意图

Fig. 3 Scheme of Columnar Heat Source Model and Temperature in Drill Hole

式中: $T(r, t)$ 为 t 时刻半径 r 处的土壤温度; T_g 为 t 时刻土壤远边界初始温度; Q 为埋管热流; λ_s 为周围岩土导热系数; L 为钻孔深度; α 为土壤的热扩散率; γ 为欧拉常数 0.577 2。

假设沿深度方向单位深度钻孔总热阻为 R_0 , 对于特定的钻孔埋管, R_0 是定值, 则

$$T_f = T_w + \frac{Q}{2\pi r_b L} R_0 \quad (7)$$

式中: T_f 为埋管内流体平均温度; T_w 为地下埋管外壁温度; r_b 为钻孔半径; R_0 为埋管内流体与钻孔壁间单位深度钻孔总热阻。

令式(6)中 r 等于钻孔半径 r_b , 则

$$T_f = \frac{Q}{4\pi\lambda_s L} \ln t + \left\{ \frac{Q}{4\pi\lambda_s L} \left[\ln \left(\frac{4\alpha}{r_b^2} \right) - \gamma \right] + \frac{Q}{2\pi r_b L} R_0 + T_g \right\} \quad (8)$$

对于特定的钻孔埋管, 式(8)右侧只有 $\ln t$ 一个变量, 可将式(8)简化为

$$T_f = m \ln t + b \quad (9)$$

其中
$$m = \frac{Q}{4\pi\lambda_s L} \quad (10)$$

$$b = \frac{Q}{4\pi\lambda_s L} \left[\ln \left(\frac{4\alpha}{r_b^2} \right) - \gamma \right] + \frac{Q}{2\pi r_b L} R_0 + T_g \quad (11)$$

$$T_f = (T_{g, \text{in}} + T_{g, \text{out}}) / 2 \quad (12)$$

式中: $T_{g, \text{in}}$ 、 $T_{g, \text{out}}$ 分别为埋管进、出口温度的测量值; m 、 b 为中间变量。

通过实验测得埋管热流(输入功率) Q 及不同 t 时刻埋管进、出口温度值^[39], 得到 T_f 与 $\ln t$ 线性拟合, 斜率即为 m , 由式(10)即可计算周围岩土体的导热系数 λ_s 。

胡平放等利用线热源模型分析了流量、地埋管进水温度、测试时间、地埋管单位埋深加热功率的变化等因素对单位孔深换热量和大地有效导热系数的影响^[1, 38, 41]。

(2)柱热源模型。计算该模型时要把井孔内导管等效为一个与井孔轴线同轴的当量圆柱管, 即柱热源。对于恒温或恒热流情况, 通过测量温度和热流量, 用相应的传热模型进行传热运算逼近拟合即可获得导热系数。Ingersoll 等给出恒热流情况下的圆柱源解析解^[42], 对于常热流密度的圆柱热源, 埋管井周围无限土壤介质中温度场分布可表达为

$$T_r - T_g = \frac{Q}{\lambda_s L} G(z, p) \quad (13)$$

式中: $G(z, p)$ 为理论积分解 G 函数, 是时间 t 和半径 r 的函数, 可利用计算线图直接查得; T_r 为距柱热源 r 处土壤介质中温度; z 为傅里叶数, $z = at/r_0^2$; p 为无因次半径, 计算温度处的半径与孔洞半径之比, $p = r/r_0$; r_0 为柱热源半径。

为了能够应用柱热源模型进行求解, 把 U 型管等效为一个当量直径为 D_e 的圆柱管。等效管管径为 $D_e = n^{1/2} D_0$ ^[43]。 D_0 为 U 型管外径; 对单管, $n = 2$; 对双 U 型管, $n = 4$ 。把当量 U 型管与循环流体看作柱热源, 并假设回填料与周围土壤具有相同的热物性, 式(13)所求的就是当量管外温度: $T_r = T_w$ 。

采用与线热源模型同样的方法, 由式(7)可得埋管内流体平均温度

$$T_f = T_g + \frac{Q}{L} \left[\frac{G(z, p)}{\lambda_s} + \frac{R_0}{2\pi r_b} \right] \quad (14)$$

利用参数估计法及最优化理论, 通过不断调整传热模型中土壤的热物性参数值(包括周围岩土导热系数 λ_s 、容积比热容 $\rho_s c_s$ 及单位深度钻孔总热阻 R_0), 循环流体平均温度的模型计算值与测量值之间的方差和 S_{SSE} 最小时, λ_s 即为最终的土壤热物性参数优化值。其优化目标函数^[39]

$$S_{\text{SSE}} = \sum_{i=1}^N (T_{\text{exp}i} - T_{\text{cal}i})^2 \quad (15)$$

式中: $T_{\text{exp}i}$ 为循环水在第 i 个测量点所对应的平均温度测量值; $T_{\text{cal}i}$ 为循环水在第 i 个测量点所对应的平均温度计算值; N 为测量点个数。

高青等提出简化柱热源模型, 对 G 函数进行简化^[39]。张于峰等采用柱热源模型, 在天津地区建立了无限大区域内 U 型换热器与土壤间非稳态传热的二维数学模型^[44], 对该地区土壤源热泵间歇运行 6 年的土壤温度分布规律进行了模拟。另外, 王余富等提出了确定岩石导热系数的一种方法, 即采用现场围岩温度实测与 Ansys 有限元分析结合, 先假定围岩的导热系数, 并应用于隧道温度场的计算和模拟, 在隧道温度实测值与模拟值很好地吻合时确定岩土体导热系数^[45]。这种测定岩石导热系数的方法虽然利用了实测的围岩温度, 但计算机模拟毕竟不能完全反映出实际的地质情况, 得到的导热系数与实际情况会有较大误差。

3.2 室内测试法

对无法完成原位试验的就必须在实验室内测定导热系数值, 但实验测量的导热系数需要校正以满足实际温压条件。室内测试法包括稳态测试法和非稳态测试法。

3.2.1 稳态测试法

稳态测试法是利用稳定传热过程中传热速率等于散热速率的热平衡条件来测得导热系数, 包括热流计法、保护热板法和圆管法^[46]。稳态测试法一般需要较长的试验时间, 要求热流线必须垂直于试样的横面积, 测量误差很小, 但对试样的尺寸要求偏大, 且试验过程中湿土的水分在温度梯度作用下可能发生迁移^[18]。该方法适用于测量中低导热系数材料, 测量的精度高。

3.2.2 非稳态测试法

非稳态测试法多用于研究高导热系数材料^[46], 或在高温条件下进行测量的材料, 可分为热线法^[26]、热带法、常功率热源法和激光闪烁法。其理

论依据最早可追溯到 Carlsaw, 即求解在无限大介质中常功率线热源的径向一维稳态导热问题, 利用测量岩石的热扩散率计算岩石的导热系数。测量时样品的温度分布随时间变化, 在样品的另一部分测量温度随时间变化的速率然后推导出非稳定导热方程, 代入特定的边界条件求解。该方法不需要建立稳定的温度场, 试验时间较短, 一般在几分钟内完成, 具有测定周期短、速度快的优点, 适用于小样品, 但测量精度比稳态测试法偏低。

3.3 组分类型辨别法

在无法完成现场测试时, 可根据地层的岩性组合平均得到地层导热系数。煤与岩石都具有天然各向异性、均属多相介质、天然的不均匀性等固有特征。当岩土体的孔隙中饱含水时, 形成固体—液体两相介质, 其孔隙中充满瓦斯或是混合气体时, 形成固体—气体两相介质; 当孔隙中既含水又含气时, 就形成固—液—气三相介质。其导热系数的大小与组成相的导热系数、各相所占体积及其分布、排列和取向等因素有关^[7]。众多学者把混合物中相的分布常常简化为平行板式相分布、主要相为连续相、主要相为不连续相 3 种典型模式, 平行板式相分布的物体导热系数各向不等。

(1) 当热传导方向与平行板平面平行时 (图 4), 整个试块相当于一个多路并联电路, 这时平行板内每一层均具有相同的温度梯度, 整块板的导热系数为最小总体导热系数 λ_{\min} , 数值上为三相导热系数的调和加权平均值

$$\frac{1}{\lambda_{\min}} = \frac{1-n}{\lambda_s} + \frac{nS_r}{\lambda_w} + \frac{n-nS_r}{\lambda_a} \quad (16)$$

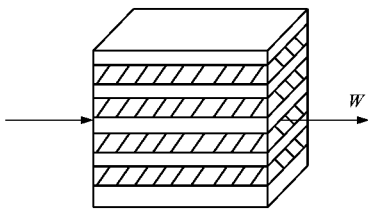


图 4 并联模式的平行板式相分布

Fig. 4 Parallel Plate Phase Distribution in Parallel Mode

(2) 当热传导方向与平行板平面垂直时 (图 5), 整个试块相当于一个多级串联电路, 这时平行板内每一层通过的热量相等, 整块板的导热系数为最大总体导热系数, 数值上为三相导热系数的算术加权平均值

$$\lambda_{\max} = (1-n)\lambda_s + nS_r\lambda_w + n(1-S_r)\lambda_a \quad (17)$$

式中: λ_s 、 λ_w 、 λ_a 分别为固相、液相、气相的导热系数; n 为有效孔隙度; S_r 为饱和度。

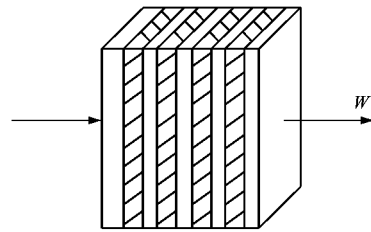


图 5 串联模式的平行板式相分布

Fig. 5 Parallel Plate Phase Distribution in Series Mode

对于黏土介质、高压实膨润土^[47], 总体导热系数应为三相导热系数的几何加权平均值, 但在含水率较小或较大时, 误差较大。几何加权平均值为

$$\lambda = \lambda_s^{1-n} \lambda_w^{nS_r} \lambda_a^{n(1-S_r)} \quad (18)$$

上述计算煤与岩石导热系数的公式是理想化的, 往往带有较大的局限性。因此在实际中多依靠实验测试来获得煤与岩石的导热系数。

3.4 利用 P 波速度估算导热系数

对地下无法直接测量的地质单元, 可通过测量岩石的地震波速度来间接求取岩石导热系数。彭担任等通过分析声波在岩体中传播的速度变化来推算导热系数, 煤、砂岩和泥岩的 V_p (声波在介质中传播的纵波速度), V_s (横波速度) 与导热系数 λ 存在相关性较好的线性回归方程^[48]。欧新功等对中国大陆科学钻探 (CCSD) 主孔的新鲜榴辉岩、退变质榴辉岩、副片麻岩和正片麻岩样品的导热系数和超声波速度的相关性进行分析, 并分别建立了利用岩石 P 波速度估算导热系数的计算方程^[49]。利用测得的 P 波速度估算相应的导热系数, 结果显示估算值和实测导热系数平均值非常接近。

因此, 利用 P 波估算岩石导热系数是可行和实用的。煤层和岩体中声波速度较易在天然条件下测得, 并可用实验室测试数据来验证。这为确定钻孔中无法揭露的煤层和岩层的导热系数提供了原位测定的新方法。

4 结语

(1) 岩土体的导热系数是土木工程热工计算的重要参数, 与岩土体的地层岩性、孔隙率、含水率、温度、各向异性有关, 这在冻土工程、煤层开采、地源热泵工程、膨润土导热性能等研究中均得到证实。导热系数随地层岩性从大到小排列为海相碳酸盐岩、陆相碎屑岩、火成岩, 变质岩导热系数与母岩和变质程度有关; 同种岩层的导热系数随沉积过程延续或深度增加而增大; 含水率对软弱岩石的导热系数影响较大, 导热系数随含水率增大而增大, 对孔隙度较

大的岩层需进行饱水校正;不同岩性的导热系数随温度的变化较复杂,在应用中需结合实际地层考虑;由于结构面的存在,岩体的导热系数存在各向异性。

(2)导热系数的测定方法包括现场测试法、室内测试法、组分类型辨别法以及利用P波速度估算等。利用现场数据求解导热系数时常使用线热源模型和柱热源模型;室内测试法包括稳态测试法和非稳态测试法,分别应用于中低导热系数材料和高导热系数材料;对于组分类型辨别法,平行板式相分布的物体导热系数是各向不等的,热传导方向与平行板平面平行和垂直时分别具有最小和最大总体导热系数;对地下无法直接测量的地质单元,可利用P波速度估算导热系数。

(3)要得到准确的导热系数,须基于岩土体的导热系数范围和样品特征选取正确的测定方法。

参考文献:

- [1] 胡平放,孙启明,於仲义,等.地源热泵埋管换热热量与岩土热物性的测试[J]. 煤气与热力,2008,28(8):1-4.
- [2] 牛富俊,马巍,吴青柏.青藏铁路主要冻土路基工程热稳定性及主要冻融灾害[J]. 地球科学与环境学报,2011,33(2):196-206.
- [3] 靳德武,牛富俊,陈志新,等.冻土斜坡模型试验相似分析[J]. 地球科学与环境学报,2004,26(1):29-32.
- [4] 刘月妙,陈璋如.内蒙古高庙子膨润土作为高放废物处置库回填材料的可行性[J]. 矿物学报,2001,21(3):541-543.
- [5] 汤其建,张国枢,陈清华.松散煤体导热系数影响因素分析[J]. 江西煤炭科技,2006(4):24-26.
- [6] 孙斌祥,徐学祖,赖远明,等.块石路堤、护坡导热系数的实验研究[J]. 中国公路学报,2003,16(3):7-11.
- [7] 彭担任,程普军.煤与岩石的导热性能及热导率研究[J]. 煤,1999,8(4):13-15.
- [8] Frie D E. Thermal Conduction Contribution to Heat Transfer at Contacts[J]. Thermal Conductivity,1969(2):197-199.
- [9] 陶士振,刘德良.郯庐断裂带及邻区地热场特征、温泉形成因素及气体组成[J]. 天然气工业,2000,20(6):42-47.
- [10] 王社教,胡圣标,汪集旸.准噶尔盆地地热流及地温场特征[J]. 地球物理学报,2000,43(6):771-779.
- [11] 王永新,冯殿生,汪集旸,等.辽河盆地东部凹陷现今地温场及热历史的研究[J]. 地球物理学报,2003,46(2):197-202.
- [12] 潘树仁,丁致中.苏南地区地热地质特征[J]. 江苏地质,2001,25(4):228-233.
- [13] 王良书,李成,施央申,等.下扬子区地温场和大地热流密度分布[J]. 地球物理学报,1995,38(4):469-476.
- [14] 卢庆治,胡圣标,郭彤楼,等.川东北地区异常高压形成的地温场背景[J]. 地球物理学报,2005,48(5):1110-1116.
- [15] 刘建军,刘海蕾.岩石热物理性质测试与分析[J]. 西部探矿工程,2009(4):144-148.
- [16] 朱国平,刘晓东,罗太安.含水率和添加剂对膨润土导热性能影响的研究[J]. 东华理工学院学报,2007,30(1):60-63.
- [17] 汪集旸,胡圣标,杨文采.中国大陆科学钻探先导孔地热测量[J]. 科学通报,2001,46(10):847-850.
- [18] 欧新功,金振民,王璐,等.中国大陆科学钻探主孔100~2000 m岩石热导率及其各向异性:对研究俯冲带热结构的启示[J]. 岩石学报,2004,20(1):109-118.
- [19] 吴耀,金振民,欧新功,等.中国大陆科学钻探(CCSN)主孔地区岩石圈热结构[J]. 岩石学报,2005,21(2):439-450.
- [20] 邱楠生.中国西北部盆地岩石热导率和生热率特征[J]. 地质科学,2002,37(2):196-206.
- [21] 栾锡武,高德章,喻普之,等.我国东海陆架地区新生代地层的热导率[J]. 海洋与湖沼,2002,33(2):151-159.
- [22] 邱楠生,王绪龙,杨海波,等.准噶尔盆地地温分布特征[J]. 地质科学,2001,36(3):350-358.
- [23] 邱楠生,顾先觉,丁丽华,等.柴达木盆地西部新生代的构造-热演化研究[J]. 地质科学,2000,35(4):456-464.
- [24] 袁玉松,米立军,张功成,等.沉积盆地地温梯度研究中应注意的问题[J]. 地质论评,2009,55(4):531-535.
- [25] 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.
- [26] 温智,盛煜,马巍,等.青藏高原北麓河地区原状多年冻土导热系数的试验研究[J]. 冰川冻土,2005,27(2):182-187.
- [27] 李国桦.柴达木盆地大地热流特征及地壳热结构分析[D].北京:中国科学院地质研究所,1992.
- [28] 冯昌格,刘绍文,王良书,等.塔里木盆地中央隆起区现今地温场分布特征及其与油气的关系[J]. 地球科学——中国地质大学学报,2010,35(4):645-656.
- [29] 王钧,汪维安,沈继英,等.塔里木盆地的大地热流[J]. 地球科学——中国地质大学学报,1995,20(4):399-404.
- [30] 杨世铭,陶文铨.传热学[M].北京:高等教育出版社,1998.
- [31] Carslaw H S, Jaeger J C. Conduction of Heat in Solids [M]. New York: Oxford University Press,1959.
- [32] 张延军,于子望,黄芮,等.岩土热导率测量和温度影响研究[J]. 岩土工程学报,2009,31(2):213-217.
- [33] 张国枢,戴广龙.煤炭自燃理论与防治实践[M].北京:煤炭工业出版社,2002.
- [34] 陆森,任图生.不同温度下的土壤热导率模拟[J]. 农业工程学报,2009,25(7):13-18.
- [35] 焦安军,厉彦忠,张瑞,等.稳态及非稳态传热条件下膨胀珍珠岩绝热性能的研究[J]. 低温工程,2001(2):48-52.
- [36] 闫全英,于建国,尚德库,等.玄武岩料床导热系数的计算方法和实验研究[J]. 河北工业大学学报,2000,29(5):29-32.
- [37] 赵永信,杨淑贞,张文仁.岩石热导率的温压实验及分析[J]. 地球物理学进展,1995,10(1):104-113.
- [38] 宋春节,刘立芳,丁良士.埋管单位埋深加热功率的变化对大地有效导热系数测量的影响[J]. 制冷与空调,2010,10(2):26-30.
- [39] 高青,余传辉.地下土壤导热系数简化柱热源模型确定方法[J]. 太阳能学报,2007,28(12):1402-1406.
- [40] Ingersoll L R, Plass H J. Theory of the Ground Pipe Heat Source for the Heatpump[J]. ASHVE Transactions, 1948, 25(47):339-348.

(下转第433页)

- [2] 蒋海昆,傅征祥,刘杰,等. 中国大陆地震序列研究[M]. 北京:地震出版社,2007.
- [3] 蒋海昆,李永莉,曲延军,等. 中国大陆中强地震序列类型的空间分布特征[J]. 地震学报,2006,28(4):389-398.
- [4] 苏有锦,赵小艳. 全球8级地震序列特征研究[J]. 地震研究,2008,31(4):308-316.
- [5] 王青,李国蓉,梁斌,等. 龙门山地震带5.12汶川地震余震空间分布特征[J]. 地质科技情报,2009,28(2):1-6.
- [6] 李志雄,邵志刚,赵翠萍,等. 汶川8.0级地震序列活动的分段性研究[J]. 地震,2009,29(1):26-32.
- [7] 蒋海昆,黎明晓,吴琼,等. 汶川8.0级地震序列及相关问题讨论[J]. 地震地质,2008,30(3):746-758.
- [8] 程万正,阮祥,张致伟. 汶川8.0级地震序列及震型判定[J]. 地震,2009,29(1):15-25.
- [9] 程万正. 汶川8.0级地震序列的时空扩展与强余震趋势的阶段估计[J]. 四川地震,2009(4):1-11.
- [10] 华卫,陈章立,郑斯华. 2008年汶川8.0级地震序列震源参数分段特征的研究[J]. 地球物理学报,2009,52(2):365-371.
- [11] 王卫民,赵连锋,李娟,等. 四川汶川8.0级地震震源过程[J]. 地球物理学报,2008,51(5):1043-1410.
- [12] 刘凯,廖顺宝,张赛. 中国地震发生频率与烈度的空间分布[J]. 地理科学进展,2008,27(3):13-18.
- [13] 陈非比,张建华,刘秉良. 唐山地震[M]. 北京:地震出版社,1979.
- [14] Utsu T. Aftershocks and Earthquake Statistics: Some Parameters Which Characterize Aftershock Sequence and Their Interrelation[J]. Journal of the Faculty of Science, Hokkaido University, Series 7, 1969(2):129-195.
- [15] 王俊,阮祥,郑江蓉,等. 汶川地震序列b值的分析研究[J]. 地震地磁观测与研究,2009,30(2):15-21.
- [16] 韩志军,王桂兰,周成虎,等. 地震序列研究现状与研究方向探讨[J]. 地球物理学进展,2003,18(1):74-78.
- [17] 焦远碧. 地震序列类型、地震序列b值与地震大形势关系初探[J]. 地震,1998,18(1):33-40.
- [18] 彭建兵,马润勇,范文,等. 汶川大震的科学思考[J]. 地球科学与环境学报,2009,31(1):1-29.
- [19] 白贵霞,程传录,郭春喜,等. 汶川地震地形形变监测与分析[J]. 地球科学与环境学报,2010,32(2):205-210.
- [20] 吕坚,苏金蓉,靳玉科,等. 汶川8.0级地震序列重新定位及其发震构造初探[J]. 地震地质,2008,30(4):917-925.
- [21] 刘春,吴忠良,蒋长胜. 汶川地震序列中较大深度余震的一种可能的直接观测证据[J]. 中国地震,2009,6(2):113-122.
- [22] 秦四清,熊巨华,薛雷,等. 强震的孕育规律与孕震模式[J]. 地球科学与环境学报,2011,33(3):311-316.
- [23] 杨国栋. 汶川8.0级地震序列动态跟踪过程对地震预报的启示[J]. 西北地震学报,2009,31(2):201-206.

(上接第427页)

- [41] 杨卫波,施明恒,陈振乾. 基于解析法的地下岩土热物性现场测试方法的探讨[J]. 建筑科学,2009,25(8):60-64.
- [42] Ingersoll L R, Zobel O J, Ingersoll A C. Heat Conduction with Engineering, Geological and Other Applications [M]. New York: McGraw Hill, 1954.
- [43] 刘正华,陈汝东,李芑,等. 土壤源热泵系统埋地换热器换热性能研究[J]. 流体机械,2007,35(3):63-67.
- [44] 张于峰,陈成敏,聂金哲,等. U型埋管系统地下传热数值模拟[J]. 天津大学学报,2010,43(8):717-721.
- [45] 王余富,谢永利. 岩石导热系数确定的一种新方法[J]. 低温建筑技术,2009(9):11-12.
- [46] 闵凯,刘斌,温广. 导热系数测量方法与应用分析[J]. 保鲜与加工,2005,5(6):35-38.
- [47] 沈珍瑶,李国鼎,李书绅. 高压实膨润土的导热性能[J]. 大坝观测与土工测试,1998,22(3):39-40.
- [48] 彭担任,王占国,孙新刚,等. 煤层岩体中声波速度与导热系数的关系[J]. 矿业安全与环保,1999(1):11-13.
- [49] 欧新功,金振民,夏斌,等. 利用超高压变质岩的P波速度估算地下岩石的热导率[J]. 地球科学——中国地质大学学报,2006,31(4):564-568.