

# 冬季台灣及其附近地區大氣邊界層之研究

陶家瑞

蘇義雄

空軍通信電子學校

## 摘 要

本研究之目的在利用最近十年(民國65—74年)台灣冬季(12、1、2月)資料進行台灣區邊界層(850mb以下)內結構之研究。理論上採用Ekman(1905)簡單修正模式,顯示台灣區內冬季平均 $K$ 值在300m處之值為 $0.4\text{ m}^2/\text{s}$ ,隨高度迅速增加,而風向與風速之變化主要受水平氣壓梯度之影響,而非摩擦力。由垂直風速之結構顯示,台灣區平均NE季風之厚度約為4000呎,平均最大風速層之高度在1200呎,島外部份之最大風速層由西向東逐漸升高,本島部份則由北向南逐漸降低,且風速逐漸減小。低層最大風層向南伸展以台南為界,台南以南則最大風層消失,垂直風結構呈現被混合之狀態。平均最大風切層在地面至1000呎之間,其中以金門(12kts/1000呎)及台中(8kts/1000呎)為最大,台灣北部及台灣海峽次之,風切方向北部因受地形影響以東—西向為主,而其他地區以南—北為主。

邊界混合層(Mixed Boundary Layer, MBL)之成長,在台灣區南北差異頗大,在北部由於低層風強、雲量多、日照少、降水多,不易成長,而強風層在MBL之上有抑制MBL發展之作用;台灣海峽由於有穩定的海水溫度,雖在強風與陰天狀況下,仍然能緩慢的成長,南部地區由於日照多,雲量少,溫度高,MBL之成長迅速。由於受探空觀測每12小時一次之限制,MBL之成長乃初步之研究。

## 一、前 言

冬季東亞地區盛行東北季風,此股強勁的東北氣流在地面風速常可達40KTS或以上;但在850MB或以上之風速却不如近地面風速強勁。因此在大氣邊界層內,經常會有一較大的低層風切(Low Level Wind Shear)存在。往往會導致災害發生,因此對於台灣及其附近地區冬季大氣邊界層之了解實屬必要。台灣地區大氣邊界層(Atmospheric Boundary Layers, ABL)之研究,因限於觀測資料之缺乏,鮮有關於大氣邊界層結構之研究,且多屬於個案分析及數值模擬方面,如蔡清彥

、周根泉(1981)、吳宗堯、林淑卿、王時鼎(1986)對台灣北部地區局部環流之分析與模擬。此外,在歷屆民航局所舉辦「大氣亂流與飛航安全」研討會中,亦有許多研究關於在鋒面,雷雨等天氣系統影響下之低層風切,如劉廣英、陶家瑞(1980)等,此外,劉廣英、葉文欽、張儀峰(1985),對台灣區探空氣象因子做了詳盡的分析,及郁文俊、張石軍等,在以上諸研究中,對於台灣地區非天氣系統影響下之大氣邊界層在垂直結構方面之研究甚少。

國外對於ABL之研究頗多,如Ekman(1

905)、Taylor (1914) 等先進學者及近代許多大氣實驗計劃，如 IIOE ( International Indian Ocean Expedition 1963—1965 )，ISMEX ( Indo—Soviet Monsoon Experiment, 1973 )、GATE ( GARP Atlantic Tropical Experiment, 1974 ) 等實驗，除了在綜觀尺度有詳盡的觀測外，在 ABL 亦有豐富的資料可供研究之用。其他如 Ball ( 1960 )，Lilly ( 1968 )，Pant ( 1978 )，Barnes 和 Garstang ( 1981 ) 等在混合邊界層 ( Mixed Boundary Layer, MBL ) 亦有許多的研究，可供參考。

## 二、資料來源與計算

本研究所使用之資料以空軍所屬各氣球測風站及探空測站 ( 含板橋測站 ) 最近十年 ( 民國 65~74 年 ) 冬季 ( 12.1.2 月 ) 東北季風盛行時期，邊界層在 5,000 呎 ( 約 850 MB ) 以下，各層之風向 ( D )、風速 ( V )、溫度 ( T )、露點 ( Td ) 等資料為主。各氣球測風站包括有台中水滴、嘉義水溪、台南、屏東、花蓮、馬祖、金門等七站

，每日分別 00Z、06Z 及 12Z 三次觀測及桃園 ( 板橋 )、馬公、東港每日兩次探空資料。表一為各探空站冬季邊界層之平均值。

本研究中，我們採用 5,000 呎以下，每隔 1,000 呎 ( ~ 300 m ) 各層之資料。為了解各地風速之結構，採風速之分量 ( U、V ) 表示之。各氣象參數之計算乃根據劉廣英等 ( 1985 ) 台灣區探空氣象因子量氣候參考值之分析資料求得，其中空氣密度 (  $\rho$  ) 為 1.227 kg/m<sup>3</sup>。為使得計算結果更能代表真實大氣，採用虛位溫 ( Virtual Potential Temperature,  $\theta_v$  )

$$\theta_v = T^* \left( \frac{1000}{P} \right)^k$$

式中虛溫  $T^* = T \left( 1 + \frac{w}{6} \right)$ ，w 為混合比，P 為氣壓， $k = R/C_p \approx 0.286$ 。

## 三、大氣邊界層之 ( ABL ) 模式

大氣邊界層內所造成的擾動大致可分為兩大類

(一) 機械擾動：即由摩擦力所引起之風切所造成。

(二) 熱力擾動：由熱量之垂直傳播所產生之擾動 ( Ball, 1960 )。

兩者相較之下，機械擾動僅能在近地面層產生，且尺度較小，而熱力擾動能影響到較深厚的對流層內。兩者因為其過程甚為複雜，均必須予以適當的參數化。其中最為人所熟知者乃為 Ekman 模式 ( Holton, 1967, 1979 ) 及一些積雲參數化之模式 ( Betts, 1973 )，( Garstang 和 Betts 1974 ) 等。

為了能更真實描述大氣，故採用 Ekman 普遍化方程，其假設大氣為穩定之狀態下 (  $\frac{\partial(\quad)}{\partial t} = 0$  )，ABL 內之氣壓梯度力，黏滯係數 (  $K_m$  ) 和空氣密度均不隨高度而變化。根據以上假設，在 ABL 內之氣流為氣壓梯度力、科氏力及摩擦力三者平衡之下所造成，其方程式可寫成如下：

$$-fv = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x} + \frac{K_m}{\rho} \frac{\partial^2 u}{\partial z^2}$$

$$fu = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial y} + \frac{K_m}{\rho} \frac{\partial^2 v}{\partial z^2}$$

設其邊界條件為：

① 在地面：u = 0，v = 0。

② 在 BL 頂：u = u<sub>g</sub>，v = v<sub>g</sub>。

如此可得 Ekman 方程之解：

$$u = u_g - u_g e^{-rz} \cos(rz) - v_g e^{-rz} \sin(rz)$$

$$v = v_g - v_g e^{-rz} \cos(rz) - u_g e^{-rz} \sin(rz)$$

式中  $r = \left( \frac{f}{2K_m} \right)^{1/2}$ ，Ekman 層之高度可由  $De = \frac{K_m}{U}$  得知。

由以上之假設已知自然界中甚少與 Ekman 螺旋相符者，但是 BL 模式另一重要的目的是推算邊

層次	參數	桃園(台北)	馬公	東港
SFC	P(mb)	1021.3	1020.3	1019.0
	T(C)	14.7	16.9	18.5
	$\rho$ (kg/m <sup>3</sup> )	1.240	1.220	1.218
1000 mb	dP(mb)	21.3	20.3	19.0
	Z(gpm)	169.0	157.0	146.0
	$\rho$ (kg/m <sup>3</sup> )	1.290	1.320	1.330
850 mb	dP(mb)	171.3	170.3	169.0
	Z(gpm)	1518.0	1513.0	1517.0
	$\rho$ (kg/m <sup>3</sup> )	1.152	1.149	1.114

表 1：台灣區各探空站邊界層內各定壓層冬季(12月) P,T與  $\rho$  之值。

Z(m)	K <sub>m</sub> =0.4		K <sub>m</sub> =1.0		K <sub>m</sub> =3.0		K <sub>m</sub> =3.3		Observed	
	u	v	u	v	u	v	u	v	u	v
0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	-1.0	-3.3
100	5.4	-1.6	4.1	-0.9	2.7	-0.3	2.6	-0.3		
200	6.2	4.1	5.9	-2.6	4.5	-1.1	4.4	-1.1		
300	5.7	-4.9	6.2	-3.9	5.6	-2.1	5.5	-2.0	-2.7	-4.9
400	5.3	-5.0	6.0	-4.7	6.1	-3.0	6.0	-2.9		
500	5.2	-4.9	5.6	-5.0	6.2	-3.8	6.2	-3.6		
600	5.2	-4.8	5.4	-5.0	6.1	-4.3	6.2	-4.2	-2.7	-4.2
700	5.2	-4.8	5.2	-4.9	5.9	-4.7	6.0	-4.6		
800	5.2	-4.8	5.2	-4.8	5.7	-4.9	5.8	-4.8		
900	5.2	-4.8	5.2	-4.8	5.6	-5.0	5.6	-5.0	-1.9	-2.6
1000	5.2	-4.8	5.2	-4.8	5.4	-5.0	5.5	-5.0		
1100	5.2	-4.8	5.2	-4.8	5.3	-5.0	5.3	-5.0		
1200	5.2	-4.8	5.2	-4.8	5.2	-5.0	5.3	-5.0	-1.1	-1.4
1300	5.2	-4.8	5.2	-4.8	5.2	-4.9	5.2	-4.9		
1400	5.2	-4.8	5.2	-4.8	5.2	-4.9	5.2	-4.9		
1500	5.2	-4.8	5.2	-4.8	5.2	-4.8	5.2	-4.9	1.0	-1.1
De	357.9		365.9		980.2		1028.0			

表 2：Ekman 模式結果與實際風速之比較

Z	K <sub>m</sub> =0.1			K <sub>m</sub> =0.6			K <sub>m</sub> =1.8			Observed	
	u	v	K <sub>m</sub>	u	v	K <sub>m</sub>	u	v	K <sub>m</sub>	u	v
0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	-1.3	-3.3
100	6.0	-2.9	0.2	3.9	-0.8	1.2	3.3	-0.5	1.9		
200	6.1	-4.5	0.3	5.1	-1.6	2.0	4.3	-1.0	3.4		
300	5.7	-4.9	0.4	5.7	-2.3	2.6	5.1	-1.6	4.3	-2.7	-4.9
400	5.4	-5.0	0.5	6.1	-3.1	2.9	5.7	-2.3	4.9		
500	5.2	-4.9	0.5	6.2	-3.8	3.0	6.0	-2.9	5.1		
600	5.2	-4.9	0.5	6.1	-4.3	3.0	6.2	-3.6	5.0	-2.7	-4.9
700	5.2	-4.8	0.5	5.9	-4.8	2.7	6.2	-4.2	4.5		
800	5.2	-4.8	0.4	5.6	-5.0	2.4	6.0	-4.7	3.7		
900	5.2	-4.8	0.3	5.3	-5.0	2.0	5.6	-5.0	3.0	-1.9	-2.6
1000	5.2	-4.8	0.3	5.2	-4.9	1.6	5.3	-5.0	2.2		
1100	5.2	-4.8	0.2	5.2	-4.8	1.1	5.2	-4.9	1.5		
1200	5.2	-4.8	0.2	5.2	-4.8	0.7	5.2	-4.8	0.9	-1.1	-1.4
1300	5.2	-4.8	0.1	5.2	-4.8	0.4	5.2	-4.8	0.4		
1400	5.2	-4.8	0.1	5.2	-4.8	0.1	5.2	-4.8	0.1		
1500	5.2	-4.8	0.0	5.2	-4.8	0.1	5.2	-4.8	0.1	1.0	-1.1

表 3：Ekman 模式使用不同 O'Brien K<sub>m</sub> (m<sup>2</sup>s<sup>-1</sup>) 值與實際風之比較 (u, v 之單位為 m<sup>2</sup>s<sup>-1</sup>)

界層內的 K<sub>m</sub>，由於 K<sub>m</sub> 無法測量到，最好的方式是以模式結果與觀測結果相比較。

台灣區的地轉風應為 NW 風，因地形及地轉偏向力之影響，實際上台灣地區各地的風向以 NE 及 NNE 為主，另一個造成此種偏向的原因為氣候上南北溫度梯度之分布所造成之斜壓性。如在中緯度地區 1°C/100km 之溫度梯度將造成 3.5 ms<sup>-1</sup>/km 之地轉風切 (Arya and Wyngaard, 1975)，此種低層大氣之斜壓性現象為吾人所預見的；但是其結構與各參數間的關係，却不完全了解。從理論上與觀測上均顯示出冷、暖平流使得地面風穿越等壓線之角度增加(減小) (Krishna, 1981)，換言之，即地面風穿越等壓線之角度隨穩定度之增加而增大。由平均氣壓梯度所求出之地轉風值約為 313°，風速為 7.0m/s，而實際觀測台灣地區冬季平均地面風向值為 022°，風速值為 5.0m/s，其間風向偏差值達 69°，風速偏差為 2.0m/s，此值遠比典型之風向偏差 45° 為大，其偏差值除了地形影響外，此種風向在 BL 內之變化，主要是由各層之水平氣壓梯度所控制，而非摩擦力之影響 (Estoque, 1971)，應包括有熱力風所造成之斜壓性影響。

由 Ekman 等氣壓梯度力與不同等黏滯係數模式之結果與觀測之結果比較得知，台灣地區邊界層冬季平均黏滯係數在 300m (1000 ft) K<sub>m</sub> 值約為 0.4 m<sup>2</sup>s<sup>-1</sup>，在 600 m (2000ft) 約為 3.0 m<sup>2</sup>s<sup>-1</sup> (如表 2)，由各種不同的 K<sub>m</sub> 值之比較得知，K<sub>m</sub> 值之增加，使邊界層下層之風速減少；但使 BL 層頂升高 (即 Ekman 層隨之增高)，最大風層亦隨之升高。如以 K<sub>m</sub> 為 0.5 m<sup>2</sup>s<sup>-1</sup> 時之 De 值應為 400 m。以風速之垂直分佈而言，模式值顯然與觀測相去甚遠，尤在 u 分量上。此種誤差除了因地形影響造成局部氣壓之變化外，觀測誤差及長期之氣候平均都可能導致氣壓梯度力之誤差，此種現象在阿拉伯海之東部靠近印度半島西部同樣產生此種現象 (陶, Rao, 1985)。

由表 3 中可以看出 K<sub>m</sub> 在 BL 並非是一常數，關於此點許多學者已提出 (Blackadar, 1962 ; Lattau, 1962 等)，但 K<sub>m</sub> 與地面之粗糙度 (

roughness,  $Z_0$ ) 有著密切之關係。本研究為避免涉及地表粗糙度之問題，故選用 O'Brien (1970) 所提出三次多項式之  $\bar{K}_m$  垂直分佈，如下式：

$$\bar{K}_{m,i} = \left( \frac{Z-H}{h-H} \right) (K_{m,h} - K_{m,H}) + (Z-h) \left( \frac{K_{m,h}}{h} \right) - \frac{2(K_{m,h} - K_{m,H})}{H-h} + K_{m,H}$$

式中之  $H$  為邊界層頂， $h$  為層內之任意高度， $i$  表邊界層內任意層次， $K_m$  為垂直分佈最大約在  $\frac{1}{3}$  邊界層處 (如圖一)，假設 BL 層頂的  $K_m$  為近地面層 (Surface Layer) 的十分之一。其結果 (表 3) 與等  $\bar{K}_m$  的模式結果非常相近。因此可知，在台灣地區東北季風盛行時期在低 BL 的  $K_m$  值很小。在 300 m 的  $K_m = 0.4 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ ，600 m 的  $K_m = 3.0 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ ，上層的值即難以 Ekman 之模式描述，因為東北季風時期各層之氣壓梯度並非為常數。由於摩擦力小，故由摩擦力所造成的風向轉變亦很小，但實際上，台灣區東北季風風同隨高度之變化頗大，因此可以說在 BL 內各層水平之氣壓梯度控制了各層的風向與風速。

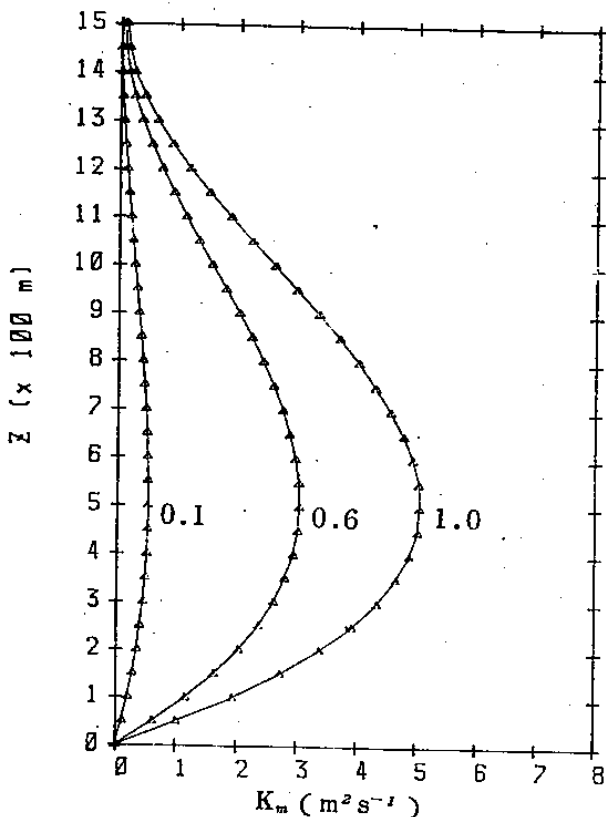


圖 1：O'Brien's  $K_m$  之垂直分佈 (50 m 處之  $K_m$  值分別為 0.1, 0.6, 1.0,  $\text{m}^2/\text{s}$ )

#### 四、台灣區之垂直風速結構

台灣地區冬季之旺盛東北季風，在 BL 除了會造成低層強風之外，並且會造成很大的風切。本研究之另一大目的是在找出台灣地區，低層強風軸 (LLJ) 之分析及最大垂直風切之分佈。

##### (一) 低層垂直風速之分佈

東亞地區冬季之低層最大風往往不易察覺，原因是因為一般之探空在低層之觀測定壓層僅有地面、1000 MB 及 850 MB 三層，而特性層之觀測資料沒有風向、風速之資料，故對東北季風之邊界層之結構不甚了解。本研究鑑於此，故蒐集了本島及外島有施放氣球測風之各測資料予以統計分析，其結果如下：

##### ⊖ 風速分量之垂直分佈

台灣區域 (含島外、金門、馬祖及馬公) 在 5000 呎以下之風速之垂直分佈以 1000 呎之風速最大約為 5.6 m/s，風向為 029 度，其次為 2000 呎之風向風速為  $033^\circ / 5.0 \text{ ms}^{-1}$  (圖 2)，風速之分量 ( $u$ ,  $v$ ) 之南北向 ( $v$ ) 之分量在 2000 呎以下約為  $u$  分量之一倍 (如表 3、圖 3)。風向從地面 012 順轉到 4000 呎之 038 度，而後突然逆轉至 312 度，顯而易見的是台灣區之東北季風平均厚度約為 4000 呎，到 5000 呎時為西北風，且風速由地面向上遞增至 1000 ~ 2000 呎間增至最大，而後向上遞減 (如圖 2)，風向由 NE 轉為 NW，此種風向逆轉現象在本島區更明顯，如將島外之資料不計，則風向將由 NNE 迅速逆轉為 SW (如表 4)。

##### ⊖ 風速分量之日變化

總平均風速分量之日變化 (圖 4)，除近地面層之變化稍大之外，上層之變化量頗小，最大變化量為  $u$  分量在 1000 呎之風速，12 Z 之風速值大於 00 Z 之值約 0.5 m/s。平均而言，12 Z 時間之風速值，無論  $u$ 、 $v$  均大於 00 Z 時間 (圖 5)，此結果亦為吾人所預見之結果，然而在 5000 呎之值却變化頗大，且為複雜，00 Z 之風向為 NW，但 12 Z 則轉至 SW。

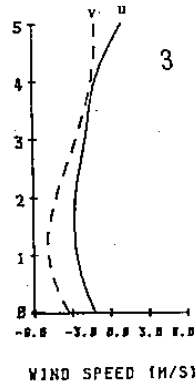
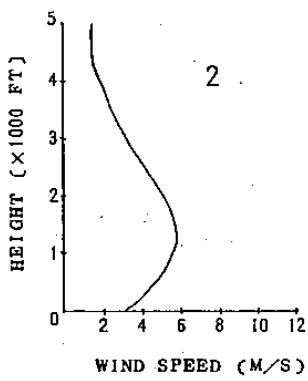


圖 2：台灣區邊界層內平均風速垂直剖面圖

圖 3：台灣區 ABL 內各層風速分量之垂直剖面圖

高度 (ft)	東-西(U) (m/s)	南-北(V) (m/s)	總風速 (m/s)	風向 (deg)
5000	1.0	-1.1	1.5	312
4000	-1.1	-1.4	1.8	038
3000	-1.9	-2.6	3.2	036
2000	-2.7	-4.2	5.0	033
1000	-2.7	-4.9	5.6	029
SFC	-1.3	-3.3	3.7	022

表 3：台灣區邊界層（5000 呎）內之平均垂直風速之分佈

時間	00Z			12Z		
	U (m/s)	V (m/s)	DD/VV (deg/ms <sup>-1</sup> )	U (m/s)	V (m/s)	DD/VV (deg/ms <sup>-1</sup> )
5000	1.0	-1.2	310/1.6	1.1	1.0	228/1.5
4000	-1.2	-1.3	040/1.8	-1.1	-1.5	036/1.9
3000	-1.9	-2.5	037/3.1	-1.9	-2.7	035/3.3
2000	-2.6	-4.1	032/4.9	-2.8	-4.2	034/5.0
1000	-2.4	-4.7	027/5.3	-2.9	-5.1	030/5.9
SFC	-1.1	-3.1	020/3.3	-1.4	-3.4	022/3.7

表 4：00Z 與 12Z 之垂直風分量 (u, v) 及風速之結構

各 站 風 速 (m s <sup>-1</sup> )										
高度 (ft)	站 名									
	FG	GM	LG	QC	KU	NN	SQ	MJ	BS	YU
5000	2.9	3.0	1.0	2.7	1.1	0.8	0.6	0.9	3.2	1.1
4000	2.5	5.0	0.5	2.7	1.2	1.3	0.5	1.7	5.9	0.6
3000	3.7	5.8	0.9	7.0	2.4	2.3	1.1	1.6	7.6	1.8
2000	5.9	6.8	3.4	12.0	3.6	4.5	1.9	1.5	9.4	2.6
1000	6.6	6.6	6.8	12.5	4.7	5.6	2.8	2.2	9.1	2.7
SFC	4.0	3.7	3.3	9.5	2.7	4.2	2.6	1.7	3.1	1.6

表 5：台灣區各站 BL 內平均垂直風速值

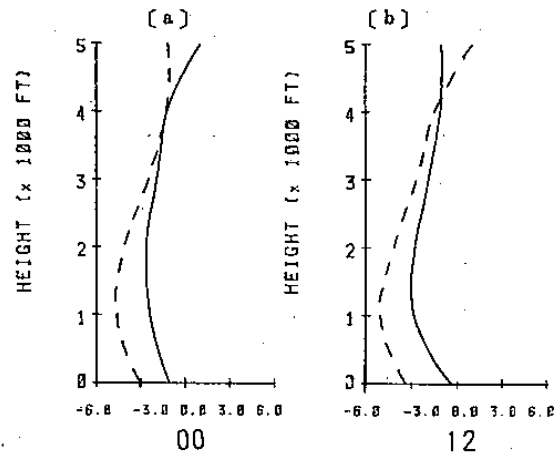


圖 4：台灣區平均風速分量 00Z 與 12Z 之垂直分佈

(a) 00Z (b) 12Z (u 分量：實線，v 分量：虛線)

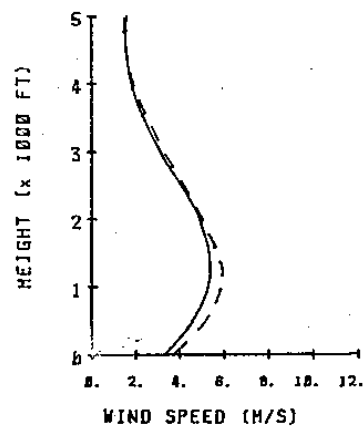


圖 5：台灣區 BL 內垂直風速 00Z 與 12Z 之比較

(00Z：實線，12Z：虛線)

由圖 5 中之結果若以總平均風速而言，可知 12Z 之風速大於 00Z。最大風層在 1000 呎，此乃台灣東北季風之平均垂直結構，然而各站之垂直結構，由於受地形影響之關係，垂直結構之差異頗大。

### (二) 台灣區各站風速垂直分佈特性

台灣地區中央山脈呈 020-210 度之走向，北部多山地，缺口向東，中南部多平原，地形突出，南端山多平原小。因此風速之垂直分佈特性亦不大相同。最明顯的為北部 (GM, TP)，由於淡水河口所造成之缺口，使得台北地區的風速分量最大出現在東-西面 (u) 分量，而非南-北 (v) 分量 (如表 5)，此為北部地區之有別於台灣其他各地之處，最大風層在 2000 呎，其餘各站的南-北分量均大於東-西分量甚多，BL 最大風軸在 1000 呎至 2000 呎之間，其高度隨測站之地形有所變化

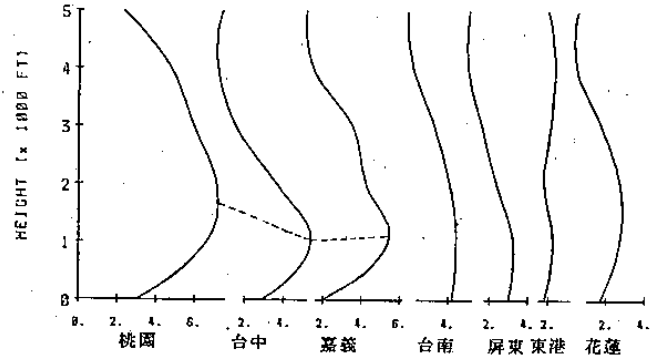
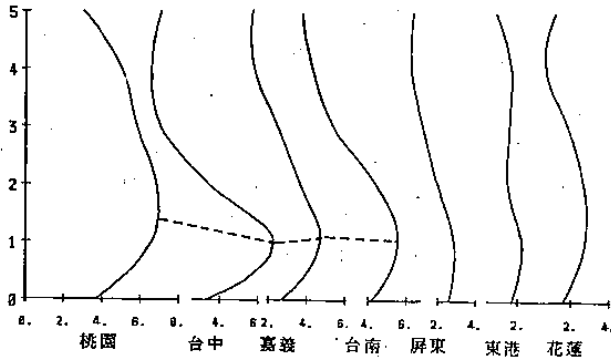
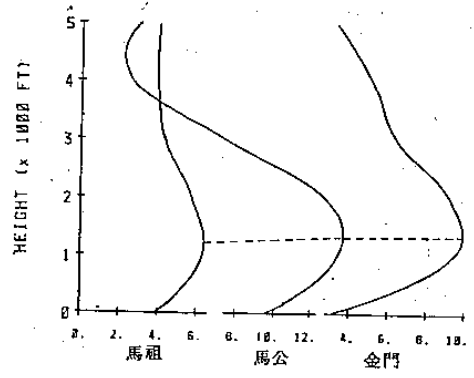
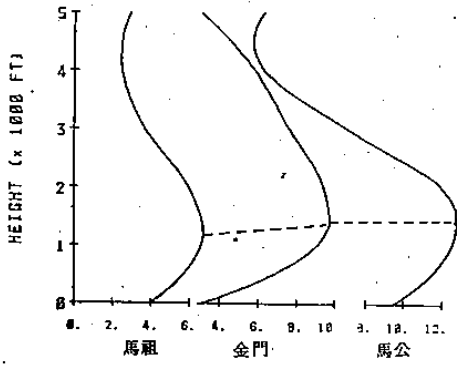


圖 6：冬季（12.1.2月）全省各站總平均垂直剖面圖及最大風層之變化

圖 8：台灣一月份平均風速垂直剖面圖及最大風層之高度變化

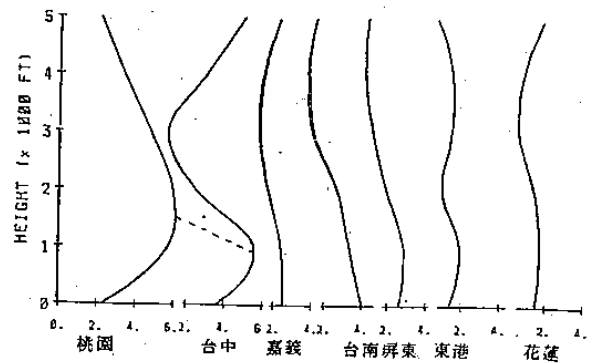
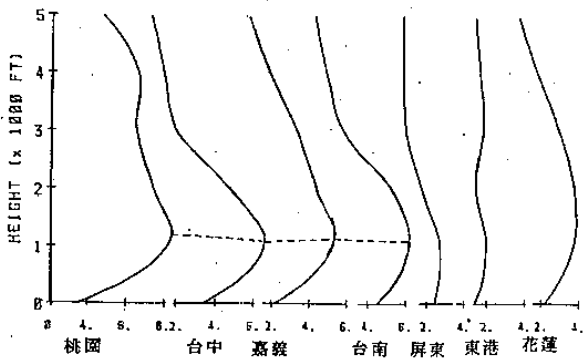
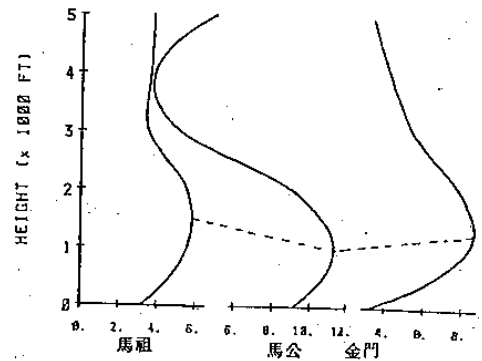
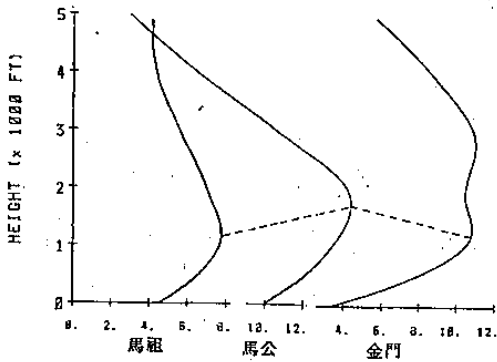


圖 7：台灣區十二月平均風速垂直剖面圖及最大風層之高度變化

圖 9：台灣區二月份平均風速垂直剖面圖及最大風層高度變化

(如圖6)。表5為台灣區各站之垂直風速分佈狀況，島外最大風出現於馬公1500呎之 $12.5\text{ m/s}$ 及金門1300呎之 $9.6\text{ m/s}$ 等島外地區，強風軸由馬祖1100呎向南逐漸升高。而本島部份則以台中風速在1000呎最大 $6.8\text{ m/s}$ ，而低層強風軸由桃園(台北)1500呎沿台灣西部逐漸降低至台中1000呎至嘉南平原些微上升至1100呎，到達台南後迅速減弱。東港1000呎之平均風速( $2.2\text{ m/s}$ )僅為桃園的三分之一。此一結果與台灣區平均面過境時，南部地區在天氣變化與風場變化甚微之結果相當符合。東部地區因為僅有一花蓮站之資料，不足以代表東部地區之BL風速結構，而其風速亦弱。綜括而言，地面風與1000呎間之風速均有明顯之差距，易言之，最大風切層( $\frac{dV}{dz}$ )主要發生在2000呎以下之BL內，大氣在BL內向下傳送大量的動量給地球，雖然地球靠摩擦力可消耗一部份動量，但在NE季風盛行期間，由強烈的氣壓梯度力所產生之動量遠超過摩擦力所能消耗的能量。然而由於地表之性質不同，所產生之摩擦力亦不同，最明顯的例子即為馬公、金門的風速較本島任何地區之風速為大，除了台灣海峽所造成之瓶頸(Channel effect)作用外，氣流在海洋上受到較小之摩擦力影響，亦為主要原因之一。

最大風層的變化隨著NE季風強弱其高度亦有所變動。一般而言，12月為NE季風最強之月份(如圖7)，風速較一、二月份均強(如圖8, 9)，12月最大風層之高度在島外部份變化頗大。由馬祖與金門的1100呎向東逐漸升高至馬公達1700呎，在本島部份變化較為穩定，最大風層平均在1100呎左右，風速由北向南遞減至台南以南，底層風速微弱，最強之風層消失，風速之垂直分佈均勻，具有熱帶邊界混合層之特性(Volkovitskaya & Mashkova, 1963)，由BL最大風層向南伸達的範圍來講，12月份可伸達台南，隨月份向北減弱。1月份達嘉義，二月份僅及台中而已(如圖9)，台中以南之各站之風結構已有明顯的改變。換言之，2月份的NE季風已為強弩之末，雖然有時會伸達南部地區，然而勢力已減弱許多。另一跡象顯示，熱力擾動逐漸佔優勢，而造成BL風速逐漸被

熱力擾動所混合。台灣中北部地區，仍然在NE季風明顯的控制之下，最大風層之高度由北部(1500呎)向南遞減至台中(1000呎左右)。值得注意的是在整個台灣BL內風速垂直變化最大的為馬公及台中，尤其在一月與二月份的風速變化，由於澎湖與台中的緯度相當，因此其風速剖面之型態頗為相似。唯在BL上層弱風層之高度約相差1000呎；二月份馬公的最弱風層在4000呎，而台中的最弱風層在3000呎，1000呎與4000呎之最大風切( $\frac{dV}{dz}$ )在馬公達 $10\text{ m s}^{-1}/3000\text{ 呎}$ (4000呎-1000呎)，而台中可達 $5\text{ m s}^{-1}/2000\text{ 呎}$ (3000呎-1000呎)，此種垂直風切遠較典型綜觀尺度之水平風切值( $5\text{ m s}^{-1}/100\text{ km}$ )大約2個數量級(Order)，其所造成垂直的擾動是相當劇烈。

## 五、垂直風切之分析

由以上分析得知台灣地區冬季除了南部地區之外普遍有低層強風之存在，其高度約在1500呎至1000呎之間，此種現象必伴有低層甚強的低層風切(Low Level Wind Shear)存在。

在邊界層理論中，風速之垂直分佈之大小決定於氣壓梯度(Estoque 1971, 1979)，對於氣壓梯度隨高度遞減之氣流，垂直風切之垂直分佈( $\frac{\partial v}{\partial z}$ )為負(如圖10)。對氣壓梯度遞增之氣流，垂直風切之垂直分佈將會改變其符號，而會造成分流點(Point of Separation,  $\frac{\partial u}{\partial z} = 0$ )之存在。在邊界層內，分流點的存在是相當危險的事，因為在分流點的兩邊存在有相反的氣壓梯度，此種現象在台灣區內東北季風的BL內為普遍存在的現象(如圖11)。

平均而言，以地面至1000呎之風切為最大，分流點約在1800呎，亦即表示台灣區內在3000呎以下的BL內，氣壓梯度隨高度增加；但在3000呎以上，則氣壓梯度隨高度減小。此一特性亦顯示出冬季冷高壓之平均厚度約為1公里，此一值與氣候統計的值頗為相符。但由於受到地形及熱力結構之影響，各地的分流點之高度並不一致，而且南北

差異頗大(如圖 12),其中以金門的風切在地面至 1000 呎之風切最大為 6 m/s,本島內以台中(LG)的風切最大為 3.5 m/s。平均而言,北部在地面至 1000 呎間的風切,遠大於南部地區的風切(如表 6)。

各層風切值 (M/S)										
高度 (ft)	站名									
	FG	BS	QC	GM	LG	KU	NN	SQ	MJ	YU
4000-5000	0.4	-2.7	0.0	-2.0	0.5	0.1	-0.5	0.1	-0.8	0.5
3000-4000	-1.2	-1.7	-4.3	-0.8	-0.4	-1.2	-1.0	-0.6	0.1	-1.2
2000-3000	-2.2	-1.8	-5.0	-1.0	-2.5	-1.2	-2.2	-0.8	0.1	-0.8
1000-2000	-0.7	0.3	-0.5	0.2	-3.4	-1.1	-1.1	-0.9	-0.7	-0.1
SFC-1000	2.6	6.0	3.0	2.9	3.5	2.0	1.4	0.2	0.5	0.9

表 6：各測站各層平均風切之垂直分佈

分流點之高度以台中最低,高度約 1400 呎,氣壓梯度隨高度增加至 2200 呎後隨高度增減。此種分流點與氣壓梯度隨高度之變化至台南仍然甚為明顯,但屏東與東港之風切剖面的變化則甚小,在東部地區花蓮亦很明顯。此處亦再次顯示出在南部地區之 BL 結構與北部地區有明顯的不同。

### 六、混合邊界層 (MBL) 之消長

台灣地區由於地理位置及地形之特殊,使得 BL 之結構亦異常複雜,南北迥異。當冬季冷鋒通過後,全區為東北季風所籠罩,機械擾動佔優勢,但在高壓迴流時,東北季風減弱,熱力擾動佔優勢,此種現象,北部由於天氣雲量較多,熱力邊界混合層不易成長,但南部由於雲量少,邊界混合層則易於成長。為了解此一特性,利用台灣區三探空站之定壓層 (850 MB) 及特性層 (Significant Levels) 之資料計算各層之虛位溫 (Virtual Potential Temperature)。

由於台灣區之探空缺乏 06 Z 之觀測資料,故本研究僅能根據 00 Z 與 12 Z 之混合邊界層之狀況加以初步之分析,根據 MBL 的日變化狀況應於午後發展至最高,在早晨 (00 Z) 普遍地面存在有輻射逆溫,MBL 受日照影響開始成長,06 Z 發展至最盛,12 Z 已在消退中。MBL 除了有日變化之外,其亦受大尺度天氣系統之影響而呈現消退與成長之現象,此一現象在熱帶海洋上更趨明顯 (Garstang & Betts, 1974)。本區內的馬公站,因四周環海,此一現象亦很明顯(如圖 13)。圖中所示為民國 73 年 1 月 27 日 12 Z 至 1 月 29 日 12 Z 馬公在 MBL 虛位溫 ( $\theta_v$ ) 隨天氣系統,當地風速及溫度變化情形,在 1 月 27 日 12 Z 時, M

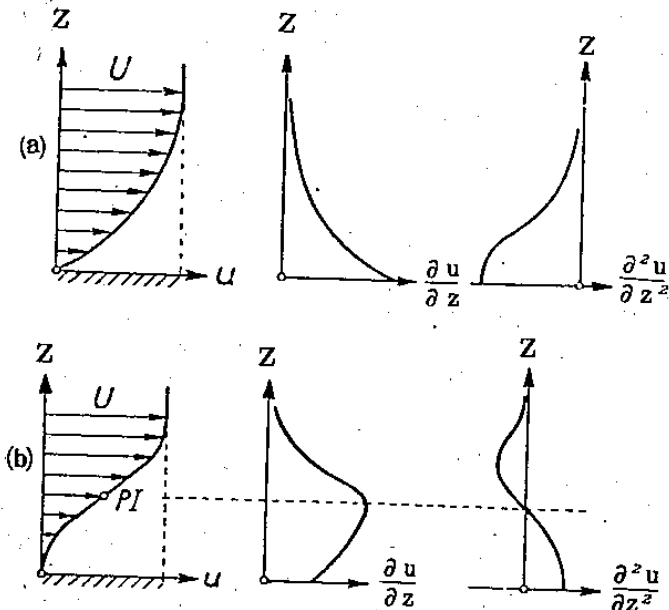


圖 10：(a)氣壓隨高度遞減時之風速分佈。  
(b)氣壓隨高度增加時之風速分佈,PI 為反曲點。

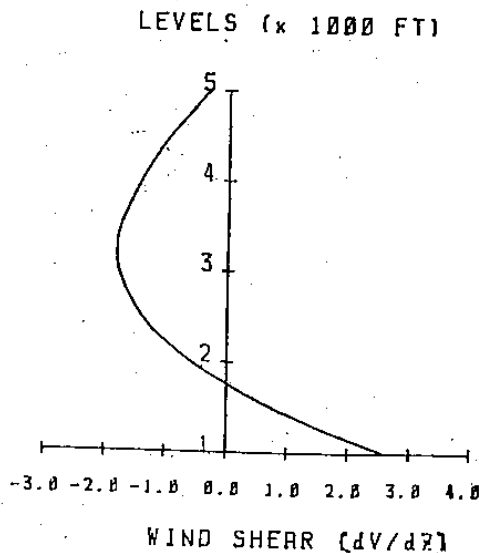


圖 11：台灣區平均風切之垂直變化



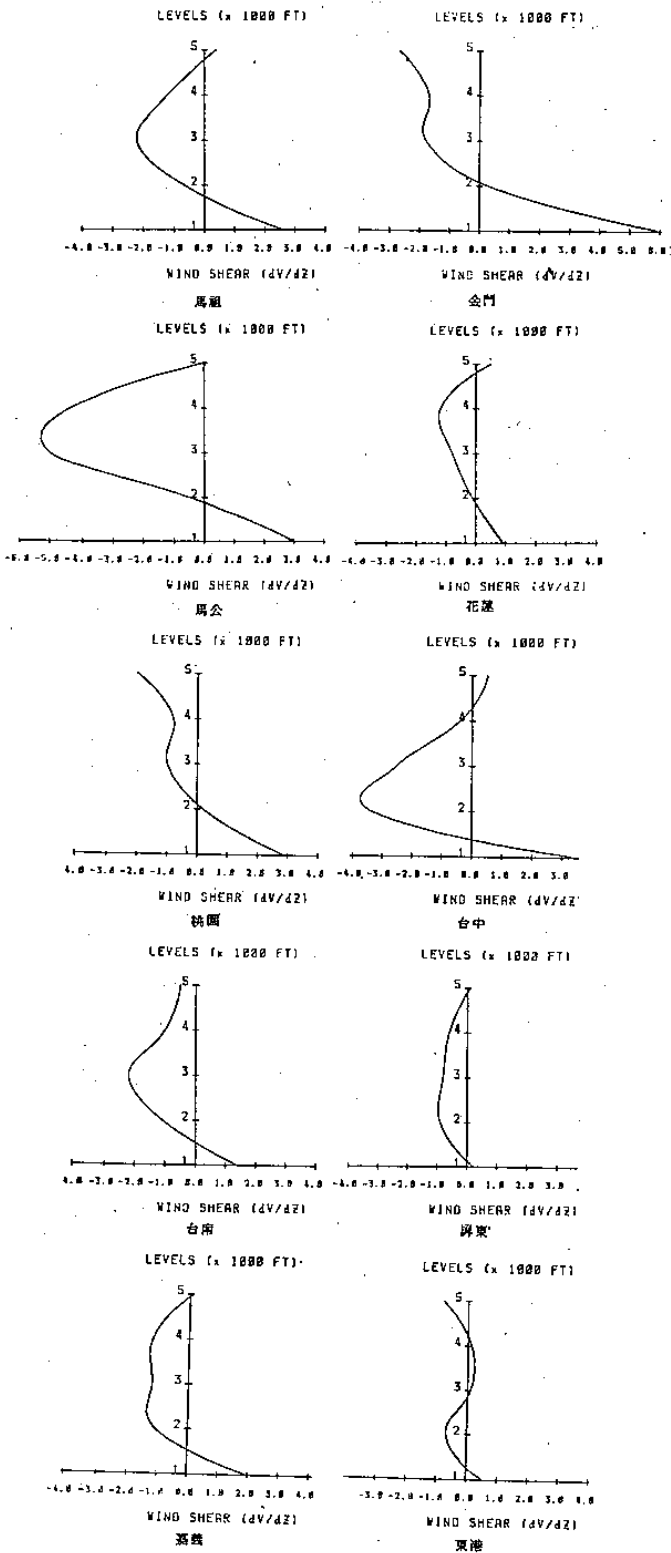


圖 12：台灣區各測站之風切垂直變化

BL 已成長至 950 MB，但至 28 日 0640 L 至 0740 L (即 2240 - 2340 Z) 有降水，因此已成長的 MBL 在 28 日 00Z 迅速消失。

由於馬公連日均為陰天狀況下，MBL 之成長甚為緩慢至 29 日 00Z 逐漸恢復，最後至 29 日 12Z 才在底層形成充分混合之現象，高度約 950 MB。在陰天、強風之狀況下，僅靠地面增溫效應使 MBL 成長之過程甚為緩慢。以 73 年 1 月 28 日之案例而言，約需費時 36 至 48 小時的時間，此種現象在台灣北部與南部地區之變化有甚大差異，北部地區由於受東北季風及地形影響，長時間的降水使得 MBL 成長頗為不易。但在南部地區 MBL 之成長變化頗為迅速，(圖 14) 為東港 73 年 1 月 9 日 00Z 及 12Z 之  $\theta_v$  剖面，00Z 由於受地面輻射的影響，常易形成明顯的輻射逆溫，使 MBL 結構被破壞。12Z 時由於已日落故僅能觀測到殘存的 MBL 現象。

按 MBL 日變化的效應，南部地區 MBL 的成長與消退現象頗為迅速，其主要原因為南部廣大平原，日間雲量少，風力微弱，日照時間長易於 MBL 的成長，只可惜區域內缺乏 06Z 之探空觀測，但由平均風速之垂直分佈已顯示出，風速已有混合之現象 (Volkovitskaya & Mashkora, 1963)，溫度場應更為明顯。Fitzjarrald 和 Garstang (1981) 等人之研究在熱帶海洋上，MBL 之成長平均時間約在 2~10 小時之間，MBL 之高度亦約為逆溫層所在之處。而台灣地區，除南部地區略具有熱帶之 MBL 之結構外，中部及北部的冬季與南部地區之結構差異很大 (如圖 15)。

由圖 15 中可看出台灣區內存在有兩層逆溫：(一) 輻射逆溫由地面至約 150 m (~500')，(二) 大尺度逆溫高度約 1700 至 2500 m (5000 呎至 8000 呎)。前者由地面輻射所造成，而後者乃大尺度平均冷空氣之高度，但此高度由於水陸之分佈不同，海峽之馬公較本島南、北部的高度均低，其主要原因為海峽內有較穩定的水溫，故逆溫層之變化較小

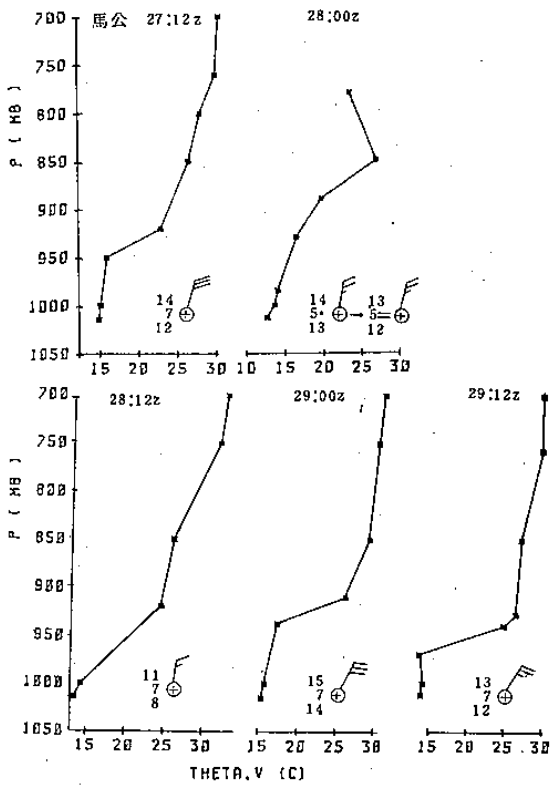


圖 13：馬公站 73 年 1 月 27 日 12 Z 至 1 月 29 日 12 Z  $\theta_v$  ( $^{\circ}\text{C}$ ) 在邊界層內之變化及天氣狀況

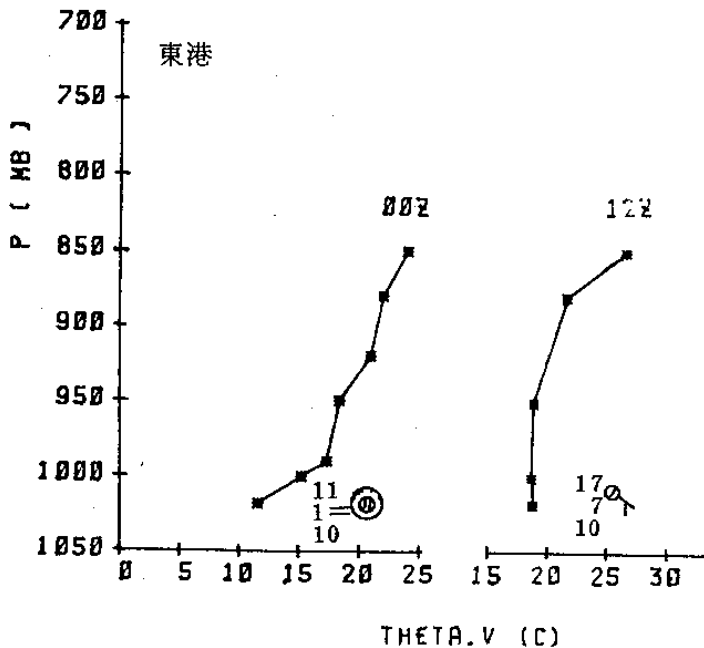


圖 14：東港站 73 年 1 月 9 日 00Z 及 12Z  $\theta_v$  ( $^{\circ}\text{C}$ ) 在邊界層內之變化及天氣狀況

。混合邊界層之高度乃由南部向北部遞減，此種現象顯然與台灣南北的雲量分佈、日照、風速有密切之關係。台灣北部雲量多、降水多，日照少，故 MBL 之高度甚低，幾乎與輻射逆溫之高度一致，而南部却恰相反，故南部 MBL 之高度大於北部，而海峽之馬公 MBL 高度却無法代表中部地區，主要為澎湖四邊環海，穩定的水溫使得 MBL 易於成長，發展高度亦較高。最大風速較之高度約在 300~500m (1000~1500 呎)；最大風軸之高度由北向南遞減，同時風速亦向南逐漸減小。值得注意的是在南部地區的最大風速層高度低於 MBL 層高度。北部的 MBL 層與輻射逆溫層頂的高度相近，最大風速層在 MBL 之上有抑制 MBL 成長之效應，而南部之最大風層低於 MBL，有助長 MBL 成長之效用。本質上而言，台灣區三個探空站，在 ABL 基本結構上差異頗大，北部 ABL 變化決定於東北季風之所造成之地形雨，馬公站足以代表海峽內的 ABL 特性，但不能代表中部地區，而東港站具有副熱帶的 ABL 結構，亦可以代表南部地區 ABL 之結構。

#### 七、結論

台灣區冬季邊界層內均由旺盛的東北季風所控制，由於台灣地形之複雜，它給北部帶來長時間的地形雨，造成人們生活有所不便；在海峽造成了強風與大浪，給航空器與船隻造成了危機。它也同時給南部地區帶來了乾旱。本研究之主要目的是要了解台灣地區在東北季風下，大氣邊界層的結構，在全區域內，北部地區及島外的馬祖、金門、馬公等地之風場主要受大尺度氣壓梯度所控制低層摩擦力甚小，東北季風厚度約 4000 呎，4000 呎以上則漸進入西風帶，低層最大風高度由大陸沿海向外海逐漸升高，即由馬祖 1100 呎，金門 1300 呎至馬公升高至 1500 呎；而本島部份，北部東風層高於南部，最大風層由北部 1500 呎向南逐漸降低，同時風速亦向南減弱，平均強風軸最南伸達台南，在台南以南之風速剖面則呈現被混合之現象。平均最

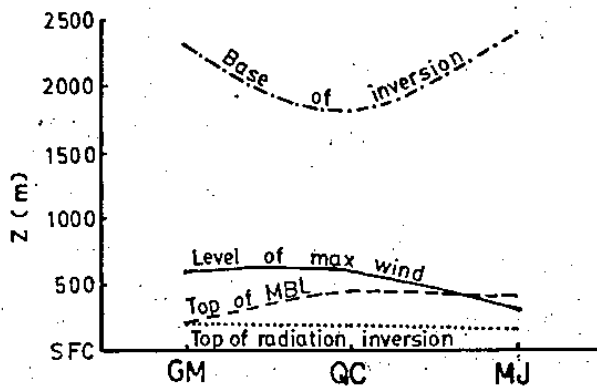


圖 15：台灣區冬季逆溫層，最大風層，混合邊界層 ( MBL ) 及輻射逆溫之高度分佈

大風切層在 1000 呎至地面之間，其中以金門的風切最大達 12 KTS / 1000 呎，其次為台中 8 KTS / 1000 呎，北部及海峽次之。風切之方向，北部以東—西向為主，其他地區則呈南—北向或東北—西南向為主。

邊界混合層之成長，北部地區由於有降水、雲量多、日照少，故不易成長，海峽因有暖洋流及強風，即使在陰天狀況下，亦會漸漸緩慢成長。南部地區由於溫度高，日照多，則成長迅速，但消退亦快，由於缺乏 06 Z 之觀測資料，故僅以 00 Z 及 12 Z 之資料做初步之估計。

### 致謝

本文在國科會 NSC-75-0202-M113 專題計畫之補助下完成，此外亦感謝空軍氣象中心，及第十一天氣中心提供資料，以及李主任富城、氣象班主任陳榮，提供寶貴意見，楊宏宇、吳福山、張武義等協助整理資料，特此致謝。

### 參考資料

1. Arya, S.P.S., J.C. Wyngaard, 1975: Effect of baroclinicity on wind profile and the geostrophic drag law for convective planetary boundary layer, *J. Atmos. Sci.*, 32, 767 - 778.
2. Ball, K., 1960: Control of inversion height by surface heating, *Quart. J.R. Met. Soc.* 86, 483-493.
3. Barnes, G., Garstang, 1981: Subcloud layer energetics of precipitating convection. Submitted to *Mon. Wea. Rev.*
4. Blackadar, A.K., 1962: The vertical distribution of wind and turbulent exchange in a neutral atmosphere, *J. Geophys. Res.*, 67, 3095-3102.
5. Ekman, V. W., 1905: *Arkiv. foer Matematik, Astronomi, Och Fysik*, 2 (11), 1 - 52.
6. Estoque, A., 1971: The planetary boundary layer wind over Christmas Island. *Mon. Wea. Rev.*, 99, 193-201.
7. Fitzjarrald, R., M. Garstang., 1981: Boundary - layer growth over the tropical ocean. *Mon. Wea. Rev.*, 109, 1762 - 1772.
8. Garstang, M., A. K. Betts, 1974: A Review of the tropical boundary layer and cumulus convection: Structure parameterization and modeling. *Bull. Amer. Meteo. Soc.*, Vol. 55, No.10, 1195 - 1205.
9. Holton, J.R., 1967: The diurnal boundary layer wind oscillation above sloping terrain. *Tellus*, 19, 199 -205.

10. Krishna, K., 1981: A two-layer first-order closure model for study of the baroclinic atmospheric boundary layer. *J. Atmos. Sci.*, 38, 1401 - 1417.
11. Lattau, H. H., 1962: Theoretical wind spirals in the boundary layer of a barotropic atmosphere. *Beitr. phys. Atmos.*, 35, 195 - 212.
12. Le Mone, M., 1972: The structure and dynamics of the horizontal roll vortices in the planetary boundary layer. Ph. D. dissertation, University of Washington, Seattle.
13. Lilly, D.K., 1968: Models of cloud-topped mixed layers under a strong inversion. *Quart. J.R. Met. Soc.*, 86, 292 - 308.
14. O'Brien, J.J., 1970: A note on the vertical structure of the eddy exchange coefficient in the planetary boundary layer. *J. Atmos. Sci.*, 27, 1213 - 1215.
15. Pant, M. C., 1978: Vertical structure of the planetary boundary layer in the west Indian Ocean during the India summer monsoon as revealed by ISMEX data. *Indian J. Met. Hydrol. Geophys.*, 29, 88 - 97.
16. Schlichting, Hermann, 1979: Boundary-layer theory.
17. Taylor, G.I., 1914: The eddy motion in the atmosphere *Phil. Trans. Roy. Soc. A.*
18. Volkovitskaga, Z.I., G.B. Mashkova, 1963: The wind profiles and the turbulence characteristics in the bottom 300m layer of the atmosphere. 13 - 25.
19. 吳宗堯, 林淑卿, 王時鼎, 1986: 台灣北部冬季東北季風流場及降雨研究。第四屆全國大氣科學學術研討會論文集編, 426 - 442.
20. 陶家瑞, G.V. Rao, 1985: 各種海洋邊界層之研究, 第四屆全國大氣科學學術研討會論文集編, 670 - 684.
21. 蔡清彥, 周根泉, 1981: 台灣北部地區局部環流之觀測分析及數值模擬。台灣大學大氣科學系研究報告 Lo-CIR-03, 16pp.
22. 劉廣英, 陶家瑞, 1980: 低層風切之成因與預報, 大氣亂流與飛航安全研討會論文集編, P 235 - 259.
23. 劉廣英、葉文欽、張儀峰, 1985: 台灣區探空氣象因子量氣候參考值之分析。國科會專題研究, NSC-74-0202-M072-05.

# A Study of Atmospheric Boundary Layers over Taiwan and Vicinity Area in Winter

Chia-Rei Tao      Yi-Shung Su  
( Air Communication & Electronics School)

## ABSTRACT

The purpose of this study is to understand the characteristics of Atmospheric Boundary Layer (ABL) in Taiwan area in Winter . The latest ten years radiosonde data and Pilot Balloon observations are used in this study . The generalized Ekman (1905) model shows that the eddy exchange coefficient ( $K_m$ ) is small ( $0.4 \text{ m}^2/\text{s}$ ) in the lower ABL , then increases rapidly . The vertical variations of the wind direction and wind speed are primarily controlled by the horizontal pressure gradients.

The mean vertical wind profile suggests that the depth of the Northeast Monsoon reaches about 4000 ft . The level of wind maximum shows at 1200 ft. The peaks of wind maximum reaches southward to Tainan , then disappear to the south of Tainan . The wind structure of south of Tainan shows that the wind are mixed.

The level of maximum wind shear is from surface to 1000 ft . The orientation of maximum wind shear are west-east in the north of Taiwan and north-south in the rest parts of Taiwan . The maximum values of wind shear are Kinman (12 Kts/1000 ft) and Taichung (8 Kts/1000 ft).

The growth of Mixed Boundary Layers (MBL) are quite different in the Taiwan area . There are so much cloud covered and precipitation in the north of Taiwan that the MBL is not easy to develop . There are slow recovery in the Taiwan Strait , even in the cloudy condition. The reason is steady water temperature (Kuroshio) in the Taiwan Strait . It grows rapidly in the south of Taiwan due to the radiation of long duration, less amount of cloud covered .