

土壤的比热和热导率的测量*

余 正

(南京大学)

土壤的比热和热导率是遥感遥测中的二个重要参数。作者参考普通物理的实验原理,采取了一些特殊方法,对几种土壤样品的这二个物理量进行了实测。结果与文献〔1〕中作为热工材料的一般砂土的数据相接近。现将测试方法和部分结果介绍如下。

一、比热测量

比热用混合量热法测定〔2〕。将质量为 M 克、温度为 T 的土壤样品沉入装着 m 克水初温为 t 的量热器中,量热器的热容量为 w ,达到热平衡后,终温为 t' 。设被测样品的比热为 C_x ,而取水的比热为 $C_0 = 1$ 卡/克·度。热平衡方程为:

$$C_x M(T - t') = (C_0 m + w)(t' - t)$$

由此计算出样品比热为:

$$C_x = \frac{w + m}{M} \cdot \frac{t' - t}{T - t'} \quad (1)$$

温度测量用铜—康铜热电偶,并用PZ-12a型双积分数字电压表测热电势 e 。这一装置对温度测量的精密度很容易达到 0.01°C 。热电偶的基准端是用放在保温瓶中接近室温的水。在测量周期中这水温是相当稳定的。基准点的温度用刻度为 0.1°C 的精密水银温度计测定。这样,温度测量的准确度为 0.1°C 。由(1)式可知,比热测量需要精确的温度差,而不是准确的温度绝对量。因此我们应力求基准点的稳定而不是准确。当然,由于热电偶分度(即温度与热电动势的关系)的非线性,基准点温度读数也不能太粗糙。众所周知,通常总是用冰水混合物作为 0°C 的基准。但由于水的纯度、大气压、冰块的数量等因素会造成相当大的偏差(有时可达 $1-2^\circ\text{C}$)。故用冰水混合物作基准,要达到高的稳定性和准确度并非一件易事。

量热器采用玻璃杜瓦瓶(即小号保温瓶胆),用聚苯乙烯硬泡沫塑料作盖子,不用搅拌器,其绝热性能很好,在一次测试周期中可忽略其与环境的热交换。其缺点是玻璃的热容量大,热导率小,容易造成量热器内的温度不均匀。因此不用搅拌器而采取强烈摇晃的方法来达到热平衡,基本上避免了这些缺点。量热器的热容量也用混合法测量:先在量热器中装入一半冷水,质量为 m_1 、温度为 t_1 ,再倒入质量为 m_2 ,温度为 t_2 的热水,混合后的温度为 t_3 ,则量热器的热容量为:

$$w = m_2 \frac{(t_2 - t_3)}{(t_3 - t_1)} - m_1 \quad (2)$$

用实测热容量的方法计入量热器的热吸收,就不必知道量热器本身的比热和质量。且由于在

* 本项工作得到中国科学院南京土壤研究所刘兴文同志和南京大学物理系张汉鹤同志的帮助,特此致谢。

与测比热相同的条件下测量热器热容量，也有利于减小系统误差。热容量值作为量热器的重要参数，必须经多次测量务使准确。

样品呈松散状(土壤风干后过20目筛)，为了尽量使其温度均匀且在向量热器转移的过程中不发生热损失，可以用室温的土壤样品而水温为低于室温的冷水。这一简单的措施，避免了恒温操作等复杂装置和步骤。

土壤的比热与含水量有关，但完全烘干的土壤暴露在空气中会很快地吸收水份。因热容量是广延量，有可加性，测出与环境湿度相平衡的含水土样的比热和含水率，不同含水率的土壤比热都可以推算出来。此外，严格地说，物质的比热与温度有关，这里仅测量常温范围内的比热值，将其视作常量。

表1以4号土样为例，列出完整的测量数据及结果，以供参考。表2为五种不同采集点土样的比热测量结果。

表1 土壤比热测量记录表

测量次数		1	2	3
量热器空重 m_0 (克)		179.5	179.2	179.6
加冷水称重 m_1 (克)		286.2	275.0	330.5
加土样称重 m_2 (克)		393.3	374.0	450.6
水质量 $m = m_1 - m_0$ (克)		106.7	95.8	150.9
土质量 $M = m_2 - m_1$ (克)		107.1	99.0	120.1
量热器热容量 (卡/度)			8.94	
热电偶基准温度 t_0 (°C)			29.15	
t_0 相应的热电势 e_0 (微伏)			1161.3	
水 温 度	$\Delta e(t)$ (微伏)	-571.5	-539.5	-581.0
	$e(t) = e_0 + \Delta e(t)$	589.8	621.8	580.3
	t (°C)	15.02	15.82	14.78
样 品 温 度	$\Delta e(T)$ (微伏)	40.0	31.4	42.4
	$e(T) = e_0 + \Delta e(T)$	1201.3	1192.7	1203.7
	T (°C)	30.3	29.92	30.18
混 合 后 温 度	$\Delta e(t')$ (微伏)	-467.8	-441.8	-491.0
	$e(t') = e_0 + \Delta e(t')$	693.5	719.5	670.3
	t' (°C)	17.61	18.26	17.03
比热 C (卡/克·度)		0.2233	0.2213	0.2277
比热平均值		0.2241 ± 0.0026		相对误差 = 1%
含水率*		1.9%		
折合成干土的比热		0.2091		

* 本文中“含水率”定义为：(水重/总重) × 100%

表 2

五种土壤比热测量结果

样品号	采集点及性状*	实测比热及误差	含水率(%)	干土比热
1	潘店北 砂土	0.2027 ± 0.0051	0.4	0.1995
2	沙丘西 壤土	0.2149 ± 0.0056	1.0	0.2069
3	屯里北 砂土	0.2080 ± 0.0023	1.5	0.1959
4	段堤东 壤土	0.2241 ± 0.0026	1.9	0.2091
5	程马牧 粘土	0.2292 ± 0.0003	3.1	0.2045

* 土壤样品均在河南省采集。

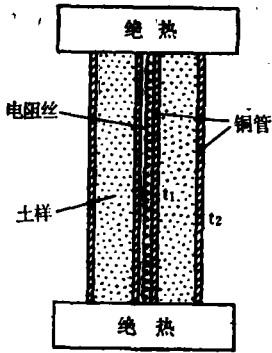


图 1 热导率测量装置

二、热导率的测定

对于松散的土壤样品，用径向稳态热流法测其导热率是较方便的。图 1 是原理性测量装置。内铜管是发热体，其外径为 R_1 ，管内有加热电阻丝。外铜管为散热体，其内径为 R_2 。内外铜管同轴安装，土壤样品填充其间。两端管口用绝热材料封闭。土柱的实际长度即有效长度为 l 。测量时电阻丝通电加热，单位时间发出的热量 q (即功率) 为恒定值。此热量只沿径向传播，经过土样到达外铜管壁而散失于周围环境中 (这里为室内空气)。当单位时间内发热量与散热量相等时，达到了动态平衡，内外铜管有恒定的温度差： $\Delta T = t_1 - t_2$ 。由于纯铜的热导率很高，可以认为沿轴向温度是均匀的，样品中的等温面是与铜管同轴的圆柱面，因此这是一个“一维”的温度场。在样品空间任取一个同轴柱面，其半径为 r ，长度为 l 。此柱面上的温度为 t ，温度梯度为 dt/dr 。根据热传导的傅里叶定律，热流方程为：

$$q = -\lambda \cdot 2\pi r l \cdot \frac{dt}{dr} \quad (3)$$

式中 λ 为热导率 (瓦/厘米·度)。一般说来热导率是温度的函数 $\lambda = \lambda(t)$ ，但在温度范围不大的区域例如室温范围， λ 值变化甚微，可视为常数。因此可将 (3) 式分离变数。边界条件是：圆筒状样品的内壁半径为 R_1 ，温度为 t_1 ，外壁半径为 R_2 ，温度为 t_2 。积分后即得热导率的计算式：

$$\lambda = \frac{q \ln(R_2/R_1)}{2\pi l(t_2 - t_1)} \quad (4)$$

式中 q 为加热功率。设 I 为电阻丝中的电流， V 为两端电压，则 $q = IV$ 。

具体装置中，考虑到土壤的热导率并不很小，圆筒两端可用聚苯乙烯泡沫塑料作绝热体，它的热导率比土壤至少小一个量级，端部的热流损失在我们的测试条件下经估算约为总热流的 0.7%，由此造成的系统误差小于仪器读数的偶然误差，因此在 λ 值的测量和计算中既没有作补偿措施也没有作校正计算，而将它归入误差之内。这样就大大简化了测试和数据处理工作，对结果影响不大。内外筒温度的测量用差分热电偶直接测温度差 $t_1 - t_2 = \Delta T$ ，以避免分别测 t_1 、 t_2 造成的积累误差。当然由于热电偶分度的非线性，还需要用一个热电偶测外壁温度 t_2 。加热电源用直流稳压电源。用同一数字电压表测电阻丝两端电压 V 以及串联在电路中的标准电阻端电压，这个标准电阻是电流取样电阻，由它的端电压来确定电流 I ，从而求得电阻丝

的加热功率IV。加热功率应调节到使 ΔT 在2—5℃的范围内。作者所用的装置具体尺寸是： $R_1=0.30$ 厘米， $R_2=1.43$ 厘米， $l=8.3$ 厘米。计算导热率的(4)式就成为： $\lambda=0.02988IV/\Delta T$ 。所用的加热功率大小，对于干土约为0.4瓦，对于湿土则需加大到1瓦左右。

即使不考虑热导率随温度变化，土壤的成分、空隙率、湿度等对热导率都有很大影响。复合材料的导热机制是复杂的、相加定律对混合物的热导率不适用。下面仅对一种土壤就其含

表3 4号土壤热导率测量记录表

基准点温度	t_0 (°C)	29.15
	e_0 (微伏)	1161.3
外壁温度	Δe_2 (微伏)	112.4
	$e_2 = e_0 + \Delta e_2$ (微伏)	1273.7
	t_2 (°C)	31.88
内壁温度	Δc (微伏)	188.3
	$e_1 = e_2 + \Delta c$ (微伏)	1462.0
	t_1 (°C)	30.43
温差	$\Delta T = t_1 - t_2$ (°C)	4.58
功率	V (伏)	7.08
	I (毫安)	51.9
	P (瓦)	0.367
热导率	$\lambda = 2.40 \times 10^{-3}$ 瓦/厘米·度	

表4 五种土壤热导率测量结果

样品编号	含水率 (%)	容重 (克/厘米 ³)	热导率* (瓦/厘米·度)
1	0.4	1.51	2.83×10^{-3}
2	1.0	1.43	2.68×10^{-3}
3	1.5	1.39	2.49×10^{-3}
4	1.9	1.28	2.40×10^{-3}
5	3.1	1.32	2.68×10^{-3}

* 相对误差 < 2.5%

表5 4号土壤热导率与含水率关系

含水率 (%)	湿容重 (克/厘米 ³)	干容重 (克/厘米 ³)	热导率 (瓦/厘米·度)
1.9	1.28	1.25	2.40×10^{-3}
4.1	1.25	1.20	2.39×10^{-3}
6.3	1.25	1.18	3.05×10^{-3}
10.0	1.36	1.21	6.31×10^{-3}
18.4	1.48	1.21	1.62×10^{-2}
25.4	1.71	1.28	1.44×10^{-2}

水率对热导率的影响作实际测量并进行初浅的讨论。

表3以4号样品为例列出了测试热导率 λ 的各原始数据。表4是五种不同土壤样品的热导率测试结果。表5是4号样品在干容重大致相同情况下热导率与含水率的关系。

从表5中可以看出，随着含水率的增加，土壤热导率变化分三种情况：(1)含水率小于4%，此时土壤呈松散状(不易捏成团块)，水分主要以吸附态存在，因此主要以固体、气体及辐射参与导热。热导率几乎不随含水率变化。(2)含水率在5—20%时，水分逐渐充填土壤颗粒的间隙，以固体、液体导热为主，热导率随含水率近似成线性地增大。(3)水分再增多时，超过填隙的饱和量，由于以水导热为主，热导率将会下降，趋向于纯水的热导率(5.9×10^{-3} 瓦/厘米·度)。如果用表5的数据作出含水率与热导率的关系曲线，则可直观地看出上述趋向。

以上有的解释只是推测性的定性说明，详细的机制以及热导率极大值的确切位置等问题，仍是一个值得探讨的课题。

参 考 文 献

- (1) M.A.米海耶夫，传热学基础(第二版)，5—10页，20—22页，393—398页，高等教育出版社，1958。
- (2) T.H.勃格达诺伐等，物理实验指南(第一版)，第二册，1—4页，高等教育出版社，1955。