

台灣土壤溫度分析和土壤熱擴散係數推估

吳清吉 許武榮

國立台灣大學大氣科學系

(中華民國九十一年五月一日收稿；中華民國九十二年元月十七日定稿)

摘 要

土壤溫度是氣-地交互過程一個很重要的變數，大氣和地表的溫差決定地表熱通量的大小，進而影響大氣邊界層的發展。土壤熱擴散係數為土壤溫度變化的一個重要因素。本文利用氣象局 8 個測站(新竹、台中、嘉義、恆春、台東、成功、花蓮和宜蘭)的歷年土壤溫度觀測資料，分析台灣土壤溫度年變化特性，並推估阻尼深度和土壤熱擴散係數。分析結果顯示，各測站土壤溫度年變化呈正弦變化，且土壤溫度振幅隨深度呈指數減少，時間落後則隨深度而增加，這些結果符合土壤傳導方程式解析解的性質。

分析結果也顯示，表面土壤溫度振幅大小隨測站緯度增加而增加，在恆春(22°00'N)為 4.5 °C，到了新竹(24°49'N) 為 7.4°C。土壤溫度的標準差和平均的比值，隨土壤深度呈指數的減少。除了恆春以外，各層土壤溫度第一個調和波佔土壤溫度變化的 96%以上。由土壤溫度振幅隨深度變化推估的阻尼深度和由時間落後隨深度變化推估的阻尼深度相比較，兩者大致接近。8 個測站推估的阻尼深度分布在 2.1m 和 3.6m 之間，由此結果得到的土壤熱擴散係數在 $4.69 \times 10^{-7} \text{m}^2 \text{s}^{-1}$ 和 $1.28 \times 10^{-6} \text{m}^2 \text{s}^{-1}$ 之間。

關鍵詞：土壤溫度、熱擴散係數、阻尼深度

一、前 言

地面條件在氣-地交互作用中，扮演重要角色，這些條件有地表土壤溫度、土壤含水量、植被等。地表土壤溫度的變化受到地表能量收支的控制。地表能量收支項包括：淨輻射通量、可感熱通量、潛熱通量和地熱通量。這些收支項除了受到大氣狀況影響之外，也受到地表土壤種類、

土壤含水量、植被的影響。地熱通量和土壤溫度梯度成正比，其比值即為土壤熱傳導係數 (thermal conductivity) λ ，所以土壤熱傳導係數為地熱通量和土壤溫度變化的一個重要因素。為了操作方便，一般在土壤傳導方程式中，常用土壤熱擴散係數(thermal diffusivity)。土壤熱擴散係數 K_S 為土壤熱傳導係數和土壤熱容量($\rho_S c_S$)

的比值，即 $K_S = \lambda / (\rho_S c_S)$ 。 K_S 和 λ 為土壤種類、含水量的函數 (Sellers, 1965; Isdo et al., 1975; Benoit, 1977)。圖 1 為四種土壤的熱傳導係數(圖 1a)和熱擴散係數(圖 1b)隨土壤含水量的變化 (Sellers, 1965)。土壤含水量增加時，一部分的土壤空隙被水分取代，土壤熱傳導係數和熱容量皆隨土壤含水量增加而增加，起初熱傳導係數的增加比熱容量快，所以熱擴散係數也隨土壤含水量增加而增加。但當土壤含水量到達一定程度以後，熱傳導係數的增加變慢，所以熱擴散係數達後極大值後，反而隨土壤含水量增加而微幅的減小。

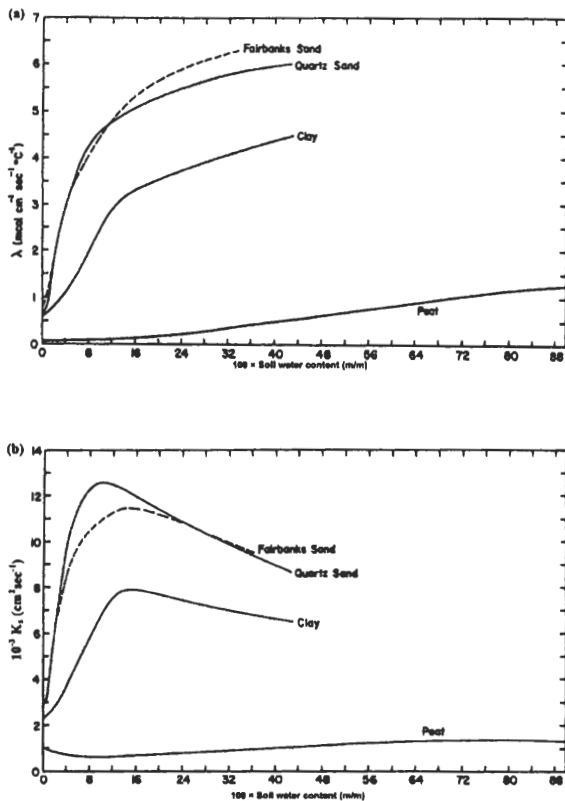


圖 1 四種不同土壤的(a)熱傳導係數和(b)熱擴散係數隨土壤含水量的改變。(Seller, 1965)

土壤熱擴散係數大時，白天地表受太陽短波輻射加熱，地熱通量比較大，熱能容易傳遞到比較深的土壤，使得地表土壤增溫減緩；夜間地表長波輻射冷卻時，比較容易從較深的土壤得到熱能補充，使得地表土壤降溫減緩。因此土壤熱擴散係數大時，地表土壤溫度日夜變化的範圍 (range) 變小。隨著土壤溫度改變，地表熱通量和水氣通量也會改變。因此，土壤熱擴散係數不同，會影響地表能量和水氣收支，再回饋到地表溫度和溼度的改變，所以土壤熱擴散係數在地表能量和水氣收支過程中是一個重要的參數。在大氣模式中常使用強迫-恢復法 (force-restore method) 預報地表土壤溫度 (Arya, 2001; Bhumralhar, 1975; Blackadar, 1976; Deardorff, 1978)。這是一個近似兩層 (two-layer approximation) 的土壤模式，其近地層深度 (depth of the near-ground layer) 由土壤的阻尼深度 (damping depth) 決定，一般設為阻尼深度的一半 (Arya, 2001)。阻尼深度為土壤熱擴散係數的函數，因此土壤熱擴散係數的決定，對於地表土壤溫度的預報有直接和重要的影響。

不少學者發展出決定土壤熱擴散係數的方法和工具，例如：De Vries (1952), Van Wijk (1967), Van Wijk and Derkson (1966)。這些研究大部分利用探針進行土壤熱力性質和熱擴散係數的實驗。Hadas (1974) 認為這些方法較適用於水分未充分聚集 (well-aggregated) 的溼土，實驗過程中輸入的熱量較小，而且持續時間要比較短，土壤-探針間要保持良好接觸。除此之外，也可利用土壤溫度觀測紀錄，由土壤溫度振幅隨著深度增加而呈指數變小，或由時間落後 (time lag) 隨深度增加而增加的特性，推估土壤熱擴散係數 (Sellers, 1965; Arya, 2001)。理論上，此種方

法可使用在不同週期的土壤溫度變化，但使用在年變化的土壤溫度紀錄上，會比日變化的結果好。此方法所得到的土壤熱擴散係數，代表整層土壤的平均值。當土壤水含量隨深度有較明顯的變化，或表面溫度為非週期性函數時，則不宜使用此方法(Wierenga et al., 1969)。Van Wijk(1967)針對土壤溫度因雲量或其他因素而呈現非週期性變化時，以溫度變量的拉普拉斯轉換方法估計土壤熱擴散係數。其他尚有利用數值疊代法(Wierenga et al., 1969)，或利用土壤溫度傳導方程式，由實際土壤溫度觀測，以差分法反求土壤熱擴散係數。如果由地熱通量的觀測值與推估值相比較後，則可間接檢驗所推估的 K_s 值是否準確。台灣有關地熱通量的觀測資料很少，最近中央大學有引進 Flux-PAM 的觀測，只有一些短期的資料。

吳和徐(1996)由土壤溫度日變化觀測推估台灣北部觀音地區的土壤熱擴散係數。吳和鄭(2001)由中央氣象局測站的土壤溫度平均年變化的振幅(假設為土壤溫度年變化範圍的一半)推估土壤熱擴散係數大小。以台中結果為例，5cm 的最低平均土壤溫度為 18.4°C(一月)，最高為 30.9°C(七月)，年變化振幅為 6.3°C，推估的土壤熱擴散係數為 $9.6 \times 10^{-7} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ 。降雨時，雲量遮蓋，到達地面的短波幅射減少，低溫的雨水滲入土壤，使上層的土壤溫度降低。另外潮濕土壤的熱擴散係較大，造成白天地熱通量容易下傳，上層土壤溫度不易升高，因此土壤溫度日變化範圍變小。土壤溫度日變化受降雨影響，只達到一個深度，吳和鄭(2001)的結果顯示超過 50cm 深度以後，影響就比較小。降水和其他因素的影響使得觀測土壤溫度的年變化稍微偏離正弦波，造成估計的振幅和時間落後和實值可能有些差

異。為了減少這些偏差，本文進一步對土壤溫度作調和分析，然後再推估其土壤熱擴散係數。文中第二節為使用資料和研究方法，第三節為結果與討論，最後為結語。

二、使用資料和研究方法

(一) 使用資料

本文使用中央氣象局 8 個測站的土壤溫度觀測資料，此資料有 9 層的觀測，分別為 5 cm、10 cm、20 cm、30 cm、50 cm、1 m、2 m、3 m、5 m。各測站的經緯度、高度和資料時間列於表一，各測站的位置和土壤質地(soil texture)同時示於圖 2(Hsu and Chen, 2002)。其中成功站 5cm 和花蓮站 10cm 的資料經分析後，有些不合理，所以捨棄不用，但對整體的分析結果不會有影響。新竹站也在 1991 年遷站，遷站可能導致資料連續性降低，但經過多年資料的平均，其統計量性質應會趨於定常(stationary)。分析資料時，首先對各站每年相同日期的土壤溫度作平均，得到不同深度的平均土壤溫度年變化。然後再對平均土壤溫度作調和分析(Harmonic analysis)。對於和土壤溫度資料相同時段的日雨量觀測資料，也作相同的平均處理。

(二) 研究方法

1. 調和分析

調和分析的目的是為了得到平均土壤溫度單純的變化週期。根據 Panofsky and Brier (1965)，一個時間變數 X ，有 N 個觀測，可以由 $N/2$ 個調和波的和來代表：

$$X = \bar{X} + \sum_{i=1}^{N/2} \left[A_i \sin\left(\frac{2\pi}{P} it\right) + B_i \cos\left(\frac{2\pi}{P} it\right) \right] \quad (1)$$

表一 各測站的經緯度、測站高度和使用土壤溫度資料時間。(經緯度、測站高度資料取自中央氣象局網頁 <http://service.cwb.gov.tw/about/station/index.htm>)

	新竹	台中	嘉義	恆春	台東	成功	花蓮	宜蘭
經度(°E)	121°10'	120°41'	120°25'	120°44'	121°09'	121°22'	121°36'	121°45'
緯度(°N)	24°49'	24°09'	23°30'	22°00'	22°45'	23°06'	23°59'	24°46'
測站高度(m)	26.9	84.0	26.9	22.3	9.0	33.5	16.1	7.2
資料時間	1950- 1997	1901- 1997	1969- 1997	1901- 1997	1940- 1997	1968- 1997	1925- 1997	1960- 1997



圖2 土壤溫度測站位置 (改自Hsu and Chen, 2002)。括弧內為測站的土壤質地，由國立台灣大學土壤分類調查研究室蔡呈奇博士提供。

上式有 $N/2-1$ 個正弦， $N/2$ 個餘弦， $AN/2$ 為零。式中 t 為時間， \bar{X} 為平均， P 為基本周期 (fundamental period)， A_i 和 B_i 分別為第 i 個調和波的正弦波和餘弦波振幅。 A_i 和 B_i 可由下式得到：

$$A_i = \frac{2}{N} \sum X \sin\left(\frac{2\pi}{P} it\right) ;$$

$$B_i = \frac{2}{N} \sum X \cos\left(\frac{2\pi}{P} it\right) \quad (2)$$

式(1)也可以表示為：

$$X = \bar{X} + \sum_{i=1}^{N/2} C_i \cos\left[\frac{2\pi i}{P}(t-t_i)\right] \quad (3)$$

其中振幅 C_i 和相位 (phase) t_i 分別為：

$$C_i = \sqrt{A_i^2 + B_i^2} \quad (4)$$

$$t_i = \frac{P}{2\pi i} \tan^{-1}\left(\frac{A_i}{B_i}\right) \quad (5)$$

2. 土壤熱擴散係數推估

一維土壤溫度 T_s 的傳導方程式為：

$$\frac{\partial T_s}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K_s \frac{\partial T_s}{\partial z} \right) \quad (6)$$

假設土壤熱擴散係數 K_s 不是深度 z 的函數，地表土壤溫度隨時間為正弦變化，即在 $z=0$ 時：

$$T_z = \bar{T}_s + A_s \sin\left[\frac{2\pi}{P}(t - t_m)\right] \quad (7)$$

式中 \bar{T}_s 是地表平均土壤溫度， A_s 是地表土壤溫度變化的振幅， t_m 為相位， P 為週期。則式(6)的解析解可寫為(Arya, 2001)：

$$T_z = \bar{T}_s + A_s e^{-z/d} \sin\left[\frac{2\pi}{P}(t - t_m) - \frac{z}{d}\right] \quad (8)$$

式中 d 為阻尼深度，它與土壤熱擴散係數、週期的關係為：

$$d = \left(\frac{PK_s}{\pi}\right)^{1/2} \quad (9)$$

即阻尼深度與土壤熱擴散係數和周期的開方成正比。由式(8)可知，在任一深度的土壤溫度隨時間變化仍為正弦波，且和地表土壤溫度有相同的平均值和周期。但在深度 z 的土壤溫度振幅(A_z)隨深度呈指數減少，即：

$$A_z = A_s e^{-z/d} \quad (10)$$

當 $z = d$ 時，土壤溫度振幅減小為地表土壤溫度振幅的 0.37 倍。式(8)也表示在任一深度的土壤溫度變化和地表有 $(z/d)(P/2\pi)$ 的時間落後，時間落後和土壤深度成正比。因此，由觀測的土壤溫度振幅隨深度的減小，或由時間落後隨深度的增加，就可估計阻尼深度和土壤熱擴散係數。由此法所得到的 K_s 值代表的是整層的平均值。 K_s 值和土壤種類，土壤含水量，以及平均的時間有關。若土壤含水量隨深度有明顯變化，或表面溫度並非週期性函數，這種方法比較不適用。

三、結果與討論

(一) 平均日土壤溫度變化

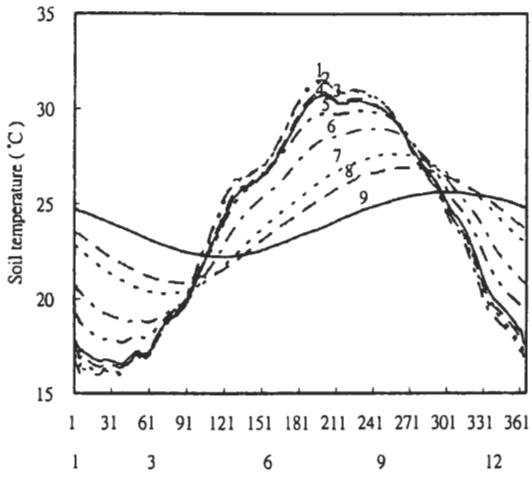
將各測站每年同一天(序日)的土壤溫度作平均，用於平均的資料年份如表一所示。由此得出

的各測站不同深度的平均土壤溫度年變化示於圖 3。大致而言，各測站土壤溫度變化的振幅隨深度減小，時間落後則隨著深度增加，這些特性符合土壤溫度解析解(式(8))的描述。以東部的宜蘭為例(圖 3e)，5 cm 的土壤溫度在一月中、下旬最低，約 16.6°C，在七月中旬最高，可達 31°C，年變化的振幅約為 7.2°C。溫度振幅隨著深度增加而變小，同時最高溫度、最低溫度發生時間隨著深度增加而落後。在 5m 深的土壤溫度，最低溫出現在五月底，最高溫出現在十一月底，溫度振幅只有 1°C 左右。

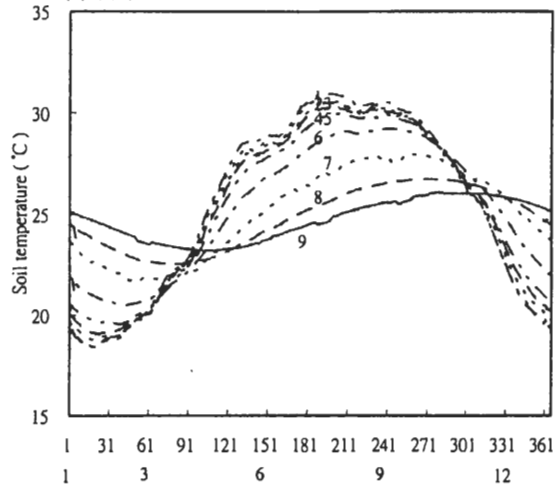
如果仔細檢查各站五月初至九月底，在 50cm 以上的土壤溫度變化，大約可以看到三次起伏存在。例如宜蘭(圖 3e)5cm 的土壤溫度，一月下旬以後逐漸上升，五月以後上升速度減緩，直到六月中以後，上升速度再度加快，在七月中旬達到最高，然後土壤溫度再度下降比較快，八月開始土壤溫度不太變化，到了九月以後，再度下降比較快。這種土壤溫度變化情形，部分原因可能與降水有關。檢視宜蘭平均日雨量(圖 4b，粗實線)，五月中為平均日雨量的第一個峰期。七月上旬平日雨量為相對最小值。下雨時：(i)雲量遮蓋後使到達地面短波幅射量減少，(ii)溫度較低的雨水滲入土壤，(iii)潮溼土壤的熱擴散係數較大，使得白天下傳的地熱通量變大。這些因素使得白天上層的土壤溫度不易升高。但降雨對土壤溫度變化的影響只能達到某一個深度，在圖 3 中，深度超過 50cm 以後，土壤溫度如上所述的變化就不明顯。

東部其他三站(台東、成功和花蓮)和西部三站(新竹、台中和嘉義)的土壤溫度變化也與宜蘭相似，接近正、餘弦變化。近地面的最低土壤溫

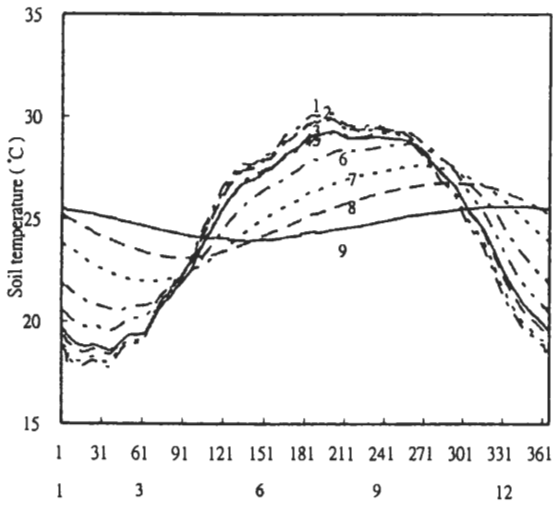
(a) 新竹



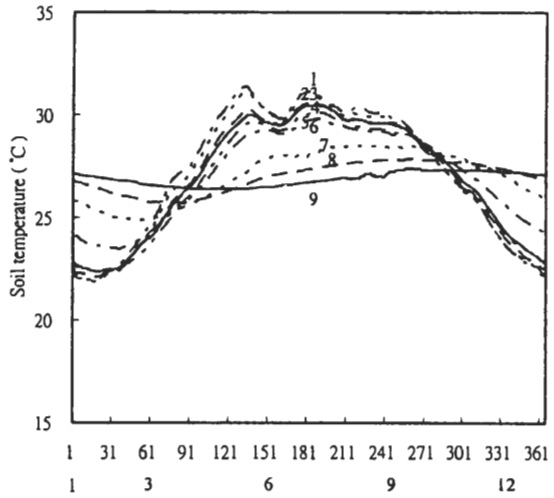
(b) 台中



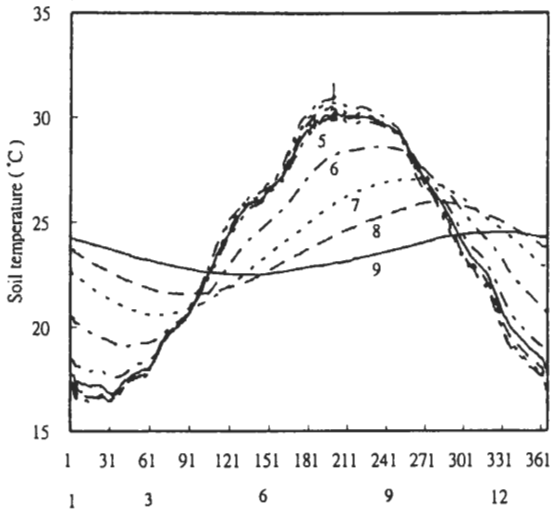
(c) 嘉義



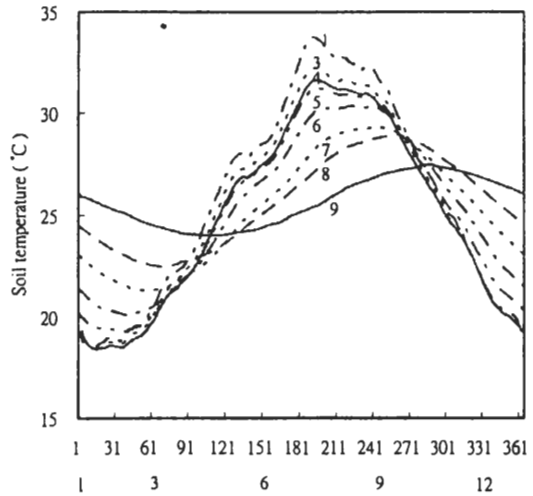
(d) 恆春



(e) 宜蘭



(f) 花蓮



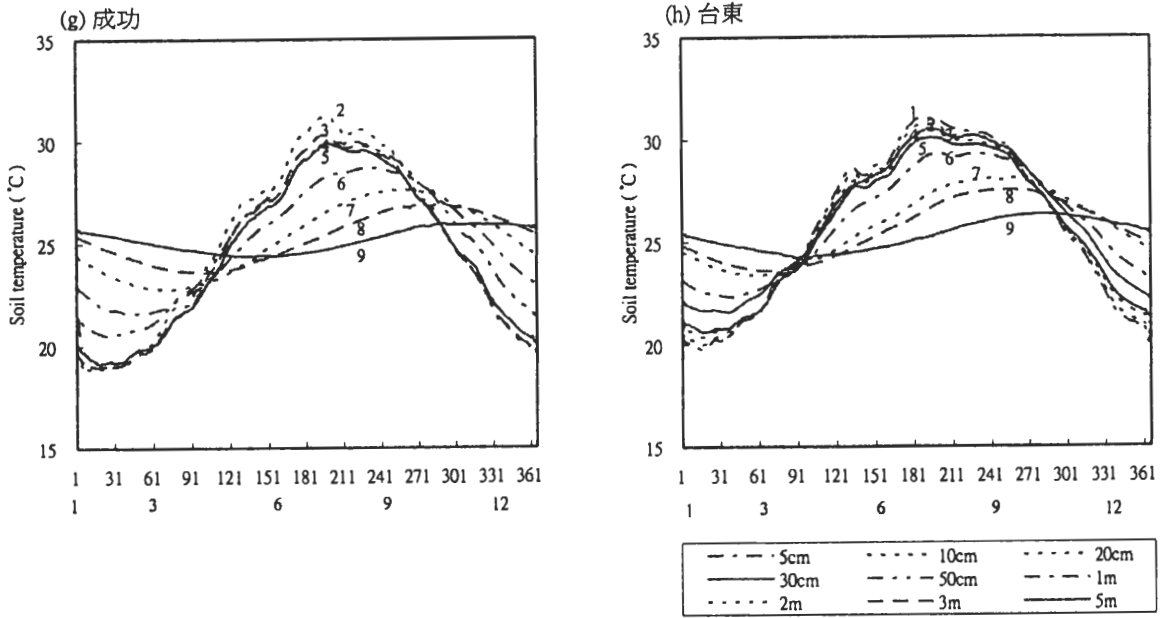


圖 3 各測站不同深度平均土壤溫度的年變化:(a)新竹, (b)台中, (c)嘉義, (d)恆春, (e)宜蘭, (f)花蓮, (g)成功, (h)台東。圖中資料已經經過 11 日移動平均。縱座標為土壤溫度, 橫座標第 1 行為序日, 第 2 行為月份。曲線代表的深度示於右下角, 曲線代表深度 1: 5cm, 2: 10cm, 3: 20cm, 4: 30cm, 5: 50cm, 6: 1m, 7: 2m, 8: 3m, 9: 5m。其中成功站缺 5cm, 花蓮站缺 10cm 資料。

度出現在一月中左右, 最高土壤溫度出現在七月中左右, 溫度振幅也是隨著深度增加而變小, 時間落後則隨著深度增加而增加。

恆春的平均土壤溫度變化(圖 3d)和其他站略有不同, 雖然上層土壤溫度的最低值也是出現在一月中旬, 但是最高值卻出現在五月上旬, 不像其他測站發生在七月中旬, 在春夏半年中土壤溫度三次起伏的現象也比其他測站明顯。檢視恆春的平均日雨量(圖 4a, 實線), 在五月的之前的平均日雨量很小(不及 1mm), 土壤溫度一方面可能受中緯度系統的影響比較小, 另一方面較乾燥的土壤, 使土壤溫度白天容易升高, 因此五月上旬出現最高溫。其後的降水增加使土壤溫度降低, 即使在七月最低的平均降雨量, 仍達 10mm, 使得白天上層土壤溫度上升比較小, 因此平均日土

壤溫度就比較低。

圖 5 為各測站不同深度的平均土壤溫度, 隨測站所在緯度的變化。同測站不同深度的平均土壤溫度差異很小, 多在 1°C 以內。此結果反映出式(8)解析解的特性, 即不同深度的平均土壤溫度相同。同時由圖中可見, 雖然花蓮和台東的平均土壤溫度略高於成功和嘉義。但就整個統計迴歸的趨勢而言, 可以看到平均土壤溫度大致隨緯度增加而降低, 在恆春約在 27°C 左右, 到了新竹則降到 24°C 左右。

圖 6 為各測站不同深度的土壤溫度標準差 (standard deviation) s 與平均土壤溫度 T_s 比值隨深度的變化, 各測站的 s/T_s 比值隨深度以指數方式減少。這表示在同一測站, 土壤溫度的散布 (scatter) 程度隨深度增加而減少。其原因為深層

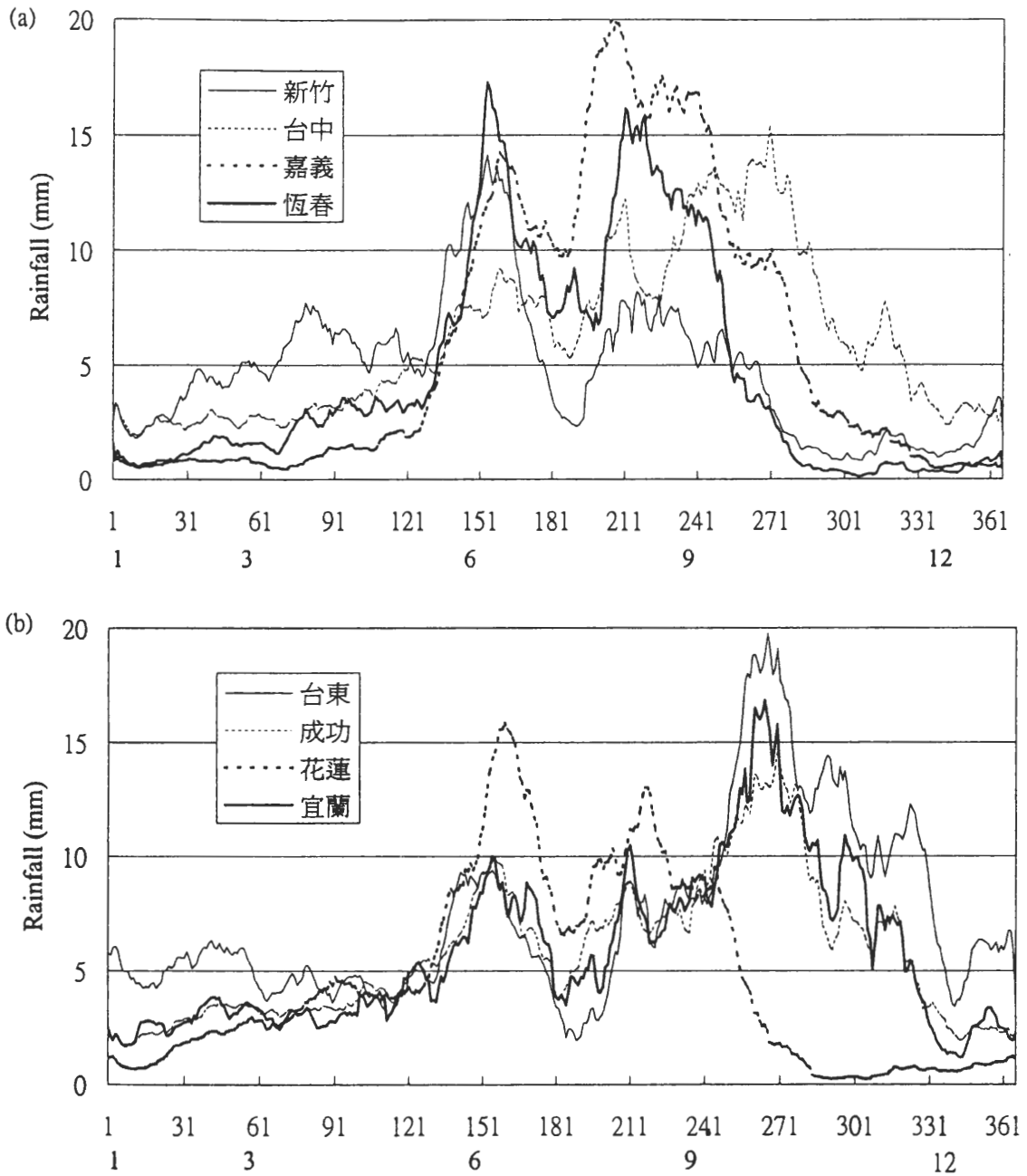


圖4 各測站的平均日雨量：(a)新竹、台中、嘉義、恆春，(b)宜蘭、花蓮、成功、台東。圖中資料已經過11日移動平均，橫座標第1行為序日第2行為月份。

土壤不像淺層土壤容易受到大氣狀況的影響，例如天氣系統、降水等。在同一深度，不同測站 s/T_s 比值的散布程度，也隨深度的增加而減少，

例如在 5cm 深度， s/T_s 的值介於 0.12 至 0.23 之間(比值的範圍為 0.11)，到了 1m 深度， s/T_s 的範圍縮小在 0.08 至 0.15 之間(範圍為 0.07)，到

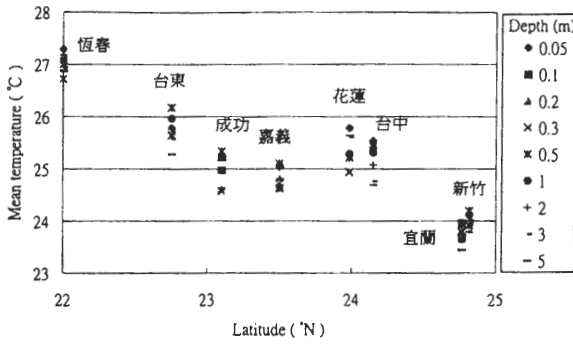


圖5 各測站不同深度的平均土壤溫度，隨測站所在緯度的變化。

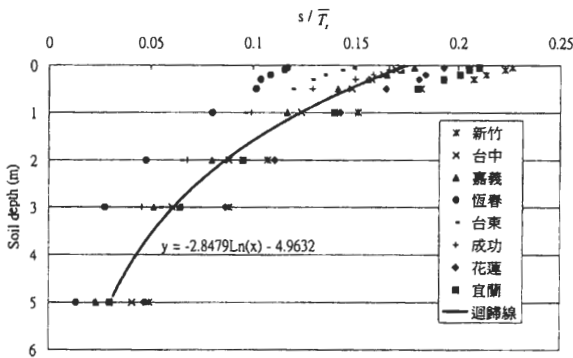


圖6 各測站土壤溫度標準差(s)與平均數(T_s)的比值隨土壤深度的變化，圖中實線為迴歸線。

了5m深度，更縮小到0.01至0.05之間(範圍為0.04)。

(二)調和分析與土壤熱擴散係數推估

圖7為宜蘭不同深度的平均土壤溫度變化(圖中實心圓點)和第一調和波(圖中實線)的比較。大致上第一調和波就可以充分代表土壤溫度的年變化。圖7中有些點的變化比較大，可能原始資料有些誤差存在，因為不會影響整體的分析結果，故未對這些點作進一步的處理。其他各站的調和分析結果也顯示，第一調和波有充分的代

表性(圖略)。第一個調和波在不同深度對土壤溫度變化的貢獻示於圖8。除了恆春以外，第一調和波深度在不同的貢獻都在96%以上。在恆春，除了5m的深度以外，第一調和波的貢獻也都在92%以上，造成5m深度第一調和波對方差貢獻比較小的原因，需要進一步的去探討。一般而言，第一調和波已充分代表平均土壤溫度年變化，平均土壤溫度年變化的振幅可以由第一調和波的振幅來代表。

由土壤溫度傳導方程的解析(式(8))，可知土壤溫度振幅隨深度以指數形式減少。圖9各子圖為各測站的土壤溫度振幅(以第一調和波振幅代表)隨深度變化，圖中振幅以對數表示，故其變化線為直線，當深度為零時，即可得到表面土壤溫度變化的振幅 T_{s0} (surface soil temperature)。各站不同深度的時間落後隨深度的變化亦示於各子圖，圖中亦顯示時間落後隨深度增加而增加。由圖9的結果可知，各測站的觀測土壤溫度振幅和時間落後隨深度的變化，都能符合解析解特性，它們的曲線套配(curve fitting)也同時示於圖中。例如在新竹(圖9a)土壤溫度年變化振幅，隨深度變化的曲線套配為：

$$A_z = 7.4431e^{-0.3078z} \tag{11}$$

此式表示，當 $z=0$ ，新竹表面土壤溫度振幅為7.4℃，由振幅變化估計的阻尼深度(d_1)為3.25m ($=1/0.3078$)。時間落後 L 隨深度變化的曲線套配為：

$$L = 0.3115z + 0.0143 \tag{12}$$

由時間落後變化估計之阻尼深度(d_2)為3.21m ($=1/0.3115$)，此數值和由振幅變化估計之結果(3.25m)相當吻合。由阻尼深度 d_1 和 d_2 ，利用式

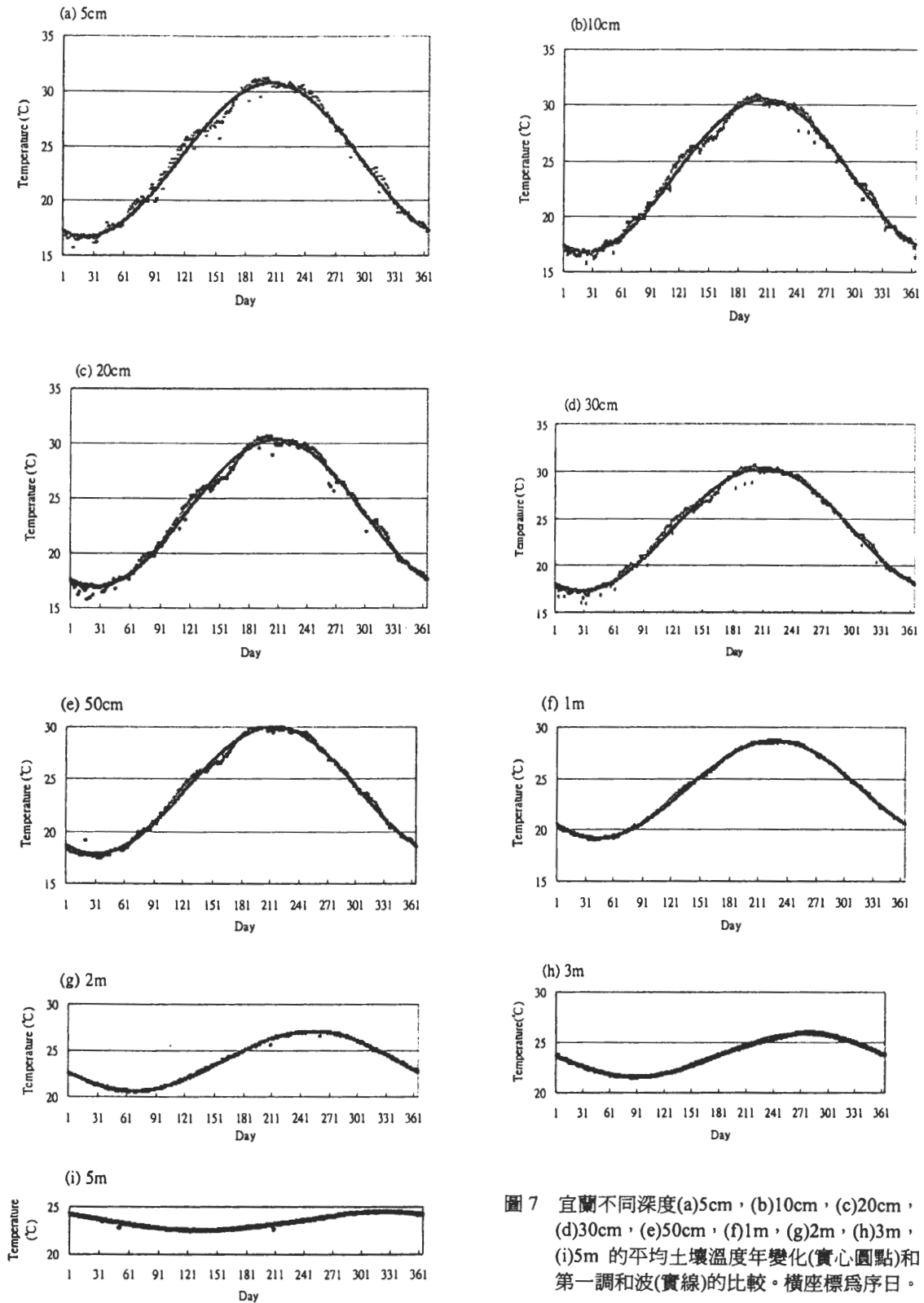


圖 7 宜蘭不同深度(a)5cm，(b)10cm，(c)20cm，(d)30cm，(e)50cm，(f)1m，(g)2m，(h)3m，(i)5m 的平均土壤溫度年變化(實心圓點)和第一調和波(實線)的比較。橫座標為序日。

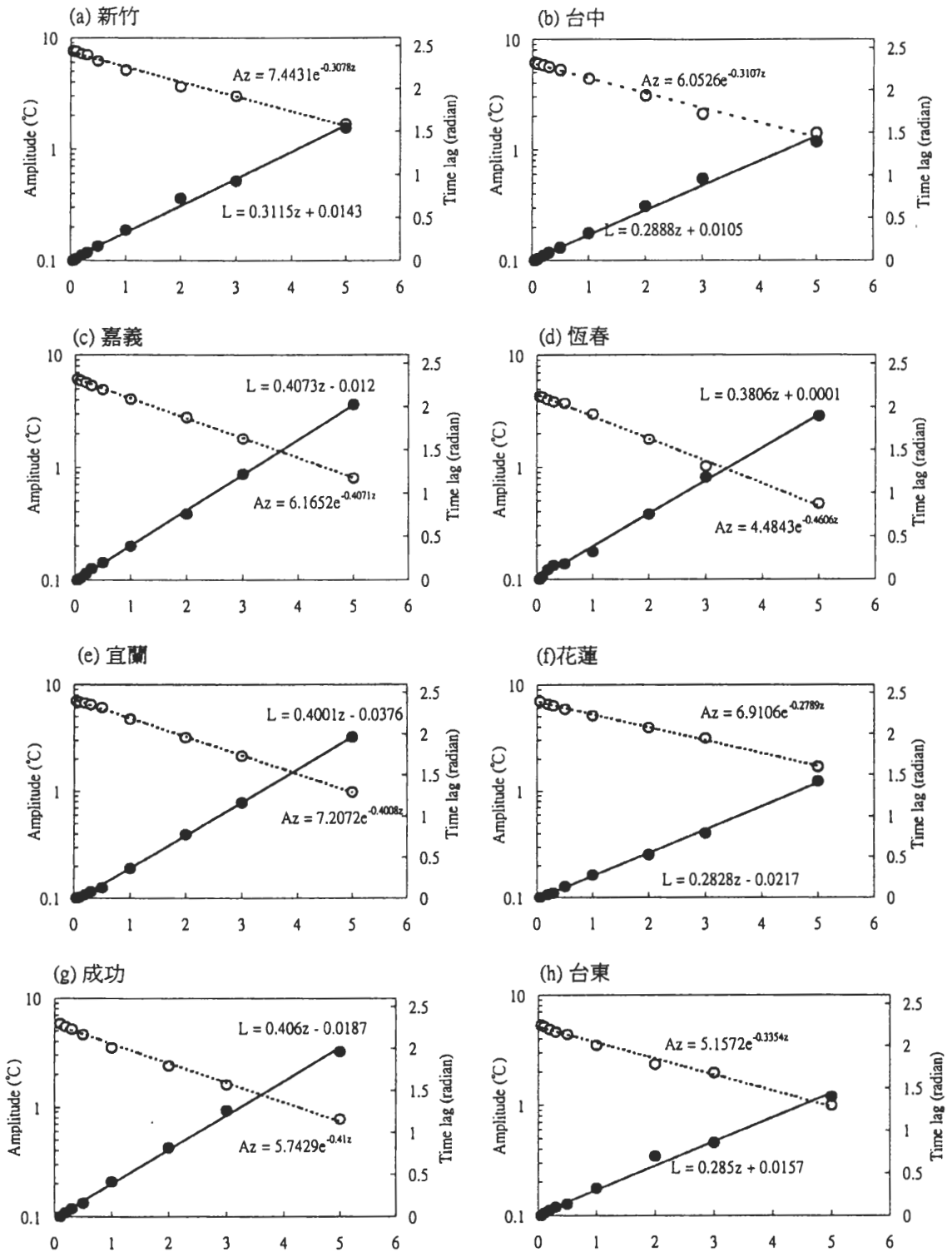


圖 9 各測站土壤溫度年變化振幅(空心圓)和時間落後(實心圓)隨土壤深度(橫座標, 單位 m)的變化。縱座標左邊為土壤溫度振幅, 以對數表示。縱座標右邊為時間落後, 以 5cm 深度的落後時間為基準。曲線套配: 虛線為振幅, 實線為時間落後。

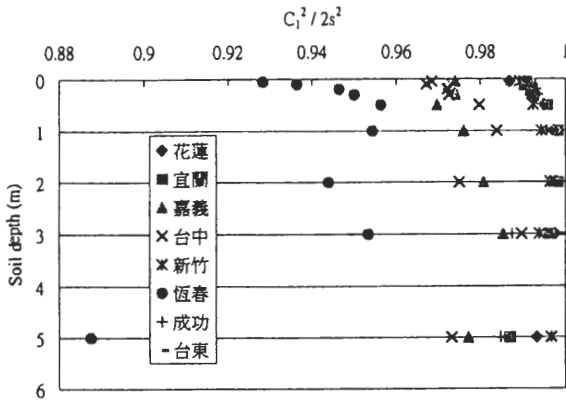


圖 8 各測站在不同深度，第一個調和波對土壤溫度方差的貢獻($C_1^2/2s^2$)， C_1 為第一調和波振幅， s^2 為均方差。

(9)得到的土壤熱擴散係數分別為 $1.052 \times 10^{-6} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ 和 $1.026 \times 10^{-6} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ 。

表二為利用上述過程，由圖 9 所得到各測站的表面土壤溫度振幅，以及估計的阻尼深度和土壤熱擴散。由表二可見表面土壤溫度振幅隨緯度之增加而增加，最南邊的恆春為 4.49°C ，最北邊的新竹為 7.44°C 。圖 10a 為各測站表面土壤溫度振幅和所處緯度的對應情形，愈往南表面土壤溫度振幅越小。一般而言，緯度較高時，天氣、氣候的年變化比較清楚，愈接近赤道，年變化愈

表二 各測站表面土壤溫度年變化振幅 T_{so} 、阻尼深度 d 和熱擴散係數 K_s 的估計值。 d 和 K_s 的下標 1：由土壤溫度振幅推估的結果，下標 2：由時間落後隨推估的結果。

	新竹	台中	嘉義	恆春	台東	成功	花蓮	宜蘭
振幅($^\circ\text{C}$) \bar{T}_{so}	7.44	6.05	6.17	4.49	5.16	5.74	6.91	7.21
阻尼深度 (m)	d_1	3.25	3.22	2.17	2.98	2.44	3.59	2.50
	d_2	3.21	3.46	2.46	2.63	3.51	3.54	2.50
土壤熱擴散係數 ($\times 10^{-7} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$)	K_{s1}	10.52	10.31	4.69	8.85	5.93	12.84	6.23
	K_{s2}	10.26	11.93	6.03	6.89	12.27	6.03	6.23

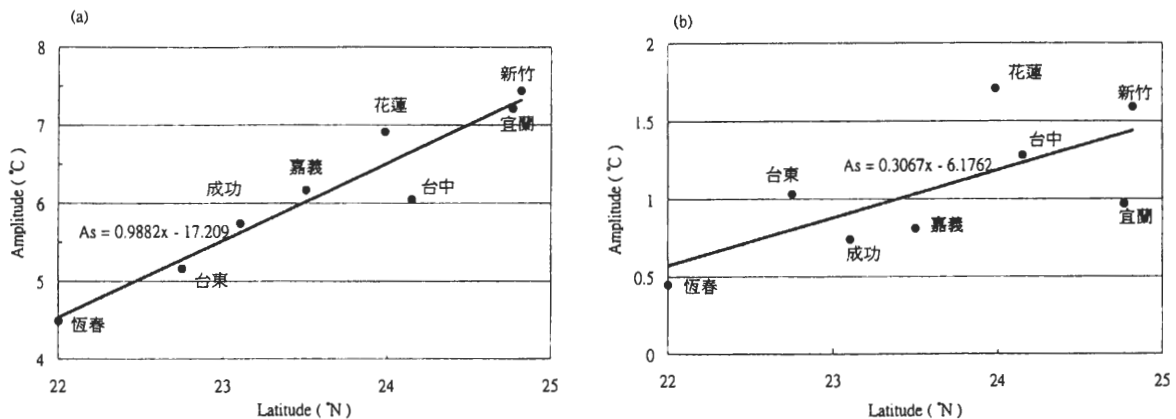


圖 10 各測站(a)表面，(b)5m深度的土壤溫度振幅，隨測站所在緯度的變化。

小。台灣南北距離雖然很小，但是南、北部受中緯度天氣系統影響的程度也有所不同，在北部受影響比較大，所以表面土壤溫度振幅也比較大，在南部受影響相對比較小，所以表面土壤溫度振幅也比較小。在深度 5m 的土壤溫度振幅也有隨緯度增加而變大的情形(圖 10b)，但是不如表面土壤振幅(圖 10a)那麼明顯。

由表二也可看出，各測站分別由土壤溫度振幅隨深度改變推估的阻尼深度(d_1)，和由時間落後隨深度變化推估的阻尼深度(d_2)比較結果，兩者大致接近，此結果增加推估值的可信度。推估的阻尼深度，最小值為恆春的 2.17m，最大值為花蓮的 3.59m。在西部測站的阻尼深度有隨緯度往南而減少的趨勢，但在東部測站則趨勢不明顯。由阻尼深度推估的土壤熱擴散，最小值在恆春($4.69 \times 10^{-7} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$)，最大值在花蓮($1.28 \times 10^{-6} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$)。由圖 1 可見四種不同種類和含水量的土壤熱擴散係數值合理範圍約在 1.0×10^{-7}

m^2s^{-1} 到 $1.3 \times 10^{-6} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ 。文中也將吳和鄭(2001)的結果示於表三。除了前面所述，在吳和鄭(2001)的方法中，振幅設為最高土壤溫度和最低土壤溫度差值的一半之外，時間延後則可由最高土壤溫度或最低土壤溫度出現時間兩種方式推估。比較表二和表三，由土壤溫度振幅變化推估之阻尼深度(表二，三中 d_1)和熱擴散係數(表二，三中 K_{s1})相當一致。但是本文經過調和分析處理以後，由時間落後所推估之阻尼深度和熱擴散係數(表二， d_2 和 K_{s2})和由振幅變化代之結果相比較，大致而言，會比吳和鄭(2001)的結果(表三， d_2 ， d_3 ， K_{s2} 和 K_{s3})更接近。即本文之結果會有較大的一致性和可靠性。

表三中各測站推估的土壤熱擴散值是代表一個長期、整層的平均狀態的結果。一般而言，土壤熱擴散係數是土壤種類和土壤含水量的函數，對於一個地區而言，可能會因為土壤種類、深度不同，或環境條件改變，例如土壤含水量改

表三 同表2，但為吳和鄭(2001)估計之結果。阻尼深度 d 和熱擴散係數 K_s 的下標1：由土壤溫度振幅推估的結果，下標2：由最高溫度峰值之時間落後推估的結果，下標3：最低溫度峰值之時間落後所推估的結果。

		新竹	台中	嘉義	恆春	台東	成功	花蓮	宜蘭
振幅($^{\circ}\text{C}$) \bar{T}_m		7.5	6.1	6.2	4.8	5.3	6.0	7.2	7.5
阻尼深度 (m)	d_1	3.2	3.1	2.5	2.2	3.0	2.3	3.6	2.4
	d_2	2.9	3.1	2.4	2.5	3.0	2.7	2.8	2.1
	d_3	3.2	3.3	2.8	3.0	3.3	2.3	3.0	2.4
土壤熱擴散 係數 ($\times 10^{-7} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$)	K_{s1}	10.	9.6	6.2	4.8	9.0	5.3	13.	5.7
	K_{s2}	8.3	9.6	5.7	6.1	9.0	7.3	8.0	4.4
	K_{s3}	10.	11.	7.7	9.2	11.	5.1	8.8	5.8

變，而有所變化。新竹、台中、花蓮的土壤熱擴散值估計值雖然超過 $1.0 \times 10^{-6} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ ，但尚在合理的範圍內。

四、結 語

由中央氣象局 8 個測站的土壤溫度觀測資料分析結果顯示，除了恒春以外，各站土壤溫度的年變化，趨勢大致相似，但仍有些細部的差異，其部分原因可能因受到日雨量變化不同所致。下雨時密雲遮蔽，減少短波輻射到達地面，低溫雨水滲入土壤，土壤潮溼使熱擴散係數加大，這些因素都會阻礙白天上層土壤溫度的上升。各測站 5 cm 深度的最低土壤溫度大都發生在一月中旬左右，最低溫土壤溫度的值和測站緯度有關，在北邊測站的最低土壤溫度值比較低，往南逐漸增加。除了恒春以外，最高土壤溫度大都發生在七月中旬左右。

各測站的平均土壤溫度年變化的振幅隨深度呈指數減小，而最高溫度或最低溫度的時間落後則隨深度增加而增加，符合土壤溫度傳導方程式解析解的特性。測站表面土壤溫度的振幅隨著測站所在緯度的增加而增加，這種特性到了 5m 的深度也還存在。各測站由土壤溫度振幅隨深度變化所估計的阻尼深度，和利用時間落後隨深度變化所估計的阻尼深度的大小相近。各站推估的組尼深度介於 2.1m 至 3.6 m 之間，經此導出的土壤熱擴散係數介於 $4.69 \times 10^{-7} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ 至 $1.28 \times 10^{-6} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ 之間，這些結果是在合理的範圍內。

誌 謝

本文是在國科會研究計畫編號 NSC 90-2111-M-002-027-AP4 的支助下完成，所使用資料由中央氣象局提供，喬文義教授和許晃雄教授提供許多協助和寶貴意見，蔡呈奇博士提供測站土壤質地的資料，王國隆先生和鄭文通先生協助本研究的進行，特此致謝。

參考文獻

- 吳清吉、鄭文通，2001：台灣土壤溫度特性和土壤熱擴散係數推估，第七屆全國大氣科學學術研討會論文集編，81-86，台北
- 吳清吉、徐培書，1996：觀音地區地面紊流通量與土壤熱擴散係數之估計，第五屆全國大氣科學研討會論文集編，396-400，台北
- Arya, S. P., 2001 : *Introduction to micrometeorology*. Second Edition, Academic Press, 415 pp.
- Benoit, R., 1977: On the integration of the surface layer profile gradient functions. *J. Apply Meteor.*, **16**, 859-860
- Bhumralkar, C. M., 1975: Numerical experiments on the computation of ground surface temperature in an atmospheric general circulation model. *J. Apply Meteor.*, **14**, 1246-1258.
- Blackadar, A. K., 1976: Modeling the nocturnal boundary. *Proceedings of the Third Symposium on Atmospheric Turbulence, Diffusion and Air Quality*, 46-49, Amer. Meteor. Soci.
- Bosilovich, M. G. and W. Y. Sun, 1995: Formulation and verification of a land surface parameterization for atmospheric models. *Bound.-Layer Meteor.*, **73**, 321-339.

- Deardorff, J. W., 1978: Efficient prediction of ground surface temperature and moisture, with inclusion of a layer of vegetation. *J. Geophys. Res.*, **83**, 1889-1903.
- De Vries, D. A., 1952: A nonstationary method for determining thermal conductivity of soil in situ. *Soil Sci.*, **73**, 83-89.
- Hadas, A., 1974: Problems involved in measuring the soil thermal conductivity and diffusivity in a moist soil. *Agric. Meteor.*, **13**, 105-113.
- Hsu, H.-H. and C.-T. Chen, 2002: Observed and projected climate change in Taiwan. *Taiwan. Atmos. Phy.*, **79**, 87-104.
- Isdo, S. B., R. D. Jackson, R. J. Reginato, B. A. Kimball, and F. S. Nakayama, 1975: The dependence of bare soil albedo on soil water content, *J. Apply Meteor.*, **14**, 109-113.
- Panofsky, H. A. and G. W. Brier, 1965: *Some applications of statistics to meteorology*. Pennsylvania State University, 224 pp.
- Sellers, P. J., 1965: *Physical climatology*. Chicago Press., 272 pp.
- Van Wijk, W. R., 1967: New method for measuring heat flux density at the surface of soils or of other bodies. *Nature*, 213-214
- Van Wijk, W. R. and W. J. Derksen, 1966: Thermal properties of a soil near the surface. *Agr. Meteor.*, **3**, 333-342.
- Wierenga, P. J., D. R. Nielsen, and R. M. Hagan, 1969: Thermal properties of a soil based upon field and laboratory measurements. *Proc. Soil Sci. Soc. Am.*, **33**, 354-360.

Soil Temperature and Thermal Diffusivity Analyses for Eight Ground Stations in Taiwan

Ching-Chi Wu Wu-Ron Hsu

Department of Atmospheric Sciences, National Taiwan University

(Manuscript received 01 May 2002 ; in final form 17 January 2003)

ABSTRACT

Soil temperature is an important variable for the process of land-air interaction. The temperature difference between air and land determines the surface sensible heat flux, which controls the growth of the atmospheric boundary layer. Soil thermal diffusivity is a key factor that affects the soil temperature. We used the past soil temperature records (until 1997) at eight ground stations of Central Weather Bureau to analyze their annual variations, damping depths, and thermal diffusivities. The results show that annual soil temperature is nearly sinusoidal in time with amplitudes decreasing exponentially with the soil depth. In addition, the time lags in soil temperature are proportional to the soil depth.

The wave amplitude of the surface soil temperature increases with latitude. For example, the amplitude is 4.5 °C at Hengchun (22°00' N), and 7.4 °C at Hsinchu (24°49' N). The ratios of the standard deviation to the mean of soil temperature also decrease exponentially with depth. Except for Hengchun, the contribution of the first harmonic to the variance is more than 96 %. The values of the damping depth estimated by the soil temperature amplitudes are consistent with those by the time lags. The estimated damping depths are between 2.1 m and 3.6 m. The estimated thermal diffusivities are between $4.69 \times 10^{-7} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ and $1.28 \times 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$.

Key words : Soil temperature, Thermal diffusivity, Damping depth.