

海風邊界層之發展與污染物濃度的日變化

林沛練 張隆男 陳景森

國立中央大學
大氣物理研究所

(中華民國七十九年六月三十日收稿；七十九年十月三日定稿)

摘 要

由於大多數的工業區以及人口集中區均位在濱海地區，而海陸風環流又是濱海地區相當突出的中尺度大氣現象，因此海陸風環流以及伴隨的海風熱力內部邊界層之發展對污染物的傳輸與擴散之影響很值得重視。本文分析觀音工業區的密集觀測資料，探討該地區海風環流之特性、海風邊界層之發展以及污染物濃度之日變化。

分析之結果指出，觀音工業區在盛夏綜觀盛行風微弱時海陸風之現象相當明顯，日夜之風向反向，海風之風向約在西風到西北風之間，海風盛行時間在每天10:00到18:00之間，最強之海風風速可達5 m/sec，海風入侵時地面風速加大，陣風較強。如果南來綜觀盛行風較強烈，則海風可能隱藏在西南風之下，特徵較不明顯，只有在較強時刻始可分辨。

海風邊界層的熱力結構由位溫的垂直分佈大體上可以分為三部分，最下層為混合層，除近地層外位溫在混合層中均勻分佈，中間一層位溫隨高度緩慢增加，最上層位溫隨高度增加較快，層與層之間均有穩定區存在。由風場的分析亦指出，混合層中為內流之海風，最上層之風場可代表環境風場，中間一層為海風與環境風間的轉換層，海風回流並不明顯。

觀音工業區污染物地面濃度之日變化可區分為兩種型態，氮氧化物、二氧化硫及一氧化碳等化學反應活性較小之污染物，在清晨以及夜晚的濃度較高，白天的濃度則減低很多。白天由於太陽短波輻射加熱，使得地表熱量往上傳，海風入侵內流，混合層較高，污染物較易垂直擴散，地面濃度因而較低，夜晚則因為地表長波輻射冷卻，穩定層接近地面，垂直渦流擴散能力小，地面濃度因而增大。臭氧之濃度日變化則呈現另外一種特性，臭氧濃度白天正午及午後的時間有一極大值，夜間及清晨則濃度值非常低，這可能是光化反應以及上層往下擴散之結果。

關鍵詞：海陸風，邊界層，混合層，污染物

一、前 言

海風環流乃由於海陸差異加熱效應所產生的一種力管理環流現象，這種局部的中尺度大氣現象，不僅關係著局部雲雨天氣的觸發，而且也影響著污染物的傳輸與擴散，因此多年來一直受到氣象人員的注意。

海風之研究不論是數值的模擬或是觀測的分析均有許多人在進行，海風之觀測雖已有相當長的歷史，然而比較有系統之觀測則在本世紀中葉以後。早在1953年David Atlas即利用改良之APS-34型雷達來偵測美國麻州東南沿灣之海風，Fisher(1960)，Frizzola and Fisher(1963)則利用探空氣球架設觀測網分析新英格蘭海風之主要特徵，他們的分析指出

，海風厚度約在1000 m 以下，而且可深入內陸30-50 Km，海風水平最大風速可達10 m/sec。另外Hsu (1970) 在德州海岸以及Lyons and Olsson (1973) 在密西根湖濱之密集觀測乃中尺度海風以及湖風環流相當完整之觀測，Hsu (1970) 指出海風或陸風總是最先發生在海岸而且最後也是在海岸附近消失，陸風通常較弱而且只出現在清晨，最強的海風發生在下午3點左右，厚度達3公里，水平延伸100公里，平均速度約為6 m/sec，回流則在3 m/sec 左右。海風鋒面處為最強輻合區，當其通過時可以觀測到溫度下降，相對濕度先下降再上升，風向呈順時鐘向轉180度。Fujibe and Asai (1984) 曾對Sagami Bay Area 夏天的海陸風結構及其日變化進行詳細之分析，並探討斜坡對海陸風之影響。有關海風鋒面或湖風鋒面之特性，多年來研究者不乏其人，Simpson et al. (1977)，Keen and Lyons (1978) 以及Ogawa (1986) 等均曾進行過觀測與分析。Helmis et al. (1987) 觀測分析海風鋒面之特性以及離岸風對海風鋒之影響，他指出離岸風存在時鋒面較峻峭，梯度也較強，垂直速度約在1.0-1.5 m/sec 之間，沒有離岸風時鋒面較弱，垂直速度只有前者之1/3 而已。

Nakane and Sasano (1986) 利用高解析Lider 之觀測發現海風厚度約300 m，海風鋒面前緣向上延伸可達1300 m，500 m 以下鋒面與地面之夾角約45°，500 m 至1000 m 之間夾角約14°，1000 m 以上則約6° 左右。海風鋒面前進之速度約3.3 m/sec，海風與環境風場之風向與風速均有明顯之不同。Ogawa et al. (1986) 以及Nakane and Sasano (1986) 等學者綜合他們觀測分析之結果均強調海風邊界層之結構可分為三部分，即(I) 內流(吹向陸地)之海風(II) 海風回流區以及(III) 環境風等三個層次。海風前緣之頂部，回流區之頂部均會有逆溫之現象出現。

由於世界各地大多數的工業區以及人口集中區均位在大湖畔或濱海地區，因此海岸或湖岸鄰近地區污染物的傳輸與擴散問題，近年來特別引起人們之重視，而海陸風或湖陸風環流又是濱海或濱湖區域最為突出之中尺度大氣現象，因此海陸風環流以及伴隨之內部邊界層之發展對污染物的傳輸與擴散之影響尤其受到注意。其間牽涉到的問題有二，問題之一為岸邊排放出來之污染物可能在封閉性之海陸風環流中循環，滯留一段頗長之時間。問題之二是海風熱力邊界層之發展可能引起煙煙(Furnigation)

之現象。Lyons and Olsson (1973) 指出，岸邊污染物濃度之變化受到海風本身，熱力內部邊界層以及海風鋒面上氣流之影響。Ozoe et al. (1983)，Keen and Lyons (1978) 均曾強調湖風鋒面對污染物傳輸之貢獻，Ogawa et al. (1986) 則致力於海風內部邊界層中亂流結構之分析。Fujibe (1985) 利用統計之分析方法探討陸風若生時伴隨局部鋒之近地層空氣污染情形，並討論污染物濃度與近地層穩定度、排放率之關係，以及陸風對污染物之傳輸與平流的效應。Kumar et al. (1986) 利用聲波雷達三年之連續記錄資料，分析海風熱力煙流(thermal plumes) 以及夜間輻射逆溫發生之比例。他指出，海洋空氣之侵入似有壓制白天對流以及夜間逆溫之發展。另外有關海陸風環流之數值模擬，Estoque (1960)，Magata (1965)，Moroz (1967)，McPherson (1970)，Neumann and Mahrer (1971)，Yoshikado and Asai (1972)，Pielke (1974) 等人均曾進行。Dobosy (1979) 採用Level 2 及Level 3 的亂流閉合模式模擬海岸地區之污染物擴散，煙煙及混合層之發展關係，他指出於穩定大氣中，置污染質於混合層之上，則不易垂直擴散，因而維持煙道之高濃度，若混合層高度伸展至排放源高度以上，則煙道中高濃度將迅速被傳送至某段距離以外之地面。Kondo and Gambo (1979) 使用二維模式，交換層內採用Yamamoto 之經驗渦流擴散方程，模擬海陸風環流對污染物之擴散，發現排放源若在海岸附近，則混合層內不會有嚴重的污染，主要是當海風環流向內陸侵入時，排放源位於混合層外所致。Ozoe et al. (1983) 使用二維數值模式，假設渦流擴散係數為常數來模擬海陸風對污染物擴散之影響，結果指出岸邊污染物濃度每天有兩個相對極大值與極小值出現，在離岸較遠之內陸則僅有一個極大極小值，而且由於海陸風環流為封閉之系統，濃度會累積而增加。Kimura (1983) 利用二度空間之模式模擬海陸風環流對光化反應空氣污染之影響。

二、觀測實驗與綜觀天氣型態

台灣是一個海島，四面環海，中央山脈縱貫其中，在沿海地區海陸風乃微弱綜觀系統下極為顯著的現象，況且計劃中的幾個大工業區均位在濱海地區，海陸風環流的特性以及其對污染物可能之影響都是吾人關心的問題。蔡，童(1987) 以及蔡(1987) 曾

經先後對台灣南端地區以及北部地區進行局部環流之研究，研究主要以流線之分析為重點。有關台灣地區海陸風的詳細結構以及伴隨之熱力內部邊界層之發展迄今仍然沒有人討論。

為能了解中壢觀音工業區海陸風的特性及其熱力內部邊界層之發展與地面污染物濃度日變化間的關係，我們於76年7月17日至8月5日之間在工業區內進行地面氣象要素、污染物濃度以及風場、溫濕度場垂直分佈之觀測，本文擬就該次之觀測資料討論海風之特性以及海風熱力內部邊界層之發展與污染物濃度日變化間的關係。圖1為觀測地點之地理環境，觀測站西面及西北面環海。

台灣地區盛夏季節基本上處在副熱帶高壓外圍環流的影響下，盛行西南風或東南風。這一次觀測時間內除了先後有兩次颱風影響到實驗地點外，綜觀的天氣型態大致是在微弱西南氣流的影響下。

7月18日8時菲島東方之熱帶低壓於稍後之時間形成費南颱風，在19日8時之位置如圖2所示，約在126.5 E及15° N處。此颱風在21日從台灣東面通過，然後一路北上移走，台灣地區18日至20日之間大致上都處在微弱的南來綜觀尺度氣流的籠罩下，20日晚上至21日之間實驗區受到費南颱風外圍環流直接之影響，低層出現偏東之風場，22日費南颱風向北遠颯，同時為台灣地區引進較強之西南氣流。

23日鋒面從朝鮮半島向西南延伸到華南，23日，24日台灣地區持續處於鋒前西南氣流中(圖3)。24日生成於菲島東方海面之亞力士颱風於26日逼近台灣，實驗區25日大致處於微弱東南綜觀氣流下，26日清晨則開始受到亞力士颱風之影響，低層再次出現偏東之風系，27日亞力士颱風整個籠罩著台灣北部，28日之後颱風逐漸遠離，台灣再次處於西南氣流中。

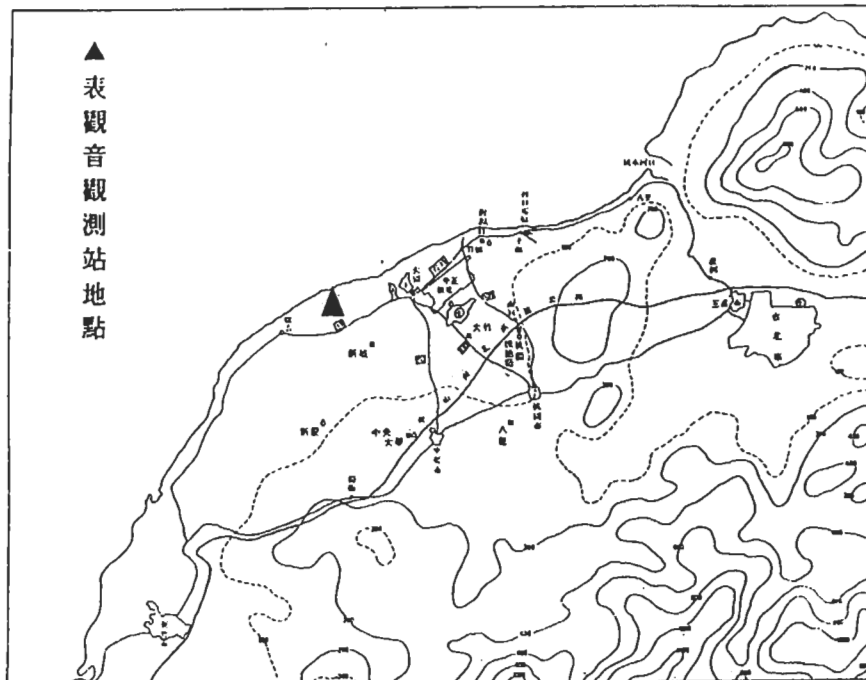


圖1 觀測地點的地理位置與地形分佈。

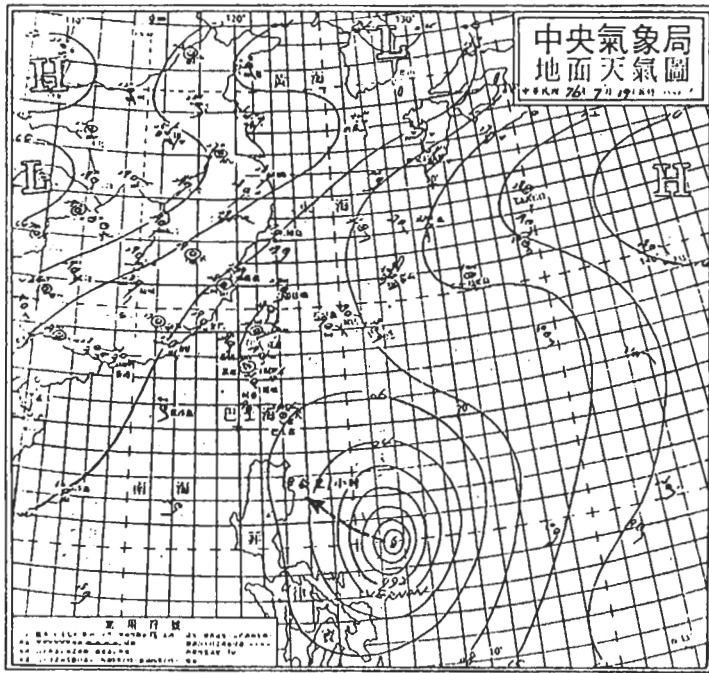


圖2 76年7月19日0800 L地面天氣圖。

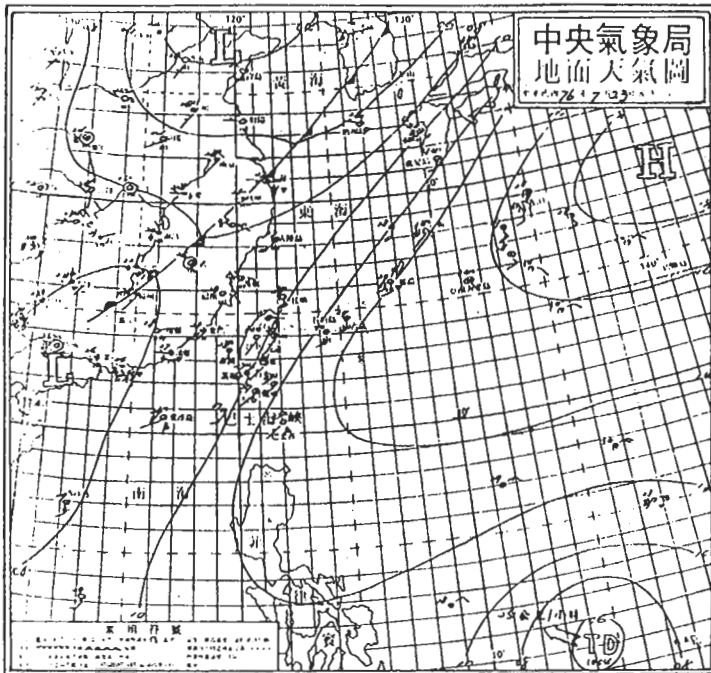


圖3 76年7月23日0800 L地面天氣圖。

三、海風之分析

爲能了解觀測期間觀音工業區(簡稱觀音站)的海陸風之特性,首先我們從地面風場之日變化中檢驗海陸風之特性,並且也收集中正機場以及台北兩測站同段時間的地面風場與之比較。中正機場亦位在濱海地區,西北面臨海,台北測站則位在台北盆地內,四面環山,西北向沿淡水河口通向海邊(圖1)。

地面風場之變化,我們以風玫瑰圖來表示,圖中數字表示地方時,數字左下角相對於圓心之方位表示該地方時之風向,數字左下角距圓心之距離表示該地方時風速之大小,如圖4a。

地面風之觀測是從76年7月17日10:30開始至8月5日。在這期間先後有費南颱風以及亞力士颱風影響到觀測地區,由地面風之變化大致可以看出17日-20日海風現象相當明顯,21日地面風受費南颱風影響很大,22日-24日綜觀西南氣流較強,但海風之現象仍然可以分辨出來,25日盛行氣流爲東南風,但海風仍明顯。26日之後觀測地區先受亞力士颱風直接之影響,颱風過後又受強勁西南氣流影響,因此海風特性不明顯。

由圖4a-圖4c可以看出18日至20日之間,觀音以及中正機場海陸風的現象相當明顯,海風開始時刻大約在每天的10時左右,10時至18時則爲其盛行期間,陸風則在傍晚18時左右開始,然後一直持續到第二天的清晨。逐日的海陸風循環特性以及觀音、中正機場兩站的差異分述於後。

18日(圖4a)10點至17點之間中正機場吹偏北北西風到西北風,而觀音吹偏西北風到西風,觀音在12-13時風速最大約3.7 m/sec左右,18時之後轉爲東南風,風向劇變時曾有6.2 m/sec之陣風出現。中正機場之風向也在18時由西北風劇轉爲東南風,而且也曾出現8 m/sec之陣風,由風向之變化可以看出18日海風大約持續在上午10點到下午5點之間。19日(圖4b)中正機場在10-18時吹西北風,14點時海風達到最強,風速超過5 m/sec。觀音吹西風,10-17時之間平均風速超過3.5 m/sec,最強之海風風速約5 m/sec。20日(圖4c)白天觀音及中正機場海風依然明顯,觀音之風向較中正機場之風向偏西風,兩測站在11點至15點之間皆有超過6 m/sec之

陣風出現,平均風也在7 NT以上。晚間19點之後受費南颱風逼近之影響,東北風逐漸加強。

費南颱風過後所引進的西南氣流在22日至24日之間主宰著台灣附近地區的綜觀風場。海陸風雖隱含於綜觀西南氣流中,但是較強時刻仍然可以看得

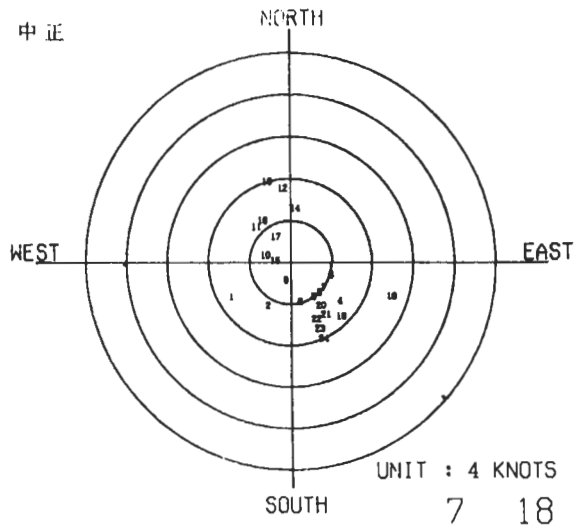
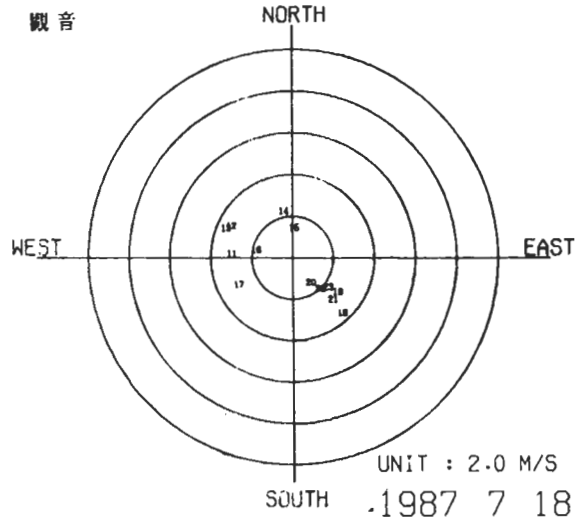


圖1a 76年7月18日觀音以及中正機場地面風場逐時之變化。

出來(圖4d)，而白天海風對兩測站風向之影響也可以分辨，中正機場風向在西南西到西北西之間，觀音則在西南到西南西之間。

25日亞力士颱風在菲島東方，台灣處在副熱帶高壓環流的東南風系統下，中正機場、觀音白天之海風雖仍出現但是方向偏北北西風，觀音海風持續之時間約在12時到17時之間，平均風速大約10 NT

以上，最大陣風達15 NT。

我們比較地面風之變化發現，台北測站與觀音或中正機場的風向相差非常大，但中正機場與觀音的風向分佈，除了海風較明顯的18, 19, 20, 23, 24以及25日的白天以外，其餘皆相當一致。台北測站因位於盆地內，地面風之特性自然與位於海邊的觀音以及中正機場有很大之差異。觀音與中正機場白天

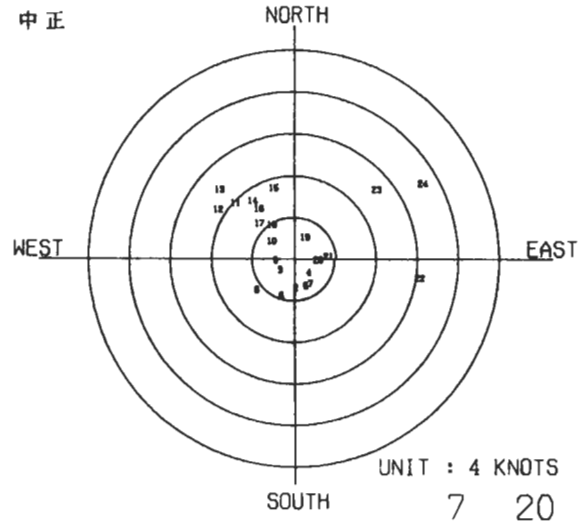
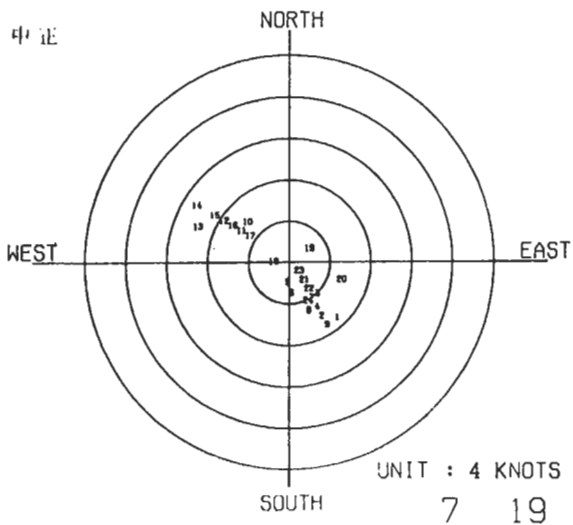
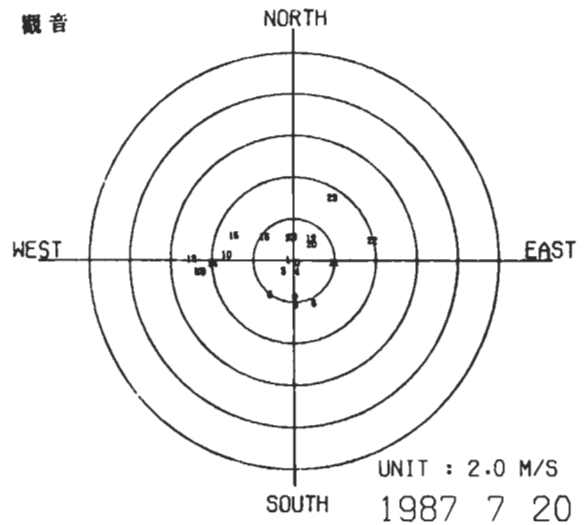
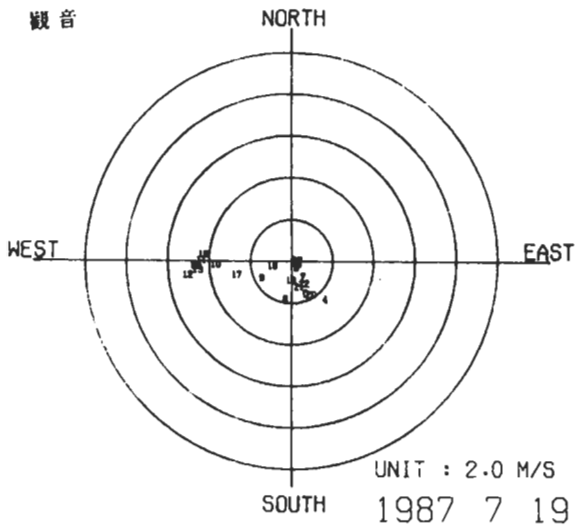


圖1b 76年7月19日觀音以及中正機場地面風場逐時之變化。

圖1c 76年7月20日觀音以及中正機場地面風場逐時之變化。

風向的相差，主要原因應該是觀音西北面、西面皆是海洋而中正機場只有西北面臨海，因此當綜觀尺度的盛行風不是很強時，兩地風向會因海風之侵入而有所差異。

綜合而言，觀音工業區之海風現象在實驗觀測期間綜觀盛行風微弱時相當明顯，其特徵為日夜風向幾近反向或是變化明顯，海風盛行於每天約10點

到18點之間，18點之後陸風一直持續到第二天之清晨，海風之風向約在西北到西風之間，最強的海風風速可達5 m/sec，海風入侵時風速加大，陣風較強。如果南來盛行風較強烈，則海風可能隱藏於西南風之下，只有在較強時刻約略可見。

四、海風熱力邊界層之結構

對流層大氣溫度的垂直分佈一般均具有輕微的穩定成層(Stable Stratification)現象，大氣邊界層為人類生活主要所在的空間，其物理特性直接受到地球表面特性的影響。邊界層內充滿各種大小不同尺度的亂流，而亂流可以迅速地混合邊界層內各種物理量的梯度，混合層因此而形成。大氣邊界層中亂流動能之產生主要來自地表附近的風切，藉由雷諾切應力(Reynolds Stress)從平均流汲取，或是藉由不均勻加熱作用所造成之浮力來獲得。當亂流活動強烈時，邊界層可以發展得很深，當亂流活動微弱時，邊界層較淺。

亂流在混合層中經常是對流駕御的，對流源通常來自地表加熱的熱量傳輸或是雲頂的輻射冷卻。在溫暖而有陽光的日子，夜間輻射造成之地面逆溫以及成層穩定層會逐漸的從底部被太陽對地表之加溫作用所造成之熱力對流所破壞。在沒有雲的日子，混合層的成長緊密的與地表之太陽加熱結合在一起，日出半小時之後亂流混合層開始成長。在這種混合層內，由於不穩定之熱空氣包從地面向上，因此具有強烈的混合作用。混合層一般於午後達到最大之高度，在成長過程中，上層較少亂流之空氣將向下混合或逸入，結果亂流之活動將使熱量、濕氣以及動量在垂直方向混合得很均勻，位溫及風速在混合層內大致保持常數，理查生常數(Richardson number)在混合層內小於臨界值0.25，近地層則有一超絕熱層疊加於地表之上。混合層頂由一穩定層所覆蓋，因此限制了亂流的範圍。

日間混合層高度最大值通常發生在輻射日落(Radiation Sunset)的時候，即向上的可感熱通量消失且動能浮力產生項停止增加時，輻射日落則經常發生在地表溫度達到最大值之後，因為垂直遞減率由超絕熱變為中性的過程必須有冷卻作用。在夜間混合層內，浮力通量由於地表冷卻而向下傳，對動

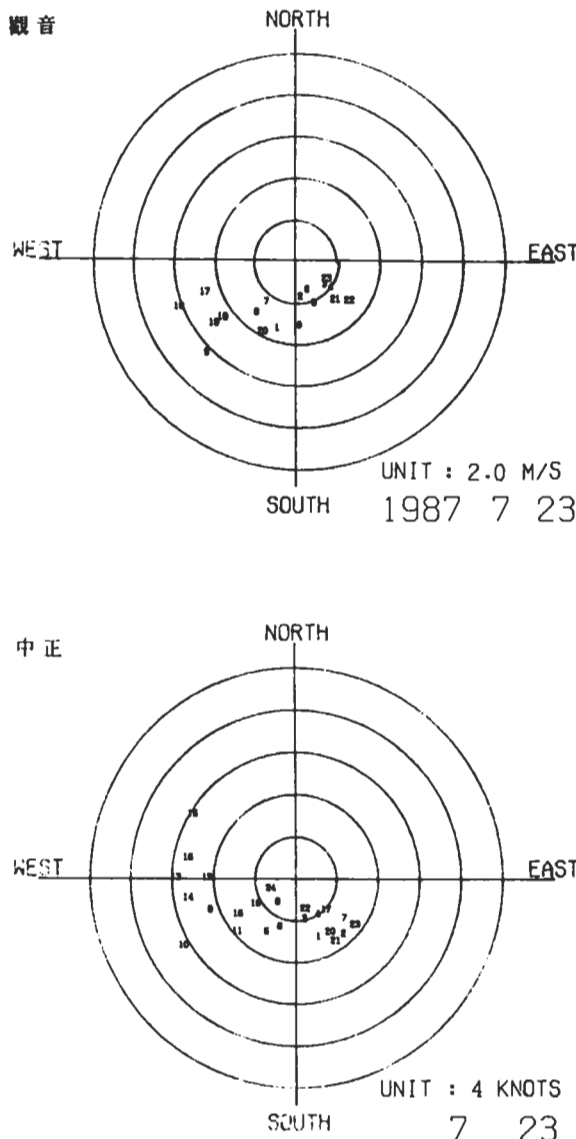


圖4d 76年7月23日觀音以及中正機場地面風場逐時之變化。

能有負的貢獻，經由雷諾切應力所產生之機械性亂流是唯一亂流動能的能量來源。

濱海地區具有地表粗糙度以及地表溫度突然改變之特性，海陸風環流即是由於海陸差異加熱所引發的局部中尺度環流。邊界層氣流在海上常處於中性或穩定的熱力成層的條件下，當此穩定的海洋空氣吹進岸邊陸地時，由於地表的加熱作用，對流之海洋涼濕空氣與陸地溫暖空氣間會形成一穩定層疊加在對流混合層之上。即使從陸地面傳到大氣之可感熱通量為水平均勻之分佈，但因海風吹入海面較涼之空氣，亦將使亂流混合層之厚度隨入侵距離而增加。內部邊界層中對流亂流之混合強烈，而大氣對污染物之擴散能力在混合層外受到穩定層之抑制。濱海工業區高懸之污染源所排放之污染物首先在穩定之氣流中向內陸飄移，此時垂直之擴散極為有限，但是此煙流一旦與內陸較高之混合層頂交會時將會逸入混合層中，如此再經由混合層中強烈之亂流傳輸作用而可能引起地面之高污染濃度。

爲了探討實驗區海風熱力邊界層之結構，觀測期間每天施放三個探空氣球，分別在8:00，14:00以及20:00左右施放，並且每三小時施放一個測風氣球

來觀察低層大氣之風場與熱力場。由地面風場之分析，我們可以看出實驗期間觀音工業區出現比較明顯海風現象之時間爲18、19、20、23、24日以及25日之10點到18點左右，以下我們就利用探空資料以及測風資料來討論海風邊界層之結構。

18日只有間隔3小時之測風資料而缺探空資料，圖5爲18日觀音測風之時間序列，由此圖可以看出11點時，海風(西風或西北風)之厚度約在200 m，而14點時海風最爲明顯，西北風及西風出現之高度達500-600 m。20點及23點可見東南陸風由地面增高至200 m。

19日10點-17點之間海風明顯，11點時西風厚度只有250 m左右，14點-17點間西風厚度約有400 m以上，16時混合層厚度約爲400 m(圖6)，除近地層外，混合層中位溫垂直變化小呈中性穩定度，即溫度接近絕熱分佈。整個混合層盛行海風風向除近地層外約在 260° - 266° 之間，最強海風風速4.6 m/sec。400 m-1000 m之間位溫隨高度增加，增加率爲 0.43° k/100 m，呈現比較穩定之狀況。風向在 250° - 230° 之間，風速從5.3 m/sec隨高度降至2.6 m/sec，1000公尺以上位溫仍隨高度增加但較和緩(約 0.33° k/100

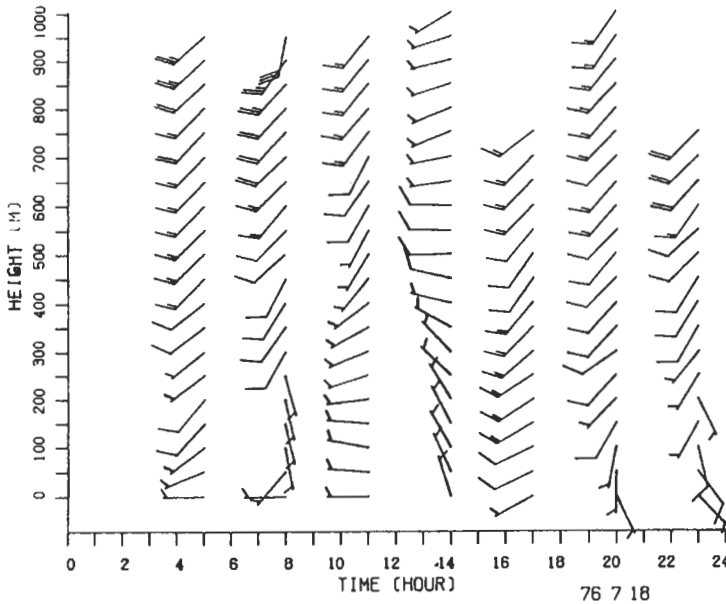


圖5 76年7月18日觀音測風的時間序列。

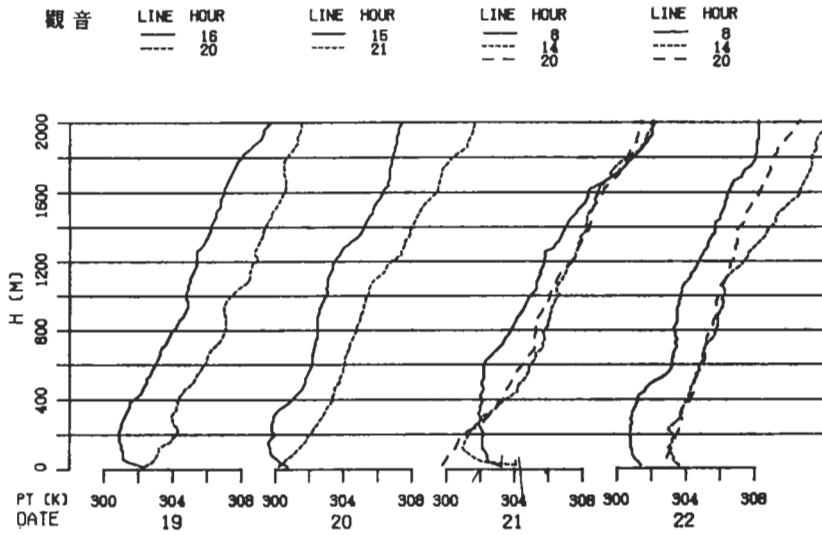


圖6 76年7月19日至22日位溫垂直分佈之日變化。

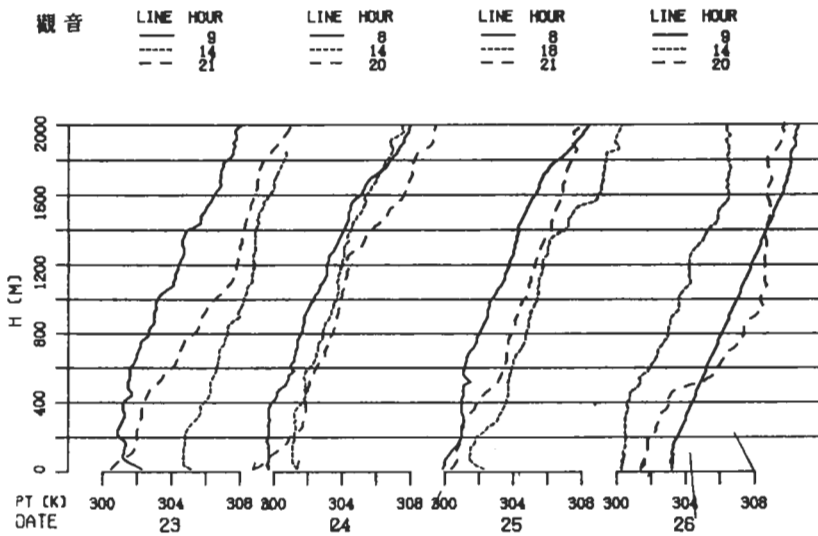


圖7 76年7月23日至26日位溫垂直分佈之日變化。

m)，風由1250 m之 $229^{\circ} / 1.8 \text{ m/sec}$ 轉變成1600 m之 $190^{\circ} / 3.3 \text{ m/sec}$ ，而板橋探空在20時850 mb之風場為 $198^{\circ} / 2 \text{ m/sec}$ ，可見1000 m以上兩地之風場頗為近似應可視之為環境風。20時穩定層貼近地面，位溫遞增率約為 $1^{\circ} \text{ k/100 m}$ ，大致上2 km以下之低層大氣均處於輕微穩定之狀態中，200公尺到400公尺之間可見白天殘餘之混合層。

20日15:00探空(圖8)顯示海風進來之後低層大氣相當潮濕，2000公尺處有一非常明顯之逆溫層，此逆溫層以上為東風層。另外位溫分佈(圖6)顯示在400 m以及1300 m附近各存在一穩定層，位溫變化率(Γ)為 $2^{\circ} \text{ k/100 m}$ ，因此海風邊界層可分為三部份，(i) 350 m以下為混合層，除近地層外，位溫垂直分佈均勻，風從50 m的 $271^{\circ} / 4.3 \text{ m/sec}$ 到350 m的 $287^{\circ} / 5.5 \text{ m/sec}$ ，均為內流之海風層。(ii) 350 m-1200 m，底部穩定($\Gamma \sim 2^{\circ} \text{ k/100 m}$)，位溫隨高度變化大，然後緩緩上升($0.25^{\circ} \text{ k/100 m}$)，400 m之風為 $283^{\circ} / 5.1 \text{ m/sec}$ ，950 m之風則轉為 $339^{\circ} / 0.43 \text{ m/sec}$ 。(iii) 1200 m以上又有一穩定層存在，

1200 m之風為 $82^{\circ} / 1.5 \text{ m/sec}$ 與台北測站8時及20時850 mb風場 $76^{\circ} / 6 \text{ m/sec}$ 及 $77^{\circ} / 6 \text{ m/sec}$ 相近應屬環境風。從測風之分析(圖9)亦可見14:00海風最明顯，內流向岸之西風厚度達700 m以上，17:00海風減弱，所以風向由低層向上逐漸轉變為東北吹來之環境風。20時之後低層大氣整個為東風系統所涵蓋，此環境風場乃受費南颱風外圍環流影響所致。400公尺以下地表冷卻造成之穩定層明顯可見。

費南颱風於21日侵襲到本省東北部，因此21日探空所顯示之特性主要與颱風之環流及對流有關。費南颱風過後為實驗地區引進較盛的西南流，雖然22日14時之探空缺300 m至580 m之資料，但位溫之垂直分佈亦可分辨出三個層次，(i) 300 m以下為混合層，風向為西南西風，風速在208 m為 5.7 m/sec ，(ii) 300 m-1100 m位溫隨高度緩慢增加($0.4^{\circ} \text{ k/100 m}$)，風偏西南，在791 m高處為 $212^{\circ} / 5.4 \text{ m/sec}$ 。(iii) 1100 m之後位溫變化較大($1^{\circ} \text{ k/100 m}$)，風在1395 m處為 $215^{\circ} / 6.4 \text{ m/sec}$ ，在1078 m處為 $223^{\circ} / 6.3 \text{ m/sec}$ ，與台北探空站8時及20時850 mb

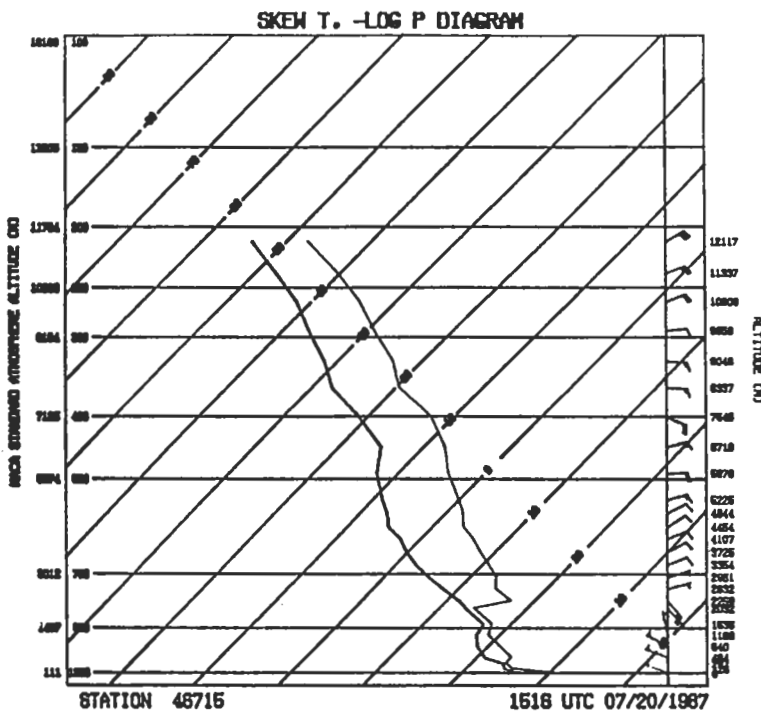


圖8 76年7月20日1500L的斜溫圖。

之風 $217^{\circ}/10\text{ m/sec}$ 及 $229^{\circ}/9\text{ m/sec}$ 相近。

23日，西南風仍強，14:20位溫垂直分佈(圖7)顯示250 m以下為混合層，風在157 m為 $238^{\circ}/6.5\text{ m/sec}$ 。250 m至700 m之間風從西南風逐漸轉為南風，700 m至1100 m之間吹東南風，1100 m以上再轉為南風，西南風。位溫在250 m-1100 m之間以及1100 m以上變化之幅度亦有不同，東南風之出現探空以及測風均測得(圖10)，是海風上層之回流或是其他局部天氣現象之發展，需要進一步研究。另外23日05:00以及23:00之測風700 m以下均出現東南風(圖10)應是陸風之影響。

24日8:10之探空顯示400 m以下位溫為中性之分佈，14:30混合層之厚度為380 m左右(圖7)，風在258 m為 $237^{\circ}/6.3\text{ m/sec}$ ，380 m至600 m之間底部有一穩定層，穩定層上位溫隨高度緩慢增加，風仍為西南風，428 m處風為 $227^{\circ}/2.1\text{ m/sec}$ ，600 m處又有一穩定層，然後直至1400 m左右，位溫隨高度增加較大，1400 m以上尤其明顯。691 m處風為 $193^{\circ}/4\text{ m/sec}$ ，20:00地面至300 m左右有一穩定層覆蓋著。板橋8時及20時850mb風之觀測分別為 $260^{\circ}/5\text{ m/sec}$ 及 $77^{\circ}/2\text{ m/sec}$ 。

25日白天低層吹東南風及東北風，但14點到17點之間由於海風之侵入使700 m以下之部份轉吹來自海面之西北風(圖11)，由16:40之位溫垂直分佈(圖7)可見混合層在200 m以下，風向在 $300^{\circ}-340^{\circ}$ 之間，風速約 $2.1-3.4\text{ m/sec}$ 。200 m-1400 m底層為一穩定層，穩定層上面位溫隨高度緩緩增加，風由北北西風隨高度轉為北風，東北風再轉為東南風，1400 m上位溫隨高度增加較快，風仍為東南風。

綜合上述，觀音工業區即使在綜觀風場不是很弱之情況下，內流入侵之海風對低層風場仍有很大之影響，海風厚度約在600公尺到1000公尺之間，最強之風速超過 5 m/sec 。由於海陸種種特性之差別，濱海地區會有不同邊界層之發展，強制對流內部邊界層乃因地表粗糙度之差異而產生，自由對流內部邊界層則係由地表差異加溫所引起。雖然每天3次的探空仍然無法描述海風邊界層日變化的成長過程，但是應可用以了解午後發展完善的混合邊界層結構以及清晨、夜晚中性或穩定成層的邊界層特性。

午後發展完善的海風邊界層熱力結構由位溫的垂直分佈大致可分為三部份：最下層為混合層，厚

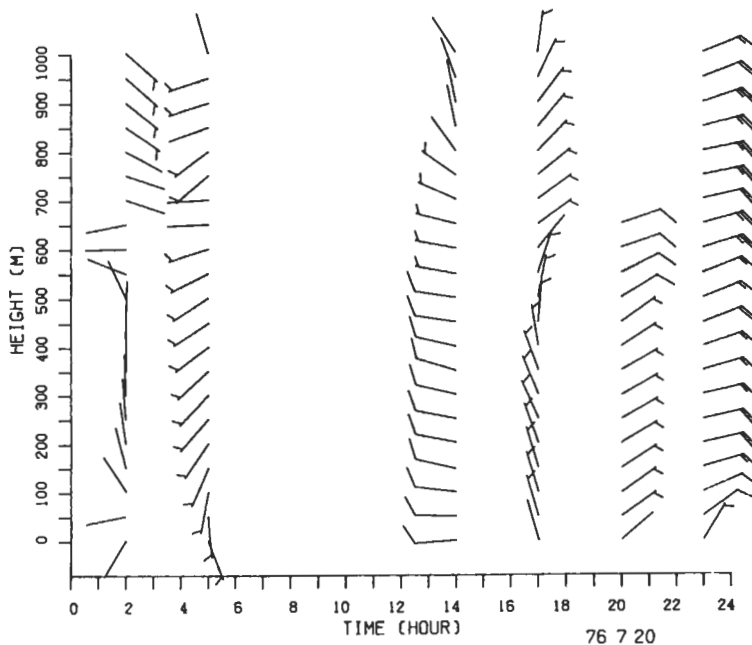


圖9 76年7月20日觀音測風的時間序列。

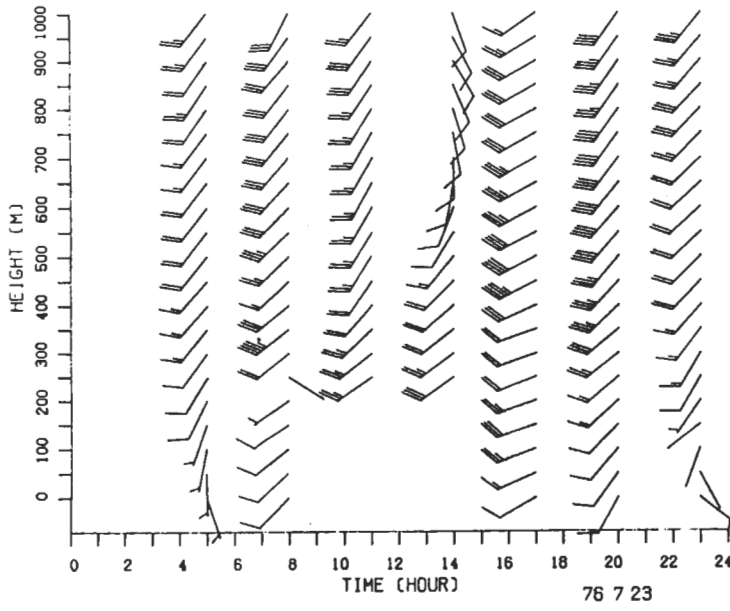


圖10 76年7月23日觀音測風的時間序列。

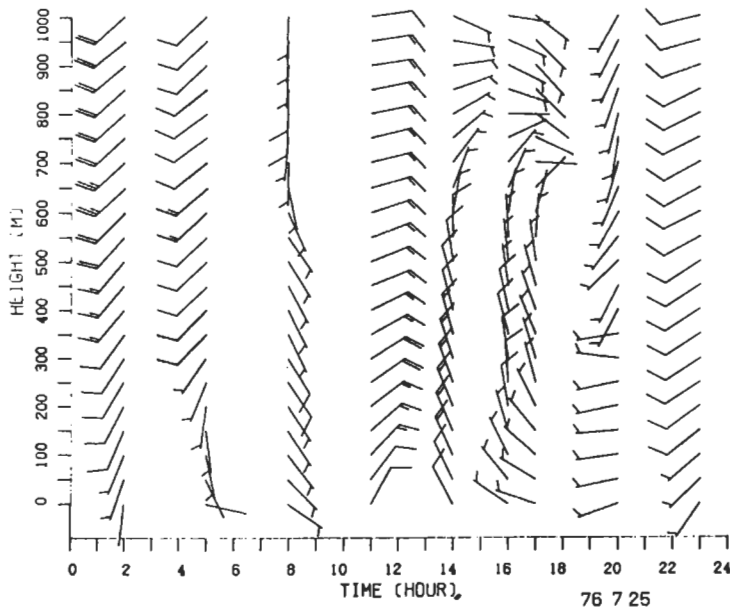


圖11 76年7月25日觀音測風的時間序列。

度約為300-400 m，由於太陽對地表之加熱作用造成近地層出現超絕熱的不穩定狀態，當海風吹進時，由於熱空氣包向上傳遞熱量以及亂流動能，因此在混合層中造成強烈的混合作用，而使熱量以及動量在垂直方向混合得很均勻。中間層乃海風與上層環境風之間的轉換層，存在於混合層頂到約1公厘之間。在混合層中上升的熱空氣包藉浮力作用穿透上面較溫暖較穩定的空氣層直到負的浮力使它停止，這種穿透對流會在混合中性層頂產生一淨的冷卻作用，因而產生及維持一個覆蓋混合層的位溫逆溫穩定層，有時候覆蓋之穩定層如果夠強，可形成溫度逆溫，即絕對溫度隨高度增加，不論穩定度之大小，此種情形一般稱之為逆溫層，如圖6所示，此種逆溫層的強度可達 $2^{\circ}\text{ k}/100\text{ m}$ 。當海風侵入陸地的同時，內流之海洋涼濕空氣與陸地溫暖環境空氣間會形成一穩定層疊加在對流混合層之上。中間轉換層的位溫隨高度緩緩增加，位溫變化率約在 $0.3\sim 0.4^{\circ}\text{ k}/100\text{ m}$ 之間呈現輕微成層穩定，風則由海風逐漸轉為環境風場風速向上明顯減弱。由板橋探空之比對，最上層的風場可代表環境風場，因此該層大氣位溫的垂直變化即代表環境大氣的穩定度。由圖6，圖7顯示此段時間環境大氣位溫隨高度增加較快，比中間之轉換層更穩定。上述之海風邊界層結構與Ogawa et al.(1986)以及Nakane and Sasano(1986)之分析結果相近似。

五、濱海地區污染物濃度之日變化

一般而言，工業區以及人口集中區常在濱海地區，而海陸風環流乃濱海地區相當顯著的局部環流現象，因此海陸風環流對濱海地區污染物之傳輸與擴散之情形很值得注意。雖然觀音工業區仍處籌建階段，目前僅有幾家小型之工廠，工廠之污染排放量非常小，但是將來一旦工業區發展起來，點污染源必然增加，而由前述可知該工業區所在之濱海地區，海風之發展頗為明顯，因此我們也選取海風明顯之日來探討各種污染物地面濃度之日變化。

污染物的測定儀器以及分析方法簡述如下：一氧化碳之分析係採用紅外線吸收分析法(Non-dispersive infrared absorption method)，儀器為Kimoto Model-530之CO測定儀。二氧化硫之分析係採用脈衝式螢光分析法(Pulsed fluorescent method)，儀器為Monitor

Labs Model-8850的SO₂測定儀。氮氧化物之分析係採用化學發光法(Chemiluminescence method)，儀器規格為Monitor Labs Model-8840之NO_x測定儀。碳氫化物之分析則採用火焰離子化法(Flame ionization detector method)，測定儀器為Kimoto Model-730之H_nC_n測定儀。至於臭氧之分析則採用紫外線光度計法(Ultraviolet photometric method)，儀器規格為Monitor Labs model-8810之O₃測定儀，這些儀器均有極高之精確度，也是目前各環保檢測單位常採用之儀器。

我們分析了7月18日至8月5日實驗觀測期間，地面風向、風速、溫度以及氮氧化物(NO_x)、二氧化硫(SO₂)與臭氧(O₃)濃度之逐時序列分佈。由風向之分佈可以看出，除了21日、22日及26日以後之日因受颱風及強烈西南氣流影響外，風向日夜變化均很明顯，而風速以及溫度之日夜變化亦清楚可見，溫度日變化大約在24.5度到31度之間。至於污染物地面濃度，不論是氮氧化物、二氧化硫或是臭氧雖然逐日之間的變化也不小，但以日夜之濃度變化特別明顯。

對氮氧化物以及二氧化硫而言，海風明顯之日，其地面濃度之日變化有比其他西南氣流較強日子偏高之趨勢。臭氧逐日之變化看不出海風明顯日與其他日子間有什麼特別之差異，倒是其日夜變化之相位似與氮氧化物及二氧化硫有明顯之不同。

為了探討海風明顯日，各種污染物濃度之日變化概況，我們將海風明顯日的地面氣象要素以及地面污染物濃度逐時求取平均值。由風向逐時之變化顯示觀測區白天吹西或西北之海風，夜間則吹東南或南之陸風(或盛行風)，海風較明顯之時段約在10點到18點之間(圖12)，海風之風速較陸風強，海風最盛時平均約在6 m/sec左右(圖13)。由溫度平均的日變化分佈(圖14)可以看出，地面溫度從清晨6-7點開始因日射而增溫，14點之後逐漸因日射減弱而降溫，溫度之變化超前風向之變化。

圖12至18為海風明顯日平均的氮氧化物(NO_x)、二氧化硫(SO₂)、一氧化碳(CO)與臭氧(O₃)濃度之逐時日變化分佈。由這些分佈圖可以明顯地看出一氧化碳、二氧化硫以及氮氧化物濃度日變化與地表溫度之變化、海風之出現以及混合層高度之變化有非常密切之關係，當白天日射強烈時由於地表之加熱使近地層之亂流活動變為激烈，上下混合作用

加強，混合層厚度增高，而海風盛吹時，風速加大，陣風變強也加強混合層中之亂流擴散能力，因此海風明顯時段近岸區之地面濃度有明顯之減弱現象。夜晚或清晨大地因長波輻射而降溫，近地層空氣極為穩定，風速變小，因而大氣擴散之能力減弱，因此地面污染物之濃度增高。當然這是污染源在地

面附近時的情況，假使污染源在較高處(如工廠煙囪)則近地穩定層可免除上層煙流向向下之擴散，反之岸邊海風熱力邊界層(混合層)之成長一旦與高懸之煙流接觸，則可能因燻煙之現象而使地面濃度增高。

圖18 為臭氧濃度之逐時日變化分佈，臭氧濃度

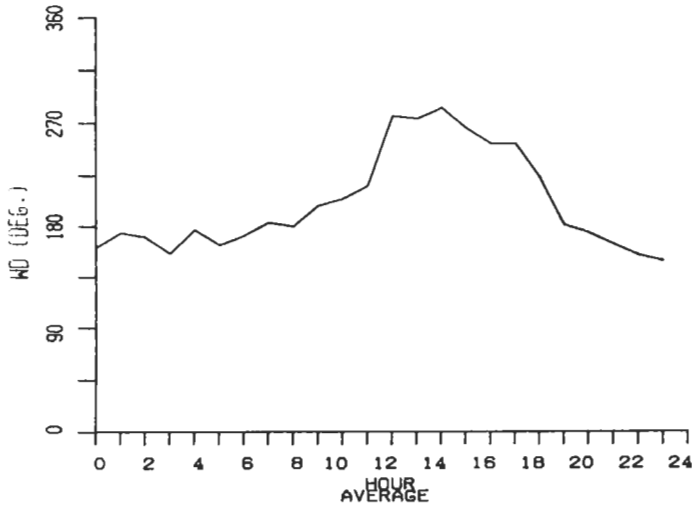


圖12 海風明顯日觀音站平均地面風向逐時之日變化。

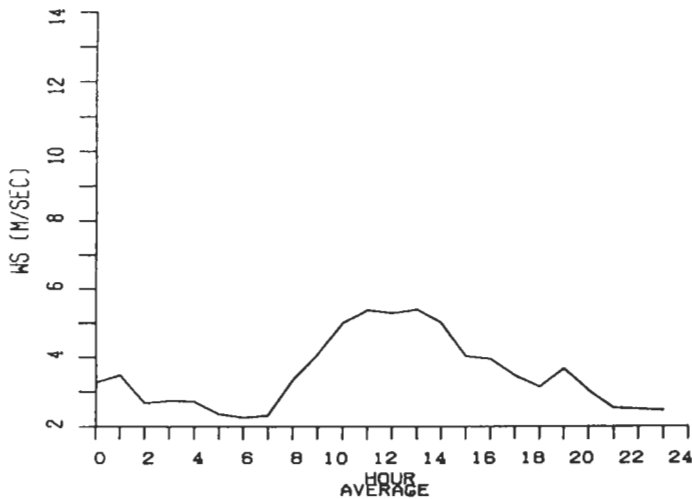


圖13 海風明顯日觀音站平均地面風速逐時之日變化。

之日變化特性與其他幾種污染物比較起來，有很大之不同。白天日射強烈，混合層較高時臭氧之濃度反而增大，夜晚則濃度減小，這可能是因臭氧形成之機制異於其他污染物之故。白天日射愈強，氧分子愈有機會解離成氧原子，而氧原子再與氧分子作用之後才能形成臭氧。因此除非有其他人為之臭氧

源，否則自然之臭氧應生成於白天日射強烈時，所以白天之臭氧濃度遠高於夜晚。另一方面白天上下混合強烈亦有助於將生成於較高層之臭氧往近地層擴散下來。

雖然圖15至18的結果顯示，濱海區污染物之日夜變化與海風邊界層之成長有著相當密切的關聯，

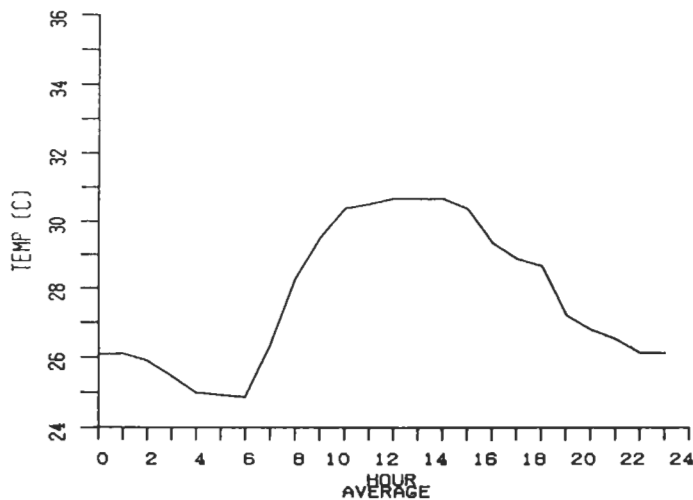


圖14 海風明顯日觀音站平均地面溫度逐時之日變化。

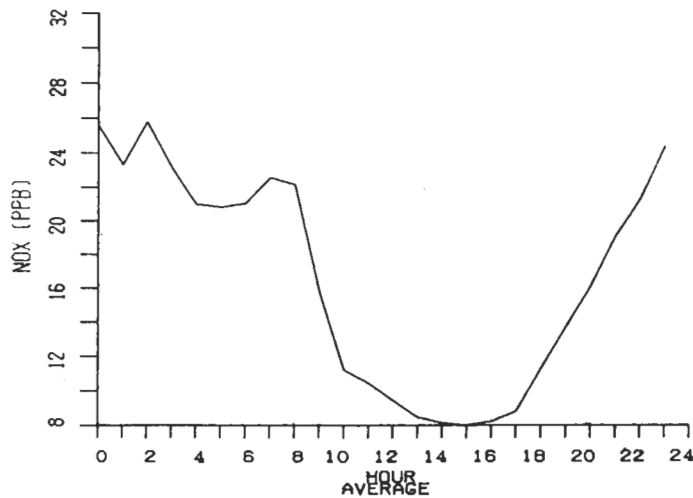


圖15 海風明顯日觀音站平均地面氮氧化物濃度逐時之日變化。

當然也不能排除污染源日夜變化可能之影響，可惜附近地區污染源資料除了林口電廠及中油煉廠較完整之外，餘皆相當缺乏，可信度也很低。在盛行風偏南之情況下，這兩個污染源對實驗區之影響很小。其他污染源日夜變化正好與觀測結果相同之可能性應該非常低。為了比較濱海區與內陸區污染物

濃度之日夜變化情況，我們分析了同一段時間環保署中壢測站污染物平均的逐時日夜變化分佈，如圖 19 至 22 所示，氮氧化物以及一氧化碳的濃度均顯示有雙尖峰值的日變化特性，氮氧化物最大濃度值為濱海區四倍以上，這可能與上下班交通車輛之污染源有著密切的關聯。二氧化硫雖也顯示白天濃度較

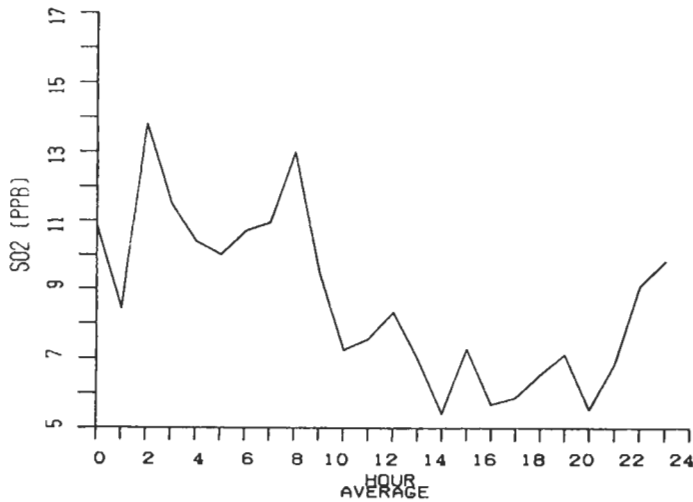


圖 16 海風明顯日觀音站平均地面二氧化硫濃度逐時之日變化。

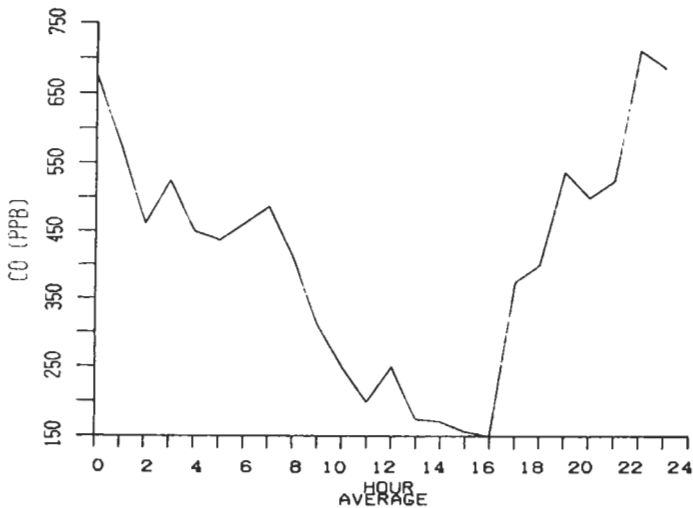


圖 17 海風明顯日觀音站平均地面一氧化碳濃度逐時之日變化。

低之特性，但濃度為濱海區之二至三倍以上。臭氧除了最高濃度為濱海區之四至五倍以上外，日夜之變化趨勢與濱海區非常一致。

總之，濱海觀音工業區臭氧濃度的日變化在中午時分有一極大值，這可能是光化反應以及上層擴散下來之結果，而氮氧化物、二氧化硫以及一氧化

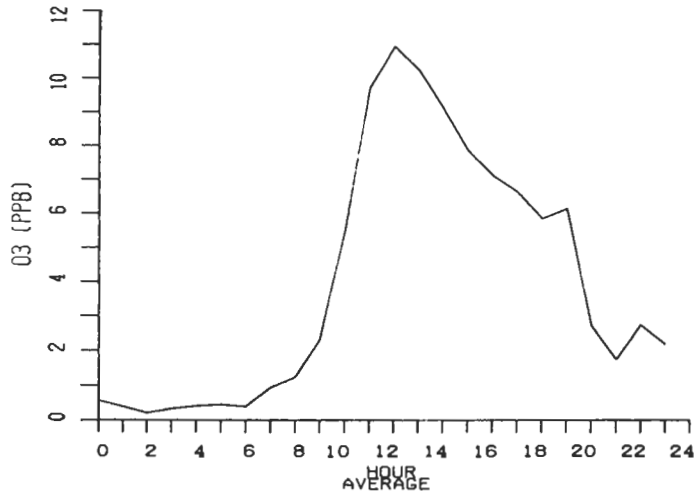


圖18 海風明顯日觀音站平均地面臭氧濃度逐時之日變化。

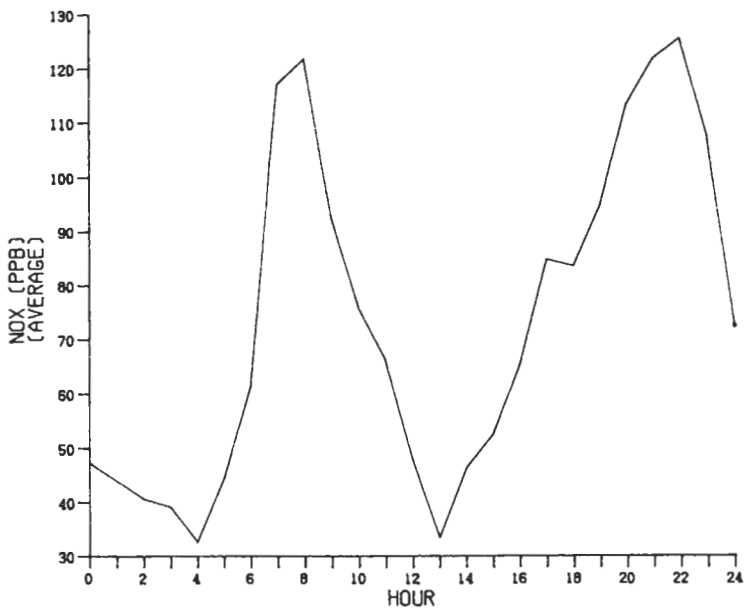


圖19 海風明顯日中壩站平均地面氮氧化物濃度逐時之日變化。

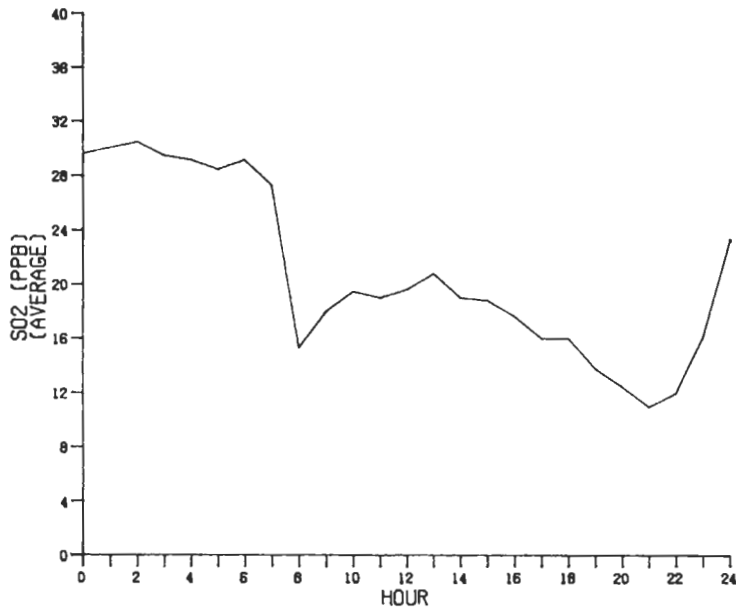


圖20 海風明顯日中壩站平均地面二氧化硫濃度逐時之日變化。

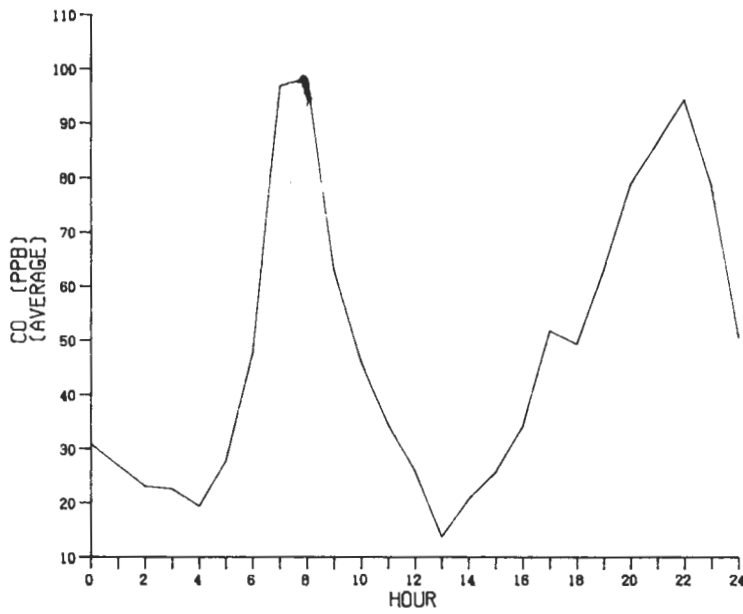


圖21 海風明顯日中壩站平均地面一氧化碳濃度逐時之日變化。

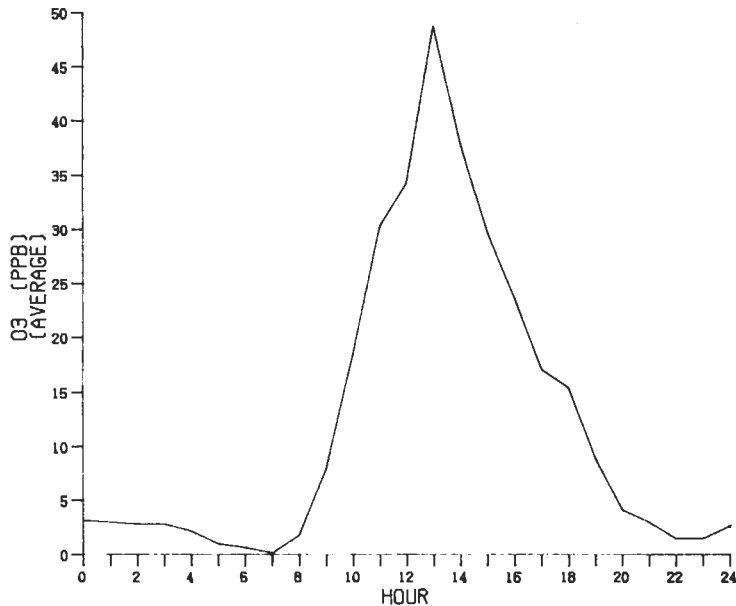


圖22 海風明顯日中壩站平均地面臭氧濃度逐時之日變化。

碳等化學反應活性較小之污染物在清晨及夜晚的濃度較高，白天則濃度減低很多，白天濃度之減少可能是因為海風入侵之影響，混合層發展垂直擴散能力加強和其他消散之反應，當然污染物濃度之分佈也會受到污染源分佈，微弱大尺度風場之影響以及山嶺阻擋之效應等。

六、結 論

海風環流是一種經常存在於濱海地區的中尺度現象，其成因主要是由於海陸溫度差異加熱效應所形成之熱力直接環流所造成，其強度範圍以及持續之時間由地表提供給大氣熱量之水平溫度梯度來決定。白天陸地受太陽加熱，地表溫度升高較快，海水則因為熱容量大兼以海面之水汽蒸發以及海水上下層之混合作用，使得海面溫度比陸地溫度低，因此陸地上空之等壓面厚度因空氣增溫而加厚，等壓線向海面方向傾斜，上層水平氣壓梯度力將陸地上空之空氣推向海面上空，如此使得海面上之空氣質量增加，陸地上之空氣質量減少。地面的水平氣壓

梯度力乃推動海面之空氣流向陸地，此即為白天之海風環流。

台灣位於亞熱帶地區，四面臨海，海陸風現象應該很顯著，但因經費與人力之限制，以往對此種現象之研究理論模擬者多，實際觀測分析者少。況且台灣地區大部分的工業區均集中在濱海的平原地區，濱海地區工廠煙囪排放物之傳輸與擴散是否會受到海陸風環流之左右與影響很值得重視。

由前述之分析結果我們可以看出，觀音工業區在盛夏綜觀盛行風微弱時海風之現象相當明顯，日夜之風向反向，海風之風向約在西風到西北風之間，海風盛行時間在每天10:00到18:00之間，海風入侵時地面風速加大，陣風較強。海風之厚度可達600 m-1000 m，最大風速約為5~6 m/sec左右。如果南來綜觀盛行風較強烈，則海風可能隱藏在西南風之下，特徵較不明顯。

海風邊界層的熱力結構由位溫的垂直分佈大體上可以分為三部分，最下層為混合層，厚度約為300-400 m，除近地層為超絕熱之不穩定狀態外，位溫在混合層中均勻分佈。混合層為海風內流主要

之區域，風速約在1~6 m/sec 之間。中間層乃海風與上層環境風之間的轉換層，存在於混合層頂到約1公里之間，其底部常有逆溫覆蓋著混合層，強度可達 2° k/100 m。中間轉換層的位溫隨高度緩緩增加，位溫變化率約在 $0.3 \sim 0.4^{\circ}$ k/100 m 之間呈現輕微成層穩定。在中間層中，風由海風隨高度逐漸轉為環境風場，風速向上明顯減弱。最上層位溫隨高度增加較快，位溫變化率約在 $0.4 \sim 1^{\circ}$ k/100 m 之間，此層之風場可代表環境風場，因此位溫之垂直變化即代表環境大氣之穩定度。

觀音工業區污染物地面濃度之日變化可區分為兩種型態，氮氧化物、二氧化硫及一氧化碳等化學反應活性較小之污染物，在清晨以及夜晚的濃度較高，白天的濃度則減低很多。白天由於太陽短波輻射加熱，使得地表熱量往上傳，海風入侵內流，混合層較高，污染物較易垂直擴散，地面濃度因而較低，夜晚則因為地表長波輻射冷卻，穩定層接近地面，垂直渦流擴散能力小，地面濃度因而增大。臭氧之濃度日變化則呈現另外一種特性，臭氧濃度白天正午及午後的時間有一極大值，夜間及清晨則濃度值非常低，這可能是光化反應以及上層往下擴散之結果。內陸之中壠站，污染物濃度日變化之特性與都市區污染源之日變化有明顯之關聯，各種污染物濃度均比濱海區高出許多倍。

由於資料解析度以及缺乏污染源資料之限制，本文之分析無法明確探討海風邊界層的消長過程以及提出濱海區污染物濃度日夜變化與海風邊界層成長相關的完全証據，將來希望能結合邊界層模式以及光化模式來研究這些問題。

誌 謝

本研究承國科會專題研究計劃(NSC78-0202-M008-06)及(NSC79-0202-M008-02)部份經費支援，特此誌謝。此外審查者提供寶貴意見，張瑜芬、盛揚帆、黃錦城以及許子乾等諸位先生之協助打字及繪圖，在此一併誌謝。

參考文獻

- 蔡清彥，童雅卿，1987：台灣南端局部環流之研究，大氣科學，第十五期，第一號，69-88。
- 蔡清彥，1987：台灣北部地區局部環流之研究，大氣科學，第十五期，第二號，179-198。
- Dobosy, R., 1979: Dispersion of atmospheric pollutants in flow over the shoreline of a large body of water. *J. Atmos. Meteor.*, 18, 117-132.
- Estoque, M. A., 1961: A theoretical investigation of the sea breeze. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 87, 136-141.
- Frizzola, J. A. and E. L. Fisher, 1963: A series of sea breeze observations in the New York City area. *J. Appl. Meteor.*, 2, 722-739.
- Fisher, E. L., 1960: On observation study of the sea breeze. *J. Meteor.*, 17, 645-660.
- Fujibe, F., 1985: Air Pollution in the surface layer accompanying a local front at the onset of the land breeze. *J. Meteor. Soc. Japan*, 63, 226-237.
- Fujibe, F. and T. Asai, 1984: A detailed analysis of the land and sea breeze in the Sagami Bay Area in summer. *J. Meteor. Soc. Japan*, 62, 534-551.
- Helmis, C. G., D. N. Asimakopoulos, D. G. Deligiorgi and D. P. Lalas, 1987: Observations of sea-breeze fronts near the shoreline. *Boundary Layer Meteorology*, 38, 395-410.
- Hsu, S. A., 1970: Coastal air-circulation system: observations and empirical model. *Mon. Wea. Rev.*, 98, 487-509.
- Keen, C. S. and Lyons, W. A., 1978: Lake/land breeze circulations on the western shore of Lake Michigan. *J. Applied Meteorol.*, 17, 1843-1855.
- Kimura, F., 1983: A numerical simulation of local winds and photochemical air pollution (I) Two-dimensional land and sea breeze. *J. Meteor. Soc. Japan*, 61, 862-878.
- Kondo, H. and K. Gambo, 1979: The effect of the mixing layer on the sea breeze circulation and the

- diffusion of pollutants associated with land sea breezes. *M. Meteor. Soc. Japan*, 57, 560-575.
- Kumar, A. R., M. P. Rao and J. S. R. Murthy, 1986: The effect of sea breezes on atmospheric stability as observed with acoustic sounder. *Boundary-Layer Meteorology*, 35, 303-308.
- Lyons, W. A. and Olsson, L. E., 1973: Detailed mesometeorological studies of air pollution dispersion in the Chicago lake breeze. *Mon. Wea. Rev.*, 101, 387-403.
- Magata, M., 1965: A study of the sea breeze by the numerical experiment. *Pap. Met. Geophys.*, 16, 23-37.
- McPherson, R. D., 1970: A numerical study of the effect of a coastal irregularity of the sea breeze. *J. Appl. Meteor.*, 9, 767-777.
- Moroz, W. J., 1967: A lake breeze on the eastern shore of Lake Michigan: observations and model. *J. Atmos. Sci.*, 24, 337-355.
- Nakane, H. and Y. Sasano, 1986: Structure of a sea-breeze front revealed by scanning Lidar observation. *J. Meteor. Soc. Japan*, 64, 787-792.
- Neumann, J. and Y. Mahrer, 1971: A theoretical study of the land and sea breeze circulation. *J. Atmos. Sci.*, 28, 532-542.
- Ogawa, Y., T. Ohara, S. Wakamatsu, P. G. Diosoey and I. Uno, 1986: Observation of lake breeze penetration and subsequent development of the thermal internal boundary layer for the Nanticoke II shoreline diffusion experiment. *Boundary-Layer Meteorol.*, 35, 207-230.
- Ozoe, H., Shibata, T., Sayana, H. and Ueda, H., 1983: Characteristics of Air Pollution in the presence of land and sea breeze -- A numerical experiment. *Atmos. Environ.*, 17, 35-42.
- Pielke, R. A., 1974: A three dimensional numerical model of the sea breeze over South Florida. *Mon. Wea. Rev.*, 102, 115-139.
- Simpson, J. E., D. A. Mansfield and J. R. Milford, 1977: Inland penetration of sea breeze fronts. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 103, 47-76.
- Yoshikado, H. and T. Asai, 1972: A numerical experiment of effects of turbulent transfer processes on the land sea breeze. *Contr. Geophys. Inst., Kyoto Univ.*, 12, 33-48.

The Development of Sea Breeze Boundary Layer
and the Diurnal Variation of the Pollutants

Pay-Liam Lin Long-Nan Chang Ching-Sen Chen

Institute of Atmospheric Physics
National Central University

(manuscript received 30 June 1990; in final form 3 October 1990)

Abstract

Local flow fields, such as land and sea breezes are very important from the view point of air pollution in coastal region. An observational study is made on the boundary layer characteristics and the diurnal surface concentration variation of pollutants associated with sea breeze circulation in the Kuan-in Industrial Area.

It is shown that, on summer days with weakly synoptic flow, the sea breeze in the Kuan-in Industrial Area is very obvious. The sea breeze in that area is westerly or north-westerly. The vertical thermal structure of the sea breeze boundary layer can be classified into three regimes, i.e., (I) the lower mixing inflow sea breeze layer, (II) the middle transition layer and (III) the upper ambient wind layer. There are stable or inversion regions existing among these three layers.

The diurnal variation of the O_3 concentration has a large peak at about noon, but the peak concentration of NO_x , SO_2 and CO occurs in the evening and in the morning. The diurnal variation of NO_x , SO_2 and CO are related to the stability of the surface layer and the development of sea breeze mixing layer, while the O_3 concentration is related to the daytime photochemical reaction and the turbulent downward diffusion.

Key words: land-sea breeze, boundary layer, mixing layer, pollutants.