

圓柱試驗在飽和土壤熱傳導係數之測定

Soil Column Experiment in Determining Thermal Conductivity for Fully Saturated Soils

農業工程研究中心副研究員兼秘書

農業工程研究中心助理研究員

方文村

簡傳彬

Wen-Tsun Fang

Chuan-Pin Chien

摘 要

本研究參考 Bredehoeft & Papadopoulos (1965) 之方法，提出測定飽和土壤熱傳導係數之解析圖解法。本測定方法採用等向、均質、飽和土壤圓柱實驗，實驗原則為利用熱流傳遞、水分流動皆達到穩態，本法係屬於穩態熱流方法之一。本研究使用桃園地區農田之表層土壤，有壤質砂土、砂質壤土、壤土三種土壤，土壤經過篩、重新裝填入圓柱，經實驗記錄圓柱滲漏水量及不同位置之土壤溫度。將土壤溫度正規化後，繪成一維分布圖，以圖解法比對得出 Peclet 參數值，配合所觀測的穩定達西流速，計算可得所使用壤質砂土、砂質壤土、壤土之飽和土壤熱傳導係數測定結果分別為 4.99×10^{-3} 、 2.24×10^{-4} 、 $1.18 \times 10^{-5} \text{ cal/cm} \cdot \text{sec} \cdot ^\circ\text{C}$ 。本研究實驗室之方法可與 Bredehoeft & Papadopoulos (1965) 提供之方法相輔相成達成量測野外地下水流動速率。

關鍵詞：土壤熱傳導係數，穩態熱流方法，圖解法。

ABSTRACT

This study proposes an analytical graphical method for use in the laboratory to determine thermal conductivity for fully saturated soils, in which the method by Bredehoeft & Papadopoulos (1965) is referenced. The method is to be applied in isotropic, homogeneous, and fully saturated soils. It is required that steady state of water and heat flow is reached. The analytical graphical method is belonged to one of steady-state heat flow methods. This study used surface soils in Taoyuan farm area and the three kinds of surface soils were classified as loamy sand, sandy loam and loam. The soils were sieved and repacked into test columns. Outflow rate and soil temperature at different locations were recorded during the experiment. Observations of soil

temperature were normalized and plotted into one-dimensional distribution charts. The Peclet number is then determined by fitting the analytical curves in the charts. With the observed steady Darcy velocity for the soil column, the thermal conductivity for loamy sand, sandy loam and loam in the experiment is 4.99×10^{-3} , 2.24×10^{-4} and $1.18 \times 10^{-5} \text{ cal/cm} \cdot \text{sec} \cdot ^\circ\text{C}$, respectively. This analytical graphical method in laboratory along with the method by Bredehoeft & Papadopoulos (1965) can be used in estimating groundwater velocity in the field.

Keywords: Thermal conductivity for soils, Steady-state heat flow method, Graphical method.

一、前言

地下水之流動與土壤溫度梯度息息相關，許多研究顯示土壤溫度梯度影響土壤中水分之流動(例如：Philip & De Vries, 1957; Nassar 等, 1992; 方與簡, 2001)。近幾十年來，許多研究嘗試了解溫度對土壤物理及化學性質所造成之影響，最近之研究則著重在水分及熱量在土壤中之傳遞模式化研究(例如：Nassar & Horton, 1992)。土壤中水分流動之參數，最重要為土壤水力傳導係數(hydraulic conductivity)，其因為溫度影響水的黏滯性，所以該係數為溫度變化的函數，亦即為熱量傳遞的函數。然當水力傳導特性在實驗室中被測試時，野外條件下所作之類似實驗卻因為溫度之效應相當小，故相關之研究較少(Jaynes, 1990)，或因野外周遭環境相當複雜難以操控，而只能獲得相當少的資訊。然而，一些溫度對土壤各種現象之影響效應皆陸續有被探討，如溫度之增加導致滲流(seepage)及入滲(infiltration)增加之現象曾被觀測過(例如：Constantz 等, 1994)；或為了解在分層土壤交界處之熱波(thermal wave)的反射與傳輸係數，Karam (2000)利用熱波模式以建立非均質土壤之溫度剖面。

孔隙物質中的熱量傳遞數值模式之控制方程式如下(相關符號說明及導證請參閱第二節)：

$$\frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} - \frac{\rho c}{K_T} \left[\frac{\partial(v_x T)}{\partial x} + \frac{\partial(v_y T)}{\partial y} + \frac{\partial(v_z T)}{\partial z} \right] = \frac{\rho_s c_s}{K_T} \frac{\partial T}{\partial t}, \quad (1)$$

在地下水常見的情況下，如欲利用上式預測土壤中熱量的傳遞，除了了解土壤中水分之流動外，土壤之熱傳導係數(thermal conductivity) K_T 是必須要給定的。土壤的熱傳導係數 K_T 係該土壤在單位溫度梯度下，所能傳導單位熱量之能力，土壤之 K_T 在某些程度上與溫度相關，但這個相關性在土壤常會遇到的溫度範圍內可以被忽略。

一般而言，影響土壤熱傳導性質的因素有很多，主要的有(Hadas, 1979)：(1)土壤種類及其孔隙率：粒狀物質的顆粒粒徑越小，則熱傳導係數越小。(2)土壤含水量：在低含水量時，由於含水量之改變所導致之熱傳導係數的增加，較大於因土壤統體單位重(bulk density)改變所導致之熱傳導係數的增加；然在高含水量時，土壤統體單位重與含水量對於熱傳導係數的重要性就相反，亦即土壤統體單位重增加所導致之熱傳導係數的增加較大。上述相對重要性的改變係因為較佳顆粒間的接觸導致較佳的熱傳導係數。(3)熱擴散性質：土壤之熱擴散係數(thermal diffusivity) D_h 係熱傳導係數與體積熱容量(volumetric heat capacity)之比。此參數表示一單位體積土壤由於熱量傳遞所造成之溫度改變。土壤之熱擴散係數與土壤質地、礦物成分、組成成

分之體積比等有關。以 ρ_s 及 c_s 表土壤之密度及比熱(specific heat)，則 D_h 表為

$$D_h = \frac{K_T}{\rho_s c_s} \quad \dots\dots\dots(2)$$

所以，一個好的土壤之熱傳導係數決定方法，可以提供數值模式對熱量傳遞之正確預測。一般而言，土壤之熱傳導係數有相當多的決定方法，但都有其利弊。歷來有相當多的研究，Baver (1956)、Crawford (1952)、Richards 等(1952)對於量測土壤之熱傳導係數及熱擴散係數有詳細的說明。Nassar & Horton (1989)評估使用多項式以及熱傳理論來推估非均勻(nonuniform)土壤之表觀熱擴散係數(apparent thermal diffusivity)。熱傳導係數決定的方法可以概分成三類(Hadas, 1979)：(1)穩態熱流方法(steady-state heat flow method)，此法即熱量傳輸通過土壤時，各點之溫度保持不變。(2)暫態熱流方法(transient heat flow method)，此法當熱量傳輸通過土壤時，溫度隨著土壤時空改變。(3)理論推估法(theoretical prediction method)。對於乾土壤，穩態熱流方法的量測熱傳導係數相當準確，然使用暫態熱流方法由於使用實驗時間較短，其間歷時水分傳輸因溫度梯度而改變之影響較小，故較為常用。

(1) 穩態熱流方法，此法即將土樣與熱源接觸，量測各點之溫度，俟其達成穩定，溫度梯度於是建立，則熱傳導係數由以下公式計算而得：

$$\frac{q}{A} = K_T \frac{\Delta T}{\Delta x} \quad \dots\dots\dots(3)$$

其中 $\Delta T/\Delta x$ 為溫度梯度， q 為熱源於每單位時間之熱量輸出， A 為土樣與熱源接觸面積。傳統上係利用穩態方法來決定土壤之熱傳導係數，然對於未飽和土壤，該法常因溫度所導致之水分移動而具爭議性，且穩態方法大部分侷限於實驗室中。

(2) 暫態熱流方法，原則係短時間改變土壤中熱源所傳遞之熱量，熱源周端之土壤溫度亦隨之改變，則可計算熱傳導係數。以圓柱形加熱探針深入土壤中加熱，下式給定溫度之變化(參考 Hadas, 1979; Abu-Hamdeh & Reeder, 2000)：

$$T - T_0 = \frac{q}{4\pi K_T} (c + \ln t) \quad \dots\dots\dots(4)$$

其中 T_0 及 T 為起始溫度及經歷時間 t 的溫度，此處 q 為熱源每單位長度之熱量輸出， c 為常數。繪出 $(T - T_0)$ 與 $\ln t$ 之關係圖，可得一線性關係，其斜率應等於 $q/4\pi K_T$ ，計算可得熱傳導係數。

(3) 理論推估法，理論上可以藉由土壤組成成分之熱傳導係數及其土壤組成成分之體積比(volume fraction)，估算土壤熱傳導係數。理論公式，如 de Vries (1963)，可表如下：

$$K_T = \frac{\sum_i^n k_i \theta_i K_{Ti}}{\sum_i^n k_i \theta_i} \quad \dots\dots\dots(5)$$

其中 K_{Ti} 、 θ_i 為第 i 個組成物質之熱傳導係數、體積比， k_i 為第 i 個組成物質之平均溫度梯度與土壤統體(bulk medium)之平均溫度梯度之比值。

以上三類方法中，理論推估法之 θ_i 及 k_i 皆須由實驗獲得，如無準確之實驗數據，將使所推估之熱傳導係數有較大之誤差。其餘兩種方法的目前研究則尚未考慮水分含量對土壤熱傳導係數之影響，或因實驗時間較短，其間歷時水分傳輸因溫度梯度而改變之影響較小而忽略。本研究之目的即是採用飽和土壤圓柱實驗，實驗原則為利用熱流傳遞、水分流動皆達到穩態，在溫度的考慮上可歸類為穩態熱流方法之一。參考 Bredehoeft & Papadopoulos (1965)所提出之解析圖解方法，以計算求得飽和土壤熱傳導係數。

本文第二節描述根據能量守衡定律之熱量傳遞控制方程式，並敘述在特定之情形下，如何利用實驗結果計算出飽和土壤熱傳導係數。第三節對實驗之進行過程作一描述，使用之土壤為桃園地區之表層土壤，分別有壤質砂土(loamy sand)、砂質壤土(sandy loam)、壤土(loam)。第四節將實驗之結果繪出並經比較決定最適之 Peclet 參數，然後計算土壤之熱傳導係數。最後，於第五節中提出本研究之討論及建議。

二、熱傳導係數之解析解與圖解法

2.1 土壤熱傳導之解析解

在對流系統中，熱流通量 q 包含熱傳導 q^c 及熱對流 q^a (參考 Lee, 1999) :

$$q = q^c + q^a, \quad \dots\dots\dots(6)$$

而其中熱傳導與熱對流又可分別表為

$$q^c = -K_T \nabla T, \quad \dots\dots\dots(7)$$

$$q^a = \rho c \vec{v}(T - T_0), \quad \dots\dots\dots(8)$$

以 ρ 及 c 表土壤中流體之密度及定體積下之比熱 (specific heat), 兩者之乘積 ρc 則為流體之體積熱容 (volumetric heat capacity), \vec{v} 為達西流速 (Darcy Velocity), T 為土壤溫度, T_0 為土壤參考溫度。根據能量守衡定律 :

$$\nabla \cdot q = -\rho_s c_s \frac{\partial T}{\partial t}, \quad \dots\dots\dots(9)$$

熱流通量 q 代入上式, 可以得到 :

$$\nabla \cdot (K_T \nabla T) - \rho c \vec{v} \cdot \nabla T = \rho_s c_s \frac{\partial T}{\partial t}. \quad \dots\dots\dots(10)$$

假如土壤之熱傳導係數 K_T 並非空間的函數, 則上式可以進一步寫成 :

$$\nabla^2 T - \frac{\rho c}{K_T} \vec{v} \cdot \nabla T = \frac{\rho_s c_s}{K_T} \frac{\partial T}{\partial t}. \quad \dots\dots\dots(11)$$

在卡氏 (Cartesian) 座標系 (x, y, z) , 達西流速表為 $\vec{v} = (v_x, v_y, v_z)$, 上式寫為 :

$$\frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} - \frac{\rho c}{K_T} \left[\frac{\partial(v_x T)}{\partial x} + \frac{\partial(v_y T)}{\partial y} + \frac{\partial(v_z T)}{\partial z} \right] = \frac{\rho_s c_s}{K_T} \frac{\partial T}{\partial t}. \quad (1)$$

若研究之問題考慮僅在一維 (垂直方向) 且為穩態, 所以, 上式變成 :

$$\frac{\partial^2 T}{\partial z^2} = \frac{\rho c v_z}{K_T} \frac{\partial T}{\partial z}. \quad \dots\dots\dots(12)$$

考慮一維熱量流動問題之邊界設定在 $z = Z_0$ 與 $z = Z_L$ 間, 邊界條件為

$$\text{當 } z = Z_0, T = T_0; \quad \dots\dots\dots(13a)$$

$$\text{當 } z = Z_L, T = T_L. \quad \dots\dots\dots(13b)$$

以 $\gamma = \rho c v_z / K_T$, 式 (12) 之通解 (general solution) 可以表為下述形式 (參考 Farlow, 1982) :

$$T = C_1 + C_2 \exp(\gamma z), \quad \dots\dots\dots(14)$$

加入邊界條件 (13), 則

$$C_1 = \frac{T_0 \exp(\gamma Z_L) - T_L \exp(\gamma Z_0)}{\exp(\gamma Z_L) - \exp(\gamma Z_0)}, \quad \dots\dots\dots(15a)$$

$$C_2 = \frac{T_L - T_0}{\exp(\gamma Z_L) - \exp(\gamma Z_0)}. \quad \dots\dots\dots(15b)$$

令 $Z_L - Z_0 = L$, 則將 γ 乘以 L 可以得到一個無因次化之參數 Peclet number (Pe) :

$$Pe = \frac{\rho c v_z L}{K_T}, \quad \dots\dots\dots(16)$$

上式參數為量測熱對流與熱傳導之強度比。使用 T_0 為參考溫度, 將式 (14) 之溫度正規化 (normalized), 則可得 (參考 Bredehoeft & Papadopoulos, 1965) :

$$\frac{T - T_0}{T_L - T_0} = \frac{\exp[(z - Z_0)Pe/L] - 1}{\exp(Pe) - 1}. \quad \dots\dots\dots(17)$$

2.2 土壤之熱傳導係數圖解決定法

依據不同 Pe 之數值 (0、 ± 1 、 ± 3 、 ± 5 、 ± 8 、 ± 10 、 ± 20), 可以依 2.1 節中之式 (17), 繪出正規化溫度 $(T - T_0)/(T_L - T_0)$ 與深度 $(z - Z_0)/L$ 之關係圖, 如圖 1 所示。式 (17) 之形式在 Bredehoeft & Papadopoulos (1965) 之研究中為一圖解法, 其對於 Stallman (1963) 的一般性方程式提出一維 (垂直方向) 且為穩態狀況下之解析解, 這個解析解提供計算垂直方向地下水的流動速率的圖解法, 在某些情形下, 亦可計算得到土壤垂直向之滲透率。

本研究之熱傳導係數決定方法係將該土樣實驗所觀測到的土壤溫度與其相應之土壤位置予以正規化, 各點之橫軸為 $(T - T_0)/(T_L - T_0)$, 縱軸為 $(z - Z_0)/L$ 點繪於圖 1 上, 比對出該實驗之 Pe 值。利用所觀測的達西流速、 Pe 值及式 (16), 即可計算而得土壤熱傳導係數 K_T 。

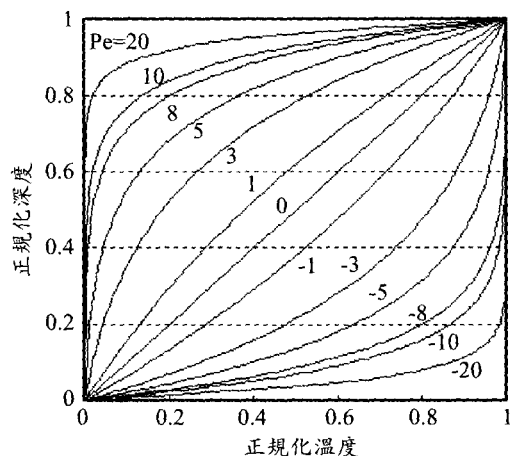


圖 1 正規化溫度與深度之關係

由於實驗通常有誤差，在進行比對出該實驗之 Pe 值時常有困擾，因此本研究提出可以給定 Pe 值之範圍，利用如下述之公式，當產生誤差平方總和(SES)最小時，可以得出比對的 Pe 值，範圍內假設有 m 個 Pe 值，對某一給定之 $Pe_j (j=1, \dots, m)$ ，有一相應之 SES_j ：

$$SES_j = \sum_{i=1}^n \left[\bar{T}_i(\bar{Z}_i) - \tilde{T}_i(\bar{Z}_i, Pe_j) \right]^2, \dots\dots\dots(18)$$

式中 $\bar{T}_i(\bar{Z}_i)$ 為相應於正規化之實驗土壤位置 \bar{Z}_i 之正規化實驗土壤溫度，而 $\tilde{T}_i(\bar{Z}_i, Pe_j)$ 為以給定之 Pe_j 、正規化之實驗土壤位置 \bar{Z}_i 。依據式(17)計算而得之正規化土壤溫度， n 為土溫實驗所量取之土溫數目。計算得出在不同 Pe_j 下之誤差平方總和(SES_j)，對應最小 SES_j 之 Pe_j 則為所推估之土壤 Pe 值。

三、實驗材料與方法

3.1 實驗土樣及設備

本實驗所使用之土壤為桃園地區之表層土壤，共有三種土壤，編號分別為 5、5.5 及 7。土壤粒徑依美國農業部(USDA)之系統分類，可以分類為：礫石、砂、粉土、黏土。土壤溫度實驗之土樣成份含量如表 1，根據美國農業部之分類，本實驗所使用之土壤為：

- (1) 土壤編號 5：壤質砂土；

表 1 土壤溫度實驗之土樣特性

土樣編號	5 (壤質砂土)	5.5 (砂質壤土)	7 (壤土)
砂土含量(%)	84.6	64.7	44.7
粉土含量(%)	5.1	25.1	45.1
黏土含量(%)	10.3	10.2	10.2
統體單位重(g/cm^3)	1.90	1.97	1.81

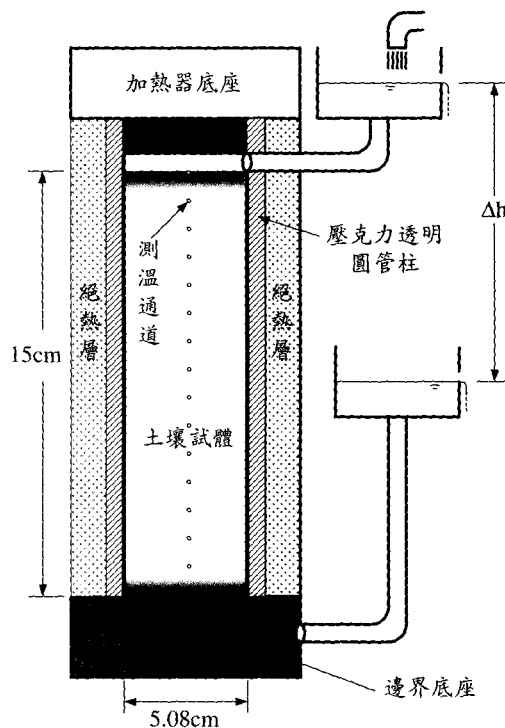


圖 2 一維土壤圓柱加熱實驗示意

- (2) 土壤編號 5.5：砂質壤土；
- (3) 土壤編號 7：壤土。

一維土壤圓柱加熱實驗之示意如圖 2。圓柱使用壓克力材質製成，壁上每隔 1 公分有 1 個小孔測溫通道，以方便置入溫度感應器，溫度感應器連接 CR10 資料儲存器，以儲存監測位置之土壤溫度。在不需觀測土壤溫度之處，則暫以矽膠封住通道。為應溫差實驗之需求，將土體上端側保持較高定溫而將加熱器用 CR10 資料儲存器程式控制接受溫度感應器所測得溫度回報，在所設定溫度之正負 $0.25^\circ C$ 範圍內，控制加熱器停止熱源或供應熱源，以供實驗進行。底端則置於室溫

下，土壤圓柱外側除留溫度感應器之通道，以絕熱層阻絕熱量之散出或進入。並以溫度感應器置於實驗室及入流水槽，以了解實驗室之氣溫及流入水溫之變化。

3.2 實驗步驟

- (1) 土壤準備：將編號 5 之土壤風乾三日後，敲碎使其沒有結塊，過篩。
- (2) 土壤置入及飽和：分層將風乾過篩土壤置入土壤圓柱體中，圓柱體可置入土體之長度有 15 公分，內徑 5.08 公分（亦即截面積有 20.268 平方公分），控制土壤之均勻度。由底端引入清水藉虹吸作用而逐漸上升至土壤圓柱頂端，使土壤完全飽和。
- (3) 穩定流量通過土體：待土壤完全飽和後，固定水頭（水頭差 $\Delta h=25\text{cm}$ ）之水流由上端引入，下端流出，量測不同時間下之流出水重，待達穩定流量。
- (4) 施加溫度差於土體：將土壤圓柱絕熱及隔絕水蒸氣，加熱器定溫(40°C)施於上端，使土壤與加熱器間有一含水空隙，確保水分可以流通。 $\Delta h=25\text{cm}$ 水頭差仍固定，水分由上端引入，下端流出，使水流通過圓柱，量測不同時間下之流出水重，待達穩定流量。
- (5) 步驟(1)至(4)同樣施行於編號 5.5 及 7 之土壤。

四、實驗結果分析

土壤圓柱加熱實驗，加熱始於 2003 年 7 月 24 日，記錄至 7 月 29 日。以此加熱五日之實驗觀測記錄來作為本研究之探討依據。土壤圓柱實驗水頭差保持 25 公分，加熱器保持定溫 40°C 於上端，水流由上端引入，下端流出，本實驗之進水係在溫控條件下之加熱端進入土體，由於水分入滲入土體之速率較小，使得水分於土體上端被加熱達到定溫始得進入土體，故本實驗之入流水溫已達溫控條件。量測不同時間下通過圓柱之水重至達穩定流量，土壤受溫差後各層之溫度變化

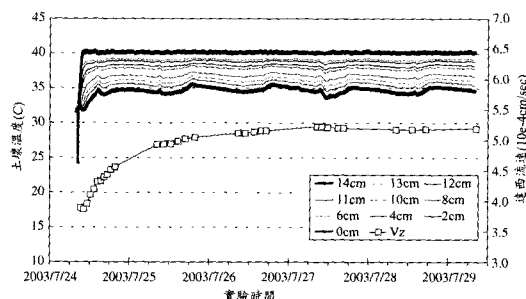


圖 3 編號 5 土壤實驗之溫度記錄與所計算之達西流速

量測可經由資料記錄器記錄每 10 分鐘之溫度值，以編號 5 之土壤實驗為例，繪出在不同位置下之土壤圓柱加熱實驗土體之溫度記錄如圖 3，圖例中所顯示之數字係測溫處與土體下端之距離，以公分計，測溫位置分別為 0 公分、2 公分、4 公分、6 公分、8 公分、10 公分、11 公分、12 公分、13 公分、14 公分。圖 3 顯示在經過 2 至 4 小時，各測溫處之溫度除了室溫端因氣溫隨日夜稍有變化，餘大致達穩定。在維持此穩定梯度下，繼續進行溫度與流出水分體積之觀測，以了解水力傳導之變化。

達西流速 v_z 之計算係根據實驗觀測之結果數據，當土壤試體加熱後，水分流動達穩定，依照下述公式計算：

$$v_z = \frac{\Delta V}{\Delta t} \cdot \frac{1}{A}, \quad \dots\dots\dots(19)$$

A 為水分流過土壤試體之截面積， ΔV 為在 Δt 時間內所通過之水分體積。計算在不同時間下之達西流速繪於圖 3。顯示在加熱後之第四日，達西流速即達穩定，可以以此時間後之數據作為計算飽和土壤熱傳導係數之依據。

飽和土壤熱傳導係數之計算係依照式(16)整理而得：

$$K_T = \frac{\rho c v_z L}{Pe}, \quad \dots\dots\dots(20)$$

對於常態下之水，密度及定體積下之比熱 ρ 及 c 分別等於 1g/cm^3 及 $1\text{cal/g}\cdot^\circ\text{C}$ ； L 為土壤溫度量測記錄點間之距離，雖然土體有 15 公分，然在溫度記錄距離加熱端有 1.5 公分處（0.5 公分

表 2 土壤溫度實驗之計算結果

土樣編號	5 (壤質砂土)	5.5 (砂質壤土)	7 (壤土)
平均滲漏率(g/hr)	37.9	1.82	0.140
平均水力傳導係數 (10^{-4} cm/sec)	3.12	0.150	0.012
達西流速 v_z (10^{-4} cm/sec)	5.20 (274)	0.249 (13)	0.019 (1)
最適 Pe	1.46	1.56	2.25
飽和土壤熱傳導 係數 K_T (cal/cm · sec · °C)	4.99×10^{-3} (423)	2.24×10^{-4} (19)	1.18×10^{-5} (1)

註：表列括號中之數字係有關三項土壤之計算結果比較，以編號 7 土樣為基準，其他兩項各自與編號 7 之比例。以達西流速為例，編號 5 土樣之為編號 7 土樣之 274 倍。

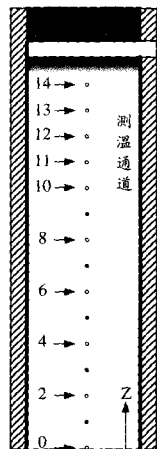
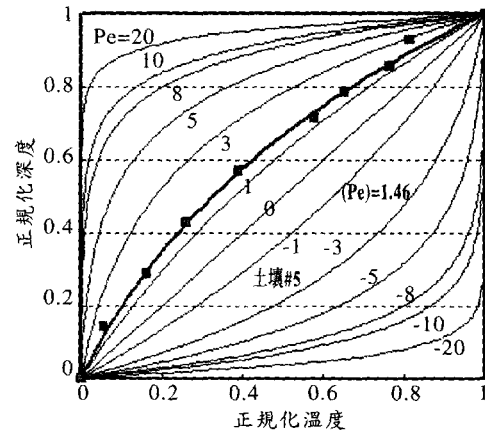
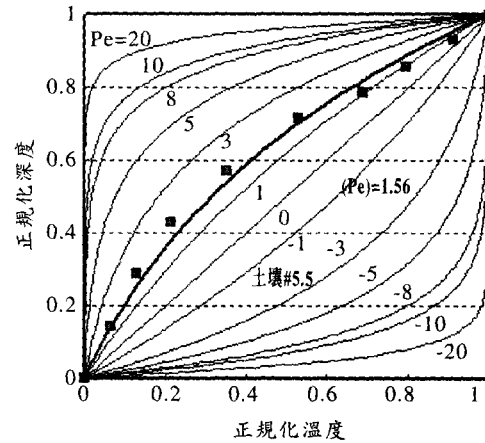


圖 4 土壤溫度記錄位置示意

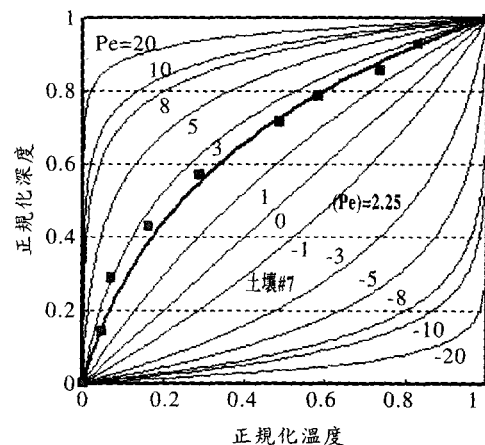
之水深，1 公分之土壤厚度，測溫位置詳細如圖 4)，始有土溫記錄，所以在過程中以 $L=14$ 公分計算。依照第 2 節中所述，將土壤實驗所觀測到的土壤溫度與其相應之土壤位置（以下端為 z 座標起點），予以正規化點繪於圖 1 上，繪出如圖 5，比對出該實驗之 Pe 值，計算可得土壤熱傳導係數。三種土壤之飽和土壤熱傳導係數計算結果如表 2，其中平均水力傳導係數經計算分別為 3.12×10^{-4} cm/sec、 0.150×10^{-4} cm/sec、 0.012×10^{-4} cm/sec，飽和土壤熱傳導係數分別為 4.99×10^{-3} cal/cm · sec · °C、 2.24×10^{-4} cal/cm · sec · °C、 1.18×10^{-5} cal/cm · sec · °C。以編號 7 土樣為



(a) 土壤編號 5 ($Pe=1.46$)



(b) 土壤編號 5.5 ($Pe=1.56$)



(c) 土壤編號 7 ($Pe=2.25$)

圖 5 土壤實驗之正規化溫度與深度之實驗結果與最適曲線

基準，其他兩種土樣各自與編號 7 之比例，在水力傳導性方面：274 : 134 : 1；在熱傳導性方面：423 : 19 : 1。

五、討論與建議

(1) 三種土壤之成分質地如表 1。土樣編號 5 (壤質砂土)、5.5 (砂質壤土)、7 (壤土) 三種土樣之砂土含量由高(84.6%)至低(44.7%)，坩土含量由低(5.1%)至高(45.1%)、黏土含量則大致相同(約在 10%左右)。可以如預期的，平均滲漏率及達西流速 v_2 (如表 2) 以砂土含量較高之編號 5 土樣有較高值。計算所得之飽和土壤熱傳導係數亦以砂土含量較高之編號 5 土樣較高依序減少，此與 Abu-Hamdeh & Reeder (2000) 所做約旦土壤 (Jordanian soils) 熱傳導係數之研究趨勢一致：即相較於砂性土壤，黏性土壤有較低之熱傳導係數。一般而言，粒狀物質的顆粒粒徑越小則熱傳導係數則越小，此係因顆粒間表面接觸面積之變小。Abu-Hamdeh & Reeder (2000) 亦發現隨著土壤密度增加，土壤之熱傳導係數亦增加，因為擠壓堆疊可以增加緻密性。所以，對於擁有同樣質地的土壤，增加粒狀物質的土壤統體單位重，可以改善顆粒間表面接觸面積，也因而土壤熱傳導及熱擴散性會增加。

(2) Peclet 參數為土壤熱對流與熱傳導之強度比，本實驗之最適 Peclet 參數分別為 1.46、1.56、2.25 (如表 2)，表示在飽和狀態下，含砂量較高之土壤的熱對流與熱傳導之強度比值較低，亦即熱傳導性較強。相同之熱傳導係數下，達西流速越大則 Peclet 參數越大；相同之達西流速下，熱傳導係數越大則 Peclet 參數越小。

(3) 本次土壤加溫實驗之室溫端的溫度控制由圖 3 中可以發現，其隨著日夜之變化而有上下約二度的差異，連著使接近室溫端之土壤溫度亦受到起伏之影響，為與土壤之單位時間之滲漏量達到穩定時間之後，在上節中之計算係採用三日之溫度記錄予以平均，此也可能是為何圖 5 所繪出實驗之正規化溫度與深度關係曲線並非平滑，而與理論曲線有些許誤差。此研究係提出量測土壤溫度以決定飽和熱傳導係數之方法，未來

在增加所決定飽和熱傳導係數之準確，對於固定低溫端應改採用較易控制的方法。

(4) 本研究目前係提出圓柱試驗在飽和土壤熱傳導係數之測定，其重點在於測定方法之提出，尚未涉及到重複性所關係之實驗可靠度。未來如要以本研究之方法進行土壤熱傳導係數之可靠度分析，建議增加實驗組數用以分析。

本參數決定方法實驗所用之土壤係達飽和狀態，但在第二節中所述之熱量傳遞控制方程式中，並無飽和狀態之限制，所使用實驗原則為達到穩態，故在能夠控制實驗之進行下，理論上應可以決定非飽和狀態下之土壤的熱傳導係數。惟其實驗進行需控制得當以使圓柱土壤之水分在空間中能夠達到均勻。

(5) 孔隙介質中溫度梯度與其中流體之運動相互影響在自然界中隨處可見，例如：地球表層之地下水運動。來自地球表面本身之自然熱通量密度(heat-flux density)通常相當小，所以，地球表面內之向上熱量梯度會被地下水之運動所影響，Stallman (1963) 在其研究中指出溫度的量測可以提供一種估計地下水流動速率之方法。第 2 節中述及 Bredehoeft & Papadopoulos (1965) 特殊情形下一維(垂直方向)且為穩態狀況下之熱傳遞解析解，這個解析解配合圖解提供一個計算垂直方向地下水的流動速率。惟其計算係基於地球表層之土壤熱傳導係數為已知，其研究中計算所使用之熱傳導係數為一般飽和黏土之數值： $2 \times 10^{-3} \text{ cal/cm} \cdot \text{sec} \cdot ^\circ\text{C}$ 。在當使用 Bredehoeft & Papadopoulos (1965) 方法時，需給定土壤之熱傳導係數，本研究即是以實驗室之試驗方法在土壤圓柱達成穩態狀況下，量測滲漏量，決定達西流速，再依土壤溫度分布情形以圖解法決定土壤之熱傳導係數。並可與 Bredehoeft & Papadopoulos (1965) 提供之方法相輔相成達成量測野外地下水流動速率。

謝 誌

本研究承蒙農業工程研究中心及行政院農業委員會之支持，使研究得以順利完成，謹致謝忱。

參考文獻

- 方文村、簡傳彬，地表溫度對土壤水分之影響 (二)，行政院農委會研究計畫，農業工程研究中心研究報告 AERC-01-RR-28，2001。
- Abu-Hamdeh, N.H.; Reeder, R.C., Soil Thermal Conductivity: Effects of Density, Moisture, Salt Concentration, and Organic Matter, Soil SSAJ, 64, 2000, pp. 1285-1290.
- Baver, L.D., Soil Physics, 3rd ed., John Wiley and Sons, New York, 1956, pp.370-379.
- Bredehoeft, J.D.; Papadopulos, I.S., Rates of Vertical Groundwater Movement Estimated from the Earth's Thermal Profile, WRR, 1(2), 1965, pp. 325-328.
- Constantz, J.; Thomas, C.L.; Zellweger, G., Influence of Diurnal Variations in Stream Temperature on Streamflow Loss and Groundwater Recharge, Water Resour. Res., 30, 1994, pp. 3253-3264.
- Crawford, C.B., Soil Temperature, a Review of Published Reports, Highway Res. Board Spec. Rep. 2, 1952, pp. 19-41.
- de Vries, D.A., Thermal Properties of Soils, In W.R. Van Wijk, (ed), Physics of Plant Environment. Amsterdam: North Holland, 1963, pp.210-235.
- Farlow, S.J., Partial Differential Equations for Scientists & Engineers, John Wiley and Sons, New York, 1982.
- Hadas, A., Conductivity, Thermal. In R.W. Fairbridge; C.W. Finkl, Jr. (ed), The Encyclopedia of Science Part 1: Physics, Chemistry, Biology, Fertility, and Technology, 1979, pp. 102-106.
- Jaynes, D.B., Temperature Variations Effect on Field-Measured Infiltration, Soil SSAJ, 54, 1990, pp. 305-312.
- Karam, M.A., A Thermal Wave Approach for Heat Transfer in a Nonuniform Soil, Soil SSAJ, 64, 2000, pp. 1219-1225.
- Lee, Tien-Chang, Applied Mathematics in Hydrogeology, Lewis Publishers, 1999, pp. 198-200.
- Nassar, I.N.; Globus, A.M.; Horton, R., Simultaneous Soil Heat and Water Transfer, Soil Science, 154(6), 1992, pp. 465-472.
- Nassar, I.N.; Horton, R., Determination of the Apparent Thermal Diffusivity of a Nonuniform Soil, Soil Science, 147(4), 1989, pp.238-244.
- Nassar, I.N.; Horton, R., Simultaneous Transfer of Heat, Water, and Solute in Porous Media: I. Theoretical Development, Soil SSAJ, 56, 1992, pp.1350-1356.
- Philip, J.R.; De Vries, D.A., Moisture Movement in Porous Materials under Temperature Gradients, Trans, AGU, 38(2), 1957, pp. 222-232.
- Richards, S.J.; Hagan, R.M.; McCalla, T.M., Soil Temperature and Plant Growth. In B.T. Shaw (ed). Soil Physical Conditions and Plant Growth. Agronomy 2, 1952, pp. 304-336.
- Stallman, R.W., Notes on the Use of Temperature Data for Computing Ground-water Velocity, in Methods of Collecting and Interpreting Ground-water Data, compiled in Ray Bentall, U.S. Geol. Surv. Water Supply Paper, 1544-H, 1963, pp. 36-46.

收稿日期：民國 92 年 9 月 15 日

修正日期：民國 92 年 10 月 24 日

接受日期：民國 92 年 10 月 29 日