

台灣北部地區混合層高度的觀測與模擬

彭啓明 林松錦

國立中央大學 大氣物理研究所

(中華民國八十四年十月十六日收稿；中華民國八十四年十二月三十日定稿)

摘 要

混合層高度為估計空氣污染潛勢和擴散濃度的重要參數，配合探空、聲波雷達及RASS的觀測，本文利用Holzworth法及一大氣邊界層模式來計算混合層高度，透過模式模擬來探討影響混合層高度的氣象因子，並藉此經由統計回歸的方式來修正聲波雷達低估混合層高度的現象。

分析結果顯示，Holzworth法的準確性並不如預期的好，這可能是台灣為海島型氣候，地形複雜，局部天氣系統相互影響，使得邊界層內發展的變化因素較多，而Holzworth法無法掌握這種變化。模式計算結果與探空曲線估計經比較發現頗為接近。由模式敏感度測試中，找出了影響混合層高度的氣象因子包括地面風速、混合層頂以上的溫度遞減率、地面溫度的變化、太陽仰角、地表粗糙程度、雲量及逸入區的作用等。混合層高度由聲波雷達的觀測發現，白天時在鄰近時間的變動情形很大。對混合層高度的觀測有低估的現象，在夜間大氣較為穩定時，聲波雷達則可較準確的測出地面逆溫層的高度。而與RASS的觀測資料比較，在逆溫層較低且很明顯時，聲波雷達觀測及模式計算與利用RASS的垂直溫度剖面所估計的混合層高度相當接近，而在大氣為中性時則有較大的出入。

關鍵詞：混合層高度

一、前 言

污染物在大氣中的傳輸及擴散作用，受到環境風場、溫度垂直結構以及亂流活動等氣象因素影響很大。風向及風速可以決定污染物傳送的方向和速率，風向的改變會影響污染物平流的方向。大氣混合層高度可以由大氣溫度的垂直結構來判別，當溫度的垂直結構有一明顯的逆溫現象時，其發生的高度即為大氣垂直擴散的頂點，亦即是混合層高度(或稱厚度)。因此，混合層高度對於污染物擴散的能力而言，是一項很重要的指標。

台灣地區混合層高度研究中，大多仍利用探空資料以Holzworth法(Holzworth, 1964)來估計。雖然有許多學者已使用到混合層高度作為其空氣污染模式或分析的重要參數，如莊(1993)、

柳(1977)、陶等(1994)及雷(1988)等，亦有不少學者對其測量的方式做一探討，如吳與吳(1989)、江等(1991)、林等(1991)及張等(1992)等，但對於其方法的適用性及準確性的探討仍付之闕如。本文之研究目的在於討論混合層高度的測量方法及探討混合層的發展特性，以對混合層高度的觀測有更進一步的了解。研究將以TAMEX(Taiwan Area Mesoscale EXperiment)期間的探空觀測資料來探討Holzworth法及大氣邊界層模式計算混合層高度的準確性，並和聲波雷達及RASS(Radio Acoustic Sounding System)的觀測值比較。利用模式模擬來探討影響混合層高度的氣象因子，並以此經統計回歸的方式來修正聲波雷達低估混合層高度現象。文中將同時討論混合層高度的季節變化。

二、混合層高度的測量與估計

(一) 利用探空及地面氣象資料(Holzworth法)

Holzworth(1964)提出此法時，主要是來估計每日混合層最高高度，以地面氣溫最高值(約午後1-2小時)及上午(0000 UTC或1200 UTC)的探空資料來估計混合層最高高度。Holzworth(1964)係假設大氣低層(幾公里以下)的溫度結構在一日內的變化很小，僅在地面附近因太陽加熱所造成的增溫而使邊界層結構改變，由夜間的穩定層逐漸變成中性層而後變成不穩定層。當地面以上均為中性層時，在斜溫圖上由地面溫度沿乾絕熱線上升至逆溫層底時即為混合層高度，之後地面溫度逐漸上升，只要由地面溫度沿乾絕熱線與中性層時的溫度垂直分布線相交便可得到逐時的白天混合層高度，或以溫度內差的方式來求得。在實際應用上，若選取早上最接近日出後一兩小時的探空觀測(在台灣地區為早上八點)，以地面溫度加上幾度在斜溫圖上沿乾絕熱線上升與探空曲線交點高度即為混合層高度。地面溫度加上一定值的主要原因為早上的探空各地區時差不一，可能無法有混合層為完全中性時之狀態的探空，施放探空時的地面溫度可能早已升高或仍未達混合層為中性時之溫度，故須加減溫度以彌補這時間差。同時在美國地區的探空測站大多位於郊區，如考慮都市地區，由於熱島效應的影響，都市地面溫度較郊區為高，因此加上一值校正之。

台灣地區探空時間為早上八時，許多研究對加幾度來計算並不一致。張等(1992)為地面溫度加上五度，莊等(1993)為地面溫度加上兩度，江等(1991)為以板橋的探空站及氣象局台北站的地面溫度比較，台北站平均高出1.6度，已反應出前所述熱島效應的現象，故本文以此二測站做Holzworth法計算時，不須再將地面溫度修正。

Holzworth法忽略了溫度的平流、大尺度的沉降氣流、垂直風切及機械性亂流對垂直混合的影響等。當有天氣系統經過時(如寒潮或鋒面)，使得整個邊界層是呈穩定的狀態，或地面溫度較探空第一層溫度低時，以Holzworth方法則無法求出混合層高度，不過在實用上，此法相當方便。

在本研究中將溫度的垂直剖面換算為虛位溫的垂直剖面，這種表示方式，可以從圖上直接看出大氣的穩定性，在物理意義上有較易解釋的優點，例如當虛位溫的斜率為正時，代表為穩定

的逆溫層，斜率為負時，代表不穩定的大氣，而斜率為零時，代表為中性的大氣。因此，只要由地面測站的虛位溫劃一直線（即為乾絕熱直減率）與上午八時虛位溫垂直剖面的交點，便可得到該時的白天混合層高度。

(二) 聲波雷達

由於聲波對大氣擾動的敏感度遠超過電磁波，特別在低層大氣中，聲波折射率受大氣擾動所造成之影響較電磁波約強1000倍以上(Singal, 1993)。這也就是聲波雷達被認為是觀察大氣邊界層最具潛力工具的理由。另外聲波雷達造價低廉，又能隨時觀察近地面之大氣邊界層，足以滿足微氣象研究者之需求。目前各大研究機構所使用之聲波探測系統，種類相當繁多且複雜，一般皆以Sodar (SOund Detection And Ranging)來稱呼，它們的外表及數據資料傳輸和處理的附屬設備各有不相同，但其理論基礎和所得到的觀測結果則大同小異。Sodar之原理是利用發射特定頻率聲波（約1~10kHz），因聲波是一種縱波，是靠介質間的振動來傳遞，當其遇到密度不連續（即溫度不均勻）時，立即會有散射回波發生。因此當Sodar發出的聲波向上傳遞，遇到小尺度的溫度不均勻（大約10公分）會有回波產生，由於溫度每升高1°C聲速會增加約0.2%，回波經過放大及過濾後即可得到各高度回波值隨時間變化情形。再利用回波圖的判別或利用回波值與邊界層參數間關係(Neff and Coulter, 1986；Melas, 1990, 1993)可求得混合層高度。而利用都卜勒效應(Doppler effect)，也可以求得各高度的風場。本研究使用之聲波雷達為法國REMTECH公司所製造的PA2型Doppler Sodar，現正置於中央大學校內西側觀測園內，觀測資料由1993年4月至1994年3月，每十五分鐘有一個混合層高度的觀測平均值。過去的聲波雷達係為聲波回波圖利用人工的判別來決定混合層高度，本研究所採用的聲波雷達係利用聲波之回波值與邊界層參數間關係求得混合層高度。

(三) RASS

聲波的傳播速度與大氣溫度的關係如下式所述

$$V_s = 20.05 \times \sqrt{T_a} \quad (1)$$

其中 V_s 為聲波的速度(m/s)， T_a 為大氣溫度(°K)。由於聲波是縱波，當聲波在大氣傳播時，聲波會不斷的壓縮大氣，造成大氣折射指數的變動。若同時發射電磁波去探測這種大氣折射指數的變動，再利用電磁回波的都普勒頻移及(1)式便可得到大氣溫度的訊息(Masuda, 1988)。本研究使用的系統為位於中大觀測園的ISS (Integrated Sounding System)內的RASS系統（與聲波雷達距離約三十公尺），該系統有四個發射聲波的喇叭發射適當頻率的聲波，電磁波的發射及接收係利用ISS的剖風儀(wind profiler)的雷達系統。經處理後可以得到離地表約1500公尺內的虛溫隨高度的變化，每隔60公尺有一個觀測值，利用靜力平衡，換算得到每層的氣壓值。觀測資料由1994年1月開始，每二十分鐘有一次觀測平均，為上午八時至下午五時；夜間的觀測僅有3月28、29兩日。

(四) 大氣邊界層模式

本文所使用的大氣邊界層模式，為Wheeler(1991)所發展，是用來計算混合層高度及空氣污染模式所需參數的前置模式。其基本架構是參考Holtslag and van Ulden (1983)及van Ulden and Holtslag (1985)所發表的大氣邊界層參數的求法，本模式最大特點是只須日常的地面及探空觀測資料即可求得在空氣污染模式所需的邊界層參數。計算方式首先由地表的特性及地面氣象資料計算逐時的地面熱通量，並提供計算Monin-Obukhov長度(L)及摩擦速度(u_*)所需，由Monin-Obukhov長度可用來判別近地層大氣的穩定性，並分別計算在各種機制作用下的混合層高度。當近地層大氣為中性時，由Blackadar and Tennekes(1968)所提出的

$$z_n = \frac{c_n \times u_*}{f} \quad (2)$$

其中 z_n 為近地層大氣中性計算時的混合層高度， $c_n = 0.2$ 為經驗常數， f 為科氏參數。即近地層為中性大氣時，混合層高度只和摩擦速度有關。近地層大氣為中性時，地表以上較高層有一逆溫層出現，此時混合層高度會被限制於此逆溫層底之高度，若逆溫層高度小於 z_n 則混合層高度為此逆溫層高度。當為近地層為穩定大氣時，由Zilitinkevich(1972)關係

$$z_s = c_s \left(\frac{u_* L}{f} \right)^{1/2} \quad (3)$$

其中 z_s 為穩定計算時的混合層高度， $c_s = 0.4$ 為經驗常數。當近地層為不穩定大氣時，係以熱力作用為主，一般採用的為Slab模式，最早由Ball(1960)所提出。Slab模式的主要假設是（如圖1a）：

1) 在混合層內的平均變數(位溫，水汽含量及污染物濃度等)不隨高度變化而為常數，且在混合層頂與自由大氣交界處有不連續值。

2) 熱通量及動量通量在混合層內隨高度為一線性遞減關係，且在混合層頂與自由大氣交界處有一不連續。

3) 將逸入區簡化為不連續值的交界面。

本模式中參考Steyn and Oke (1982)的方法，加入了沈降及平流作用，主要計算公式如下：

$$\Delta\theta \frac{dz_i}{dt} = -H_i + \Delta\theta\omega(z_i) \quad (4)$$

$$\frac{d\Delta\theta}{dt} = \gamma_i \frac{dz_i}{dt} - \frac{d\bar{\theta}}{dt} + Q(z_i, t) \quad (5)$$

$$z_i \frac{d\bar{\theta}}{dt} = H_0 - H_i \quad (6)$$

$$H_i = cH_0 \quad (7)$$

其中 $\frac{d}{dt} = \frac{\partial}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial}{\partial x}$ ； \bar{u} 為地面平均風速； i 、 0 分別代表逆溫層底及地面； H 為熱通量； z_i 為混合層高度； $\Delta\theta$ 為混合層頂的位溫跳躍(jump)； $\bar{\theta}$ 為混合層之平均位溫； γ_i 為混合層頂上逆溫層之溫度斜率； $c = -0.2$ 為經驗常數； $\omega(z_i)$ 為在混合層頂之沈降速度，可以用 βz_i 表示，其中 β 為水平方向之輻散， $\beta = 0.1 \sim 0.3$ 為經驗常數，在此定為 0.2 ；由

$$w = -\frac{\partial z}{\partial t} = \beta z_i \tag{8}$$

經積分後可得

$$z_{t_0} = z'_i e^{\beta(t-t_0)} \tag{9}$$

t 為時間， t_0 為初始時間，參考(圖 1b)所示，當空氣塊在 t_0 時高度 z_{t_0} ，降至 z'_i 其會造成逆溫層底由 θ_{t_0} 至 θ 的增暖，可由下式表示

$$\theta(t) = \gamma_{t_0}(z_{t_0} - z'_i) + \theta_{t_0} \tag{10}$$

γ_{t_0} 為在初始時的混合層頂上逆溫層之溫度斜率，將(9)式代入(10)式，將其對時間微分即為逆溫層底因沈降作用所造成的加熱增暖率 ($^{\circ}K/\text{hour}$)

$$Q(z_i, t) = \beta \gamma_{t_0} z_i e^{\beta(t-t_0)} \tag{11}$$

算出不同大氣狀態下之混合層高度後，最後加入近地層(surface layer)的厚度(約混合層的1/10)，便可得到每日逐時的混合層高度。有關模式詳細內容見彭(1994)。

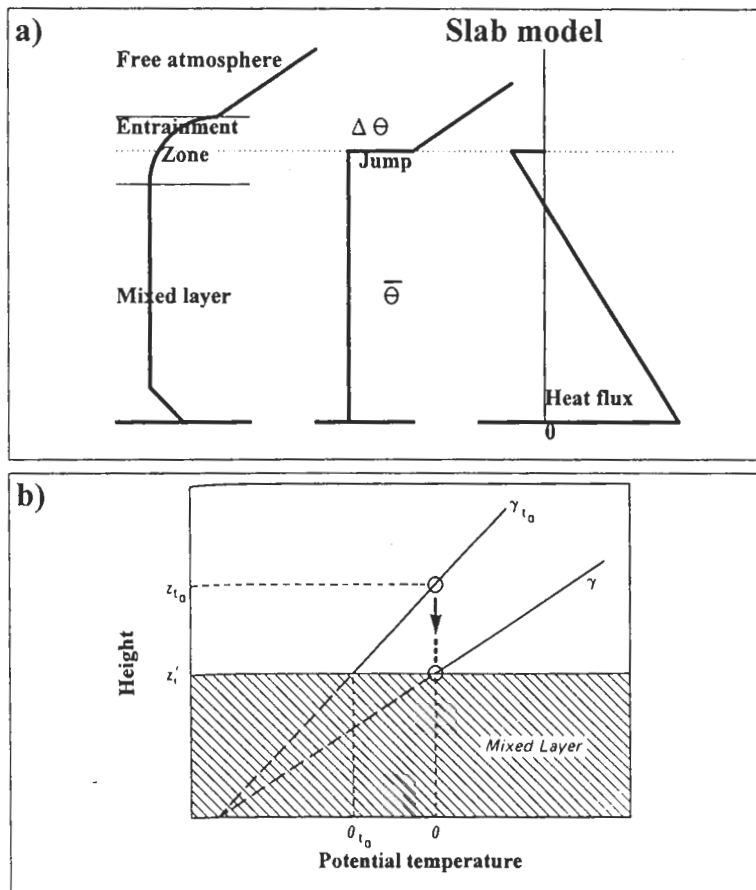


圖 1 (a) 圖左為典型的混合層的位溫垂直剖面，中圖為將混合層及逸入區簡化的 Slab 模式，右圖為 Slab 將模式簡化的熱通量垂直剖面。(b) 圖為當空氣塊由高度 z_{t_0} 經沈降至 z'_i 後，其會造成由 θ_{t_0} 至 θ 的增暖。(摘自 Steyn and Oke, 1982)。

三、結果分析與比較

板橋測站探空資料平日只有早上八時及夜間八時，較密集的探空觀測只有TAMEX期間(1987年5、6月)，每隔六小時有一次觀測，垂直剖面四十公尺有一個觀測值。故利用其作為Holzworth法及模式估計混合層高度的驗證。然若以人工判讀探空溫度剖面來決定混合層高度，可能的誤差為實際的觀測中，混合層內常層中有層，探空溫度剖面並非為理想的曲線，有時會有兩個逆溫層出現。本研究所進行的原則為逆溫特性最強的溫度剖面轉折點為混合層高度，而混合層頂亦有逸入區存在，由此估計可能的誤差應為一百公尺左右。其間未下雨且無明顯天氣系統經過的天數共十八日。地面氣象資料則採用台北測站的逐時氣象觀測，二站的距離約七公里。

(一) Holzworth 法

由圖2及表一a的相關係數分析中，TAMEX期間每日三個時間探空曲線估計的混合層高度和Holzworth法的估計值比較，可清楚的看出，8時的Holzworth法的估計有稍微低估的現象，14時則有很明顯的高估現象，20時存在著高估或低估的情形，分布較為散亂，顯示混合層的特性和8時已不相同，因此Holzworth法在輻射日落後準確性降低。Holzworth(1964)法係推估每日最大混合層高度，許多學者利用其推估白天逐時的混合層高度，夜間八時地表穩定邊界層尚未發展，而上層之殘餘層(Residual layer)仍停留在中性大氣的情況，Holzworth法是否適用仍屬未知，因此本文推估至夜間八時僅在於提供Holzworth法估計混合層高度適用性的參考。為解決Holzworth法在8時低估，14時高估的現象，吾人曾嘗試以地面溫度在8時增加，在中午14時加以減少，但結果卻無法提高其和探空估計值的相關度，且各季節的日溫度變化的情形並不同，在夏季地面不穩定層可能較早開始形成，冬季則較遲。在欠缺全年較密集的觀測資料的情況下，Holzworth法的在每個季節準確性與適用性有待進一步探討。

Holzworth法只考慮熱力的作用並未考慮機械力的作用，圖3為Holzworth法與探空曲線估計混合層高度值中，風速的分布。很明顯的，風速的大小對Holzworth法估計混合層高度的偏差並沒有明顯的關係。而由每個時間的探空垂直曲線可看出，大氣存在著許多的溫度擾動，這由越密集的的探空資料越可看出此現象，這也造成利用Holzworth法會有上下誤差。且Holzworth法過於依賴早上8時的探空，若是此時的氣流變化較大，造成的溫度擾動，即有可能會造成探空曲線的擺動，使得在與地面溫度相交時不正確性增大甚多，其與探空曲線估計的差異可高達300公尺以上，這種不正確性可能是造成在利用地面溫度或風速修正Holzworth法時，相關係數無法提高的主因。

過去許多研究利用Holzworth法估算混合層高度有偏低的現象，這主要和資料密度有很大的相關。由圖4a與圖4b比較，二者皆為板橋測站的探空資料，前者為約每隔300公尺一個資料，後者為每隔40公尺一個資料。前者由探空的垂直溫度剖面在邊界層內所看到的逆溫層底，常有逆溫很強的現象，且多位於1公里以上，極有可能為雲頂高度。而1公里內則很難看出有混合層，自然在以乾絕熱線與位溫垂直剖面相交時，會有嚴重的偏低。

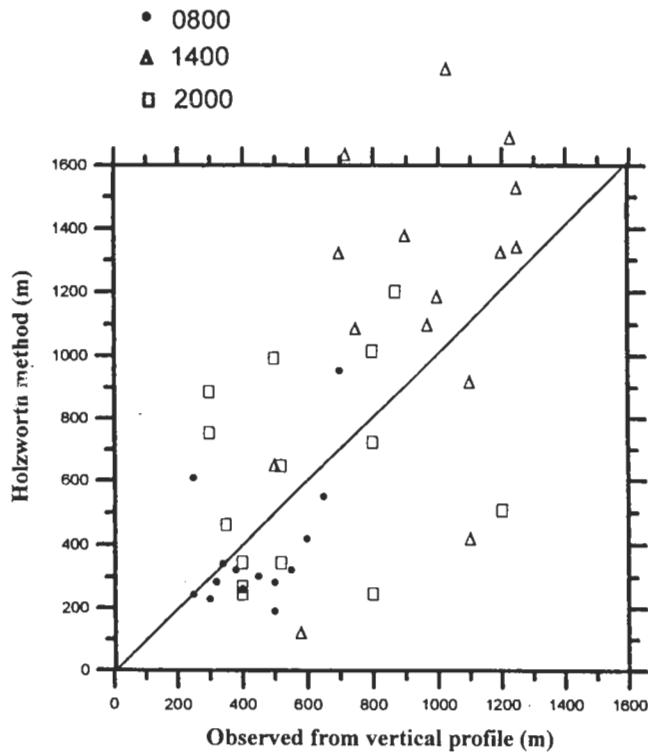


圖2 TAMEX 期間個案，探空曲線估計與Holzworth計算的混合層高度之比較，探空觀測時間為8時、14時及20時。

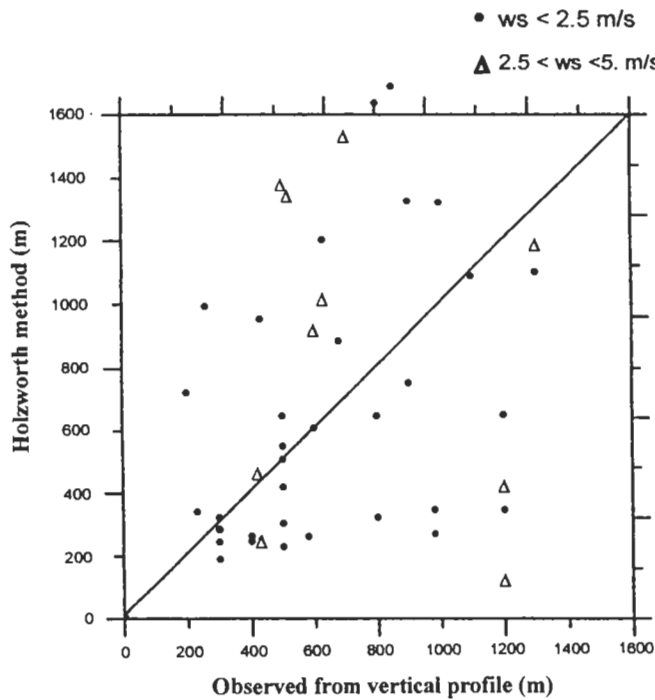
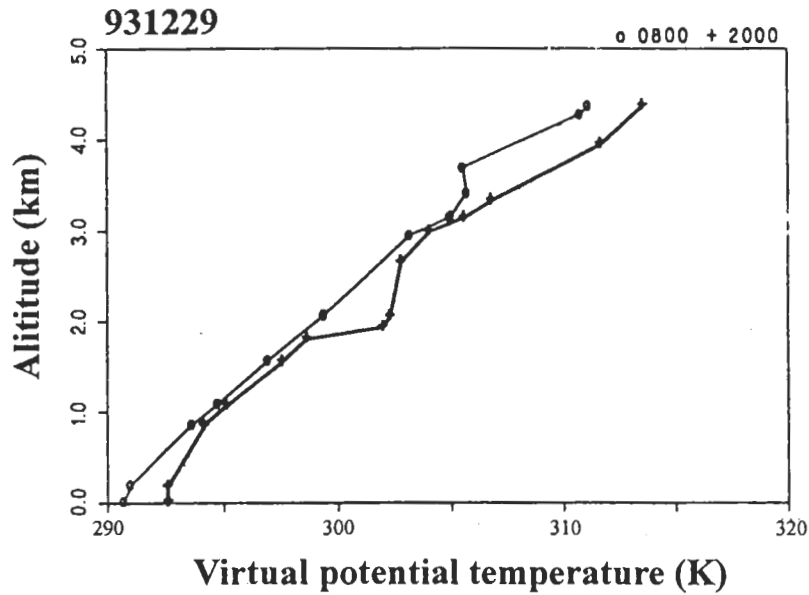


圖3 Holzworth 法與探空曲線估計混合層高度比較期間，地面風速的分布。

a)



b)

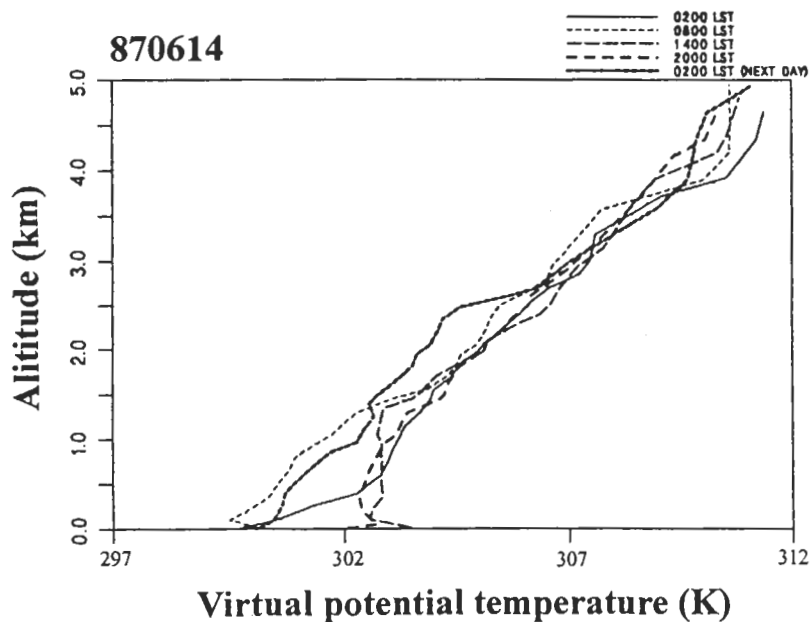


圖 4 (a)圖 12/29/1993 板橋探空 8 時與 20 時虛位溫的垂直剖面圖。(b)圖 6/14/1987 板橋探空 2 時、8 時、14 時、20 時及次日 2 時的虛位溫垂直剖面，其中線上符號為經處理後的資料點。

表一 TAMEX 期間(a)為Holzworth法計算與探空曲線估計的混合層高度的統計分析，(b)為模式與探空曲線估計的混合層高度的統計分析。

a)

	相關係數	誤差均方根 (m)	平均觀測值 (m)	平均Holzworth 法計算值(m)
上午8時	0.51	178	439	372
下午14時	0.43	463	870	1,174
下午20時	0.19	386	536	619
全部	0.67	361	615	722

b)

	相關係數	誤差均方根 (m)	平均觀測值 (m)	平均模式計算值 (m)
上午2時	0.24	130	380	312
上午8時	0.47	127	439	430
下午14時	0.68	157	870	730
下午20時	0.57	143	536	401
全部	0.78	138	556	468

由TAMEX期間的觀測作驗證，Holzworth法的準確性並不如預期的好，其與探空曲線估計的混合層高度，相關係數雖可達0.67，但誤差均方根高於300公尺，顯示誤差相當大。這可能是台灣為海島型氣候，地形複雜，局部天氣系統相互影響，使得邊界層內的變化因素較多，Holzworth法無法掌握這種變化。

(二) 模式的估計

由圖5可發現模式計算結果與探空曲線估計頗為接近，其分布較為集中，不似Holzworth法分布散亂，有明顯低估或高估的現象。模式與探空曲線估計的混合層高度的相關係數為0.78(表一b)，以下午14時表現最好，但有低估的現象平均約140公尺左右。夜間的表现較差，這主因由探空剖面來定義地表逆溫層較為困難，在許多的個案中均呈現逆溫層由地表至一兩公里，很難看出近地表的逆溫層。各時間的誤差均方根大多小於150公尺，此與Holzworth法比較起來好很多，同時模式計算結果能適時的反應出當時天氣的變化，對混合層高度時空的掌握上較佳。

(三) 影響混合層高度的因子

由以上討論顯示模式計算結果較Holzworth法佳，故以模式估計作為計算混合層高度時的主要參考值。在此藉由模式敏感度測試，找出影響混合層高度的因子及其影響的程度，並藉此來修正聲波雷達低估混合層高度的現象，而由敏感度測試中，亦可了解混合層發展的機制。

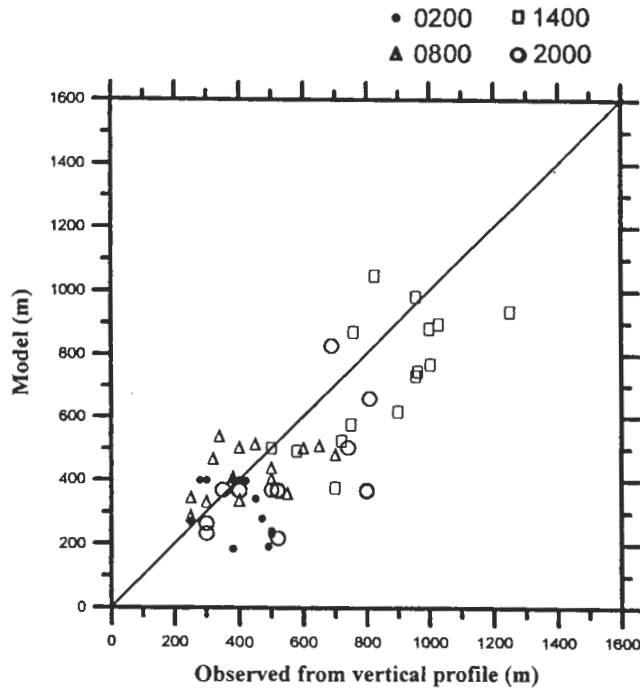


圖5 為TAMEX期間所選取個案探空曲線估計與模式計算的混合層高度的比較

地表粗糙長度 (z_0) 代表著地表的特性，例如在平坦的沙地上 z_0 約為 0.01 公尺；鄉村約為 0.01 公尺；森林地區約為 0.4 公尺；都市地區約為 0.5 至 1.1 公尺；建築物越多越高 (Stull, 1988)。要實際計算 z_0 ，需要較精密的大氣邊界層觀測儀器才能做到，且在各地區內小範圍的特性可能有很大的差異，通常利用的是經驗值。本文中採用 0.5 公尺，模式測試將 z_0 改變 0.2 至 0.7 公尺。在白天混合層高度計算上差別不大，夜間則隨 z_0 增加略有上升。在夜間機械力作用時， z_0 越大表示摩擦的作用較強，會造成混合的程度增加，混合層高度亦會上升。但若將 z_0 大幅改變 0.1 至 7.0 公尺 (圖 6)，白天時增加 z_0 會使其在穩定度的判定上近於中性的環境，由熱力轉換為機械力的計算，會造成混合層高度的降低 (如圖 6 在中午開始由不穩定計算變為中性的計算)。這可解釋都市與鄉村地區除了熱島效應的溫度差別外，另一項差異，都市的建築物較多較高，鄉村則較為平坦，混合層高度受其地表粗糙程度的影響因而不同。

雲在白天有阻止太陽加熱的效果，造成混合層高度的降低，雲在夜間則有維持混合層內溫度的作用，造成混合層高度的上升 (圖 7)。但夜間以機械力作用為主，雲的作用所造成熱力改變顯得較弱。

在模式測試混合層高度受風速影響的程度。由圖 8 可看出在夜晚時，在機械作用下混合層高度和風速成正比，風速越大則混合層高度愈高，但只能增大至一定高度，這主因混合作用若風速大到一定程度時，大氣會接近中性狀態，混合作用反而受到抑制，且會侷限到一定的高度以內。白天近中午時風速較大，風速加的越多，很容易使其接近中性狀態，混合層高度因此降低。當白天風速大於 6 m/s 時，模式設定為中性的計算，混合層高度因此降了很多。此因風切所產生的混合作用會使近地層的溫度梯度減小，熱氣塊由地面生成即被強風切所混合，近地層大

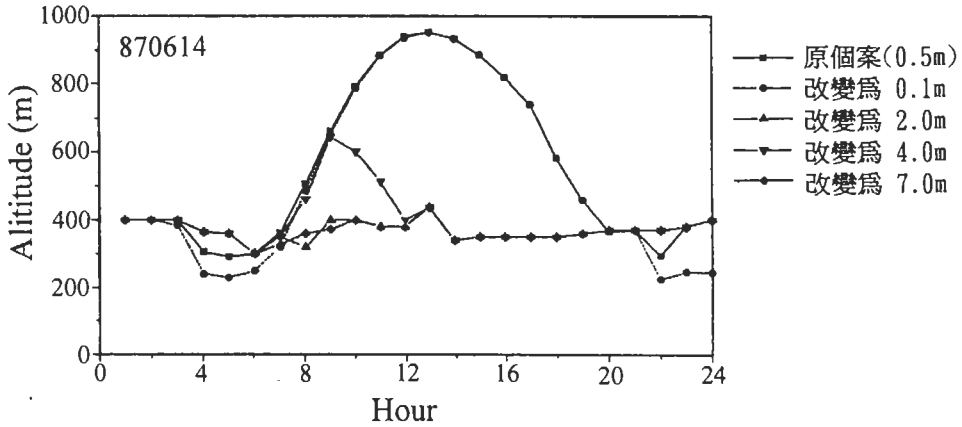


圖 6 改變 z_0 後的混合層高度，原有的 z_0 為 0.5m，分別改變為 0.1m、2.0m、4.0m 與 7.0m。

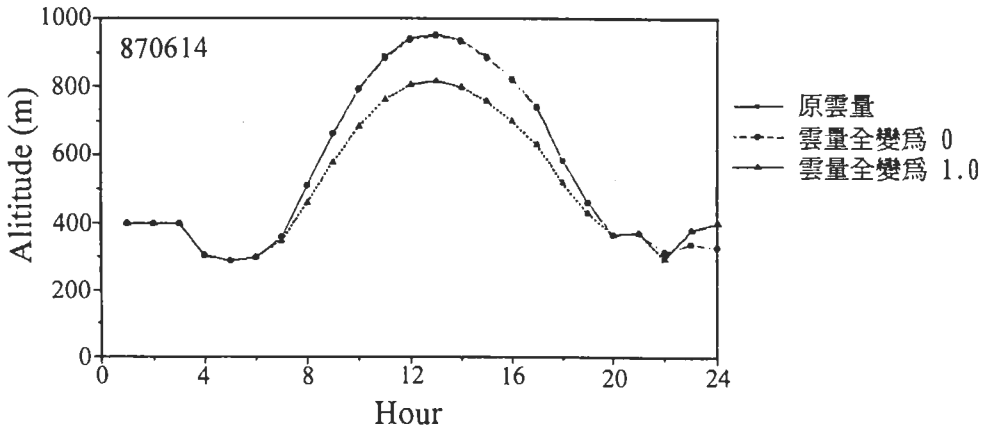


圖 7 改變雲量後的混合層高度，將原個案變為無雲(0)及全雲量(1.0)。

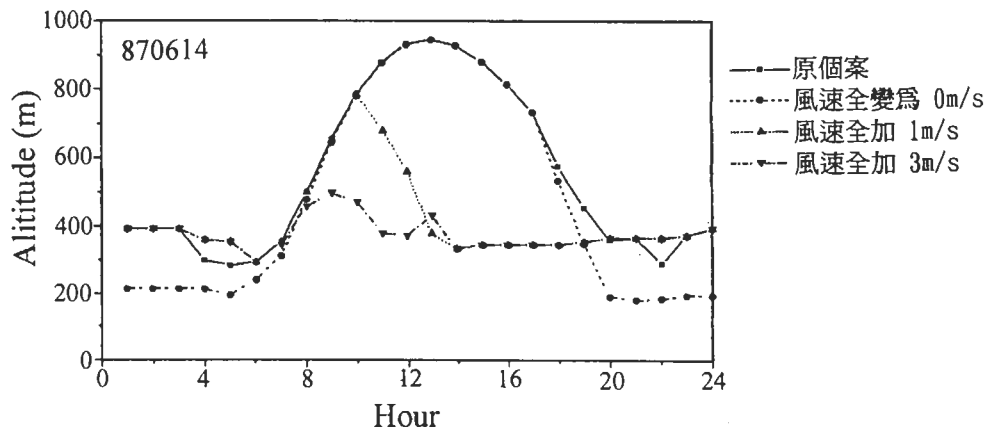


圖 8 改變地面風速後的混合層高度，分別改變為無風速及在原有風速上加 1 m/s 與 3 m/s。

氣會趨近於中性的狀態，地表熱通量減少，因此混合層的高度無法發展。洪(1994)針對台北地區的氣候統計分析也有類似的結果。

Slab 模式中，利用混合層頂以上逆溫層之斜率($^{\circ}\text{K}/\text{km}$)，計算方法為2至5公里探空觀測的虛位溫及高度剖面曲線作線性回歸，以回歸線的斜率代表混合層頂上的斜率。表二中為板橋探空觀測斜率的月平均，全年平均約為 $5.0^{\circ}\text{K}/\text{km}$ ，斜率較小約 $4.0^{\circ}\text{K}/\text{km}$ ，冬季斜率較大約 $7.0^{\circ}\text{K}/\text{km}$ ，這表示夏季逆溫穩定程度比冬季小，氣塊較易向上混合，混合層高度因此會較高。模擬時將斜率加減 $2.0^{\circ}\text{K}/\text{km}$ ，結果顯示加上 $2.0^{\circ}\text{K}/\text{km}$ 後，白天混合層高度有明顯的降低約100至200公尺，減掉 $2.0^{\circ}\text{K}/\text{km}$ 後，白天混合層高度有明顯的升高約100至200公尺(圖略)。夜晚則無變化，這表示在中性或穩定狀況下，混合的作用以機械力為主，不受大氣穩定度的影響。

表二 板橋探空的各月混合層頂2-5公里的虛位溫斜率。

年份	月份	混合層頂以上2-5公里的 位溫斜率 ($^{\circ}\text{K}/\text{km}$)	
1993	4	5.24	
	5	4.51	
	6	3.93	
	7	3.93	
	8	4.47	
	9	4.77	
	10	6.06	
	11	5.89	
	12	7.34	
	1994	1	6.37
		2	5.87
		3	5.64

由於逐時地面溫度的季平均相差可達五度，故將逐時地面溫度均分別同時增減五度及十度在模式中測試。結果發現同時增減逐時的地面溫度對混合層高度的影響很小(圖9)，增減五度與十度的差別並不大，僅在中午時地面溫度減掉十度後時有稍微導致混合層高度上升，其餘則地面溫度增加反而使混合層高度下降。這主因Slab模式所使用的為地面溫度隨時間的變化率來推估混合層高度隨時間的變化率(參閱(4)~(7)式)，當最高與最低溫度差不變，但地面溫度變小時，反而使其地面溫度變化程度加大(地面溫度由 15°C 變為 20°C 與由 25°C 變為 30°C ，雖然均變化 5°C ，但溫度較低時的變化程度較大)造成混合層高度的上升。而夜間混合作用以機械力為主，地面溫度影響很小。冬季白天地面最大溫度與夜間最低溫度相差約五度，夏季相差較大約八度，這種變化率的的差異(即地表的加熱)，比起整體地面溫度的差異對混合層高度的影響更為重要，為影響各季混合層高度差異的原因之一。

太陽仰角有明顯的季變化，在夏季太陽仰角較大，由太陽進來的短波輻射因此較多，會造成地表的熱通量增加，混合層高度因此會較高(圖10)。

逸入區會由自由大氣逸入較暖的空氣造成混合層內溫度的升高，間接造成混合層高度的上升。一般對逸入區的研究受限於觀測上的限制，仍有許多待探討之處。模式中對逸入區的參數化係以地面熱通量的2/10為逸入區逸入的熱通量值。在此，改變這種比例關係使其分別為1/10、3/10及5/10，比例越大代表逸入的熱通量越多。由圖11可看出這種改變在白天Slab模式計算尚有很大的差異，每改變1/10最大增加約80至100公尺。這種關係雖可解釋逸入區對混合層的作用，但在實際探空觀測的溫度垂直剖面，很難看出逸入區的範圍，地表加熱越多，逸入區的範圍亦變大，甚至可以大至四、五百公尺，這對混合層高度的觀測也造成了定義上的困擾，這可能是造成以探空估計混合層高度時，誤差的因素之一。

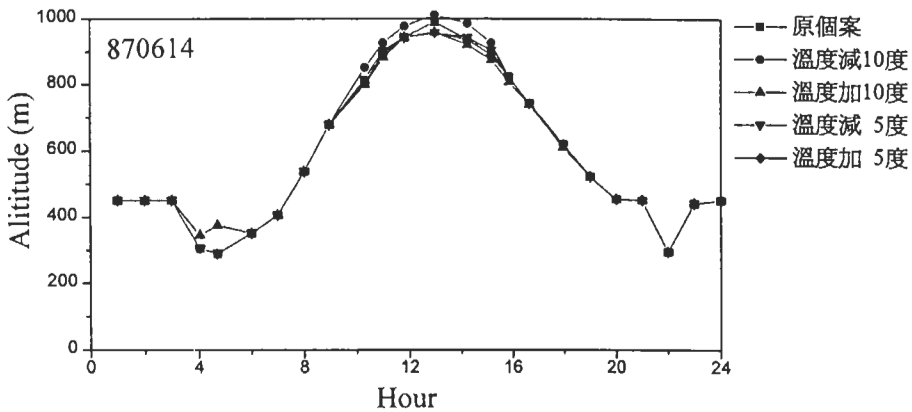


圖9 改變地面溫度後的混合層高度，地面溫度分別加減5度及10度。

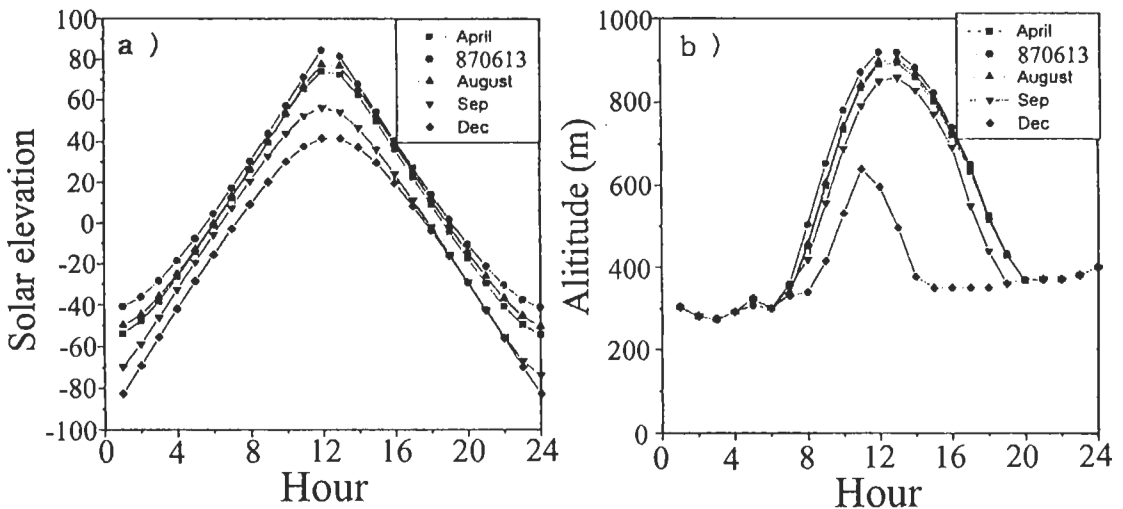


圖10 (a)以6/13/1987個案前後增減幾個月後的太陽仰角，使其分別代表各季的變化，(b)為改變太陽仰角後的混合層高度。

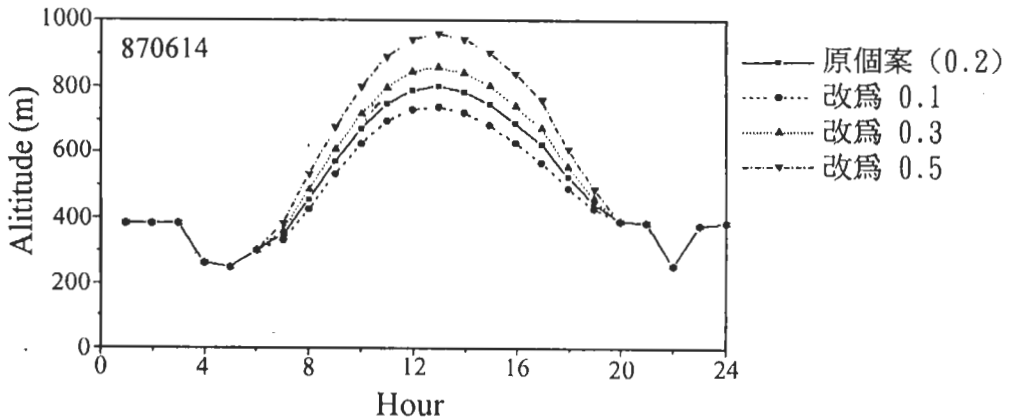


圖 11 改變逸入與地面熱通量之比例後的混合層高度，原有的狀態為 0.2，改變為 0.1、0.3、0.5。

(四) 聲波雷達的觀測

圖 12 為白天熱力作用發展較明顯時，聲波雷達觀測(細實線)與模式計算(粗實線)混合層高度隨時間的變化。聲波雷達因發射功率及環境其他音源的干擾，以每小時的平均值和模式模擬結果比較有很明顯低估的現象。而由十五分鐘一次的觀測平均值(圖略)可看出，在白天時所測出的混合層高度在鄰近時間的差異很大(約 200 至 300 公尺以上)，這主因白天時的地面因熱力作用產生的熱力胞生成較為迅速，亂流作用較強。或為逸入區的作用，由自由大氣帶來較暖的空氣下來，與熱力胞相互的作用結果，會使混合層高度內的溫度擾動及亂流作用增大，造成的熱力結構的變化。這種變化使得聲波雷達在以熱通量方式計算混合層高度時，有較大的變動劇烈。夜間時，大氣為穩定的狀態，亂流作用較小，因此在鄰近時間的變動較白天時小。

若白天風速較大，大氣呈現較為中性或穩定時，聲波雷達的觀測與模式計算結果則較接近(見圖 13)。夜間時，聲波雷達以地表的逆溫層高度或風速最大時的高度，經判別後為混合層高度，通常此時混合層高度約在四、五百公尺以內，位於聲波雷達可以涵蓋的範圍，同時干擾的音源較少，故可較準確的測出，觀測高度與模式計算結果接近。且夜間混合層高度的變動情形沒有像白天幅度那麼大，常有集中於一兩百公尺變動的範圍內，這代表夜間為較穩定的大氣，聲波雷達的夜間混合層高度應具有相當好的準確性。

由於聲波雷達觀測的混合層高度有明顯低估的現象，本文選取白天熱力作用發展明確的個案中，利用聲波雷達的觀測與模式計算結果作線性多重回歸，嘗試尋求一經驗式，以修正聲波雷達的低估現象。根據回歸分析比較的結果，相關度較高的回歸氣象因子為地面風速、地面溫度差(地表白天的增溫)、地面溫度、太陽仰角，其中地面風速是考慮聲波雷達係以熱力的作用來計算，忽略了風切所造成的機械力亂流；地面溫度差為白天地面溫度與上午六時的地面溫度差，代表地面加熱的程度；地面溫度雖然對混合層高度沒有很大影響，但考慮季節的差異時，仍將其考慮；太陽仰角代表的為太陽輻射的多寡，其有季節性的差異。回歸方程可以下式來表示

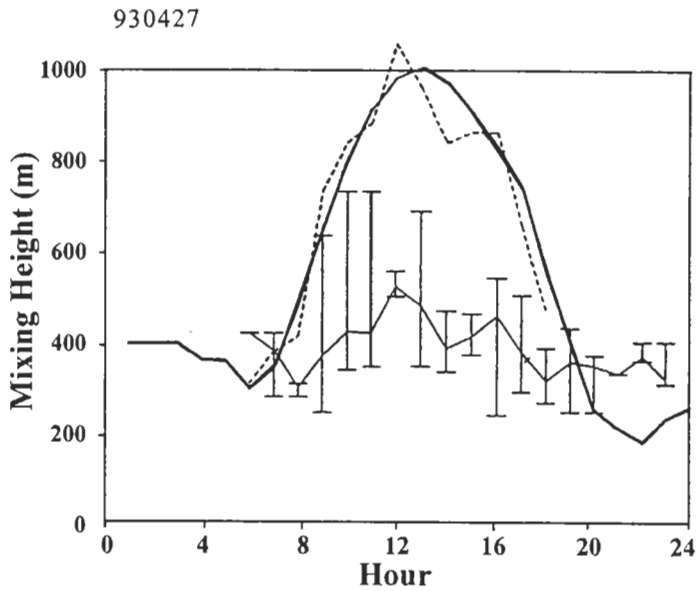


圖 12 當白天熱力作用發展明顯時，聲波雷達觀測與模式計算的混合層高度日變化圖。粗實線模式計算值，細實線為聲波雷達觀測每小時平均值，上下的標記為其前後三十分鐘所觀測之之最大及最小值，虛線為修正後的聲波雷達值。

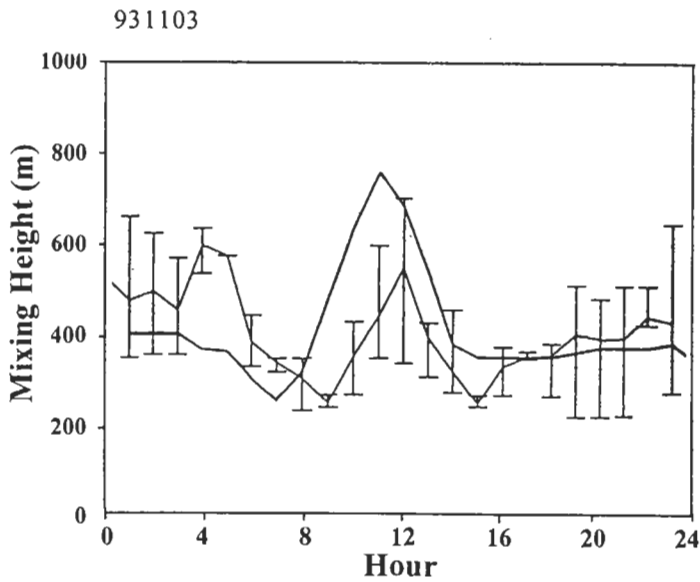


圖 13 當白天熱力作用發展不明顯時，聲波雷達觀測與模式計算的混合層高度日變化圖，說明同圖 12。

$$z_{sm} = z_s + s_1 V + s_2 \delta T + s_3 \phi + s_4 T_0 + s_5 \quad (12)$$

其中 z_{sm} 為修正後的聲波雷達觀測值 (m)， z_s 為聲波雷達觀測值 (m)， V 為地面風速值 (m/s)， δT 為白天地面溫度與上午六時的地面溫度差值 ($^{\circ}\text{C}$)， ϕ 為太陽仰角 ($^{\circ}$)， T_0 為地面溫度 ($^{\circ}\text{C}$)， s_1 、 s_2 、 s_3 、 s_4 及 s_5 均為回歸常數。表三為各季的常數值及相關係數分析，各季所計算出來的常數值並不相同，春夏較為類似，秋冬季差異較大，而全年的常數值與春季較為接近，這可能是因為在秋冬季熱力發展明顯天數較少，樣本數目不夠，造成回歸計算時未趨於穩定，因而常數的變動較大。全年的聲波雷達的修正觀測值與模式計算值相關係數為 0.79，誤差均方根為 139 公尺，且由圖 12 混合層高度的日變化及圖 14 混合層高度的日變化季平均，兩圖中虛線為聲波雷達的修正觀測值，與模式計算結果相當接近，顯示由這種修正後的關係式，已可用來修正聲波雷達在白天時低估的現象。

表三 聲波雷達混合層高度修正經驗式的係數及修正值與模式計算值的統計分析。

季節	S_1	S_2	S_3	S_4	S_5	相關係數 R	誤差均方根 (m)
春季	-6.82	34.26	3.78	18.99	-478	0.8	152
夏季	-6.27	17.24	5.56	7.67	-169	0.73	164
秋季	-12.74	23.37	10.55	0.51	35	0.71	185
冬季	15.13	-1.39	4.58	22.43	-375	0.75	124
全年	0.15	33.53	3.39	14.48	-357	0.79	139

(五) RASS 的觀測結果

圖 15 為 RASS 觀測的一些個案，圖中細實線為 RASS 所觀測的虛位溫垂直剖面，箭頭所指為由其剖面估計的混合層高度，粗實線為模式計算的混合層高度，* 為聲波雷達的觀測值。3/28/1994 (圖 15c) 夜間為無雲且風速微弱，聲波雷達觀測值、模式計算的混合層高度與 RASS 所看到的地表逆溫層高度頗為接近。白天模式與 RASS 所看到的逆溫層底頗為接近，或落在逆溫層底的上下 (如 2/1/1994 8 時至 12 時 (圖 15a)、3/5/1994 10 時至 12 時 (圖 15b) 及 3/28/1994 14 時至 16 時 (圖 15c))，而聲波雷達測到的是近地面的第一層逆溫，真正的逆溫層在五百公尺以上或更高時，聲波雷達有很明顯低估的現象 (如 3/5/1994 8 時至 13 時 (圖 15b) 及 3/29/1994 8 時至 18 時 (圖 15d))。由 RASS 測得的溫度剖面，大氣呈現中性的狀況頗多，此時聲波雷達觀測值有上下振動很大的現象 (如 3/5/1994 15 時至 17 時 (圖 15b))。而 RASS、模式計算及聲波雷達觀測值在逆溫層明顯時，所估算的值頗為接近 (如 3/28/1994 14 時至 16 時 (圖 15c))。

(六) 混合層高度日變化的季平均

混合層高度日變化的季平均計算，分別有熱力作用發展明顯日及全部可用日(即可用天數，包含了熱力發展明顯及不明顯的個案)兩種情況，在此分別做了三種的計算，包含模式計算值、聲波雷達觀測值及聲波雷達的修正值。由圖14，熱力作用發展明顯日的混合層高度日變化的季平均中，夏季平均最大混合層高度最高，約1000公尺，這與吳與吳(1989)較為接近，但高度平均略低於其約100公尺。夜間混合層高度季變化很小，冬季較高約350公尺；春季次之；夏秋較低，變化並不十分明顯。

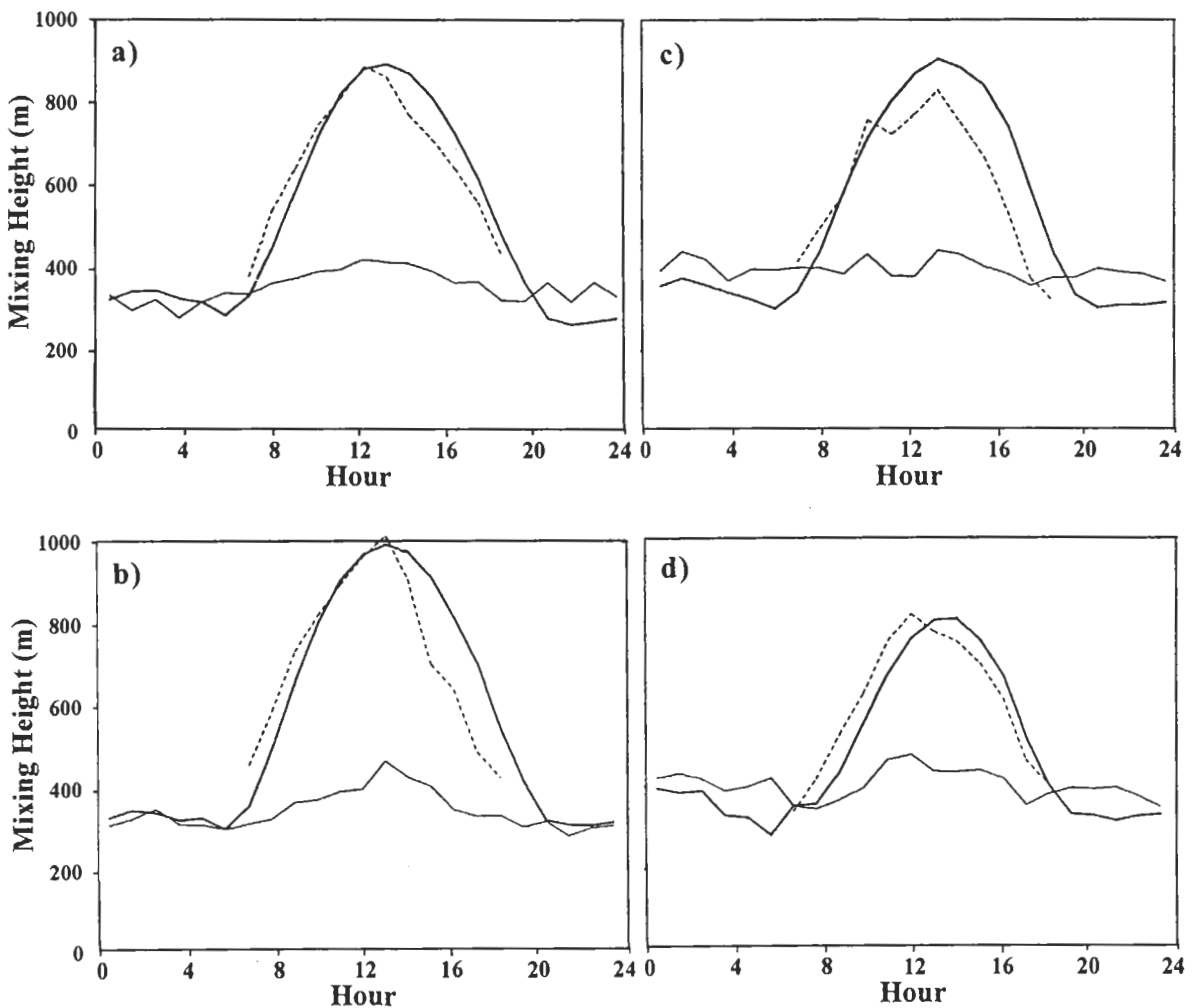


圖 14 在各季熱力發展明顯個案中模式計算與聲波雷達所觀測的混合層高度季變化的平均，粗實線代表模式計算結果，細實線代表聲波雷達所觀測的，虛線代表聲波雷達經修正後的混合層高度。(a)為春季，(b)為夏季，(c)為秋季，(d)為冬季。

a)

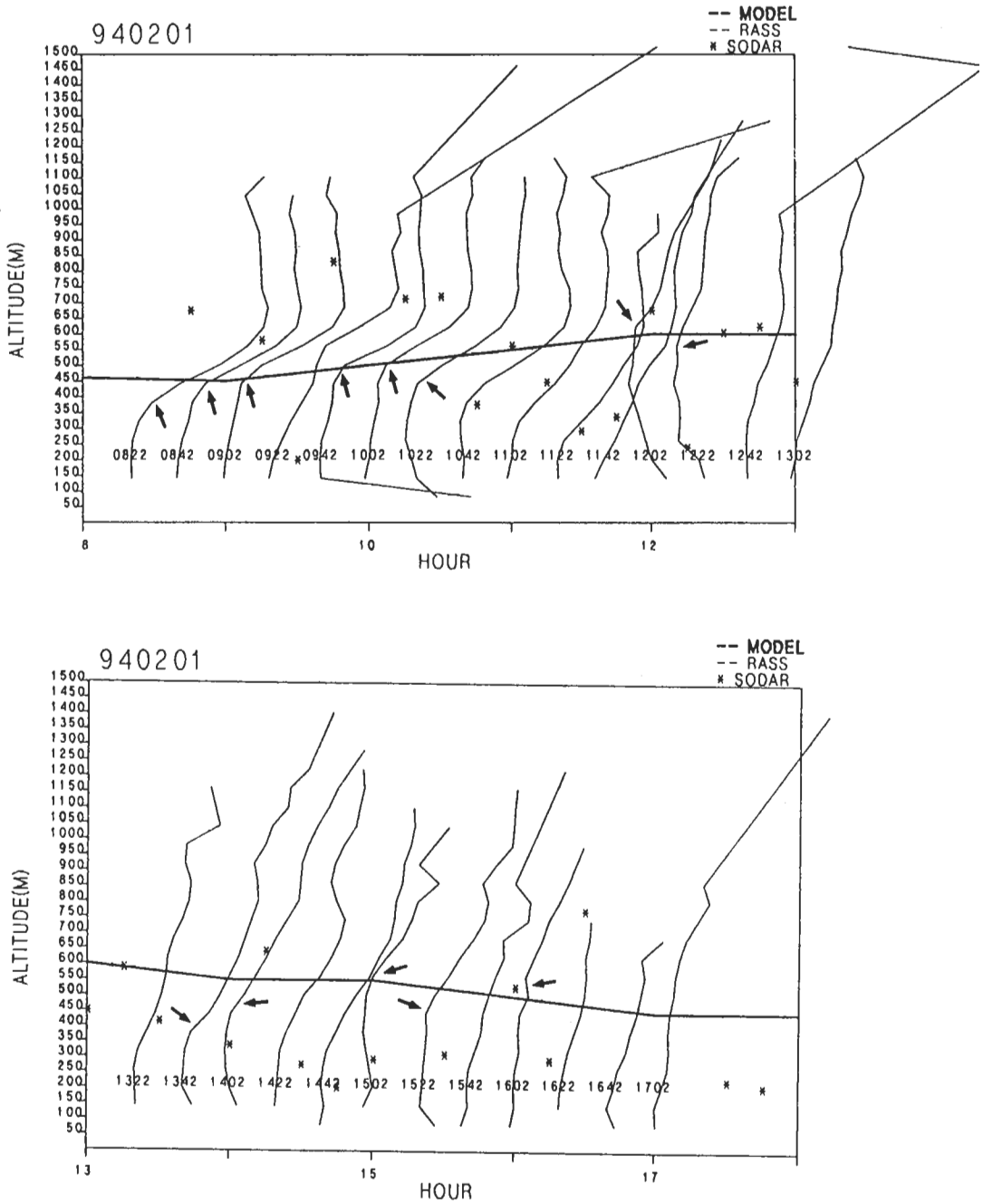


圖 15 RASS 與聲波雷達觀測及模式計算的混合層高度的比較，其中細實線為 RASS 所觀測的虛位溫垂直剖面，* 為聲波雷達的觀測值，粗實線為模式計算結果，箭頭代表由 RASS 的垂直剖面估計的混合層高度。

b)

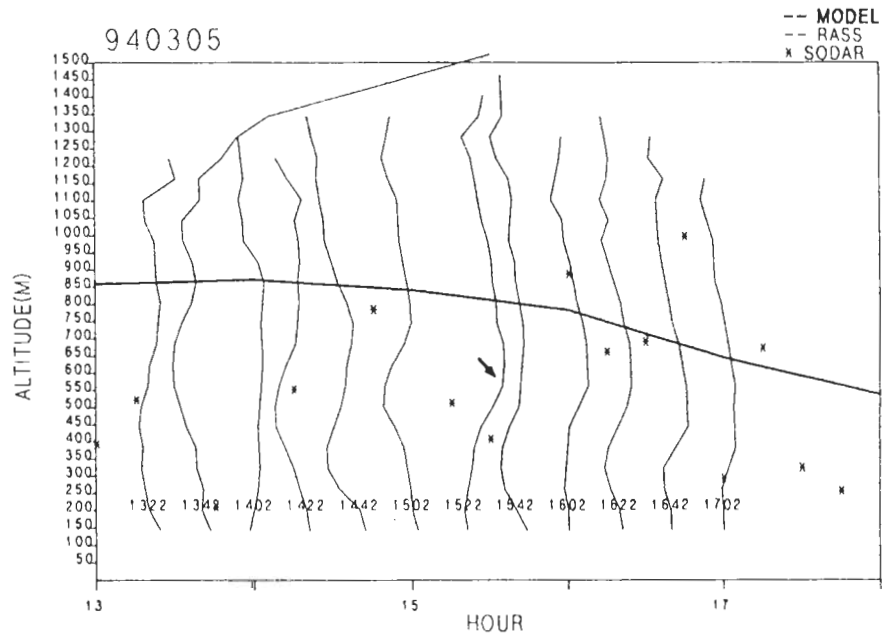
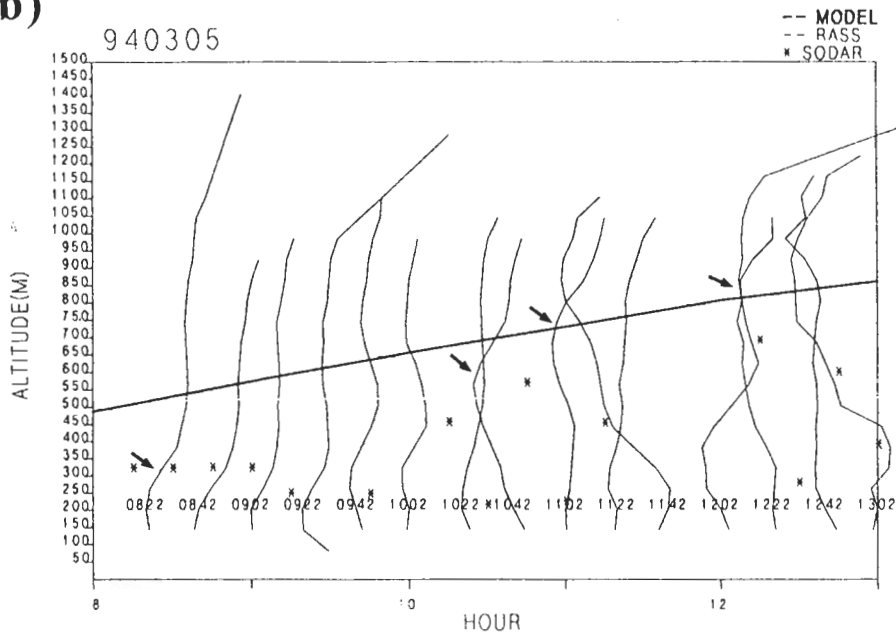


圖 15 (續)。

c)

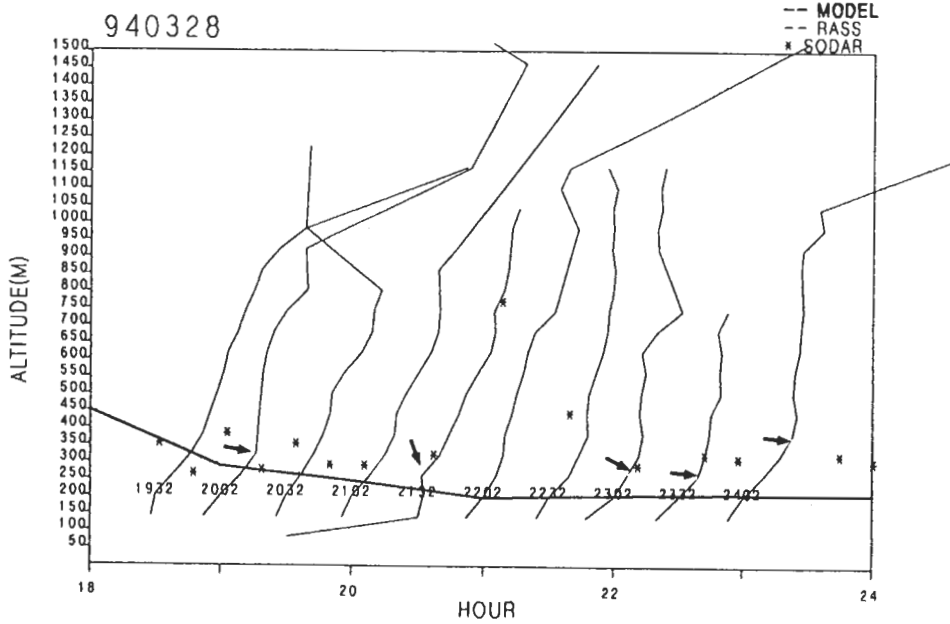
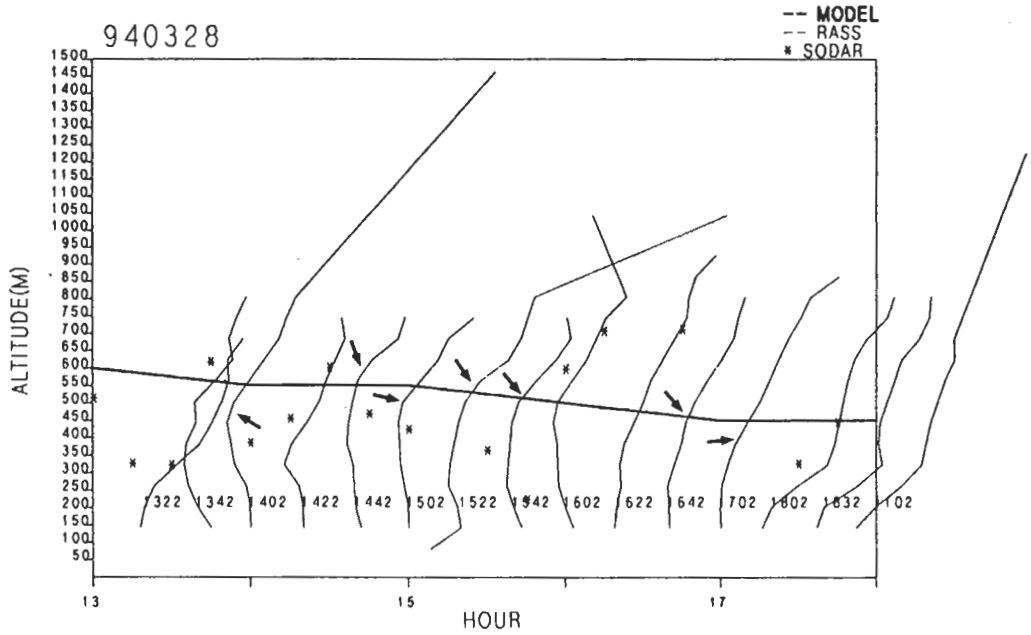


圖 15 (續)。

d)

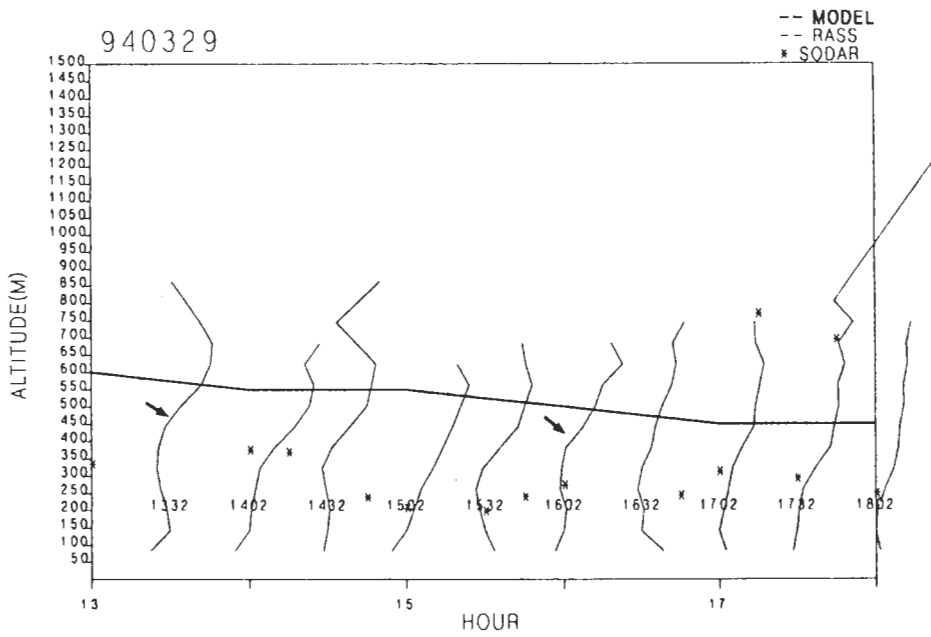
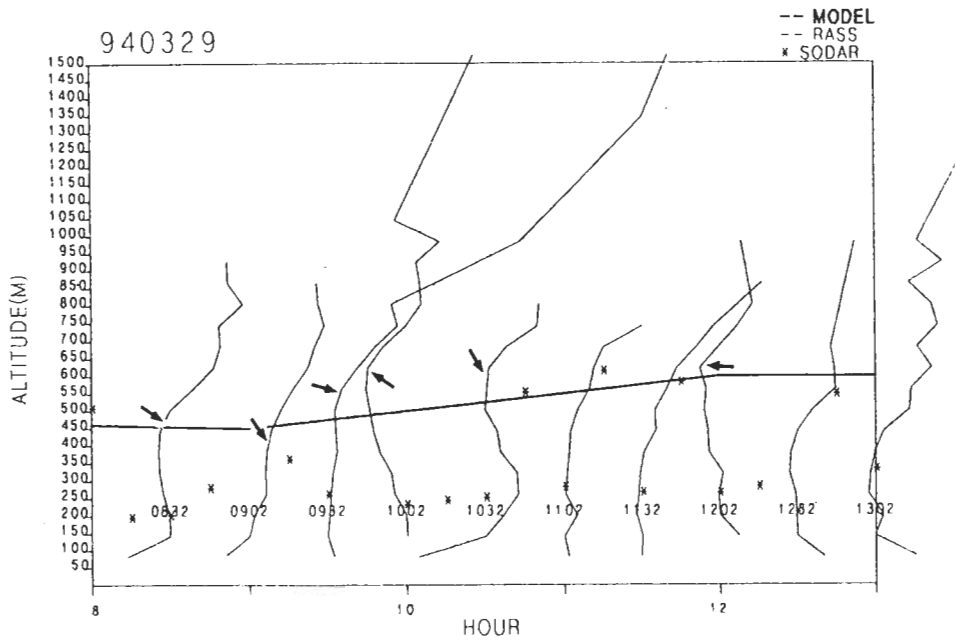


圖 15 (續)。

圖 16 為全部可用日模式計算的混合層高度日變化的季平均，平均最大混合層高度以春季最高，而夜間混合層高度以冬季較高。圖 17 為風速的季平均變化，以春季最低，夏季較高，秋季及冬季則最高(平均約 5 m/s 以上)。這種風速的變化，夜間混合層明顯受其影響，風速越大的季節，夜間混合層高度亦會越高。春季白天混合層高度較夏季高，亦是因為夏季風速較大，造成大氣為中性的機會變多導致混合高度的下降，秋冬季東北季風較強時期，白天混合層高度的成長大部份的天數幾乎為中性大氣，混合層高度明顯降低很多。

圖 18 為全部可用日聲波雷達所觀測混合層高度日變化的季平均，在白天看不出有明顯的季變化，最大混合層高度以冬季最高，約 450 公尺，春季次之，夏秋季較小，與模式計算的結果比較有明顯的低估。夜間混合層高度有較明顯的變化，與可用日模式計算結果頗為接近，但略低於其約 20 公尺。而春季有較大的日變化幅度，夏秋季次之，冬季最小。雖然聲波雷達在白天熱力作用發展明顯時有低估的現象，但這種幅度的季變化，可以印證前所討論，當春季風速較小，熱力作用發展較為明顯，因而聲波雷達日變化的幅度較大，當冬季時風速較大，熱力作用發展較不明顯，聲波雷達日變化較小，機械力的作用反而較為重要的現象。

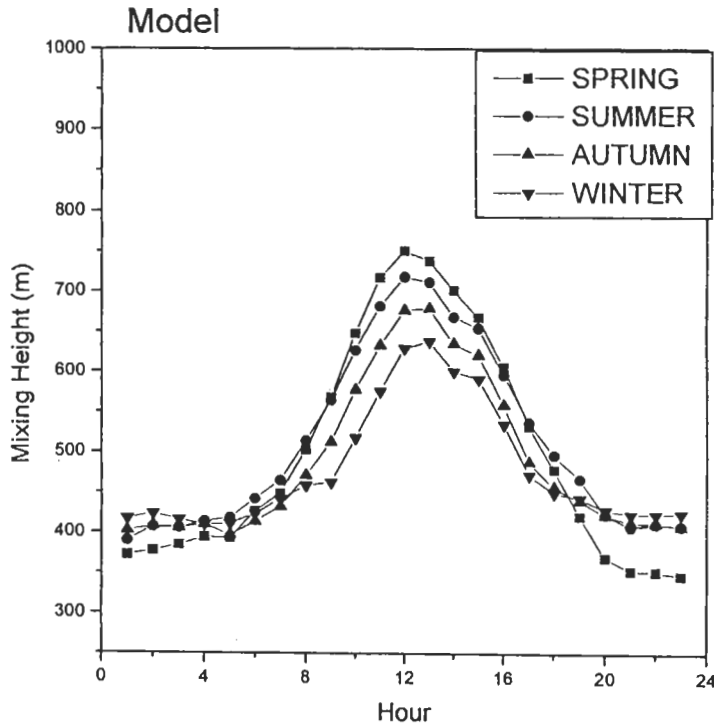


圖 16 在各季可用天數中模式計算混合層高度日變化的季平均。

四、結論

配合探空、聲波雷達及 RASS 的觀測，本文利用 Holzworth 法及一大氣邊界層模式來計算混合層高度，透過模式模擬來探討影響混合層高度的氣象因子，並藉此經由統計回歸的方式來修正聲波雷達低估混合層高度的現象。文中的一些發現可以歸納如下：

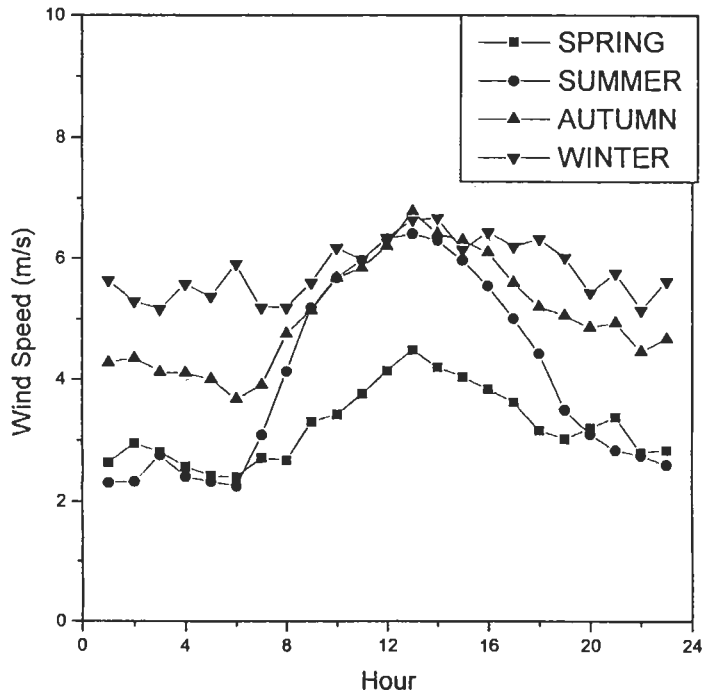


圖17 地面風速日變化的季平均。

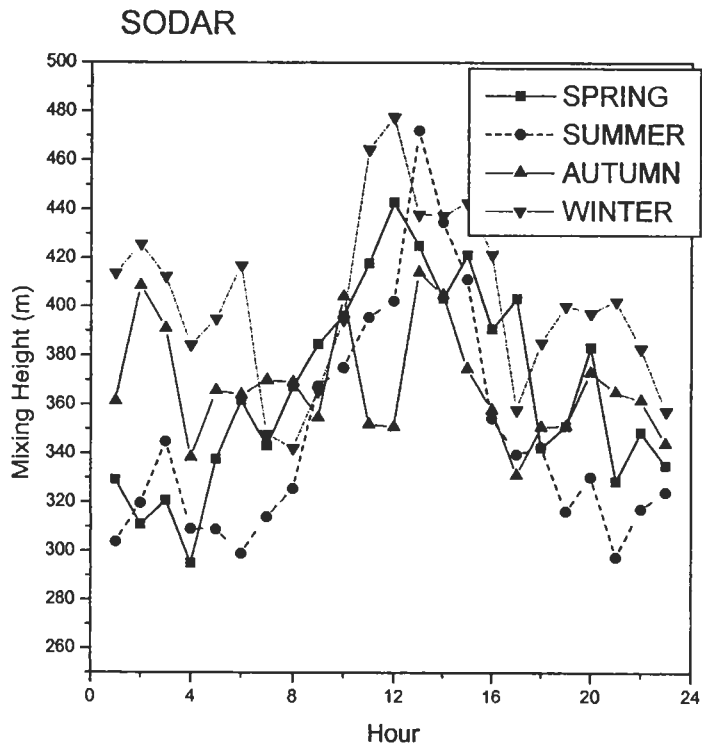


圖18 在各季可用天數中聲波雷達觀測的混合層高度日變化的季平均。

1) Holzworth法在台灣地區雖已被廣泛採用，但以TAMEX期間的密集探空觀測資料作驗證，其準確性不如預期的好。這可能是台灣為海島型氣候，地形複雜，局部天氣系統相互影響，使得邊界層內的變化因素較多，Holzworth卻無法掌握這種變化。而探空資料選取的垂直解析度亦與計算的結果有很大的關聯，要得到較準確的估算需要較高解析度的資料。

2) 模式在TAMEX期間表現良好，對於天氣系統的變動所造成混合層高度的改變亦可以掌握。同時由模式敏感度測試中，找出了影響混合層高度的氣象因子有地面風速、混合層頂以上的溫度斜率、地面溫度的變化、太陽仰角、地表粗糙程度、雲量及逸入區的作用等。

3) 混合層高度由聲波雷達的觀測發現，白天時，在鄰近時間的變動情形很大，這主因白天時的地面因熱力作用產生的熱力胞生成較為迅速，亂流作用較強。或為逸入區的作用，由自由大氣帶來較暖的空氣下來，與熱力胞相互的作用結果，會使混合層高度內的溫度擾動及亂流作用增大，造成的熱力結構的變化。這種變化使得聲波雷達在以熱通量方式計算混合層高度時，有較大的變動劇烈。夜間時，大氣為穩定的狀態，亂流作用較小，因此在鄰近時間的變動較白天時小。聲波雷達在白天熱力作用發展明顯時，有低估的現象，經與模式計算結果比較並做統計回歸分析，利用地面風速、溫度差(地面加熱率)、地面溫度及太陽仰角等氣象參數可求得一經驗式來修正這低估的現象。未來將可利用此經驗式，配合聲波雷達及地面氣象測站的觀測即可得到混合層高度值，這對混合層高度的監測有很大的幫助。而在夜間或當大氣為穩定時，聲波雷達可較準確的測出地面逆溫層的高度。

4) 以RASS和聲波雷達的觀測值及模式計算結果比較，三種方法在白天有逆溫層明顯且其高度較低時(約500公尺以下)，所估計的混合層高度頗為接近，但若高度較高時，聲波雷達有明顯低估的現象，並且聲波雷達所觀測的是近地面的第一層逆溫。在夜間有地面逆溫層高度存在時，三種方法相當接近。當大氣為中性時，三種方法較難比較，此時聲波雷達觀測值有上下振動的現象。

5) 當熱力作用發展明顯時，混合層高度日變化的季平均與吳與吳(1989)接近，但平均略低於其100公尺。而考慮所有未下雨日時，混合層高度明顯降低，這主要是因為風速的影響造成大氣為中性時的機會變多，導致混合層高度的降低。由風速的季變化亦可看出其和混合層高度的季變化有很大相關。

誌 謝

本研究承國科會經費補助(專題研究計畫NSC83-0202-M008-036)、中央氣象局板橋探空站及中壢貴儀中心提供資料，林能暉教授之鼓勵，謹此誌謝。

參考文獻

江旭程、何彌亮與游琇如，1991：交談式氣象資料處理程式。第八屆空氣污染控制技術研討會，211-218。

- 林忠銓、鍾榮興與張能復，1991：空氣污染事件日午間混合層高度實驗研究。第六屆空氣污染控制技術研討會，211-218。
- 吳清吉與吳明進，1989：台北地區混合層高度之研究。第六屆空氣污染控制技術研討會，219-232。
- 洪逸文，1994：台北混合層高度之氣候研究。國立台灣師範大學碩士論文，91頁。
- 柳中明，1977：高雄市二氧化硫之擴散模擬。國立中央大學碩士論文，54頁。
- 莊秉潔，1993：地表層擴散係數、風速、雨量及混合層高度對台北都會早上八時懸浮塵微粒濃度之影響。中國環境工程學刊，第三卷，第二期，95-102。
- 張哲明、林忠正與劉明揚，1992：台灣中部地區混合層高度特性分析及預測。環境保護，15，45-54。
- 陶家瑞、楊宏宇與林忠和，1994：台灣北部地區嚴重空氣污染與大氣邊界層個案研究。八十三年度航空氣象預報研討會，26-38。
- 雷孟岳，1988：台灣地區混合層高度的特性。國立中央大學碩士論文，63頁。
- 彭啓明，1994：台灣北部地區混合層高度的觀測與模擬。國立中央大學碩士論文，95頁。
- Ball, F. K., 1960：Control of inversion height by surface heating. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **86**, 483-494.
- Blackadar, A. K., and H. Tennekes, 1968：Asymptotic similarity in neutral barotropic planetary boundary layers. *J. Atmos. Sci.*, **25**, 1015-1020.
- Holtslag, A. A. M. and A. P. van Ulden, 1983：A simple scheme for daytime estimates of the surface fluxes from routine weather data. *J. Climate. Appl. Meteor.*, **22**, 517-529.
- Holzworth, G. C., 1964：Estimates of mean mixing depths in the contiguous United States. *Mon. Wea. Rev.*, **92**, 235-242.
- Masuda, Y., 1988：Influence of wind and temperature on the height limit of a radio acoustic sounding system. *Radio Sci.*, **23**, 647-654.
- Melas, D., 1993：Similarity methods to derive turbulence quantities and mixed-layer depth from sodar measurements in the convective boundary layer: A review. *Appl. Phys.*, **B57**, 11-17.
- Singal, S. P., 1993：Monitoring air pollution related meteorology using sodar. *Appl. Phys.*, **B57**, 65-82.
- Steyn, D. G., and T. R. Oke, 1982：The depth the daytime mixed layer at two coastal sites: a model and its validation. *Boundary-layer Meteor.*, **24**, 161-180.
- Stull, R. B., 1988：An Introduction to Boundary Layer Meteorology, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands, 666pp.
- van Ulden, A. P., and A. A. M. Holtslag, 1985：Estimation of the atmospheric boundary layer parameters for diffusion applications. *J. Appl. Meteor.*, **24**, 1196-1207.
- Wheeler, N. J. M., 1991：The use of an atmospheric boundary layer model to investigate mixing depth during a southern California air quality study episode. Seventh Joint Conference on Applications of Air Pollution Meteorology with AWMA, *Amer. Meteor. Soc.*, 14-18.
- Zilitinkevich, S. S., 1972：On the determination of the height of the Ekman boundary layer. *Boundary-layer Meteor.*, **3**, 141-151.

Simulation and Observation of Mixing Height over Northern Taiwan

Chi-Ming Peng Song-Chin Lin

Institute of Atmospheric Physics
National Central University

ABSTRACT

Mixing height is an important parameter in the study of air pollution diffusion. In this study, Holworth method and an atmospheric boundary layer model were utilized to estimate mixing heights over the Northern Taiwan area. Computed mixing heights were verified by rawinsound and RASS observations and compared with Sodar measurements. Meteorological factors that account for the development of mixed layer were also studied by model simulation and a regression formula was determined to correct the underestimation of mixing heights measured by Sodar.

Results show that mixing heights estimated by the Holworth method are not as accurate as would be expected. However, model computations are rather comparable with rawinsound observations. Sensitivity test of model simulation found that the development of mixed layer is influenced by surface wind speed, temperature lapse rate above mixed layer, surface heating rate, solar elevation angle, surface roughness, cloud cover and entrainment at the top of mixed layer. In the daytime, due to strong thermal effect, mixing heights measured by Sodar are underestimated and have large temporal variations. In the nighttime when the boundary layer is stable, Sodar captures the height of inversion layer pretty well. Comparison with RASS temperature soundings also points out the same indications.

Key words : Mixing height.