

第一章 前言

1.1 研究動機

台中位於台灣西半部的樞紐位置，四季氣候宜人，是歷年來國人評選最適宜居住的都會區，但因位處於地形特殊之台中盆地內，區域內空氣污染物有著獨特傳輸特性，容易造成空氣污染物累積。根據碳監控行動組織（Carbon Monitoring for Action, CARMA）最新資訊，台灣台中發電廠的二氧化碳排放量目前仍然以三千九百七十萬噸居世界第一（台中火力發電廠每度電需燃煤 0.8 公斤，根據經濟部能源局 96 年度電力排放係數 = 0.637 公斤 CO₂e/度），麥寮發電廠則以兩千九百萬九十萬噸排名世界第五。

台中盆地擁有全世界最大之燃煤火力發電廠，位於大肚溪出海口北側，台中盆地南緣尚有麥寮發電廠，台中科學園區、文山焚化爐、台中工業區與烏日焚化爐，分佈於台中市西側的大肚山麓上，未來尚有台中精密機械園區等重要產業之設立，使得台中縣、市被列為遭受污染的第三級空氣污染管制區，且更容易有污染事件日之發生。為能完整瞭解台中都會區污染物之傳輸機制，並且對污染物做有效之監測、分佈之調查與分析實為當務之急。

都市熱島效應（Urban Heat Island Effect）為都市氣候中重要特徵之一，是指都市市區的溫度高於周圍郊區的一種氣候現象，都市熱島化的程度因地面狀況、人口密度、地理位置、氣候區域等的差異而不同，都市熱島強度是多種因素綜合作用的結果(IPCC, 2001)。由於都市發展迅速、過度的人為開發，造成都市人口密集，建築物以及柏油鋪面面積增加，導致都市蓄熱能力上升，使得市區溫度明顯高於鄰近的郊區，在此現象下產生了特有的都市氣候，都市熱島效應，在都市中心高溫而產生了上昇氣流，再由四周圍冷空氣遞補，產生了輻合現象。熱島效應之強弱可將其量化為都市熱島強度（Urban Heat Island Intensity, UHIs）

$Tu-r=T_u-Tr$ (T_u :都市溫度; T_r :郊區溫度)以作為評估，該指標定義為都市與郊區的溫度差值(Oke, 1987)。

都市化的結果造成都市熱島效應，產生高溫化、乾燥化、日照量減少、雲量增多、霧日增多、降雨量微增、平均風速降低、空氣污染等現象 (Landsberg, 1981)。1952年12月英國倫敦，由於燃煤發電及取暖的關係，倫敦出現嚴重熱島效應，風速減弱，促使空氣中懸浮微粒與二氧化硫濃度遞增，白霧變為黑霧，且在高壓滯留不去的情況下，一連六天能見度都很差，經事後調查統計，災難期間死亡人數較正常情況下的死亡人數增加 4,000 人。1962 年日本也發生類似問題，四日市之石油工業專區因工廠排放大量的硫氧化物、硫化氫、硫醇等空氣污染物，使當地居民導致慢性呼吸器官疾病。

1.2 研究內容與目標

近百年以來，氣候的變遷已逐漸超乎人類所能掌握的趨勢，利用過去的經驗漸漸無法預測未來的氣候變化，因此利用模式模擬儼然成為未來的因應對策之一。模式模擬的用途，目的在於彌補實測值的不足，期能進而掌握未來趨勢的發展，在本研究中，除了利用實測值呈現地面都市熱島效應發展之外，也將利用模式模擬呈現更多元化的分析。

過去幾年，都市熱島效應大都把重點放在地面發展現象，探討水平方向溫度場以及風場的變化，但對於大氣垂直結構方面的探討卻非常缺乏，因此本研究除了運用台灣中部地區之監測站資料分析之外，亦使用繫留探空儀器監測大氣之垂直結構，並結合澳洲 CSIRO (Commonwealth Scientific and Industrial)之 TAPM (The Air Pollution Model)模擬分析來彌補這方面的不足，解析有明顯熱島效應發展時，垂直高空的溫度及風場變化。進而驗證此模式對台中地區都市熱島效應模擬過程上的合適性。

1.3 研究大綱

都市溫暖化以及都市熱島效應主要係表現在都市與鄰近區域的溫度差，一般使用來觀測都市與郊區地區溫度梯度分佈的方法有四種，即：

- (一) 固定式監測法 (meteorological station records)
- (二) 移動測溫法 (auto-traverse measurement)
- (三) 衛星遙感探測(remotely sensed thermal data)
- (四) 電腦模式模擬 (computer modellings)

本研究採用了上述固定式監測法和電腦模式模擬方法，主要原因是利用固定式氣象監測站資料可以直接觀察到明顯的熱島效應趨勢變化，接著利用模式模擬掌握更明確的熱島發展，再進一步做垂直方向的探討。再者，汽車移動觀測需要儀器的設備以及人力的調度，資料彙集不便，而衛星遙感探測則考慮到資料取得不易，加上目前利用遙測所拍攝的解析圖並無法完全清楚描述水平和垂直方向都市熱島效應的趨勢發展，且易受雲層影響，因此本研究選取固定式監測法和電腦模式模擬方法，再加上繫留探空實際監測垂直大氣結構，以便能確實掌握都市熱島效應的發展形態。

首先，本研究收集彙整台灣環保署中部地區環境監測站、中央氣象局氣象監測站以及台中縣環保局自設測站資料，從中利用溫度場數據呈現地面都市熱島效應情形，運用歷年數據推估不同季節熱島現象發生之區域，再選定熱島中心做繫留探空實驗。

最後利用模式模擬，都市熱島之水平方向及高空垂直狀況，並進一步比對實際監測值與模式模擬值之間的一致性和相關性，期能掌握台中地區都市熱島效應發展以及模式對台中地區的適用性。

第二章 文獻回顧

2.1 都市熱島效應

2.1.1 熱島效應理論

Luke Howard 在 1818 年報告中，首次提出市區的空氣比周圍郊區的空氣溫度還要高的現象，此為熱島效應的概念 (Howard, 1818, cited in Landsberg 1981)。

都市化的過程，建築物和人工鋪面已經漸漸地取代了原先的自然景觀，基於這個原因，太陽輻射的能量被道路和屋頂所吸收，導致都市的表面溫度比周圍地區的溫度還高。這些人工實體在白天吸收大量的太陽能，到了夜晚則開始釋放這些熱能，使得都市有如一座發熱的島嶼。而且不透水層鋪面使都市內的降水快速地被排出市區，致使降水調節溫度的功能大打折扣，這些原因皆使得都市的氣溫遠遠高於周圍郊區的氣溫，而這種現象就稱為都市的「熱島效應」(Rosenfeld, et al., 1995; Landsberg, 1981)。

2.1.2 熱島效應研究工具

一般使用來觀測都市與郊區地區溫度梯度分佈的方法有四種，即：

(一) 固定式監測法 (meteorological station records)

固定式氣象監測站的量測為連續式或半連續式自動記錄。為考慮氣象觀測站的代表性與客觀性，所以其架設位置多半位於不受人為活動影響的地方。利用自動測溫儀器自動觀測測溫站之溫度，進行都市與周圍鄉村溫度間差異之研究 (Jauregui, 1997 ; Figuerola, 1998)。

(二) 移動測溫法 (auto-traverse measurement)

在移動式交通工具上架設溫度量測裝置，於都市中進行移動觀測。利用機車配置自動量測紀錄器 (data logger)，依台灣四大都會區台北、台中、台南

及高雄之都市規模大小，分別以機車團隊同時進行研究區域之觀測實驗（林憲德、李魁鵬等,1999）。則將都市規劃出九條移動的路線，在這九條移動路線中一共設置了 170 個觀測站，用以觀察都市之微氣候(Deosthali, 2000)。

（三）衛星遙感探測(remotely sensed thermal data)

利用衛星上所搭載的高解析度輻射計（advanced very high resolution radiometer, AVHRR）進行地面溫度的觀測，其觀測不受移動觀測法時間差的影響，唯觀測時段受限於衛星運轉軌道及角度的關係，觀測時間比較無彈性，且受雲層影響。利用衛星來評估都市之熱島效應(Gallo, 1995)。利用 NOAA 衛星之 AVHRR 來觀測德州休士頓之空氣氣溫結構(Streutker, 2003)。

（四）電腦模式模擬（computer modellings）

使用電腦模式模擬仍須上述其他觀測方法資料的輔助，進行電腦模式的建立與基本參數估計，以及模式的驗證。利用三維模式模擬都市環境和熱島發展情形(Saitoh et al., 1995；Troude et al., 2001；Lemonsu and Masson, 2002；Luhar and Hurley, 2003；Fan and Sailori, 2005；Sarrat et al., 2006)。

Table 2.1 Compare with method for temperature.

方法	固定式監測法	移動測溫法	衛星遙感探測	電腦模式模擬
操作方式	固定式氣象監測站的量測為連續式或半連續式自動記錄	在移動式交通工具上架設溫度量測裝置，於都市中進行移動觀測	利用衛星上所搭載的高解析度輻射計進行地面溫度的觀測	利用三維模式模擬大氣環境
優點	操作簡單方便且具同步性。	活動自由觀測時間彈性。	可對地球進行大範圍的分析歷年氣溫資料取得容易且具同步性。	可節省適當的調查人力與資源且可彌補測站不足。
缺點	無法真正反映人為因素影響氣溫的部分。	缺乏同步性且蒐集歷年的溫度資料具困難性。	易受雲氣及水汽影響以及資料取得費用高昂且影像分析需特別技術。	仍須配合實際觀測值作模擬。

2.1.3 都市熱島效應

熱島效應的定義，都市中心與周圍郊區的溫度差距稱為熱島強度，此溫度差之熱島強度可當作熱島效應的一種指標，都市熱島的強度是以熱島中心減去同時間，同高度(通常是指距地面1.5 m)附近郊區的氣溫差值來表示，也可用都市各站平均氣溫與同時間、同高度郊區各測站平均氣溫的差值來表示(Oke, 1973)。但由於氣象測站不多，往往是以選取都市地區某一具有代表性的測站與郊區某一具有代表性的測站氣溫資料進行比對，以表示都市熱島的強度變化。根據大量的觀測事實表示，都市熱島強度具有明顯的日變化和季節變化。

根據台灣台北地區都市熱島及風場之研究成果中提到，台北市熱島中心氣溫與周圍邊緣地區溫差在上午時刻平均為3.4℃，在下午時刻平均5.5℃(姜善鑫, 1994)。利用移動觀測測得台南最大熱島強度為4.4℃，高雄為3.4℃，新竹為3.7℃(林憲德, 2001)。眾多熱島發展研究中指出，影響熱島發展和強度上主要的

氣候參數為穩定天氣型態，風速微弱的夜晚，伴隨低雲量遮蔽。熱島強度的大小亦隨著每日與每年的循環有所變化(Jauregui, 1997; Alonso, 2003; Dixon and Mote, 2003; Kim and Baik, 2004)。高濃度[?]的空氣污染產生通常也與平靜穩定的氣候狀況有關(Yoshikado, 1996)。都市上升的溫度將會增加二次污染物如臭氧的生成，其中臭氧污染物與雲量、溼度及風速呈負相關趨勢，而與輻射量、日照時數及日高溫呈正相關(黃怡嘉, 2001; William et al, 2004; Lam et al, 2005)。影響熱島之發展與高溫度、低風速、低雲量以及低相對溼度等氣候因子有很大的相關性，這些氣候因子容易促成高臭氧事件日的發生，相對的也關係到熱島強度的增強。近海地區白天風速增強的情況下，配合吹向都市地區的風場型態，容易促進都市熱島強度的增加，夜晚則呈現相反的情形，顯示日夜變換的海陸風型態，對熱島強度的大小會有一定的影響力(Figuerola, 1998; Sakakibara and Owa, 2005)。

2.2 空氣污染模式(The Air Pollution Model, TAPM)

空氣污染模式(The Air Pollution Model version 3.0, TAPM V3.0)是由澳大利亞聯邦科學與工業研究發展組織(Commonwealth Scientific and Industrial Research Organization, CSIRO)所屬之大氣研究部門所研發而成，其設計結合了氣象及空氣污染物擴散傳輸模擬之三維巢狀網格模式，可於Windows 2000/XP 等作業系統之個人電腦執行，並藉由圖型化使用者介面(Graphical User Interface, GUI)進行模擬之設定，其資料庫包含全世界的地形、植被、土壤型態、海平面溫度以及全球概要氣象資料，模式輸入後執行並儲存於電腦，而模式亦可使用地理資訊系統(Graphical Information System, GIS)輸出。

TAPM 模式其架構較一般高斯擴散模式來得嚴謹，以基本流體動力方程(fundamental fluid dynamics equation)及純量傳輸方程(scalar transport equation)處理氣象與污染物濃度上的模擬，模式採用不可壓縮連續方程(incompressible continuity equation)及非流體靜力方程(non-hydrostatic equation)於模擬大氣中流

體運動現象，因此理論上可適用於不同尺度上的模擬。TAPM 模式所使用模組可分為兩方面：

一為氣象模擬部分，TAPM 使用尤拉網格模組(Eulerian Grid Module, EGM)，能針對不可壓縮與非靜力狀態進行模擬，因此模擬的範圍相當廣泛，有風向、風速、壓力、蒸氣壓、降雨跟紊流等氣象因子。

另外在空氣污染物模擬方面，主要使用的亦為尤拉網格模組，建立空氣污染物濃度預測方程式，並且可選擇污染物關係方程式以說明反梯度通量，額外加入拉格朗日粒狀物模組(Lagrangian Particle Module, LPM)，推估污染源濃度，除了可以模擬一般常見的污染物種類，例如PM、NO、NO₂、O₃、SO₂等，亦可考慮到乾溼沉降效應(Hurley, 2005a)。

許多國家已應用TAPM進行環境影響評估，其模式模擬結果可針對於當地空氣品質防治方面提供重要的參考資訊，同時，此模式可應用於氣象因素與空氣污染物兩者間相互關係與驗證評估(Hurley et al., 2005b；Physick et al., 2004；Ortega et al., 2004；Luhar and Hurley, 2003；Hurley et al., 2003) 中小尺度天氣現象之探討以及可配合多種模式與實際觀測結果之比對(Luhar and Hurley, 2004；Edwards et al., 2004；Soriano et al., 2003；Physick and Noonan, 2000)。

TAPM 模式中不但具有軌跡模組計算之功能，在化學模組裡，可針對O₃、PM₁₀、NO_x、NO₂、SO₂及PM_{2.5}等主要污染物物種進行半經驗光化機制或沉降機制之模擬，包括乾、濕沉降過程，於點源部份，亦可將煙流浮力及動能影響加入考慮(Hurley, 2003)。

TAPM 模式於氣象模組所使用之基本參數分別為地勢高度、植被、土壤型態、海表面溫度以及綜觀氣象場資料等。地形高度資料以及植被與土壤型態資料採用美國地質觀測站(US Geological Survey, USGS) 之地球資源觀測系統(Earth Resources Observation Systems, EROS) 的主動分散式檔案中心(Distributed Active

ArchiveCenter, DAAC)資料，其經緯度間隔為30秒(約為1公里)；海平面溫度資料則採用美國國家大氣研究中心(US National Central for Atmospheric Research, NCAR)所提供之全球月平均海面溫度資料，其經緯度間隔約為1度(約為100公里)；而綜觀氣象場觀測資料則由CSIRO 模式氣象資料庫所提供，數據資料為每6小時一筆，經緯度間隔為0.75 -1.00度(約為75公里至100公里)，其為全球分析與預報系統(GlobalAnalysisand Prediction, GASP)資料。

污染物模組所需之污染源排放資料則採用中鼎工程股份有限公司所建立之TEDS-6.1 (Taiwan Emission Data System, 以2003年為基準之台灣空氣污染物排放數據資料庫6.1版)，排放源分為點源、線源及面源。

2.3 繫留探空儀(Tethersonde)

一般環境監測站多為地面測站，除了少數探空站針對當地垂直氣象場進行監測外，對於氣象因子垂直狀況的了解相當有限，而垂直剖面之污染物濃度資料收集更為缺乏。Solomon et al. (2000)比較過去10年中在北美及歐洲所進行臭氧研究，發現若要瞭解大氣之傳輸、擴散乃至於化學反應機制，絕對必須輔助以垂直剖面上之量測值，因為地表的量測結果通常會受到污染源排放、乾沉降及特殊大氣結構所影響，因此地面的量測結果與污染物在實際大氣環境中的行為或濃度分佈特性有極大之差異。

近年來除了借助模式模擬以彌補觀測資料之不足外，亦有專家學者引進國外之繫留探空監測技術運用於大氣垂直剖面監測，針對所需研究之地點透過繫留探空監測，清楚瞭解當地垂直剖面之氣象場結構與污染物分布狀況。所謂繫留探空監測系統，乃以探空氣球配合氣象觀測儀器與採樣袋以拴繩繫放的方式進行高空研究，收集多項氣象與污染物數據資料加以分析比對。國外對於利用此項技術於大氣觀測已行之有年，而國內近年來歷經專家學者引進使用後，亦有不少研究成果並發表於國際期刊上，針對繫留探空監測系統之儀器架設與監測流程本文將在

後續有詳細之說明。以下針對國內外利用繫留探空技術相關之研究加以敘述。

Hayden et al. (1997)於溫哥華內陸進行邊界層內垂直化學及大氣結構相關研究,並利用飛行器 繫放氣球與繫留氣球配合氣象探測得到大氣位溫結構。Pisano et al. (1997) 利用 繫 留 氣 球 配 合 Ozone-sonde、Nitrogen dioxide-sonde、Meteorology-sonde 於 Vancouver 地區對地面至高空1000 m的大氣結構與濃度分布進行研究。Cheng (2000、2001), 於台灣中部地區利用繫留探空氣球配合採樣袋的收集氣體方式進行高空研究,針對污染物垂直分佈及邊界層大氣結構與不同天氣型個案研究資料整理分析。Chen et al. (2002)以及Cheng (2002)利用於中部地區進行繫留探空監測配合水平監測站資料分析,解析環流特徵對於中部地區污染分布之影響。Lin et al. (2004) 以繫留氣球配合Ozone-sonde 與Meteorology-sonde 於南台灣地區對近地表的大氣結構及濃度分布進行研究。多項研究亦以繫留探空分析空污濃度與各氣象因子彼此間相互關係,對不同高度之污染物濃度分布與傳輸有更深入的了解(Baumann, et al., 2001; Helmig et al., 2002; 程萬里, 2000)。

2.4 臭氧

臭氧在大氣中之化學組成對於對流層內之空氣品質及氣候發展極具重要性(WMO., 1994; 程萬里, 2000)。平流層內之臭氧有保護生態環境避免於有害紫外線傷害之作用;對流層內臭氧對生態環境則有不利影響。

2.4.1 臭氧前驅物

臭氧的前驅物(precursors)包括揮發性有機碳化合物(VOC)及氮氧化物(NO_x), 而一般常以非甲烷碳氫化合物(NMHC)等同於VOC。人為排放之氮氧化物與碳氫化合物經光化反應後產生臭氧等二次污染物,而臭氧具有毒性,也是大氣環境中主要指標污染物,當臭氧濃度過高時,將對於人類及動植物的健康造成傷害,因此若要改善高臭氧的問題,必須針對此交通工具及工廠的石油使用量所排放出來的廢氣,兩種前驅物VOCs 以及NO_x 加以控制。

氮氧化物主要係指一氧化氮(NO)與二氧化氮(NO₂)。主要來源於燃料在高溫燃燒時，燃料中的含氮成分或空氣中過量的氮和氧反應產生，溫度愈高時愈容易產生，如機動車輛、火力電廠及工鍋爐等。

VOC 為光化學煙霧形成之前驅物質，不但容易造成作業環境中空氣品質惡化，且在日光照射下會與氮氧化物進行光化學反應，進而產生二次污染問題，其中又以烯類最具光化反應性。由光化反應所造成的煙霧，除了會降低能見度外，所產生之臭氧、PAN、PBN 等物質，可能造成呼吸系統疾病等人體危害。由於 VOC 具有滲透、脂溶及揮發等特性，人體若長期在無保護設施下與其接觸或經由呼吸吸入，極易經由皮膚接觸及呼吸系統而對人體造成危害，刺激人類的眼睛、皮膚，引起呼吸系統的疾病，近來這類有機化合物更被懷疑是引起癌症的原因。許多高濃度 VOC 會對人體產生急性效應，如：暈眩、頭痛、眼睛及呼吸道刺激等，但隨著曝露量減少或去除時上述效應即會消失。就 VOC 對人體健康之危害性而言，包括有高濃度曝露之急性危害及低濃度之曝露慢性危害。

2.4.2 臭氧之生成機制

地球表面的臭氧主要分佈於平流層內(即距海平面約10~50km 處)，一般稱為臭氧層的區域則是集中於離海平面約 15-30 公里處，其中最大的臭氧集中區則大約離海平面 22 公里處。一般而言，臭氧有二種可能的每日極大值出現形式，一種為單峰情形，最高值出現的時間約在每日的12 時至14 時；另外一種為雙峰，第一個高值出現的時間與單峰相同，而第二個高值則是出現於夜間 (Jacobson *et al.*, 1996 ; Brücher *et al.*, 2000)。

對流層內包含了整個大氣10%的臭氧(Fishman *et al.*, 1990)，其中有一部份的臭氧來自於平流層臭氧往對流層頂的輸送，即所謂對流層頂的摺曲現象(tropopause folding events)，另一種係因臭氧汙染前驅物(氮氧化物與揮發性有機物)利用陽光，進行光化學反應所產生的。Liu *et al* (1980)曾針對全美地區對流層的臭氧作質量收支平衡的分析，估計利用光化反應所產生的臭氧量，約為臭氧量

來自平流層往下輸送的20倍 因此光化學反應是構成對流層臭氧濃度最主要的來源。在此大氣層的臭氧對於光波長為 220~420 nm 的紫外線有強烈的吸收特性。因為此吸收特性，地球上的所有生物得以避免接觸過多的紫外線及能量。生物若接觸過多的紫外線，將會引發某些病變。

臭氧(O₃)是一種腐蝕性有毒氣體，略帶有淡藍色的氣體，大部分的臭氧都集中在離地面 25~35 公里的平流層中，於大氣環境中的生成機制複雜，簡易光化反應可由下列的反應方程式說明：



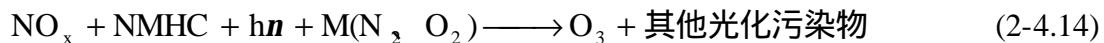
對流層之O₃ 主要由NO₂ 經光化學反應所造成，白天大氣中NO₂ 經太陽紫外線分解（吸收波段 $I \leq 420nm$ ）而解離成NO 及O 分子，同時再藉由觸媒 *M* 等介質（可能為N₂ 或O₂）催化，產生O₃，見反應式(2-4.1)及(2-4.2)；而O₃具強氧化能力，又可將NO迅速氧化反應成NO₂及O₂，反應式(2-4.3)為主要消耗O₃之反應機制，亦所謂之滴定效應(Cheng *et al.*, 2002; Gaffney *et al.*, 2002 ; Pison and Laurent, 2004)，因此臭氧的生成一定有其他的途徑使NO 轉變成NO₂，使臭氧濃度增加。於近地面層，適合臭氧產生的環境條件，除了充裕的太陽光照射外，高溫、低相對濕度、風速小等氣象因子亦可決定臭氧濃度的消散與生成，臭氧往往因近地面層中的穩定層發展及紊流消散而被限制在近地面數十至數百公尺處而被消耗（Arya,1999; Cheng, 2001a ; Delcloo and Backer, 2005）。

除了氮氧化物會影響臭氧生成，非甲烷碳氫化合物(NMHC)經一連串複雜的反應機制，亦會生成臭氧，NMHC 光化反應較 NO 消耗 O₃ 氧化而生成 NO₂ 要來的快時，進而導致 O₃ 濃度累積，NMHC 中以烷類(RH)及醛類(RCHO)於大氣中

遇到 OH 自由基氧化還原反應後，皆有助於將 NO 氧化生成 NO₂，其中烷類(RH)的反應式如式(2-5.4) ~ (2-4.8)及醛類(RCHO)的反應式如式(2-4.9) ~ (2-4.13)示：



綜合NO_x及NMHC的反應式得其臭氧生成之淨反應式如式 (2-4.14)：



2.5 滴定效應(titrationeffect)

NO₂ 及 O₃ 皆為二次污染產物，在對流層中主要會受光化反應的影響，相關之反應式如下：



其中M為空氣中的 N_2 、 O_2 或是其他可吸收反應時額外震動能量穩定 O_3 形成的分子，OH為氫氧自由基(hydroxylradical)， HO_2 為hydroperoxylradical， RO_2 為有機高氧自由基(organicperoxylradical)，CARD為羰基化合物(carbonylcompounds)，NO主要來自土壤及燃燒過程的排放， NO_2 的產生則主要來自NO的氧化，少部份為燃燒過程的排放，固定及移動源排放的氮氧化物約有90%為NO，10%為 NO_2 。NO氧化為 NO_2 主要經由(2-5.2)式、(2-5.3)式及(2-5.6)式形成，方程式(2-5.2)、(2-5.3)、(2-5.4)及(2-5.5)為生成臭氧之反應，即一般所謂的煙霧化學(smogchemistry)，方程式(2-5.6)即所謂 O_3 與NO反應生成 NO_2 的滴定反應(Pisanoetal.,1997)。NO、 NO_2 與 O_3 的反應相當的複雜，假設 O_3 為NO主要的反應物質，大部分當地的 NO_2 是來自於排放的NO與 O_3 反應而產生的，則 NO_2+O_3 應該接近一個定值， NO_2 的濃度也會增加， O_3 則相對地減少。(2-5.2)式及(2-5.3)式顯示了在白天 NO_2 來源充足， O_3 生成增加，光化反應明顯。到了夜晚，光化反應結束， O_3 濃度受滴定效應以及沉降作用影響下降，總氧化物 (Total oxidants: $O_x = NO_2 + O_3$ 之組合濃度)易接近於定值。

2.6 天氣條件

台灣屬於亞熱帶海島型氣候及地勢複雜之島嶼國家。位於太平洋西側，被西太平洋、東海以及南中國海等海域圍繞，特殊的地理位置使得台灣容易受到來自於不同源地的氣塊所影響 (Wang and Ueda, 2000)，其中最主要是受到太平洋高壓及大陸高壓系統影響。在國內亦有多位學者針對高 O_3 事件與天氣型態作一相關研究 (林能暉, 2000)。根據過去經驗，將影響台灣地區的天氣型態分成14大類，結果顯示，最常發生高污染的天氣類型為高壓迴流型、鋒前暖區型、鋒面滯留或過境台灣型，以及分裂高壓中心位於長江口附近等天氣型態。中部地區受高壓迴流及熱帶低壓影響之天氣型態下，容易有高 O_3 之情形發生 (白珣玲, 1998; Cheng, 2000; Cheng, 2001; 黃怡嘉、程萬里, 2001)。南部地區在冬季與秋季時台灣地區受高壓迴流之天氣型態，影響西部沿海在下風處地區容易造成高 O_3 濃

度污染 (Lin *et al.*, 2004)。

台灣中部地區空氣品質之時空分布及變異特性也會因季節性氣象特徵而變化，在過去的幾年裡，台灣地區空氣污染物管制奏效，各污染物平均濃度有下降之趨勢，但平均臭氧濃度卻逐年增加，尤其在春、秋兩季濃度較高，而中部地區地形複雜，受海陸-山谷所產生之局部環流及混合層高度等大氣環境因素影響污染物傳輸機制，因此，對氣象與地形因素探討將可深入了解高污染事件的成因。

2.7 混合層高度(Mixing Height)之估算

混合層頂高度可由大氣垂直溫度之結構加以判斷，於一般大氣環境中，溫度會隨高度遞減，若當垂直溫度呈明顯隨高度增加(逆溫現象)時，此時之高度為大氣垂直擴散之頂點，即混合層頂之高度。當混合層高度降低時，此大氣處於靜力穩定狀態，將不利於近地面層之污染物擴散與稀釋。本研究利用台中市西屯空氣品質監測站之氣溫垂直剖面監測儀器之觀測資料，以 Holzworth 估算法求取中部空品區之混合層高度。

氣溫垂直剖面監測儀(Meteorological Temperature Profiler)：MTP5-HE 之原理即透過分子氧吸收光譜中心熱輻射之技術來量測大氣環境之溫度垂直剖面，此技術亦可視為微波遠端遙測。氣溫垂直剖面監測儀主要之長處在於儀器操作範圍廣泛(於起霧、下雪和雨天天候等狀況下亦可進行)，且無輻射洩漏之虞並具備自動校正，當儀器連續操作時，操作成本較低。MTP5-HE 可用來測量地表至高空 1000 公尺溫度剖面的遙測儀器，其規格如 Table 2.2。此儀器常應用在大氣傳輸與穩定度之測定研究上，以增進對逆溫層現象的瞭解，因此對於空氣污染程度之診斷分析有相當大的幫助。

Holzworth Method (Holzworth, 1967)：利用垂直溫度剖面變化估算，其定義為以地表之乾絕熱線與中性層之垂直溫度變化線的交點之高度，即混合層高度，亦可稱為乾絕熱法。

利用地面氣象資料(彭啟明, 1994), 建立混合層高度之複回歸方程式, 選定地面風速($u_0 \text{ ms}^{-1}$)、日照強度($I_0 \text{ calcm}^{-2}\text{hr}^{-1}$)、 T/t (當時溫度與前一小時的氣溫差, 代表地面溫度之時間變率)及 $T-T_6$ (當時溫度與當日清晨六時之地面溫差)做為複回歸方程式之變數因子, 前兩者表示日間機械及熱力紊流發生的因子, 後兩者表夜間缺乏長波輻射冷卻率觀測之地表降溫和增溫效應, h_m 混合層高度? (m), 各季的混合層高的複回歸方程式如下:

$$h_m = au_0 + bI_0 + c(T/t) + d(T - T_6) + e$$

a, b, c, d, e 為回歸係數值

h_m : 混合層高度? (m)

u_0 : 地面風速(ms^{-1})

I_0 : 日照強度($\text{calcm}^{-2}\text{hr}^{-1}$)

$$\text{日照強度}(\text{calcm}^{-2}\text{hr}^{-1}) = \text{全天空日射量}(\text{Wm}^{-2}) \times 23.9$$

T/t : 當時溫度與前一小時的氣溫差, 代表地面溫度()之時間變率

$T-T_6$: 當時溫度()與當日清晨六時之地面溫差

Table 2.2MTP5-HE

Specifications	
Altitude range	0 – 1000 m
Altitude resolution	0~100 m/50 m, 100~400m/ 70m, 400~600m/ 80m, 600~1000m/ 120m
Measurement cycle	600 sec (minimum)
Accuracy for adiabatic	0~500m / ± 0.3 , 500~1000m/ ± 0.4
Accuracy for inversion	0~500m / ± 0.8 , 500~1000m/ ± 1.2
Central measurement frequency	56.7 GHz
Receiver sensitivity	0.1 (1 second integration time)
Number of measurement angle	30 (varying interval from 0-90°)
Power requirement	200 VAC or 110 VAC 50-60 Hz
Power consumption	200 W (max)

	60 W (nominal)
Ambient temperature range	-20 to + 50
With insulating jacket option	-40
Operating conditions	Rotating cover self-cleans deposition
Calibration	Self-calibrating relative to ambient air temperature sensor (included) and internal radiometer reference load
Dimensions (normal) MTP 5, excluding power supply	25 cm (diameter) 60 cm (length) 20 kg (weight)
Typical motor operating life-time	In excess of 3 years (10 min. scans)

第三章 資料來源與研究方法

3.1 研究方向

本研究主要分為兩部份進行探討，首先，本研究收集彙整台灣環保署中部地區環境監測站(Environmental Protection Agency, EPA)、中央氣象局氣象監測站(Central Weather Bureau, CWB)以及台中縣環保局自設測站(Environment Protection Bureau Taichung County, EPB)資料，從中利用溫度場數據呈現地面都市熱島效應情形，運用歷年數據推估不同季節熱島現象發生的區域，再選定熱島中心做模式模擬，都市熱島的水平方向及高空垂直狀況，並且進一步比對實際監測值與模式模擬值之間的一致性和相關性，希望能掌握台中地區都市熱島效應的發展以及模式對台中地區的適用性。

3.1.1 研究區域

研究重點在於分析台中都會地區都市熱島效應的現象，區域劃分大致以台中為都市地區，其市中心周圍地點為近郊非都市地區。台中市是台灣第三大會區，居住人口總數於 2004 年截止統計超過一百萬人口，台中市為台中中心位置，位於台灣中部西側，東屏中央山脈西臨台灣海峽，約東經 120.4 度，北緯 24.09 度，東西長 14.2 公里，南北寬為 11.3 公里，主要地形為盆地地形，總面積大約 163.4 平方公里，年均溫平均為 23℃，同時也是苗栗以南、雲林以北，六百萬人口的經濟重心，地處最重要的樞紐位置，並涵蓋多處工業區如台中工業區和大里工業區等，人口過度集中於都市，加上處於交通要道和工業林立的結果，助長了熱島效應的發展。但因位處於台中盆地內地形特殊，區域內空氣污染物有著獨特傳輸特性，容易造成空氣污染物累積。

3.1.2 資料來源

本研究彙整了台灣環境保護署(Environmental Protection Administration, EPA)環境監測站資料、中央氣象局(Central Weather Bureau, CWB)大氣監測站資料、台中縣環保局(Environment Protection Bureau Taichung County, EPB)環境監測站資料以及繫留探空監測資料等。案例分析選用的監測站點如(Table 3.1)所示，包含環保署中部空品區內之西屯、忠明、大里、豐原、沙鹿、等測站；中央氣象局之台中及梧棲監測站；台中縣環保局太平、霧峰、烏日、后里、大甲等監測站以及利用繫留探空監測在南投的監測。

Table 3.1. The weather and air quality monitoring stations in Taichung metropolis.

Department	Monitoring station
EPA (Environmental Protection Administration)	Shalu, Hsitun, Chungming, Dali, Fengyuan
CWB (Central Weather Bureau)	Taichung, Wuchi
EPB (Environment Protection Bureau Taichung County)	Wufeng, Taiping, Wurih, Dajia, Houli

混合層頂高度可以從大氣垂直溫度的結構加以判斷，在一般大氣環境中，溫度會隨高度而降低，若當垂直溫度明顯的隨高度而增加(逆溫現象)時，此時的高度為大氣垂直擴散的頂點，即混合層頂之高度。當混合層高度降低時，此大氣處於靜力穩定狀態，將不利於近地面層的污染物擴散與稀釋。本研究利用Holzworth 估算法求取台中都會區之混合層高度：

Holzworth Method (Holzworth, 1967)：利用垂直溫度剖面變化估算，其定義為地表之乾絕熱線與中性層之垂直溫度變化線的交點高度，即混合層高度，亦可稱為乾絕熱法。

3.1.3 案例選取

案例日篩選是根據 Fig. 3.1.1 2007 年台中都會地區溫度變化所選取，由於春秋兩季為台中都會區熱島效應最明顯的時段，本研究春季案例選取日期為 2007 年 5 月 8 日到 11 日，秋季案例選取日期為 2007 年 10 月 26 日到 29 日。再經由台中都會區春秋案例日溫度統計 (Fig. 3.1.2 和 Fig. 3.1.3)，統計結果亦顯示春季和秋季夜間最高平均溫度發生在大里地區 故本研究之熱島中心春秋兩季均為大里地區。

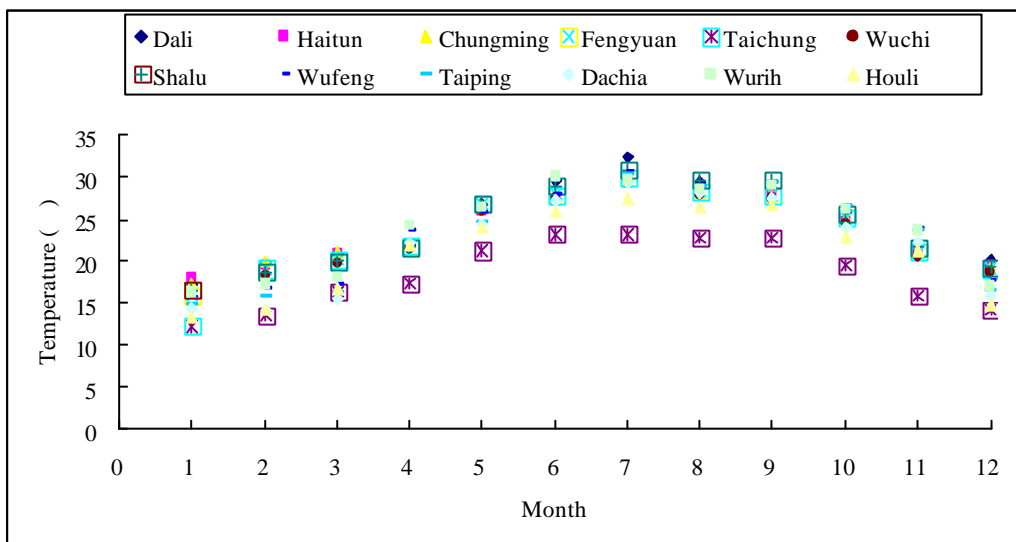


Fig. 3.1.1 Month temperature average in Taichung metropolis during 2007.

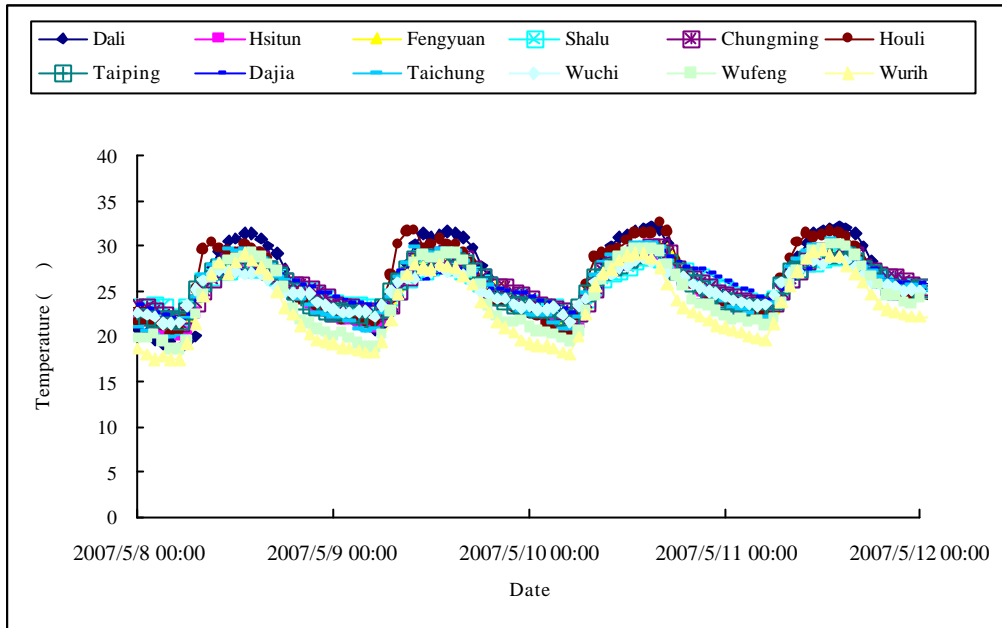


Fig. 3.1.2 The temperature in Taichung metropolis form 0000 LST 8 May to 0000 LST 13 May, 2007.

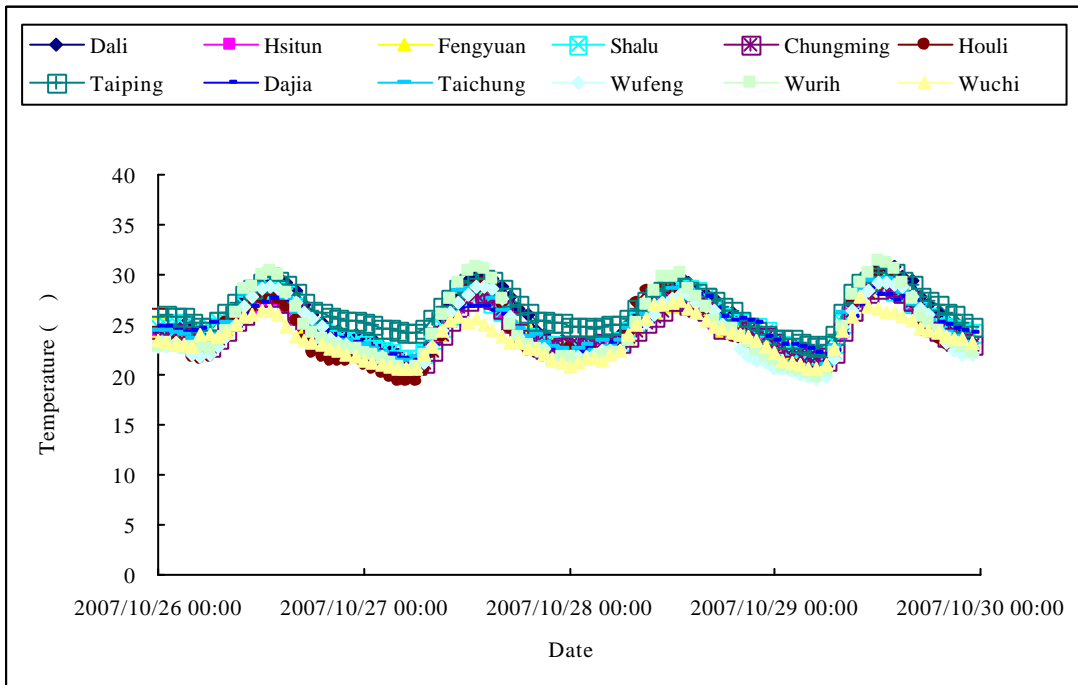


Fig. 3.1.3 The temperature in Taichung metropolis form 0000 LST 25 October to 0000 LST 30 October, 2007.

3.2 研究方法

為瞭解熱島效應發生時之大氣垂直結構與污染物傳輸情形，本研究團隊選擇於中部地區大里地區進行繫留探空監測(Fig. 3.2)，同時，利用中央氣象局及環保署等單位之氣象及污染物監測數據，建立中部地區之大氣環境資料庫，另外以模式模擬，輔助分析台灣中部地區污染物與氣象因子之關係。

本研究主要分為兩部份進行探討，首先為實際監測資料的收集，藉由實際值呈現台中地區明顯地面都市熱島效應現象，以都市與郊區的溫度差值比較案例期間熱島中心位置以及熱島強度之趨勢分析。進而利用 TAPM 模式模擬案例期間都市熱島效應之發展情形，除水平方向探討，也針對垂直方向進行模擬解析，希望能利用模式掌握熱島發展趨勢之外，亦能夠彌補實際監測值在垂直結構部份的不足，最後加入污染物的探討，達到更深入的解析。

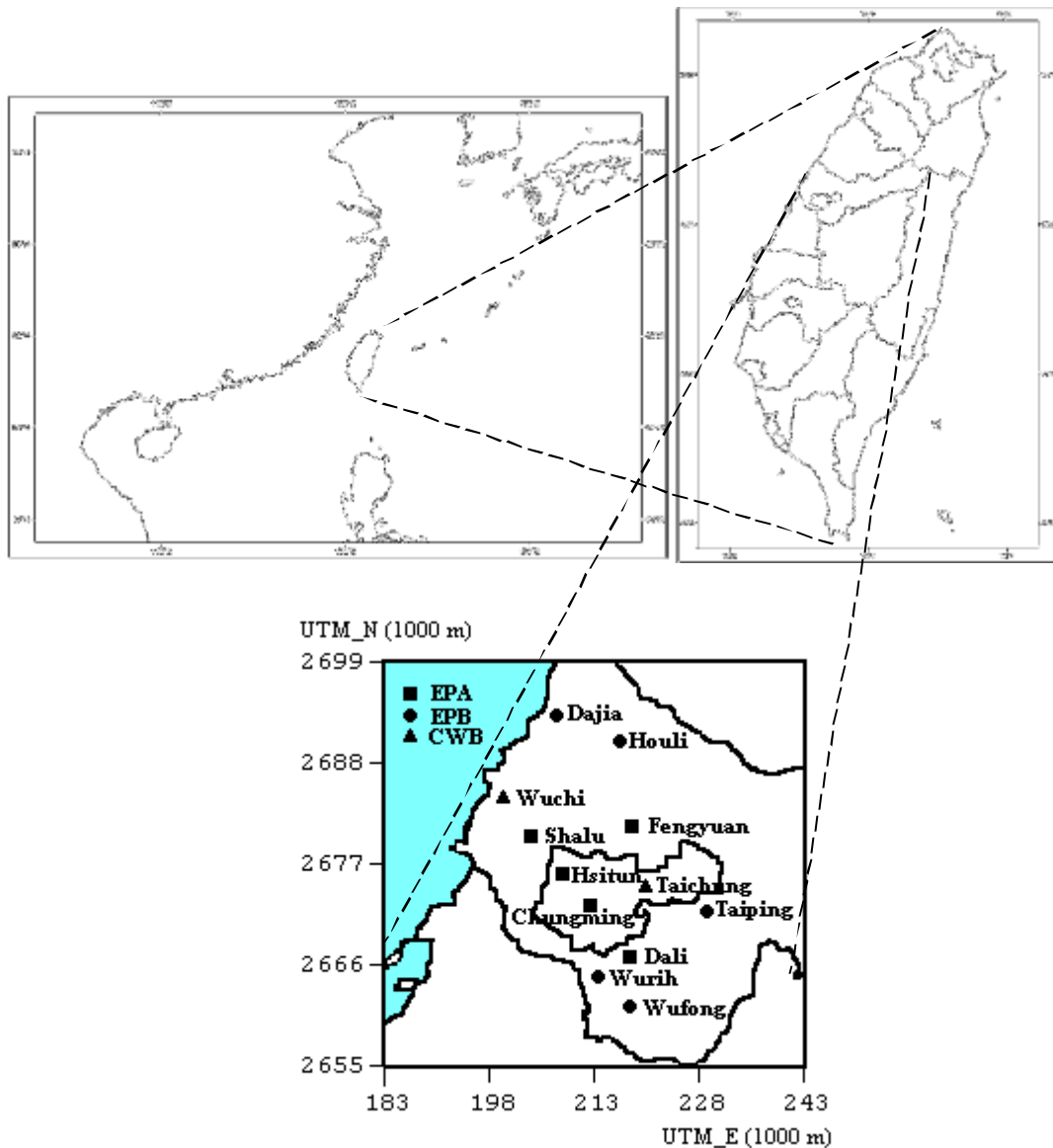


Fig. 3.2 The position of monitoring stations in Taichung metropolis.
(EPA:Environmental Protection Administration; CWB: Central Weather Bureau;
EPB: Environmental Protection Bureau Taichung County)

3.2.1 繫留探空儀(Tethersonde)裝置流程

在本案例研究期間，在歷年統計資料中，本團隊依照可行案例選取，台中都會區較容易產生不良空氣品質之春秋兩季，以及台中都會區熱島效應最強之大里地區，進行為期數日之繫留探空監測。監測項目包含氣象與污染物垂直剖面資料，繫留探空裝置(Fig. 3.2.1)及流程有詳細之介紹如下：(Cheng, 2000, 2001, 2002)

(a) 選定之監測地點，必須考慮到以下幾點：

- a. 避開飛機航道區域以免干擾航道。
 - b. 避免樹木林立以及週遭有高大建築物之干擾。
- (b) 空氣品質監測儀必須於開始監測前24小時架設完成、進行暖機、並且校正數值。
- (c) 將氣象感應器與架設於地面之固定式氣象儀於地表等高度進行同步校正，所校正之項目有：壓力、乾球溫度、相對溼度、風向等項目。
- (d) 將繫留氣球填充氫氣時，過程中需避免繫留氣球受地面摩擦，將氣球以專用750 lb抗拉力之絞盤線繫於機械絞盤上，並將其與附近支柱固定以防止過大風力影響產生危險，絞盤下須鋪設帆布以防止氣球施放或回收時因磨擦地表而毀損。
- (e) 將Tethersonde繫於絞盤線上開始施放氣球，將已設定同步啟動(停止)之採樣器綁至絞盤線上並將採樣袋附著於其上，藉此得到高度為5Q 10Q 20Q 30Q、400 m之空氣樣品，並於地面同步進行氣體採樣動作，共六個高度樣品。
- (f) 施放過程中，需注意風速的強弱，若高空風速高於 8 ms^{-1} 時，須考慮是否繼續施放，以避免因風速過大導致絞盤線拉扯斷裂，造成Tethersonde與採樣器因摔下而損毀。
- (g) 待設定之採樣抽器幫浦到達停止時間後立即將繫留探空氣球下降，收回後將採樣器所採各高度之空氣樣品立即以空氣品質分析儀加以分析。
- (h) 一次採樣與分析程序約耗時 60 至 90 分鐘，每間隔 3 小時採樣一次，依所需資料要求進行為期數日之監測之連續監測。

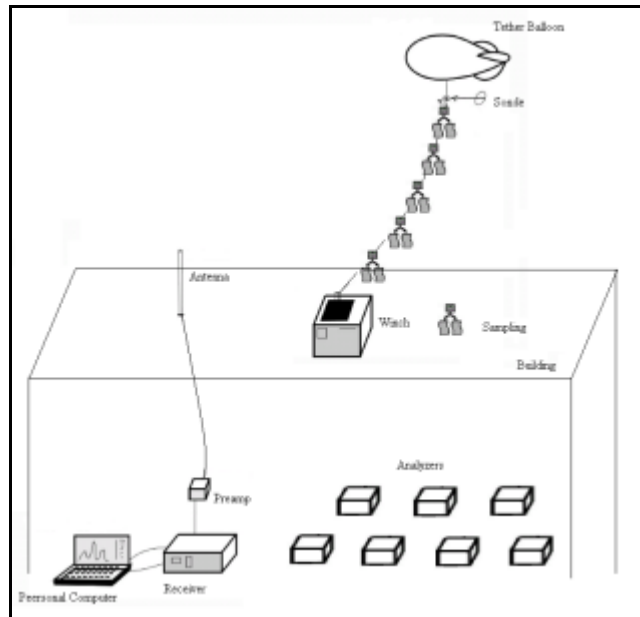


Fig. 3.2.1 Diagram of the field campaign.

3.2.2 繫留探空儀(Tethersonde)儀器說明

- (a) 探空氣球 (Tether Balloon)：採用直徑約4 m之廣告氣球，淨重約為5公斤，將其充滿氫氣於靜風狀態時浮力約為30 kg，需隨時注意汽球浮力情況予以來補充氫氣，因為在採樣過程中氣球之氫氣會逐漸逸散。
- (b) 氣體採樣器：本研究使用自製定時抽氣採樣器，儀器上設有定時開關裝置可供使用，採樣器含電池整體平均重量約為600 g，其氣體抽取流量約為每秒0.05 L。
- (c) 氣體採樣袋：使用美國SKC公司所生產之10公升鐵氟龍採樣袋(Teflon samplebag)。
- (d) 繫留探空儀(Tethersonde)：使用美國Vaisala公司製造之氣象感應接收器 (SPS220 Sounding Processor)，探測各項氣象資料並將數值傳回地面接收器，透過氣象資料接收器將繫留氣球上的繫留探空儀(Tethersonde)所發出的微波訊號，將高度、壓力、溫度、相對濕度、風向、風速等氣象參數資料，經處理轉成格式化氣象資料傳送給電腦做後續處理，由於探空氣球在上升過程

受到風力的影響會於同一高度出現多次數值的現象，故各項數據採每10 m取一代表值。

- (e) 大氣資料接收系統(SPS220 Sounding Processor)：接收繫留探空儀所發出之微波訊號，並轉換成可讀取格式化氣象資料傳送給電腦做後續處理。

3.3 TAPM 數值模式之設定

本研究利用 TAPM 模式模擬台中都會區熱島效應之情形，並將模擬結果與中部地區各監測站觀測資料進行驗證。所選用之基本參數分別為綜觀氣象場資料、地形高度資料、植被與土壤型態資料、海表面溫度資料等。透過 GUI (Graphical User Interface) 介面選取功能來執行 TAPM 模式以及模擬結果之輸出選擇，其主要操作視窗(Fig. 3.3.1)及其設定值說明如下所示：

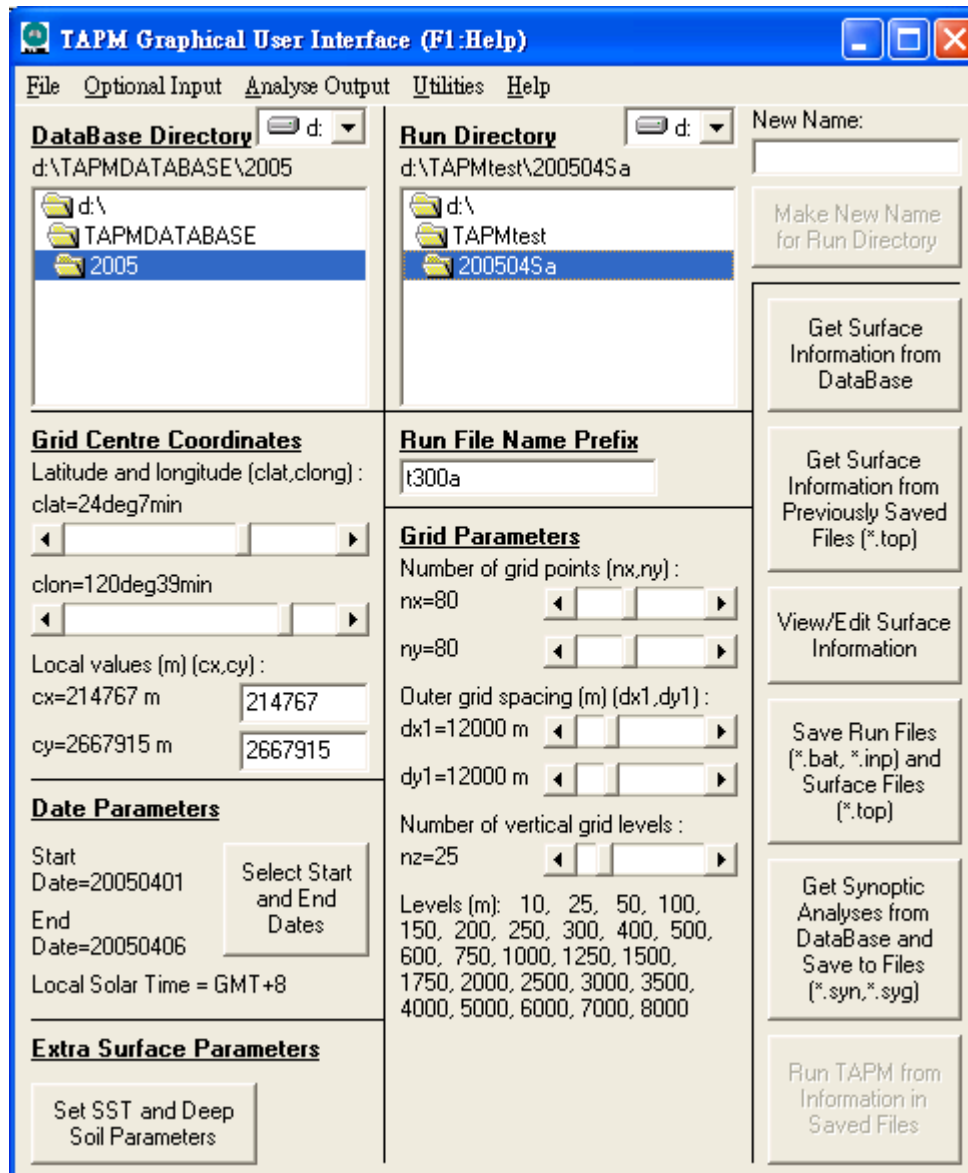


Fig. 3.3.1 Main window of TAPM.

? **Grid Centre Coordinates :**

TAPM 模式模擬網格範圍是以使用者設定之經緯度座標為中心點，依設定之單位網格間距往外擴張，系統使用一般卡式座標(X, Y)為公制單位，x的位置從西到東為正，y的位置從南到北為正。本研究經緯度座標中心設定值分別為緯度24度7分，經度為120度39分，中心位置座落於台中市忠明測站(環保署)。

? **Data Parameters :**

此項目為設定模式模擬起始與結束日期，對應於yyyymmdd (例如：20000101 對應於2000年1月1日)的形式，並透過TAPM 經緯度中心設定，表示出相對於格林威治標準時間(GMT)的當地太陽運行時間(LST)。

根據本研究過去研究經驗得知，模式於正式模擬之前須先經兩天的初始化模擬(48小時)，藉以調整模式內部動力不確定性對於污染物濃度模擬之影響。

? **Extra Surface Parameters :**

此指令主要在於啟動TAPM 資料庫中額外的地表資料，如深層土壤飽水度(deep soil volumetric moisture content)、海面溫度資料(sea surface temperatures,SST)以及深層土壤溫度參數(deep soil temperature, DST)。

本研究輸入之參數2007年5月和10月DST分別為301.1K以及299.7K,SST分別為299.7K以及299.5K，台灣地區並無研究單位針對深層土壤飽水度作調查，故其值設定採用與美國NCAR 所提供之月平均資料一致皆為0.2(water/soil)。

? **Grid Parameters**

此項目功能在於設定網格參數範圍，假設使用者欲以多層網格技術進行模擬，則必須於optional input 選項中氣象場設定中進行調整，於主視窗之設定為第一層(最大)網格輸入值，TAPM 模式次網格技術模擬最大分層可至5 層。網格數目設定可從1-200 格，單位網格間距介於100-50000 m，垂直分層可分20-50 層，TAPM 最高模擬高度為8000 m。

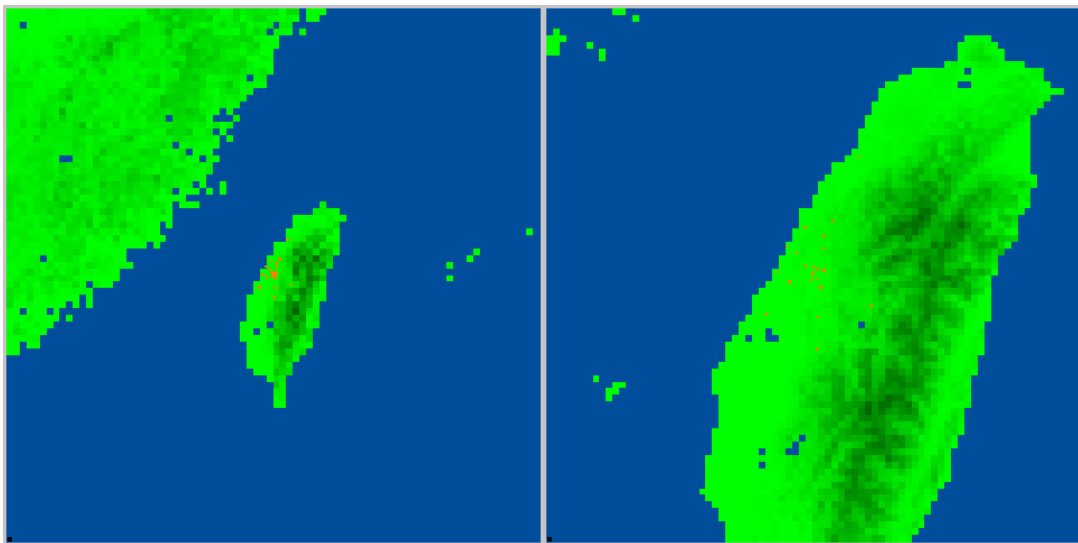
本研究採用四層巢狀網格模擬，其網格數($n_x \times n_y$)均為 80×80 格(Table 3.2)，水平方向網格解析度($dx \times dy$)分別為 $12000 \text{ m} \times 12000 \text{ m}$ 、 $3600 \text{ m} \times 3600 \text{ m}$ 、 $1200 \text{ m} \times 1200 \text{ m}$ 及 $800 \text{ m} \times 800 \text{ m}$ ，其第一巢最大網域涵蓋範圍包含台灣本島及其周圍海域，因TAPM 忽略地球曲率效應，且受限於模式檔案大小限制在2GB以內，本模式對於最大網域範圍被限制在不可超過 $1000 \text{ km} \times 1000 \text{ km}$ (即

$nx \times dx1 < 1000 \text{ km}$) , 最小網域則為本研究所探討之台中都會區 (Fig. 3.3.2) 。

完成上述模式值輸入動作後,可於主操作視窗右方選項查看設定情形並作存檔動作。完成上述之前處理資料建立後,便可開始執行模式模擬。

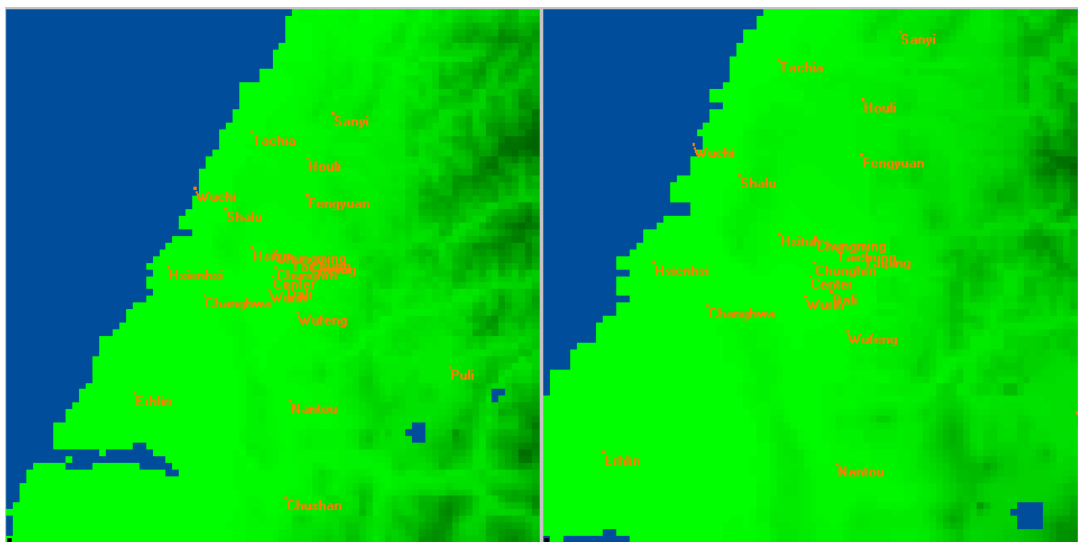
Table 3.2. Configuration of the simulations with the The Air Pollution Model.

MODEL	NEST	RESOLUTION(m)	NX×NY	NZ
TAPM	D1	12000	80×80	25
	D2	3600		
	D3	1200		
	D4	800		



(a) Domain 1

(b) Domain 2



(c) Domain 3

(d) Domain 4

Fig. 3.3.2 TAPM inner grid domain. (a) 12000 m \times 12000 m, (b) 3600 m \times 3600 m, (c) 1200 m \times 1200 m, (d) 800 m \times 800 m.

3.4 AVAGE statistical method

本研究參考O' Doherty et al.(2001), 為了分析其測站中的三氯甲烷(CHC₃)資料, 將資料中受到人為排放的影響分離, 而使用一統計方法分析大氣中CHC₃的背景值。此統計方法如下:

- 1.將時間尺度資料的每日最低值做二次曲線回歸，並將資料減去此回歸曲線。
- 2.將減去回歸之曲線的資料取其中位數；使用中位數代表全部數據的原因，中位數相較於平均值更能代表資料特性，讓數值分布更趨近於高斯分布。
- 3.將在中位數至最小值之間的數據做Root Mean Square，此RMS值稱為s。
- 4.將資料中大於3s 的值標記為Polluted，介於2s 與3s 中間的值標則標記為Maybe Polluted。
- 5.分析Maybe Polluted 的值做分析，若此資料與Polluted 值資料在時間上為連續資料（時間上連續）則重新標記為 Polluted。重覆此步驟。
- 6.將除了Polluted 值以外的資料做平均，為所求之背景值。

3.5 模式驗證

本文將其模式模擬結果以下述呈現方式與統計方法驗證模式模擬之準確性，評估方法採用行政院環保署針對空氣品質模式所公告之模擬規範，以及國外模式模擬評估研究中使用之統計方法作為參考。

- a.皮爾森相關係數(Pearson Correlation Coefficient, r):利用數值統計方式描述模擬與觀測值之間的相關程度，其r的定義方式使其數值均介於1與-1間，當r為1則呈現完全正相關性，-1則呈現完全負相關性。

$$r = \frac{N \left(\sum_{i=1}^N O_i P_i \right) - \left(\sum_{i=1}^N O_i \right) \left(\sum_{i=1}^N P_i \right)}{\sqrt{\left[N \left(\sum_{i=1}^N O_i^2 \right) - \left(\sum_{i=1}^N O_i \right)^2 \right] \left[N \left(\sum_{i=1}^N P_i^2 \right) - \left(\sum_{i=1}^N P_i \right)^2 \right]}}$$

Pi = predicted value

Oi = observed value

N = total number of pairs

- b. 一致性指數(Index of Agreement, IOA) : 用以了解監測值與模擬值兩者間的一致性程度，其IOA的定義方式使其數值均介於1與0，當IOA為1則呈現完美的一致性，IOA為0則呈現完全不一致，通常數值超過0.5即為好的結果(Willmott, 1985; Hurley et al.,2003)，Table 3.3 為應用IOA 方法於模式模擬統計評估之相關研究。

$$IOA = 1 - \frac{\sum_{i=1}^N (P_i - O_i)^2}{\sum_{i=1}^N (|P_i - O_{mean}| + |O_i - O_{mean}|)^2}$$

Pi = predicted value

Oi = observed value

N = total number of pairs

Omean = observed mean

Table 3.3 Index of agreement (IOA) values for near-surface meteorology from other modeling studies.

Model	Location	Variable	IOA	Reference
MM5	Los Angeles Basin (USA)	WS	0.55	<i>Seaman et al., 2000</i>
MM5	Lake Michigan	WS	0.54	<i>Seaman et al., 2000</i>
MM5	Hong Kong	WS	0.36-0.71	<i>Physick and Noonan, 2000</i>
TAPM	Kwinana (WA)	WS U V T	0.67 0.87 0.84 0.96	<i>Hurley et al., 2002</i>
TAPM	Cape Grim (TAS)	WS U V T	0.71-0.85 0.89-0.94 0.82-0.89 0.92	<i>Hurley et al., 2002</i>
TAPM	Melbourne	WS U V T	0.79-0.88 0.89-0.94 0.82-0.89 0.92	<i>Hurley et al., 2003</i>
TAPM	Perth	WS U V T	0.78 0.91 0.9 0.95	<i>Hurley et al., 2002</i>
TAPM	Kincaid (USA)	WS U V T	0.8 0.83 0.87 0.94	<i>Luhar and Hurley, 2003</i>
TAPM	Kalgoorlie (WA)	WS U V T	0.81 0.95 0.92 0.93	<i>Edwards et al., 2004</i>

第四章 結果與討論

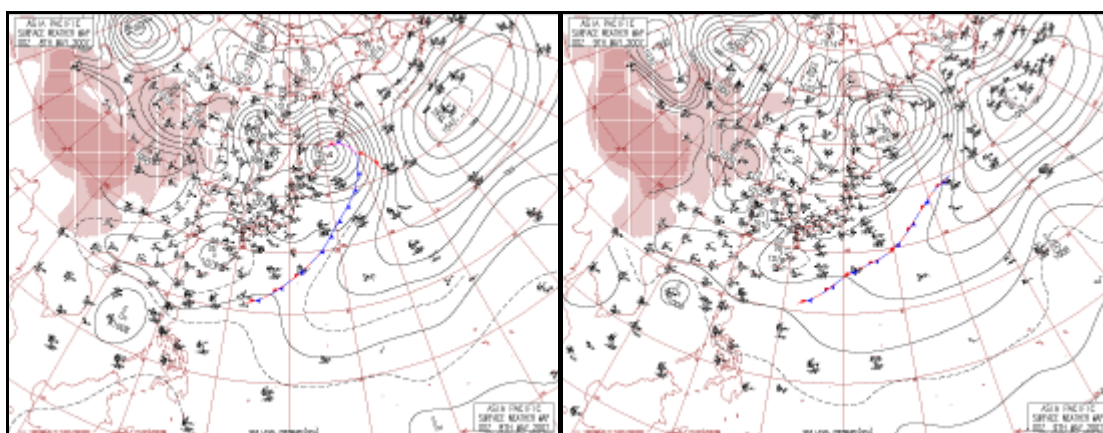
本文選取春季以及秋季於大里地區進行繫留探空監測，並且與台中都會區氣象及污染物監測與模式模擬結果進行比較，並探討大里地區強熱島效應與弱熱島效應發生之時台中都會區之情形。

4.1 天氣概況

本研究選取之模擬案例為2007年春季期間5月8日至12日及秋季期間10月25日至29日。春季案例期間台灣地區主要受到鋒面過境及高壓迴流之天氣型態影響，秋季案例期間台灣地區主要受到高壓出海與高壓迴流型態以及颱風外圍環流之影響。

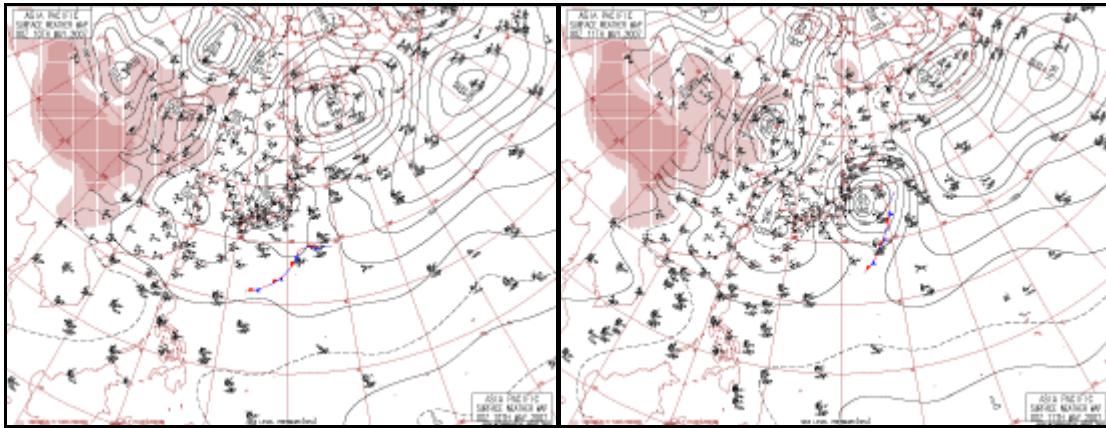
4.1.1 春季綜觀天氣分析

2007年5月8日至5月11日的天氣，主要受到大陸高壓的影響，其天氣型態為高壓出海型及高壓迴流型。台灣西部因為高壓系統籠罩導致擴散不良，強烈下沉氣流導致污染物不易擴散，臭氧持續惡化，從北部延伸到雲嘉南和高屏地區。2007年5月8日至11日期間由地面天氣圖（Fig. 4.1.1 a~d）明顯看出台灣地區的天氣主要受到高壓迴流型之影響，台灣地區的風場大多呈現東風，風速微弱。



(a)

(b)



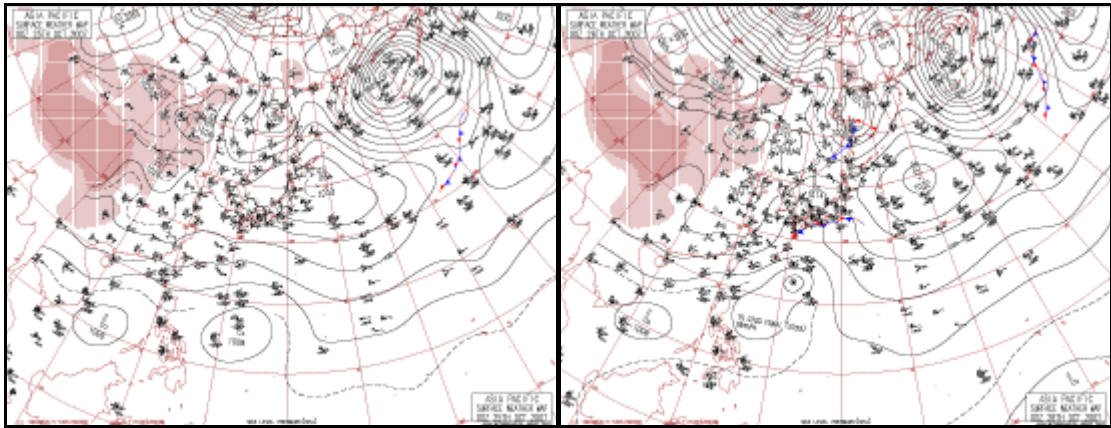
(c)

(d)

Fig. 4.1.1 The surface weather map at 00Z on (a) 08 (b) 09 (c) 10 (d) 11 May, 2007.

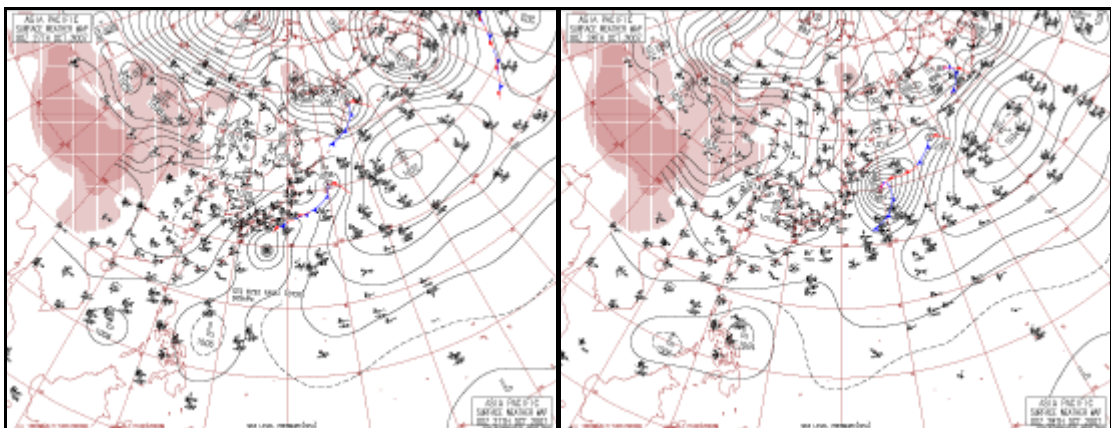
4.1.2 秋季綜觀天氣分析

2007 年 10 月 25 日至 10 月 28 日，主要天氣類型為高壓出海與高壓迴流型態，日間近地面風速微弱混合層高度偏低，污染物被限制於近地面，中部地區空氣污染濃度偏高。監測時間選取為較易發生高污染事件日之高壓迴流綜觀天氣系統。從 25 日(Fig. 4.1.2(a))開始台灣受到高壓出海以及台灣地形的影響，東部呈現北風，西部則風場微弱。26 日(Fig. 4.1.2(b))受到颱風外圍環流及鋒面的影響，台灣北部以及西部都呈現東北風。27 日(Fig. 4.1.2(c))因颱風外圍環流和鋒面及高壓迴流的影響，台灣東部以及中南部都呈現東北風，北部則為北風，西部地區位於中央山脈背風面及高壓沉降之影響下將不利於污染物垂直擴散。28 日(Fig. 4.1.2(d))受到高壓迴流和高壓出海以及台灣地形的影響，東部以及中南部都呈現微弱的東北風，西半部風場微弱，氣候狀況穩定。



(a)

(b)



(c)

(d)

Fig. 4.1.2 The surface weather map at 00Z on (a) 25 (b) 26 (c) 27 (d) 28 October, 2007.

4.2 熱島強度案例分析

透過春季監測期間台中都會區之溫度統計(Fig. 3.1.2)，大里平均溫度最高，烏日平均溫度最低，故春季案例由烏日做為基準站。經由春季熱島強度統計圖(Fig. 4.2.1)，統計結果顯示大里地區春季日間熱島強度最強於 2007 年 5 月 10 日 1700 LST 高達 4.6，夜間熱島強度最強於 2007 年 5 月 10 日 0300 LST 高達 4.1，日間熱島強度最弱於 2007 年 5 月 10 日 0800 LST 約 0.43，夜間熱島強度最弱於 2007 年 5 月 8 日 0600 LST 約 0.3。

透過秋季監測期間台中都會區之溫度統計(Fig. 3.1.3)，大里平均溫度最高，

梧棲平均溫度最低，故秋季案例由梧棲做為基準站。經由秋季熱島強度統計圖 (Fig. 4.2.2)，統計結果顯示大里地區秋季日間熱島強度最強於 2007 年 10 月 27 日 1500 LST 高達 5.1，夜間熱島強度最強於 2007 年 10 月 27 日 1900 LST 高達 3.4，日間熱島強度最弱於 2007 年 10 月 27 日 0700 LST 約-0.57，夜間熱島強度最弱於 2007 年 10 月 26 日 0600 LST 約-0.75。

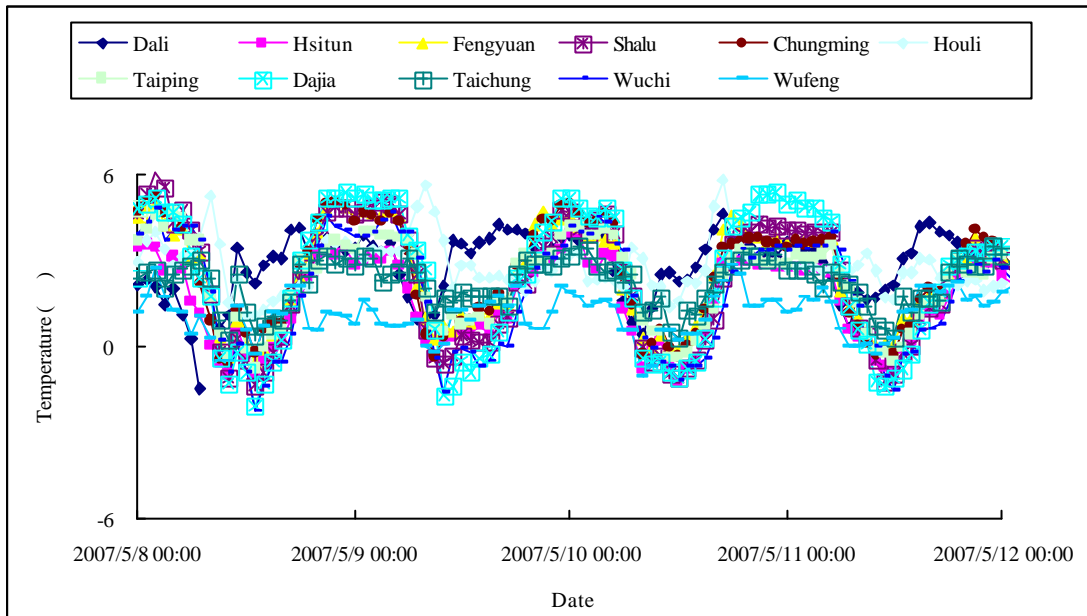


Fig. 4.2.1 The UHI intensity at surface level in Taichung metropolis from 0000 LST 8 May to 0000 LST 12 May, 2007.

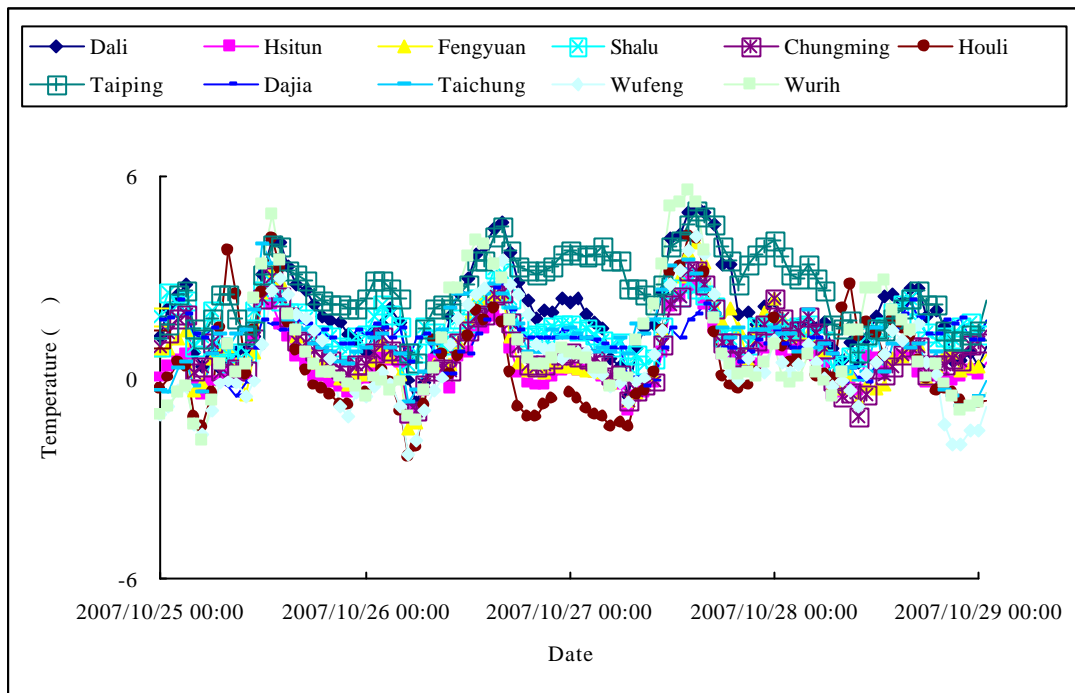


Fig. 4.2.2 The UHI intensity at surface level in Taichung metropolis from 0000 LST 25 October to 0000 LST 29 October, 2007.

4.3 熱島效應和臭氧濃度分佈及風場之相關性

在文獻回顧提到，都市熱島效應容易於穩定晴朗的氣候情況下發展，因此風場對熱島效應導致污染物濃度累積有很大的關鍵因素。熱島效應產生之輻合現象，形成所謂的都市環流，此環流可能造成鄰近地區之污染物累積於都市上空，影響都市空氣品質，甚至於次日藉由盛行風將累積之污染物傳輸至其它地區。因此，本研究於案例期間都市熱島發展時段，進行熱島效應以及風場的相互關係進行探討，並利用模式模擬彌補都市垂直監測的不足，呈現更完整的都市風場垂直結構。

4.3.1 臭氧濃度分布情形

造成台灣空氣品質不良之指標污染物以臭氧及懸浮微粒為主，其中臭氧造成空氣品質不良之百分比又高於懸浮微粒，故近年來環保署與各縣市政府均訂定削減臭氧前趨物及懸浮微粒排放量之空氣品質控制策略。

大氣中之污染物在不同季節中可能因為天氣型態之不同，而造成污染物在擴散、傳輸方面之不同。根據環保署 1997 ~ 2007 年監測資料顯示，以懸浮微粒 (PM) 濃度而言，濃度值較高的季節為春季；以臭氧 (O₃) 濃度而言，濃度值較高的季節為秋季，但是在 2007 年 5 月大里臭氧卻出現異常高值。統計台中都會區各個空氣品質監測站監測值，以臭氧及懸浮微粒之年平均濃度來看其長期趨勢，(Fig. 4.3.1) 台中都會區之臭氧年平均濃度由 2000 年之 21.0 ppb 上升至 2004 年為 28.0 ppb，其間除了在 2005~2006 年之臭氧濃度是呈現下降外，2007 年之臭氧濃度又呈現上升之趨勢，以長期趨勢來說，台中都會區臭氧之年平均濃度是逐漸上升。(Fig. 4.3.2) 台中都會區之各個測站臭氧年平均濃度整體上呈現上升的趨勢，2007 年臭氧年平均濃度由大到小依序為，沙鹿、西屯、后里、豐原、太平、大里、忠明、梧棲、霧峰。

(Fig. 4.3.3) 討論 2007 年 5 月 8 日~12 日台中都會區各個測站臭氧濃度的變化，每日小時值均有值大於環保署所規範之臭氧大於 120.0ppb，其中大里明顯高於各個測站。(Fig. 4.3.3) 討論 2007 年 10 月 25 日~29 日台中都會區各個測站臭氧濃度的變化。鹿林山背景測站觀測到的臭氧濃度變化情形和都會區大相逕庭，日夜變化的最低值均在午間，夜間反而出現最高值。由於臭氧為二次污染物，除了污染氣塊遠距傳輸影響因素外，日常日間排放的臭氧前驅物(如交通，工業活動排放之碳氫化合物)在地面排放因對流而上升，於氣塊抬升時沿途進行光化反應，最終集中於某一特定高度。但此對流層臭氧的分佈會隨高度日夜升降，推測白天該層抬升至高度超過鹿林山測站，而夜間該層下降至測站高度，因而觀測到臭氧高值，然而對流層臭氧亦會隨著不同季節而改變垂直分佈之高低。

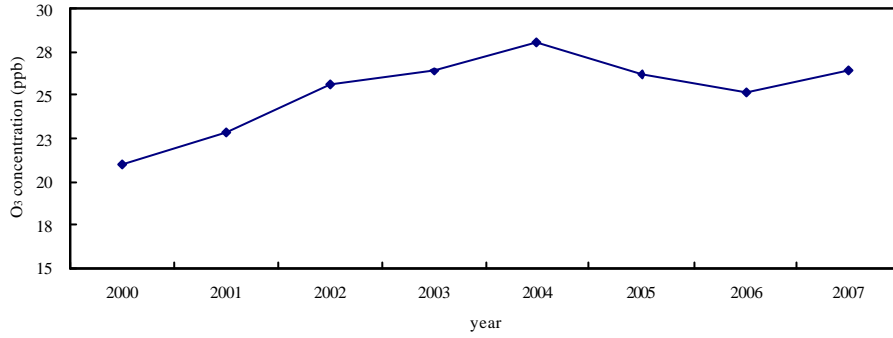


Fig. 4.3.1 The ozone concentration at surface level in Taichung metropolis from 2000 to 2007.

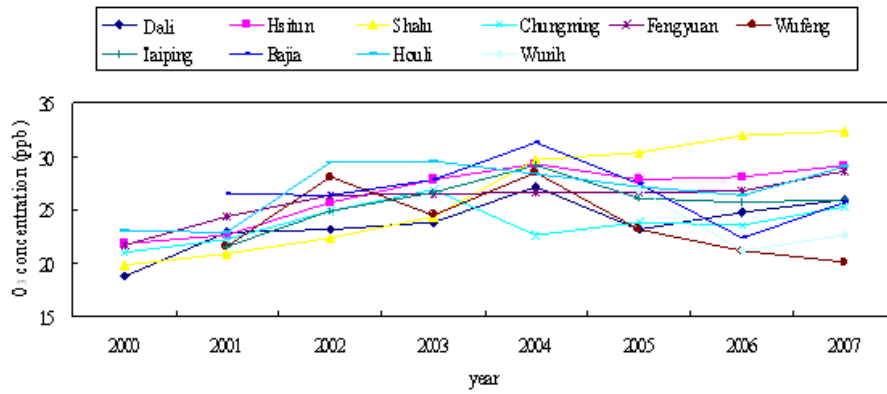


Fig. 4.3.2 The ozone concentration distribution at surface level in Taichung metropolis each station from 2000 to 2007.

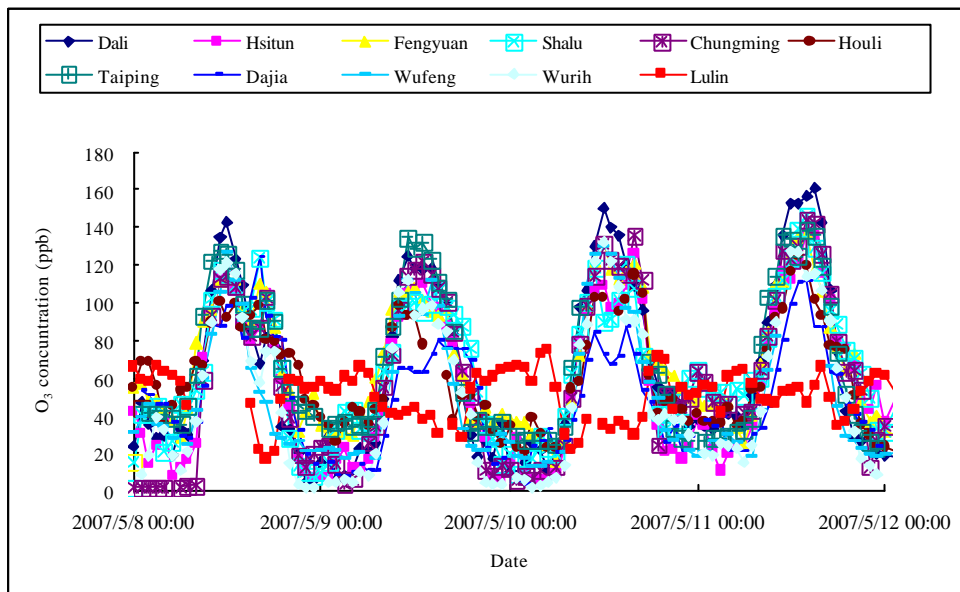


Fig. 4.3.3 The ozone concentration distribution at surface level in Taichung metropolis from 0000 LST 8 May to 0000 LST 12 May, 2007.

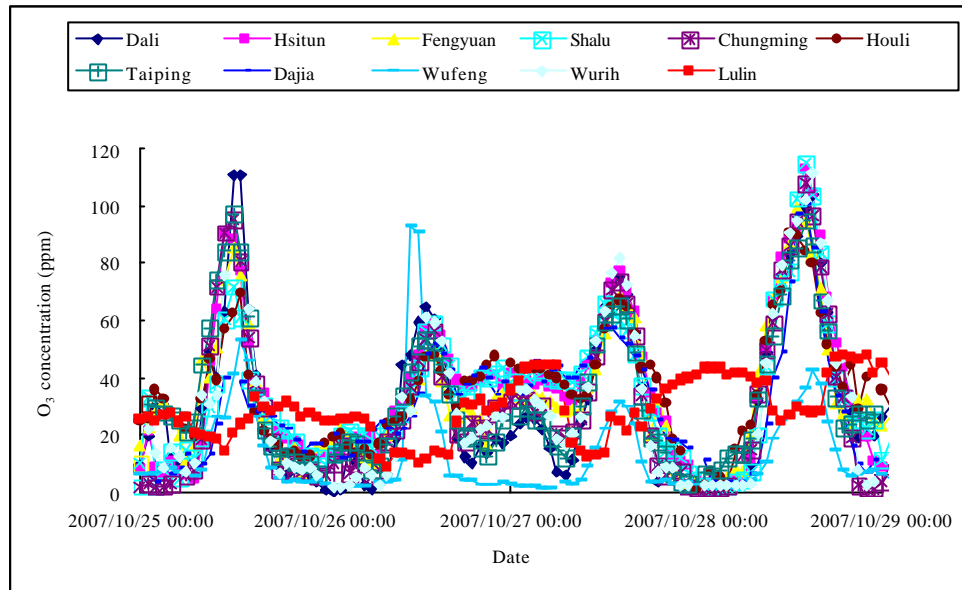


Fig. 4.3.4 The ozone concentration distribution at surface level in Taichung metropolis from 0000 LST 25 October to 0000 LST 29 October, 2007.

4.3.2 春季熱島案例分析

台中都會區，白天為北風系主導之海風以及夜晚東風系主導之陸風，此海陸風轉換對風場的變化有一定的影響。另外，當夜晚都會地區周圍的風往熱島中心流動的時候，產生的輻合現象有助於熱島的發展，此時，有可能把鄰近地區排放的污染物傳輸累積於台中都會區。

春季案例期間，大里地區夜間熱島強度最弱於2007年5月8日0600 LST (Fig. 4.3.5)約 0.3 ，且此時雖時是清晨但是沙鹿、梧棲之熱島強度高達 4.1 以上，夜間及清晨呈現東風系主導之陸風，由內陸吹往沿海，且此時雖時是清晨造成臭氧濃度受風場影響臭氧濃度累積至梧棲、沙鹿及后里等沿海地區。

大里地區夜間熱島強度最強於2007年5月10日0300 LST (Fig. 4.3.6)高達 4.1 ，此時內陸地區大里周圍風速微弱約 0.72 ms^{-1} ，且風向有明顯的轉變，且缺乏較大風速將污染物傳輸至沿海地區，此時污染物不易擴散且容易累積至熱島中心大里地區。夜間及清晨呈現東風系主導之陸風，由內陸吹往沿海，且此時雖時是清晨造成臭氧濃度受風場影響臭氧濃度累積至梧棲、沙鹿及后里等沿海地

區。

大里地區日間熱島強度最弱於 2007 年 5 月 10 日 0800 LST (Fig. 4.3.7)於日照後僅達 0.43 ，日照後陸風減弱海風增強沿海梧棲地區風速高達 4.5 ms^{-1} ，此時內陸地區大里周圍風速微弱約 1.8 ms^{-1} ，沿海地區風速較大將污染物傳輸至內陸地區，但是由於受到大度山阻擋，所以臭氧污染物濃度累積在內陸地區，此時內陸地區為交通繁忙時段，車潮增多污染物濃度增加，且內陸地區風速微弱約 1 ms^{-1} 污染物濃度不易擴散容易累積。

大里地區日間熱島強度最強於 2007 年 5 月 10 日 1700 LST (Fig. 4.3.8)高達 4.6 ，但后里地區熱島強度比大里地區更強高達 5.8 ，再加上綜觀風場呈現西風以及南風而將所有的污染物吹往后里地區。

大里地區日間熱島強度次強於 2007 年 5 月 11 日 1600 LST (Fig. 4.3.9)於日照後高達 4.3 ，日照充足海風增強沿海梧棲地區風速高達 4.4 ms^{-1} ，此時內陸地區大里周圍風速較弱約 2.9 ms^{-1} ，沿海地區風速較大將污染物傳輸至內陸。

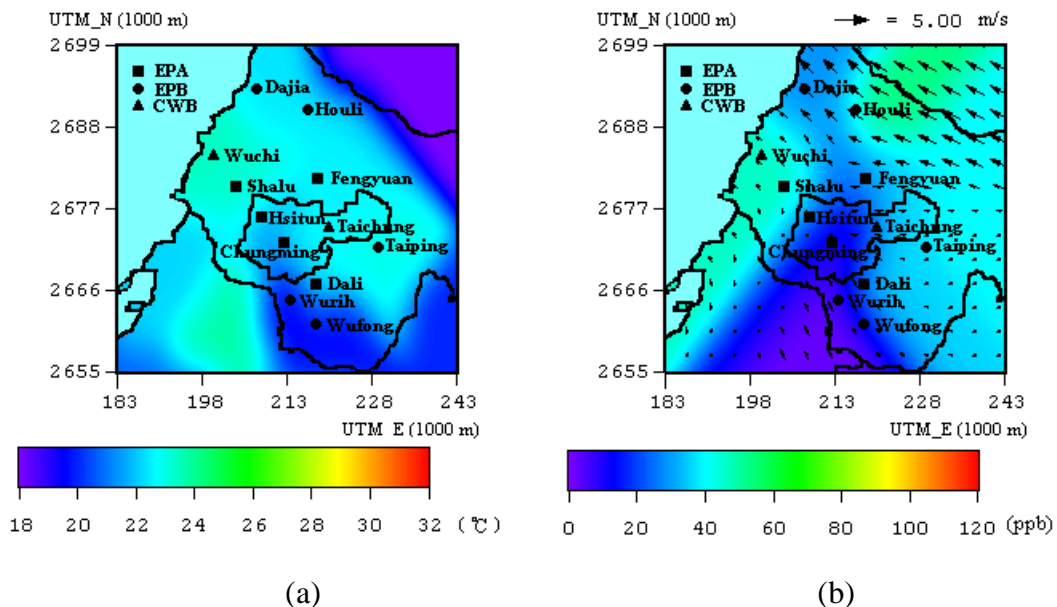


Fig. 4.3.5 (a) The horizontal temperature distribution and (b) The O₃ concentration and wind field in Taichung metropolis at 0600 LST on 8 May, 2007.

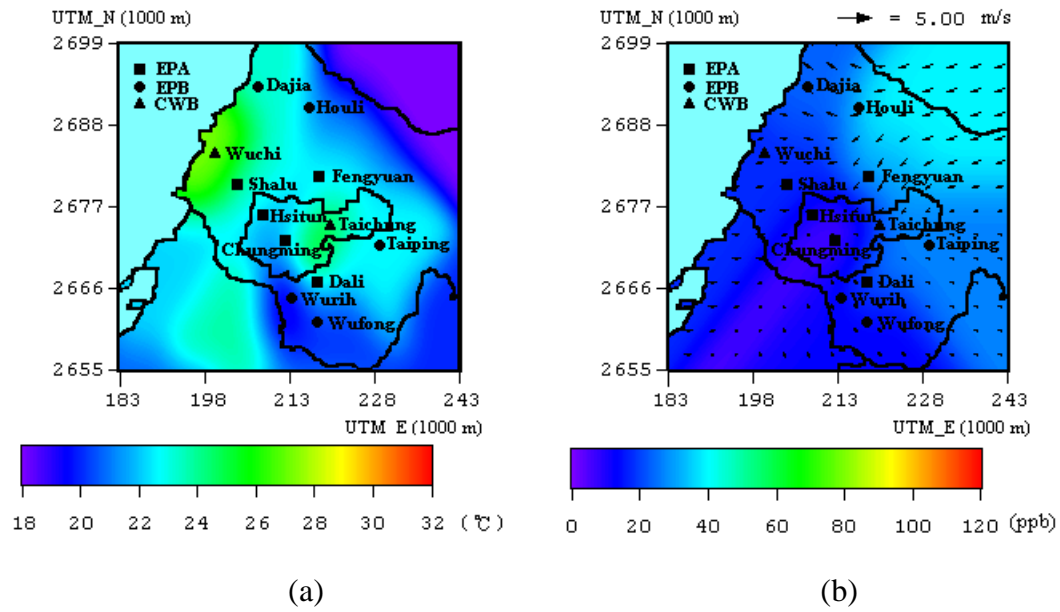


Fig. 4.3.6 (a) The horizontal temperature distribution and (b) The O₃ concentration and wind field in Taichung metropolis at 0300 LST on 10 May, 2007.

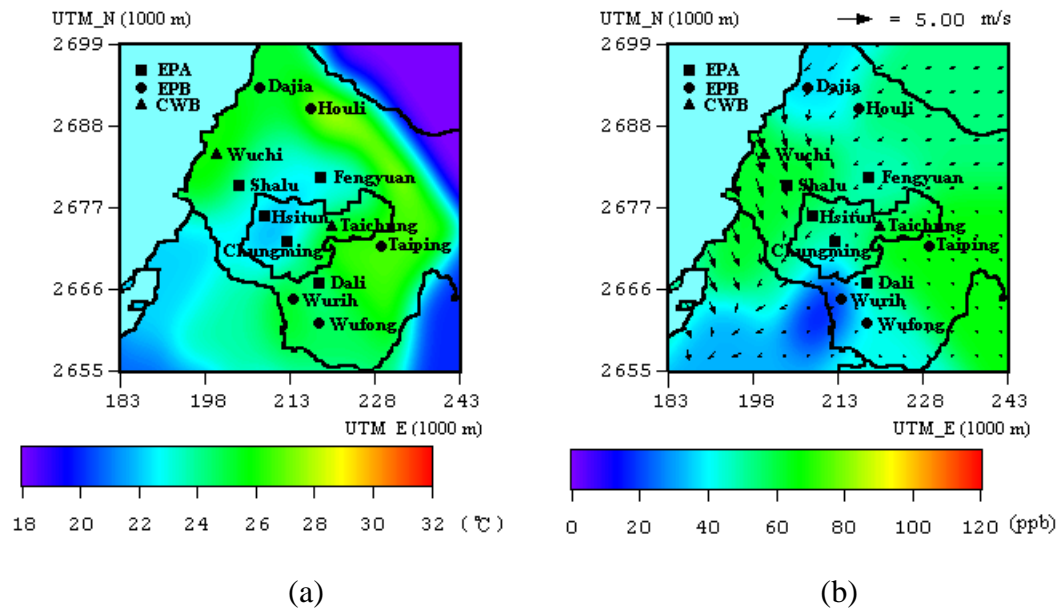


Fig. 4.3.7 (a) The horizontal temperature distribution and (b) The O₃ concentration and wind field in Taichung metropolis at 0800 LST on 10 May, 2007.

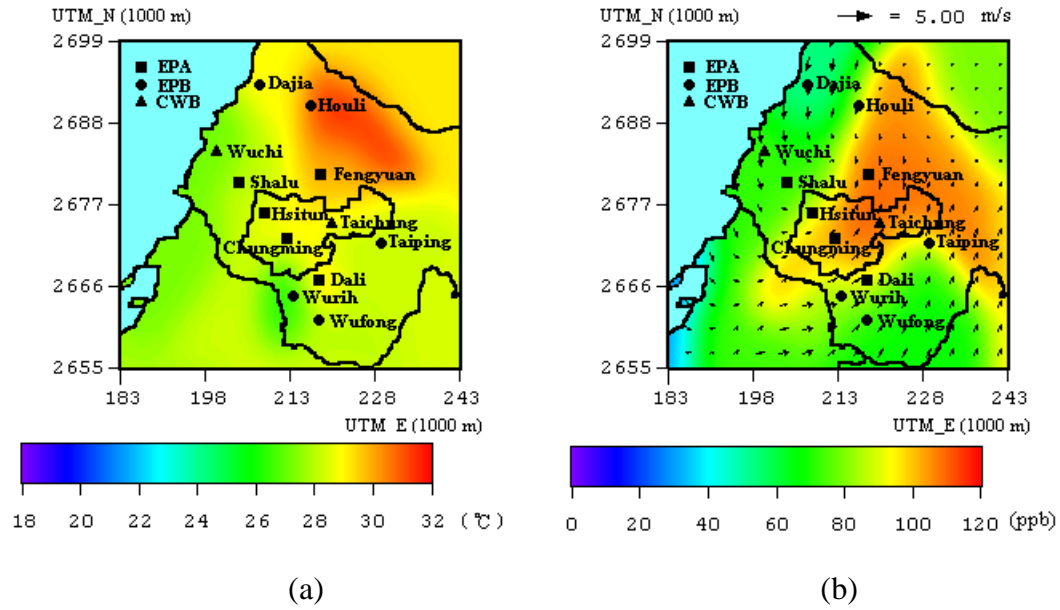


Fig. 4.3.8 (a) The horizontal temperature distribution and (b) The O₃ concentration and wind field in Taichung metropolis at 1700 LST on 10 May, 2007.

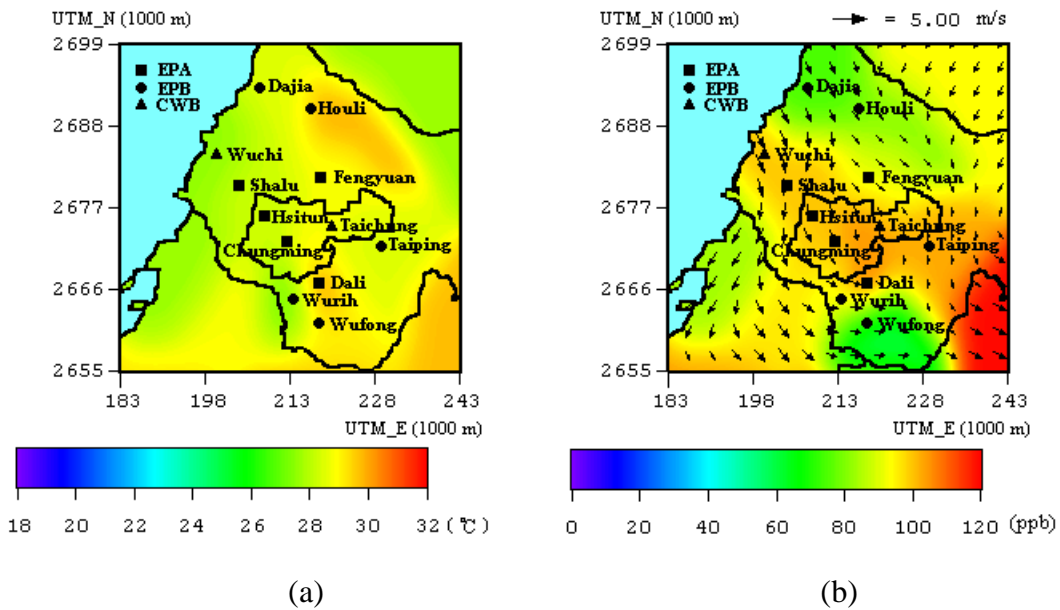


Fig. 4.3.9 (a) The horizontal temperature distribution and (b) The O₃ concentration and wind field in Taichung metropolis at 1600 LST on 11 May, 2007.

4.3.3 秋季熱島案例分析

夜間熱島強度最弱於 2007 年 10 月 26 日 0600 LST (Fig. 4.3.10) 由溫度分佈圖中可發現烏日、大里、霧峰地區溫度較低，台中、太平等區溫度較高，因此大里地區形成冷島現象，再搭配臭氧濃度分佈圖分析可得，冷島中心烏日、大里、霧

峰地區因為冷島效應所產生之輻散現象造成此區域的臭氧濃度受到稀釋, 濃度值約為 2.5 ppb, 大里霧峰地區產生輻散現象而台中、太平地區則因熱島效應產生風輻合將污染物往此地傳輸, 造成此區域臭氧濃度較高約 7.6 ppb。

日間熱島強度最弱 2007 年 10 月 27 日晨間 0700 LST (Fig. 4.3.11)約-0.57 呈現東北風, 且因交通繁忙之因素, 造成臭氧濃度升高, 但在內陸大里、烏日地區出現冷島現象, 形成大里、烏日地區污染物輻散至太平地區。

日間熱島強度最強於 2007 年 10 月 27 日 1500 LST (Fig. 4.3.12)高達 5.1 , 綜觀風場以北風系所主導, 沿海地區風速高達 9.3 ms^{-1} 將海上及沿海地區污染物往南傳輸, 但內陸地區風速微弱, 於大里地區明顯的風速減弱且風向有明顯的轉變形成輻合現象, 造成大里地區臭氧濃度累積上升至 68.9 ppb。

夜間熱島強度最強於 2007 年 10 月 27 日 1900 LST (Fig. 4.3.13)高達 3.4 , 內陸地區風場微弱, 污染物山區累積與熱島現象並無明顯相關。

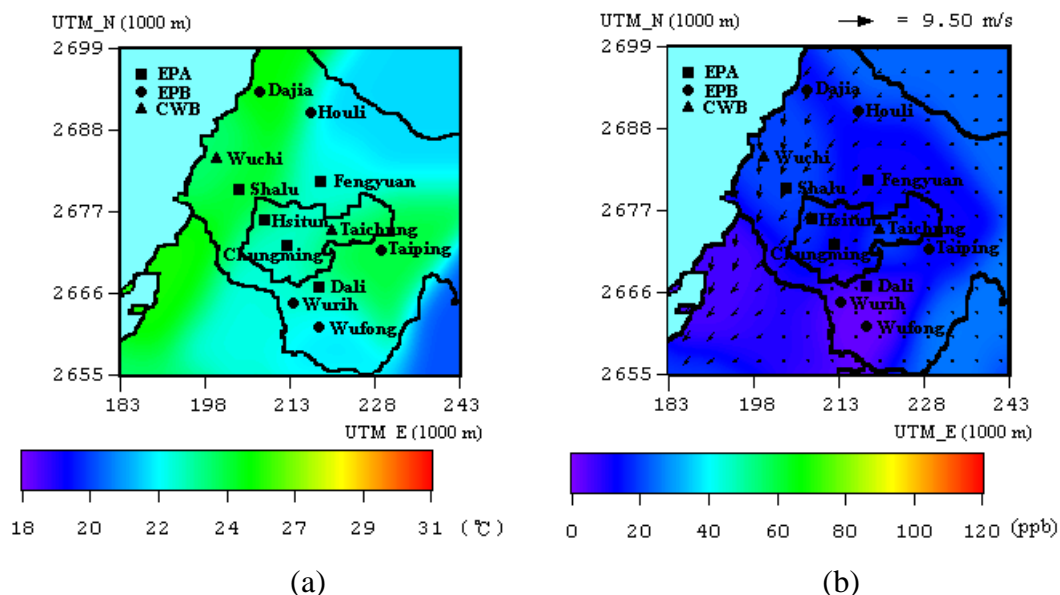


Fig. 4.3.10 (a) The horizontal temperature distribution and (b) The O₃ concentration and wind field in Taichung metropolis at 0600 LST on 26 October, 2007.

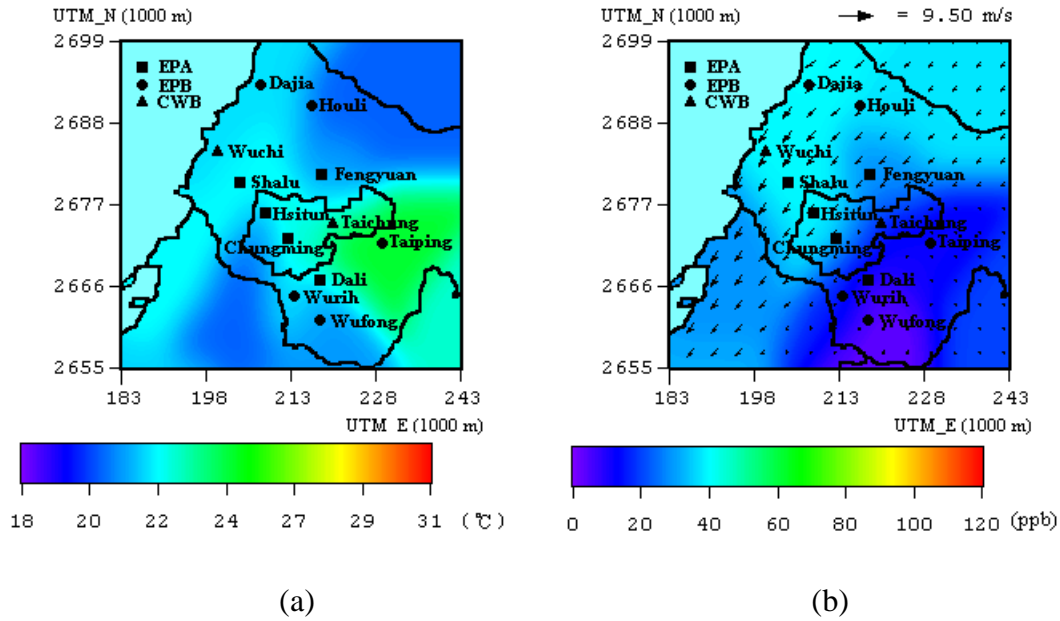


Fig. 4.3.11 (a) The horizontal temperature distribution and (b) The O₃ concentration and wind field in Taichung metropolis at 0700 LST on 27 October, 2007.

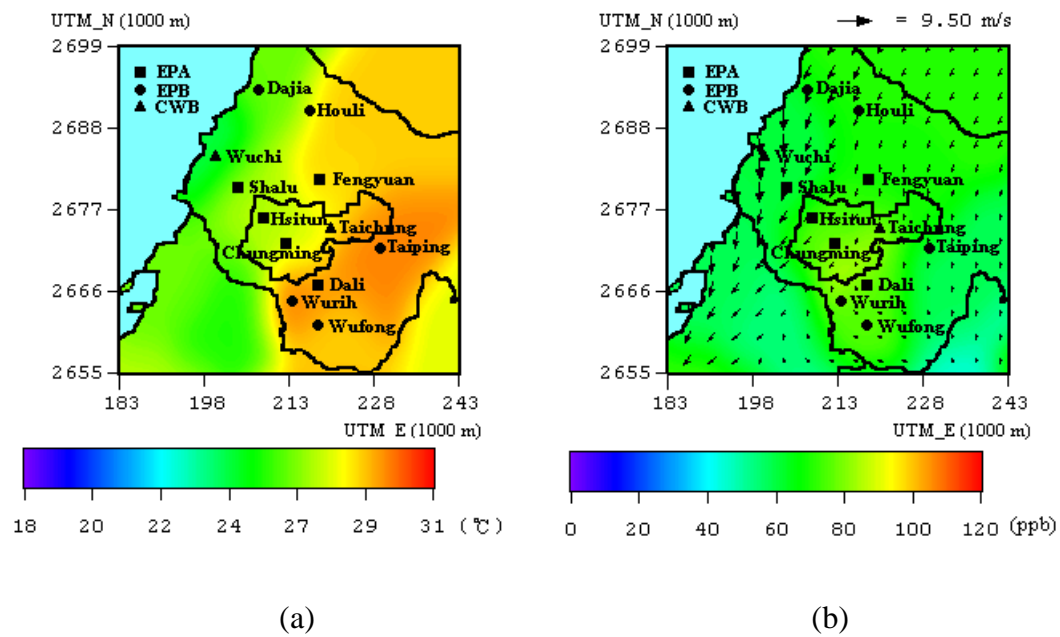


Fig. 4.3.12 (a) The horizontal temperature distribution and (b) The O₃ concentration and wind field in Taichung metropolis at 1500 LST on 27 October, 2007.

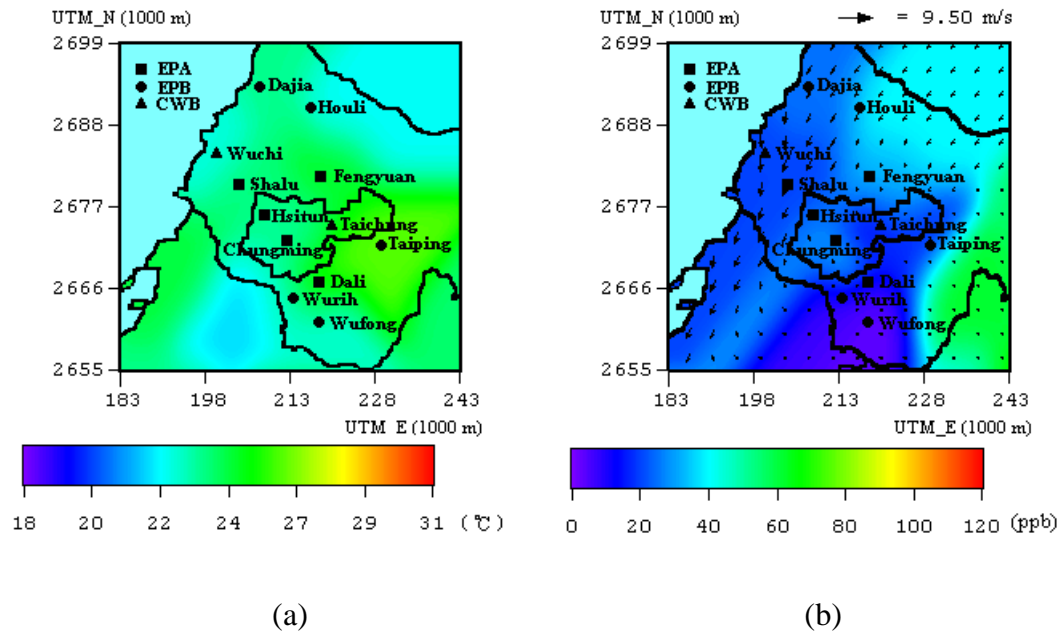


Fig. 4.3.13 (a) The horizontal temperature distribution and (b) The O₃ concentration and wind field in Taichung metropolis at 1900 LST on 27 October, 2007.

透過 Table 4.1 中可知，本研究案例期間之熱島中心大里地區其熱島強度最強發生於下午，且風速皆低於 3 ms^{-1} 。影響熱島發展重要的氣象因子風速和雲量，當熱島強度大於 5，此時之風速皆呈現微弱的情形。Table 4.2 與過去研究文獻比較，結果顯示熱島強度的大小，會受到風速的影響。

Table 4.1 Correlation between daily maximum heat island intensity and wind speed in Dali.

2007	May				Oct			
Date	8	9	10	11	26	27	28	29
LST	17:00	16:00	17:00	16:00	16:00	15:00	16:00	13:00
Max. HII()	4.1	4.3	4.6	4.3	4.6	5.1	2.7	4.6
WS(ms^{-1})	2.3	2.9	2.0	3.0	2.8	2.0	2.1	1.2

LST : Local standard time ; Max. HII : Max. heat island intensity ; WS : Wind speed

Table 4.2 UHI intensity associated with wind speed and cloud during study period.

	UHI intensity ()	Wind speed (ms ⁻¹)	Cloud (tenths)
Oke (1975)	> 4.0	< 3	< 5
Alonso (2003)	> 4.0	< 4	< 3
Hinkel (2007)	>3.0	< 3	
Maystudy(2007)	> 4.6	<2.0	< 0
Oct. study(2007)	> 5.1	<2.3	< 0

4.4 總氧和滴定效應

都會地區所產生大量的 NO_x 在入夜後並未能及時消去，而白天光化反應下所生成的 O₃，在夜間便會與 NO_x 作用而被移除，而 O₃ 濃度可降至只剩下若干 ppb，遠低於背景值，此現象稱為滴定效應(f)。NO₂ 及 O₃ 皆為二次產物，在對流層中主要會受光化反應的影響，相關之反應如下：



其中 M 為空氣中的 N₂、O₂ 或是其他可吸收反應時額外震動能量穩定 O₃ 形成的分子，OH 為氫氧自由基(hydroxylradical)，HO₂ 為 hydroperoxylradical，RO₂ 為有機高氧自由基 (organicperoxylradical)，CARB 為羰基化合物(carbonylcompounds)，NO 主要來自土壤及燃燒過程的排放，NO₂ 的產生則主要來自 NO 的氧化，少部份為燃燒過程的排放，固定及移動源排放的氮氧化物約有

90%為 NO，10%為 NO₂。NO 氧化為 NO₂ 主要經由(b)式、(c)式及(f)式形成，方程式 (b)、(c)、(d) 及 (e) 為生成臭氧之反應，即一般所謂的煙霧化學 (smogchemistry)，方程式(f)即所謂 O₃ 與 NO 反應生成 NO₂ 的滴定反應(Pisano et al., 1997)。NO、NO₂ 與 O₃ 的反應相當的複雜，假設 O₃ 為 NO 主要的反應物質，大部分當地的 NO₂ 是來自於排放的 NO 與 O₃ 反應而產生的，則 NO₂+O₃ 應該接近一個定值，NO₂ 的濃度也會增加，O₃ 則相對地減少。(b)式及(c)式顯示了在白天 NO₂ 來源充足，O₃ 生成增加，光化反應明顯。到了夜晚，光化反應結束，O₃ 濃度受滴定效應以及沉降作用影響下降，總氧化物 (Total oxidants: O_x =NO₂ + O₃ 之組合濃度)易接近於定值。

NO_x 滴定效應較容易在夜晚察覺其存在，這是因為此時光化已停止，白天當然也存在，但因光化產生 O₃ 的效率遠高於滴定效應移除，且白天 NO_x 角色大部分是作為生成臭氧地催化劑。高 NO_x 排放地區大都在都會地區或交通密集的環境；偏遠地區因 NO_x 生命期過短而濃度極低，因此滴定 O₃ 的程度並不顯著。

春季為大陸冷氣塊鋒面之好發季節，起於外蒙古等內陸地區，通常依順時針方向自旋，並逐漸朝太平洋方向移動，途中往往挾帶大陸沿海各大城市的空氣污染物，造成他境空氣品質惡化，其影響幅度依該鋒面結構強弱而定，對於台灣地區來說，範圍可波及全台或部份地區 如前所述之 NO_x 滴定效應，故在(Fig. 4.4.1)可見 Local(局部地區)主導時 O₃ 在午間出現峰值，夜晚 O₃ 濃度卻迅速減少，直至接近零值，便為滴定效應之現象。然而，外來空氣經過遠距離的傳輸，光化時間較長，氣塊較為老化，NO_x 因反應完全而消耗殆盡，海上 O₃ 加上新生成之 O₃ 隨同氣塊移動而抵達下風處，使下風地區 O₃ 值上升。此時，NO_x 的量已大量稀釋，滴定效果大減，故當遠距傳輸之老化氣塊來臨時，夜間的 O₃ 測值仍居高不下，為 LRT (long-range transport；遠距長程傳輸)主導時之典型現象。

由 2007 年 5 月 10 日及 11 日的 O_x (O_x = O₃ + NO₂) (Fig. 4.4.1)，利用總氧 O_x 探討 O₃ 變化，日出前都會區與內陸郊區 (大里、沙鹿、霧峰、西屯、忠明)

的 O_x 濃度值皆相當接近且呈現定值，但在 0700LST~0800LST 因為上班時間車流量大， NO_2 大量累積，且當光化學反應發生導致 O_3 生成，相對 O_x 也上升。測站中又以大里測站 O_x 為最高值，初步推估有可能是因為大里工業區的排放再加上大里市人口較密集所導致；5月11日比5月10日 O_x 高很多。

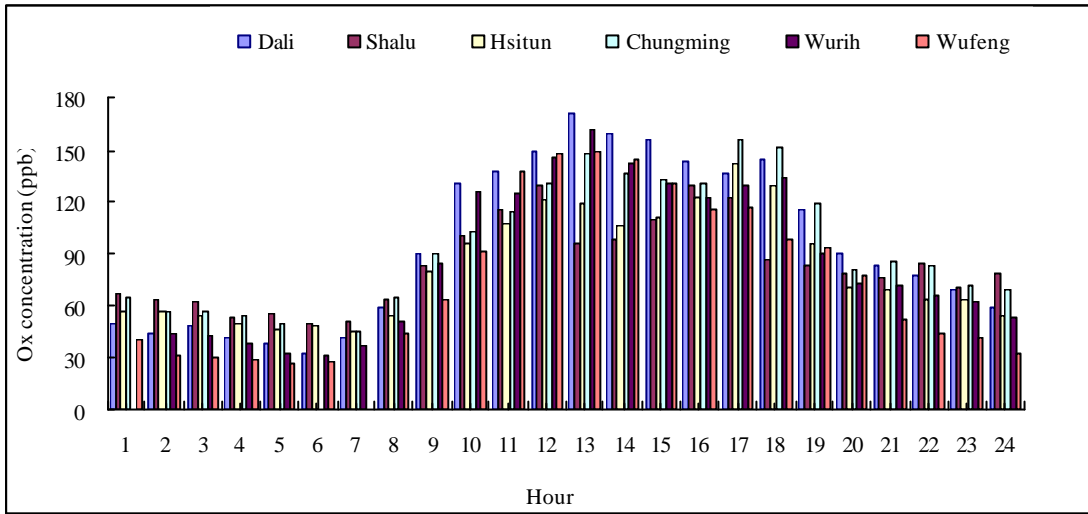
NO_2/O_x 比值間的關係討論滴定效應，當比值低時表示 O_3 並沒有被完全滴定產生 NO_2 而有 O_3 累積的可能，日出後，污染物開始排放至大氣，很可能造成隔日臭氧高值，而有 O_3 累積的可能；當比值高時則表示 O_x 被 NO_2 主導，臭氧累積不明顯，幾乎完全被滴定。5月10日，大里 O_x 濃度值上升最快，且其夜間殘留 O_3 至5月11日，而5月11日清晨時西屯測站之 O_3 幾乎完全被滴定， O_x 濃度值其次為豐原，中午海風發展，都會的 O_x 濃度超越沿海地區；5月11日清晨，西屯地區之 NO_2/O_x 比值接近 0.8，意味 O_x 漸漸被 NO_2 所主導，臭氧的累積現象較不顯著 (Fig. 4.4.2)。

臭氧前驅物包括揮發性有機性 (VOC) 及氮氧化物 (NO_x)，而一般常以 NMHC 等同於 VOCs，且 VOCs 生命週期長，排除市區及工業區之外郊區面源與生物源也排放得相當多，分佈廣泛。由地面西屯及大里測站的 NMHC 濃度得知 (Fig. 4.4.3)，5月9日入夜至10日清晨，西屯地區的 NMHC 濃度呈現最高約 2.1 ppm，而大里地區 NMHC 最高濃度卻僅有約 0.9 ppm 以下，NMHC 西屯大於大里，在高值時間點5月11日 1500LST，大里 NMHC 較少，推估可能是因為光化反應。

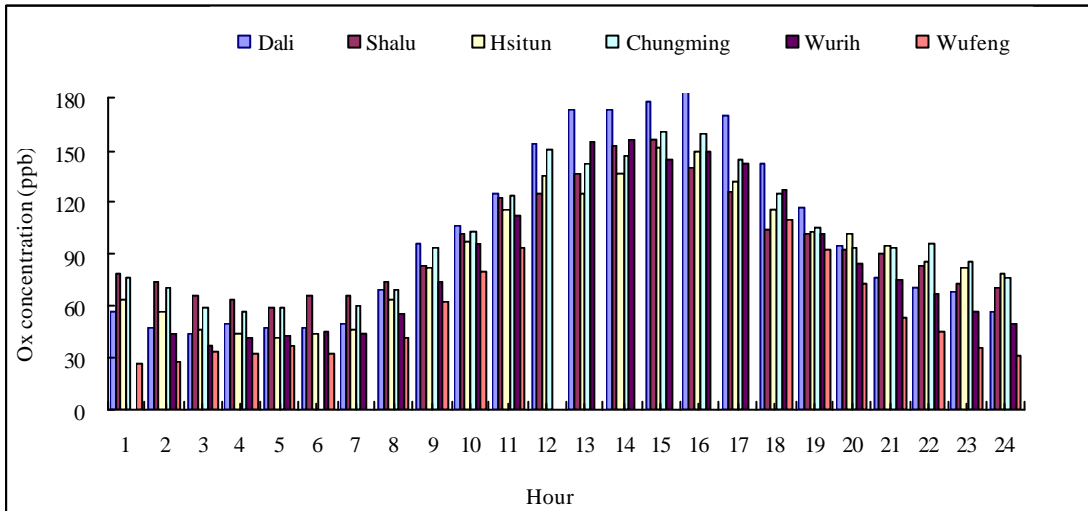
由 NMHC/ NO_x 之比值關係可發現(Fig. 4.4.4)，NMHC/ NO_x 比值為西屯大於大里，這顯示西屯 NMHC 量比 NO_x 多；大里則是相反，初步推估西屯控制 NMHC 量比 NO_x 好，也就是所謂的 VOCs 控制生成，通常是屬於比較接近排放源之情況。

大里測站 NMHC/ NO_x 之比值較小且 NMHC 濃度低，推估大里地區增減 NO_x

濃度的影響會比增減 NMHC，管制 NO_x 較容易改善空氣品質。

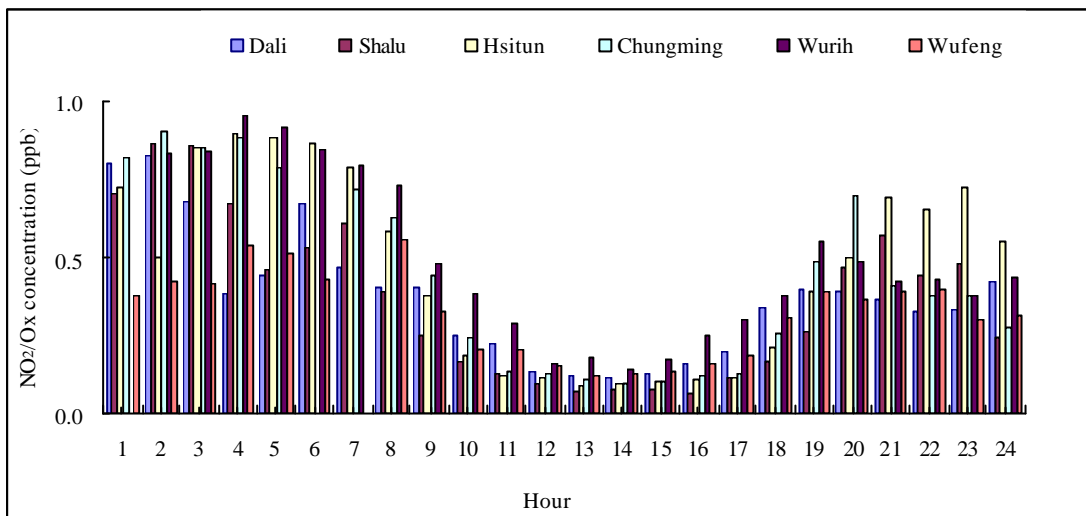


(a)

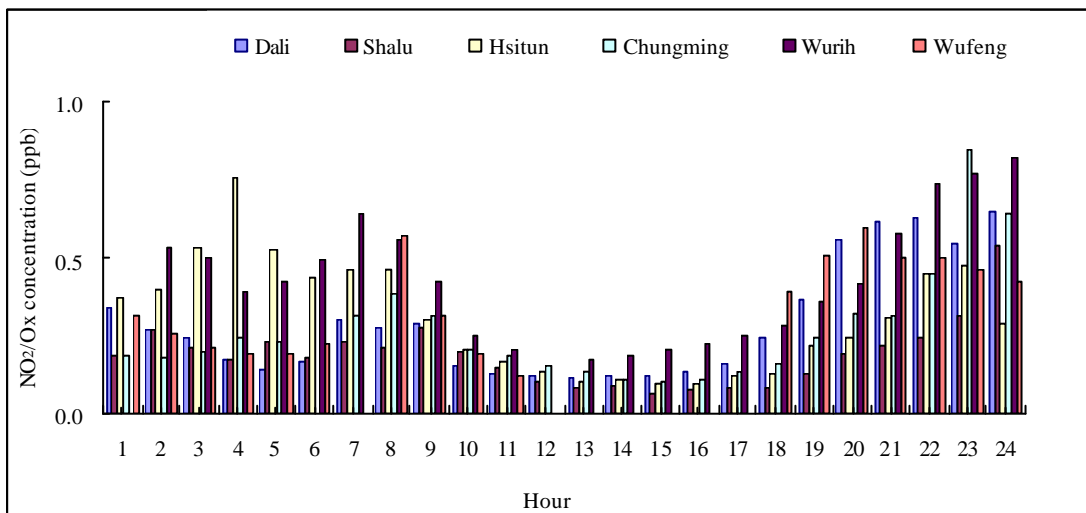


(b)

Fig. 4.4.1 The Ox (Ox = O₃ + NO₂) concentration (ppb) distribution at surface level in Dali, Shalu, Hsitun, Chungming, Wurih and Wufeng at (a) 10 May, 2007 (b) 11 May, 2007.

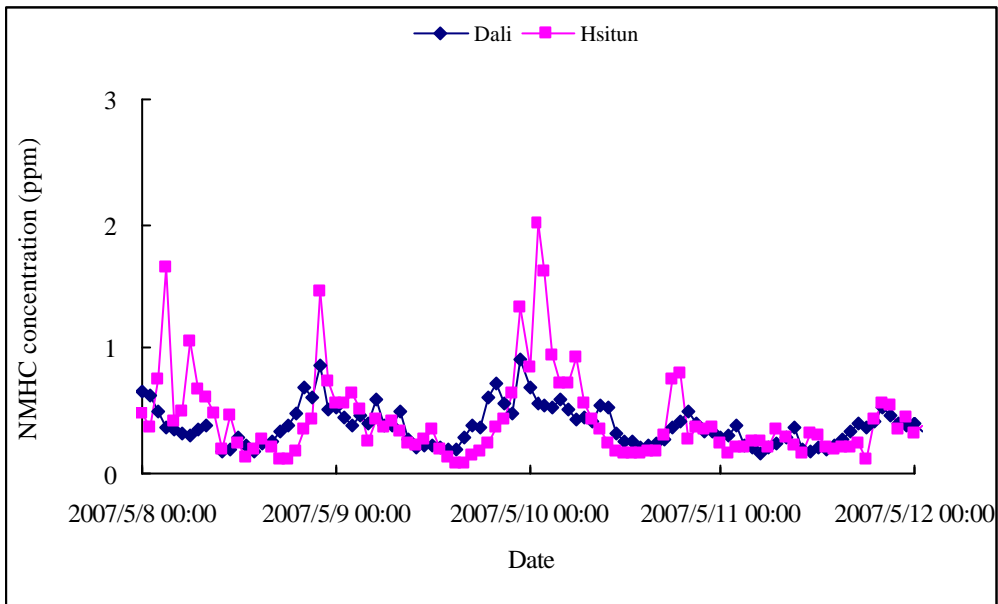


(a)

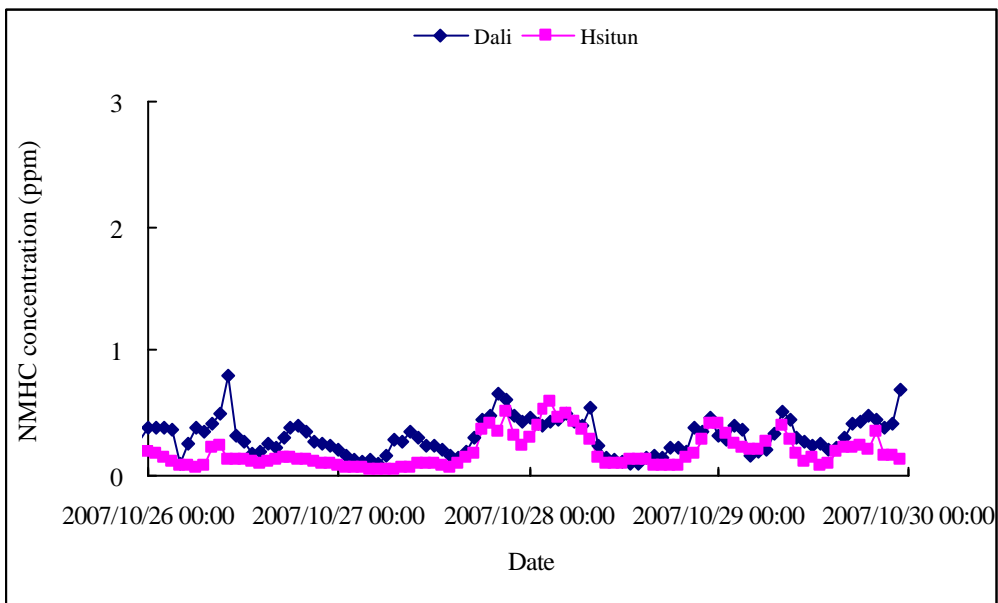


(b)

Fig. 4.4.2 The ratio of NO₂/Ox at surface level in Dali, Shalu, Hsitun, Chungming, Wurih and Wufeng at (a) 10 May, 2007 (b) 11 May, 2007.

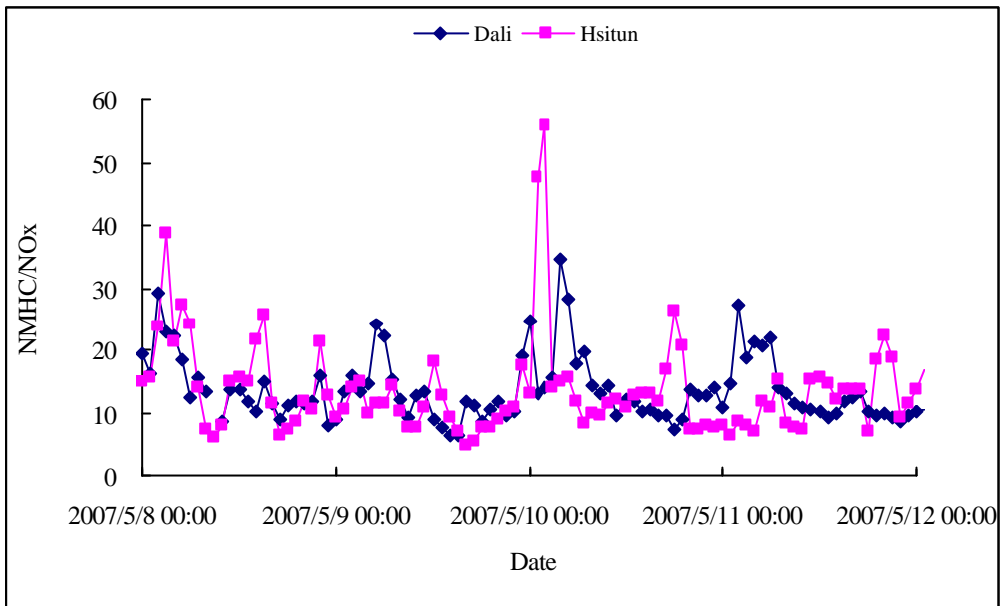


(a)

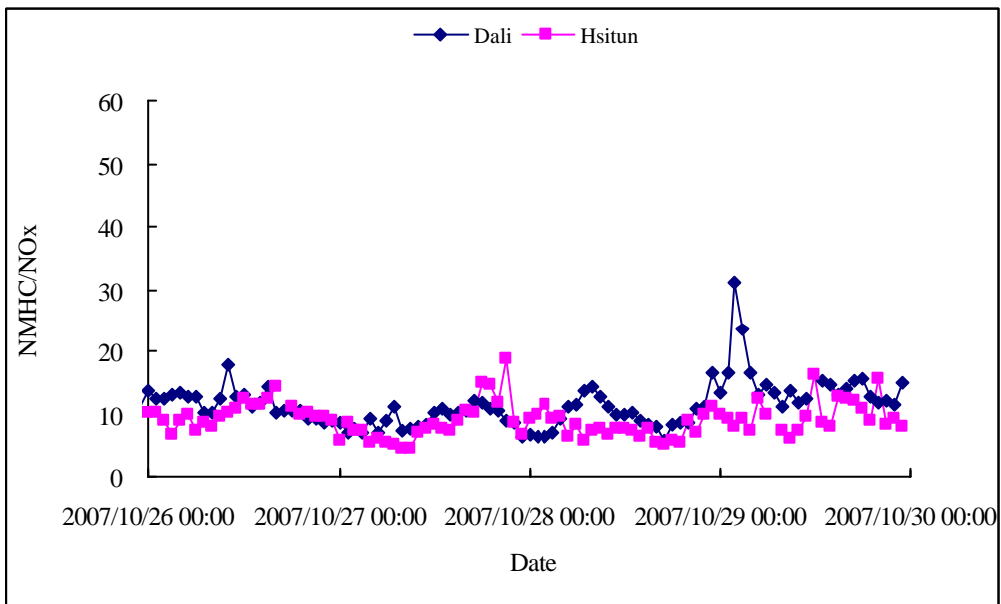


(b)

Fig. 4.4.3 The NMHC (ppm) concentration in Dali and Hsitun form (a) 0000 LST 8 May to 0000 LST 12 May, 2007. (b) form 0000 LST 26 October to 0000 LST 30 October, 2007.



(a)



(b)

Fig. 4.4.4 The ratio of 2007 NMHC/NO_x in Dali and Hsitun form (a) 0000 LST 8 May to 0000 LST 12 May, 2007. (b) form 0000 LST 26 October to 0000 LST 30 October, 2007.

4.5 混合層高度對污染物之影響

混合層高度(Mixing height)於熱力圖中，利用當日之地面最高溫沿乾絕熱線上升與探空曲線相交之點，為當日最高之混合層高度；在混合層內污染物隨著紊流而被均勻的混合，混合高度愈高，表示對流愈旺盛，污染物被往上傳送而稀釋的機會愈大。當混合層降低時大氣處於穩定狀態，將不利於近地面層之污染物稀釋與擴散。

4.5.1 混合層高度

白天地表面因受到太陽輻射加熱下，產生旺盛之垂直熱力對流，其所達到高度即為混合層高度，並也是地面污染物於垂直方向擴散之頂點。由於中部地區地形複雜，邊界層發展會受到地表植被與氣象條件之影響而有所變化(張能復與胡人傑，1998)。本研究將繫留探空儀所監測之垂直氣象數據及逆溫儀監測，利用Holzworth法推估混合層高度，並與模式計算結果進行比較。利用大里繫留探空每一探空時間及西屯站逆溫儀地面氣象資料與實際所得之混合層高度進行回歸分析，求得各站與各案例期間之混合層高度回歸方程式係數：

春季大里繫留探空

$$h_m = 54.6u_0 + 2.1I_0 - 49.7(T/t) - 0.6(T-T_0) + 99.7$$

秋季大里繫留探空

$$h_m = 9.4u_0 + 3.0I_0 - 12.9(T/t) + 2.7(T-T_0) + 96.5$$

h_m ：混合層高度? (m) ；

u_0 ：地面風速(ms^{-1}) ；

I_0 ：日照強度($\text{calcm}^{-2}\text{hr}^{-1}$) ；

$$\text{日照強度}(\text{calcm}^{-2}\text{hr}^{-1}) = \text{全天空日射量}(\text{Wm}^{-2}) \times 23.9$$

T/t ：當時溫度()與前一小時的氣溫差，代表地面溫度之時間變率

$T-T_6$ ：當時溫度()與當日清晨六時之地面溫差

當回歸模式建立之後，便可利用案例期間逐時地面資料帶入上式，求出逐時之混合層高度變化。

本研究團隊 2007 年春季於大里地區進行繫留探空儀垂直監測內陸地區之實際監測值，利用 Holzworth(1967)估算法推估混合層高度，再以混合層高的複回歸方程式推估混合層高度，探討台中都會區與熱島中心混合層變化及其影響。根據研究結果春季混合層高度(Fig. 4.6.1)發展較秋季混合層(Fig. 4.6.2)高，是由於案例期間春季所受到之全天空日射量 $28.99(\text{Wm}^{-2})$ 較秋季 $23.21(\text{Wm}^{-2})$ 多。

白天地表面因受到太陽輻射加熱，導致近地面之大氣溫度較高，而高空之大氣溫度則較低，因此高空溫度較低之大氣便和受到太陽輻射加熱之地表面產生旺盛之垂直熱力對流，其所達到之高度即為混合層高度，並也是地面污染物於垂直方向擴散之頂點。

由於中部地區地形複雜，邊界層發展會受到地表植被與氣象條件之影響而有所變化(張能復，胡人傑，1998)。本研究將繫留探空儀所監測之垂直氣象數據及逆溫儀監測，利用 Holzworth 法推估混合層高度，並與模式計算結果進行比較。

透過本研究針對 2007 年春季及秋季於中部大里地區釋放繫留探空儀，並與西屯測站逆溫儀之監測結果與 TAPM 模式模擬結果進行比對(Fig. 4.5.1，Fig. 4.5.2)。

於春季案例中顯示，西屯站逆溫儀所監測得知的混合層高度在 5 月 9 日 00:00 LST 高達 960 m，而 Obs-Holzworth 及 h_m -obs 所得的混合層高度(300 m、180 m)皆低於西屯測站所得的混合層高度，TAPM 所模擬的結果則是遠低估於西屯測站，在中午後 TAPM 的模擬值則高估西屯測站觀測值 800 m，在整個趨勢中可看出 Obs-Holzworth 及 h_m -obs 所得的混合層高度變化趨勢與西屯站所得的結果較相符，而 TAPM 模擬結果可能是因為同化資料的不足，造成模擬值與實際監測的

值相差較大。

在秋季案例中,10月25日西屯測站實際監測值在中午混合層發展至600 m, 比較 Obs-Holzworth 及 h_m -obs 則低估西屯測站 150-200 m, 但 TAPM 模擬值與西屯站逆溫儀相符性高, 在秋季西屯測站逆溫儀所測得的混合層高度平均達 500 m 左右, 整體趨勢變化以 Obs-Holzworth 及 h_m -obs 與西屯站逆溫儀所得之監測值較相同, TAPM 模擬結果則是較西屯站逆溫儀監測值高。

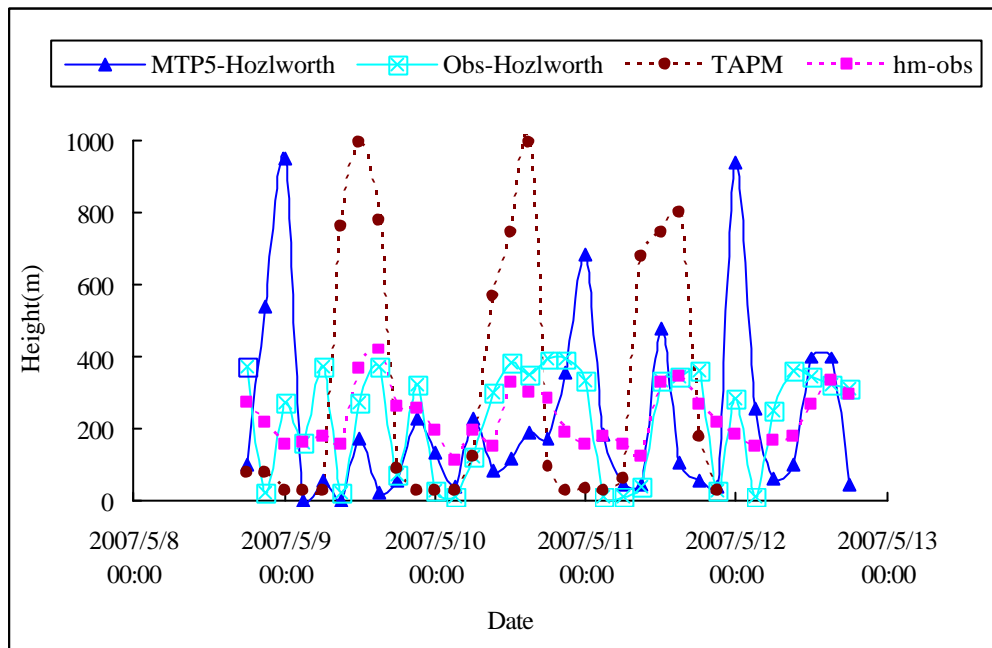


Fig. 4.5.1 The Mixing high in Dali and Hsitun form 0000 LST 8 May to 0000 LST 13 May, 2007. (MTP5-Holzworth: Hsitun station MTP5 analyzer by Holzworth; Obs-Holzworth: tetheredsonde observation by Holzworth; TAPM:TAPM model; h_m -obs: tetheredsonde observation)

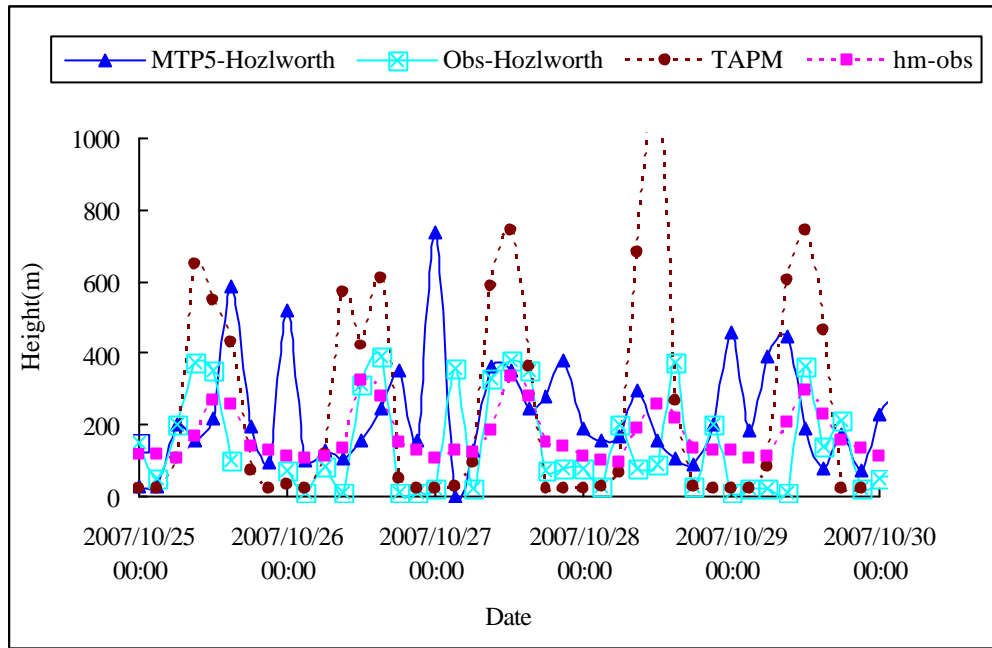


Fig. 4.5.2 The Mixing high in Dali and Hsitun form 0000 LST 25 October to 0000 LST 30 October, 2007. (MTP5-Holzworth: Hsitun station MTP5 analyzer by Holzworth; Obs-Holzworth: tethersonde observation by Holzworth; TAPM:TAPM model; h_m -obs: tethersonde observation)

4.5.2 逆溫層分析

在對流層中，大氣溫度之垂直溫度隨高度而增加之大氣範圍稱之為逆溫層 (Inversion layer)。逆溫層非常穩定，不利於空氣污染物的垂直擴散，一般發生在夜間，因而增加區域性污染物濃度。

利用繫留探空春季與秋季垂直剖面監測溫度變化圖(Fig. 4.5.3 與 Fig. 4.5.4) 以及西屯站逆溫儀，可得知每日逆溫層底的高度變化(Fig. 4.5.5 與 Fig. 4.5.6)，在春季案例中(Fig. 4.5.5)，在 5 月 9 日西屯站逆溫儀監測值所得的逆溫層底在近地面處，直至下午時段才發展到 170 m 左右，除了在 11 日 1200 LST 逆溫層高度上升至 800 m 外，其餘時間逆溫層高度皆在近地面處。將大里地區實際監測和西屯站逆溫儀監測相比較，可觀察出在繫留探空實際監測值中所得的逆溫層底高度在夜晚時段較低，在日間則有上升的現象。當逆溫層底在近地面時，因逆溫層大氣穩定度高且不利於污染物擴散的影響，而造成污染物停留累積在近地面處，當前一晚受到逆溫層影響而累積之臭氧前驅物日出後因為光化反應的作用，產生了高

濃度的二次污染物 O_3 ，因此在 5 月 9-10 日的夜晚逆溫層底皆在近地面處，不利於污染物的擴散，造成 10 日及 11 日在白天污染物經過光化反應後產生高濃度的 O_3 ，其濃度分別為 150 及 156 ppb。

秋季案例中(如 Fig. 4.5.6)，西屯站實際監測值在 10 月 25 日夜間所監測到的逆溫層底在近地面處，到中午 1200 LST 時上升到 800 m 高度，進入夜晚後逆溫層下降至近地面處，呈現日夜變化，在 10 月 27 日逆溫層底高度發展到近地面 100 m 左右，在 28 日逆溫層底高度亦在近地面處，此種情況下造成大氣穩定且不利於污染物的擴散，因此西屯監測站的臭氧值達到 112 ppb。在大里地區實際監測所得之逆溫層底高度，白日的逆溫層底高度平均在近地面處 400 m 左右，而在夜晚後逆溫層底高度約在近地面處 10 m 左右。

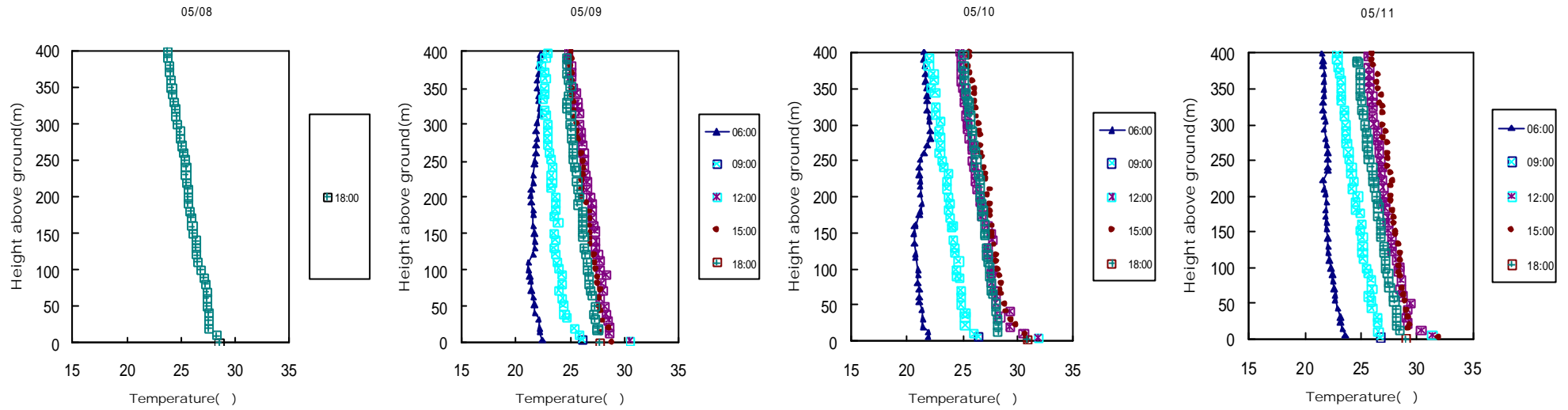


Fig. 4.5.3 The vertical temperature in 0600 LST, 0900 LST, 1200 LST, 1500 LST and 1800 LST 8-11 May, 2007 at Dali.

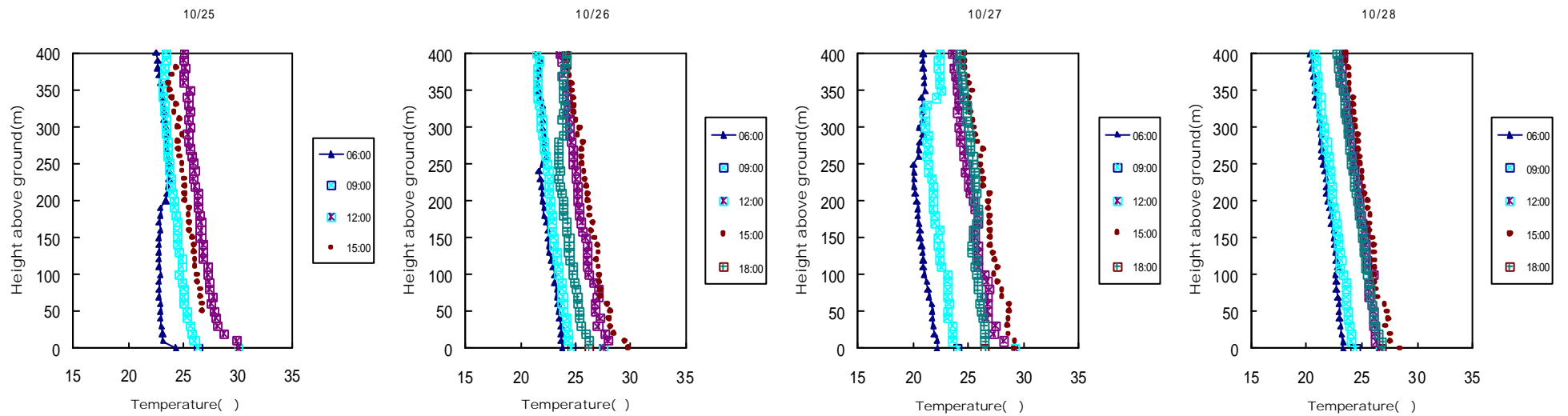


Fig. 4.5.4 The vertical temperature in 0600 LST, 0900 LST, 1200 LST, 1500 LST and 1800 LST 26-28 October, 2007 at Dali.

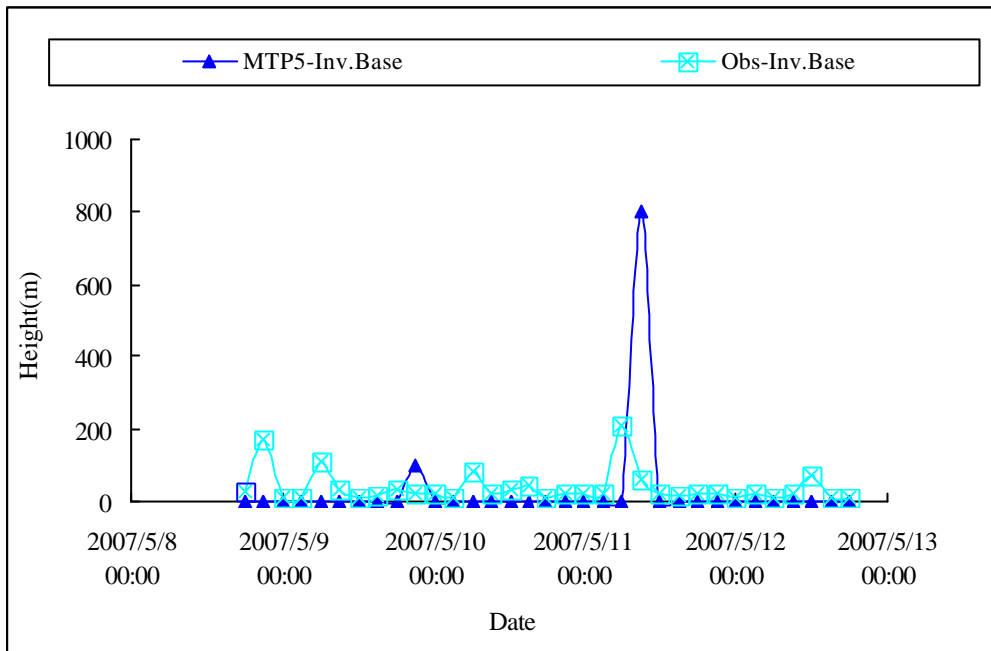


Fig. 4.5.5 The inversion base in Dali and Hsitun form 0000 LST 8 May to 0000 LST 22 May, 2007.(MTP5-Inv.Base: Hsitun station MTP5 analyzer by inversion; Obs-Inv.Base: tethersonde observation by inversion)

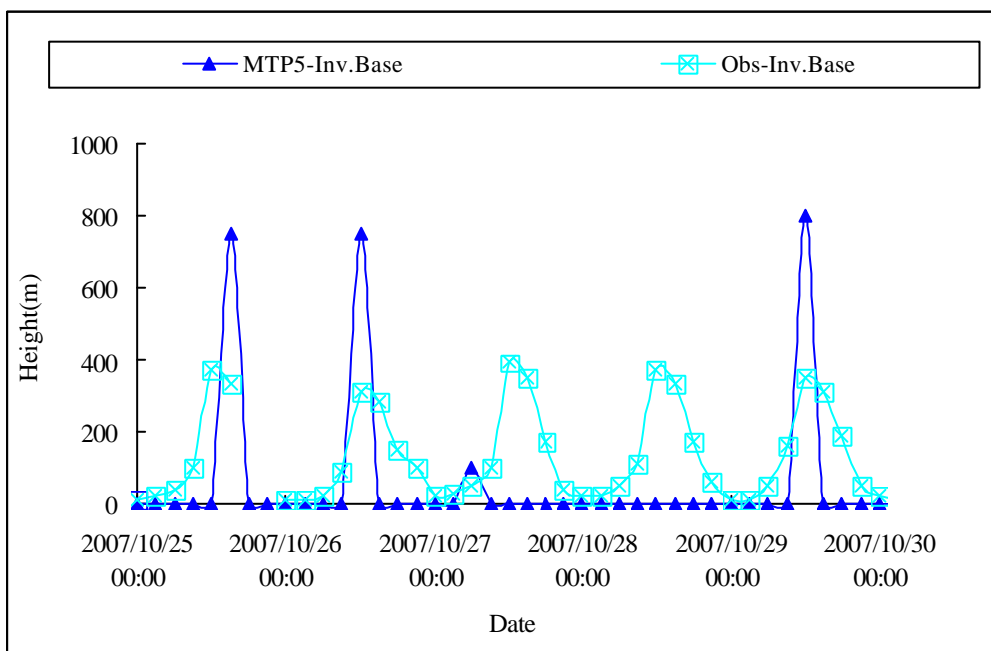


Fig. 4.5.6 The inversion base in Dali and Hsitun form 0000 LST 25 October to 0000 LST 30 October, 2007.(MTP5-Inv.Base: Hsitun station MTP5 analyzer by inversion; Obs- Inv.Base: tethersonde observation by inversion)

4.5.3 垂直污染物分析

探討 2007 年於大里春季垂直監測 (Fig. 4.5.7~ Fig. 4.5.13)，由於監測期間受到高壓之影響，5 月 9 日 1200 LST 之前，近地面至高空 400 m 風場主要以北風為主，於 5 月 9 日 1200 LST~1500 LST O_3 濃度高達 138 ppb，並因為風速較弱且均為北風系而均勻分佈於地面至高空 400 m：在 5 月 9 日 1500 LST 近地面至高空 400 m 皆為海風且風速高達 7.0 ms^{-1} ，而在 10 日凌晨至清晨呈現風速微弱的陸風，趨近於靜風，此時 O_3 地面濃度為 58 ppb，高空 400 m 臭氧濃度高達 118 ppb；在 5 月 11 日 1200 LST 近地面至高空 400 m 風場主要以海風為主，風速略高，但是受到光化影響 O_3 高值時地面仍高達 158 ppb，50~300 m O_3 均勻分佈，平均濃度為 138 ppb，由溫度也可證明由地面至高空 400 m 是混合均勻之狀態；在 5 月 12 日在 50~150 m O_3 濃度最高至 138 ppb。初步推估午後 1200 LST 至 1500 LST 之間會有當日最高臭氧濃度值出現之因素之一是由於夜間經滴定反應後，高空仍有殘留的臭氧，可推測為影響隔日地面出現臭氧高濃度值之因素。 NO_x 之主要成份為 NO 及 NO_2 ，而其它形式存在之氮氧化物則佔極少量，而 NO_2 及 NO 之濃度對 O_3 濃度關係非常密切；由 NO_x 之垂直剖面圖發現高臭氧事件日前，清晨 NO_x 的濃度皆比較高； NO_2 明顯佔約 NO_x 之大部份，當夜間 NO_2 累積一定的量，配合隔天適當之氣象條件亦有利於 O_3 生成與累積，因此隔日之 O_3 濃度則會相當可觀，但 NO_x 之濃度隨日出後受光化學效應之消耗而降低其濃度。

秋季繫留探空監測期間為 2007 年 10 月 25 日至 2007 年 10 月 31 日，於監測期間，台灣地區主要受到高壓出海與高壓迴流型態之天氣型態影響，將針對垂直風場 (Fig. 4.5.12) 和垂直虛位溫 (Fig. 4.5.13) 進行探討(其中紅色框起來的地方是因風速過大而沒有進行監測)，並對污染物濃度進行垂直剖面監測 (Fig. 4.5.14~4.5.19) 與分析，其中紅色框起來的部份是因為風速過大或者抽氣幫浦出問題而沒有監測數據。10 月 25 日綜觀氣象場微弱，中部地區主要受區域環流之影響，上午 09 時混合層高度發展至 370 m，不利於污染物垂直擴散， O_3 濃度 (Fig.

4.5.14) 由近地面向高空遞增，1200 LST 時近地面呈現較微弱之西南風；夜間混合層高度降至 75 m，地面 O_3 受滴定效應 (Titration Effect) 消耗，因此殘留層 O_3 較近地面 O_3 濃度高。10 月 26 日在台灣東方有颱風形成，中午前主要風向為東北風及西北風，且風速微弱，使臭氧前驅物濃度易生成累積，經過一系列光化學反應後，臭氧濃度於 1500 LST 時在高空 200 m 處累積至最高 100.2 ppb，下午 1500 LST 時後風向轉為北風及東北風，風速變大為 $6.0\sim 7.0\text{ ms}^{-1}$ ，於內陸的污染物被強烈的風吹散。10 月 27 日颱風位於台灣的東北方，主要風向為北風和東北風及東南風，中午 1200 LST 時後風向轉為西北風，混合層高度發展至約 380 m，不利於污染物擴散， O_3 濃度增至 105.5 ppb；夜間高空風向為較大之南風， NO_2 濃度 (Fig. 4.5.16) 約 34.7 ppb，且因適逢週末交通流量大。10 月 28 日綜觀氣象場微弱，風向呈現東北風；午後 1200 LST~1500 LST 時則因高日照，於 27 日所累積較高濃度之 NO 、 NO_2 (Fig. 4.5.15、Fig. 4.5.16) 受光化學之作用下，在高空 100 m 處 O_3 小時濃度值高達 112.7 ppb。10 月 29 日風速減弱且風向呈現北風和東北風及東南風，混合層高度發展至 370 m 不利於污染物垂直方向擴散，因此一次污染物濃度於近地面至高空變化不大，但是 O_3 濃度在 1200 LST 時 200 m 處監測到 124.6 ppb。10 月 30 日上午高壓出海之天氣型態，中部地區天氣型態穩定，1200 LST 時光照充足，造成光化反應佳，因此在高度 300 m 處 O_3 小時濃度值升高至 96.4 ppb。10 月 31 日風向主要為西北風和東北風及東南風，風速較微弱為 2.0 ms^{-1} ，中午 12 時混合層高度發展至約 370 m，在中午 12 時於 200 m 處監測到 O_3 濃度達 108.7 ppb。

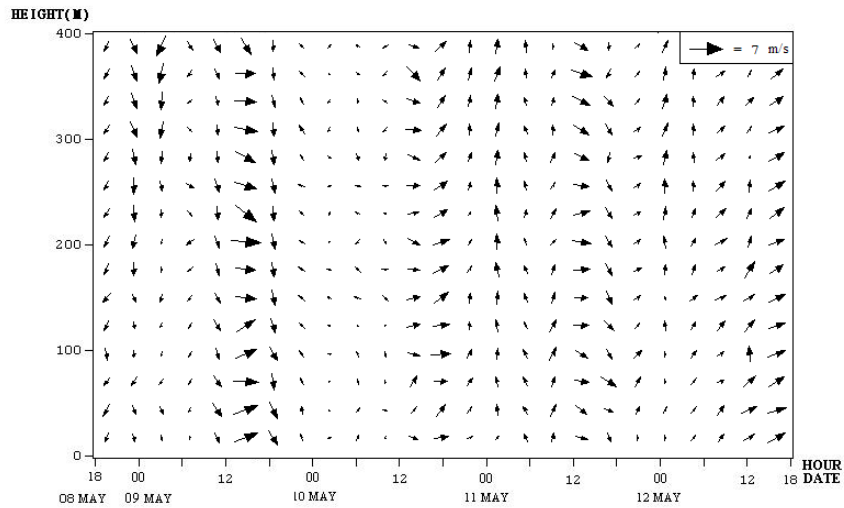


Fig. 4.5.7 Vertical profiles of wind field (ms^{-1}) observed in Dali at 8-12 May, 2007.

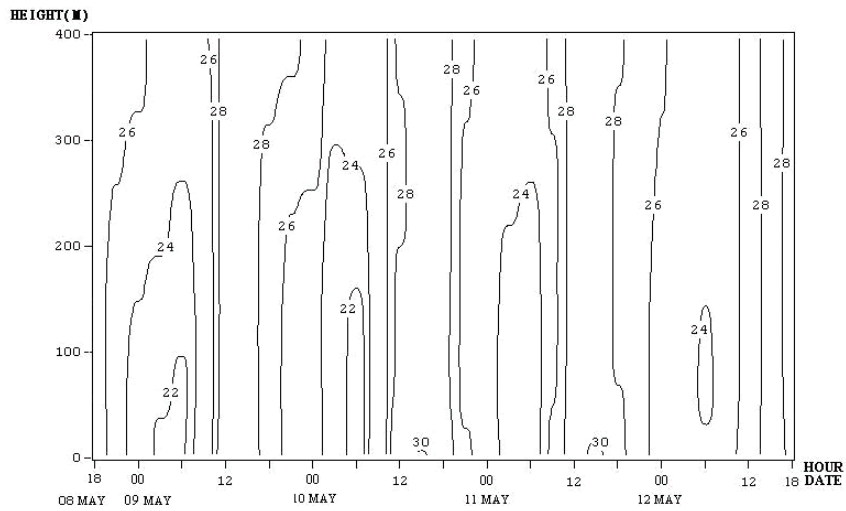


Fig. 4.5.8 Vertical profiles of virtual potential temperature ($^{\circ}\text{C}$) in the Dali at 8-12 May, 2007.

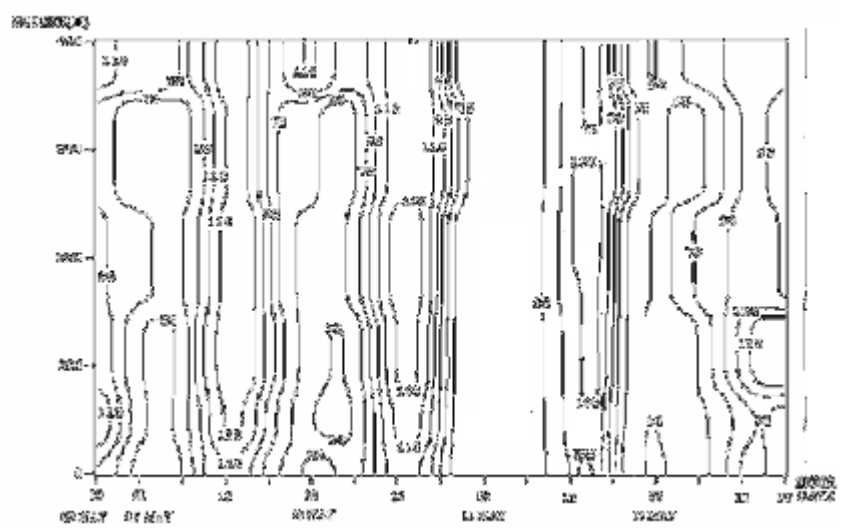


Fig. 4.5.9 Vertical profiles concentration of O_3 (ppb) in the Dali at 8-12 May, 2007.

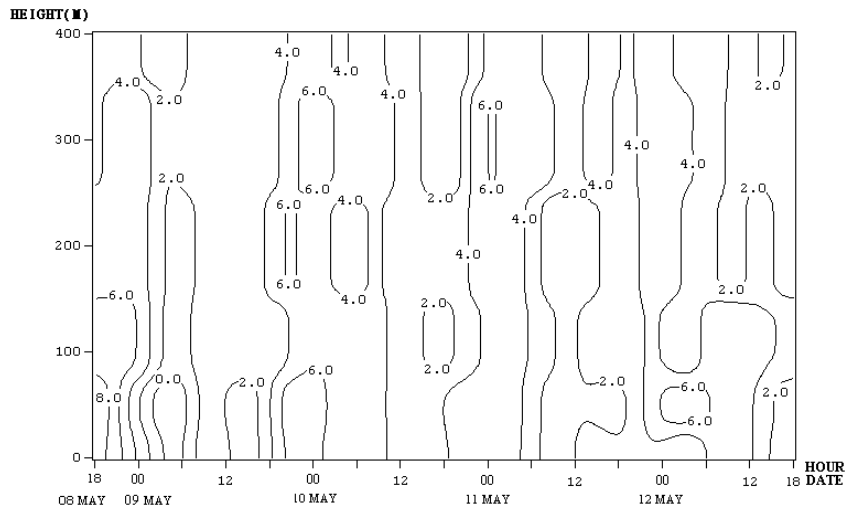


Fig. 4.5.10 Vertical profiles concentration of NO (ppb) in the Dali at 8-12 May, 2007.

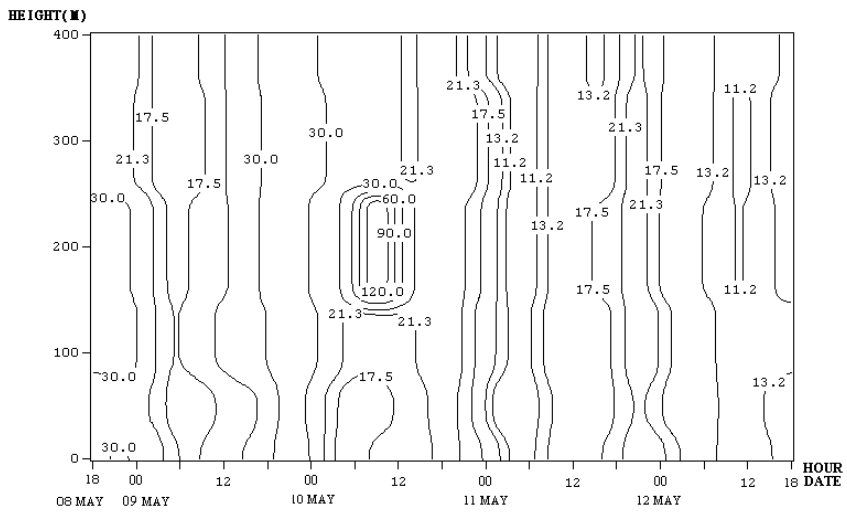


Fig. 4.5.11 Vertical profiles concentration of NO₂ (ppb) in the Dali at 8-12 May, 2007.

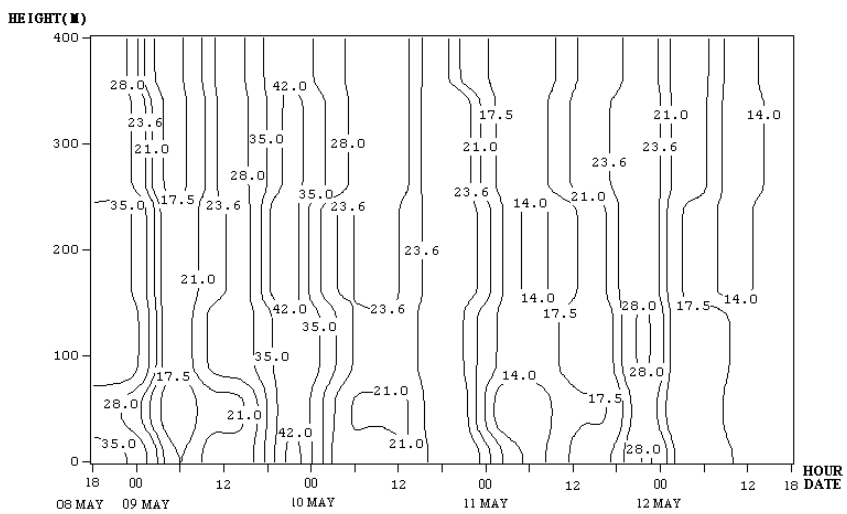


Fig. 4.5.12 Vertical profiles concentration of NO_x (ppb) in the Dali at 8-12 May, 2007.

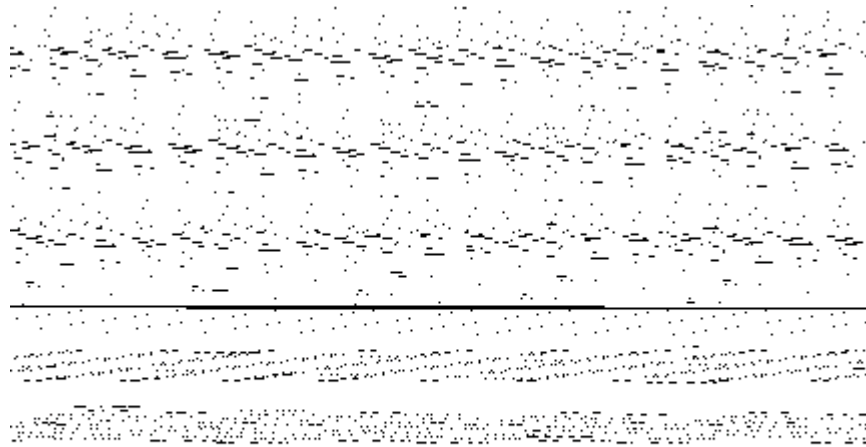


Fig. 4.5.13 Vertical profiles of wind field (ms^{-1}) observed in Dali at 21-31 October, 2007.

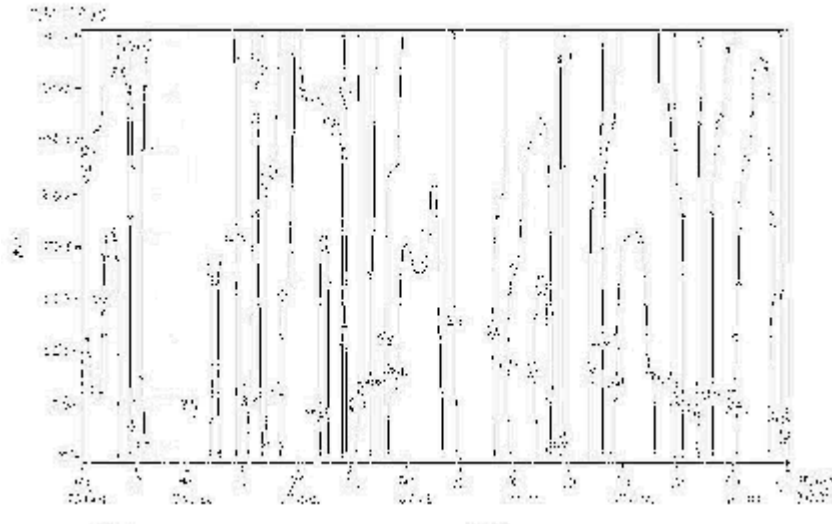


Fig. 4.5.14 Vertical profiles of virtual potential temperature () in Dali at 21-31 October, 2007.

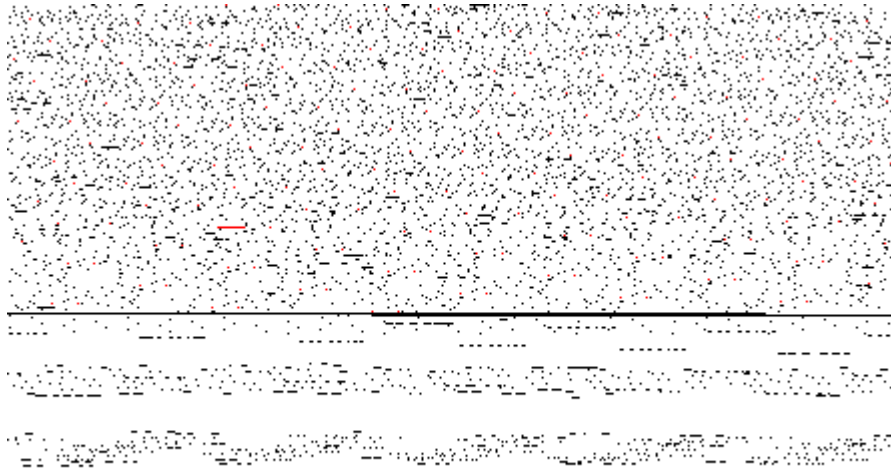


Fig. 4.5.15 Vertical profiles concentration of O₃ (ppb) in the Dali at 21-31 October, 2007.

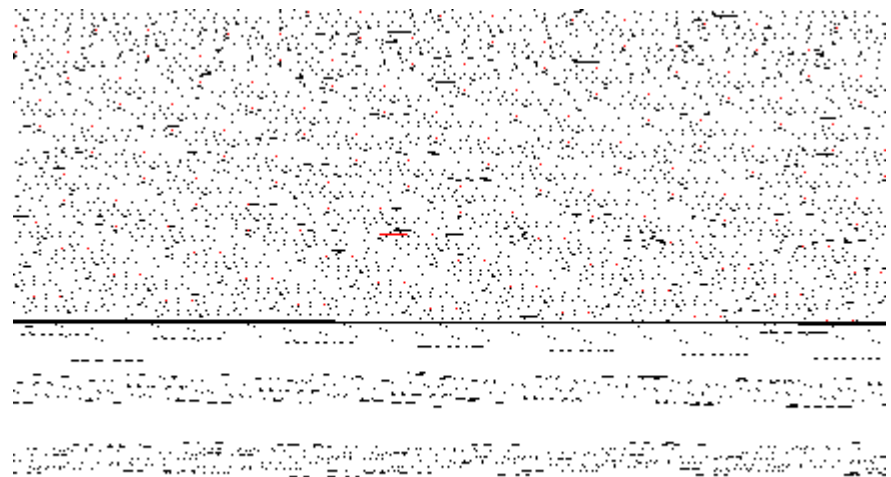


Fig. 4.5.16 Vertical profiles concentration of NO (ppb) in the Dali at 21-31 October, 2007.

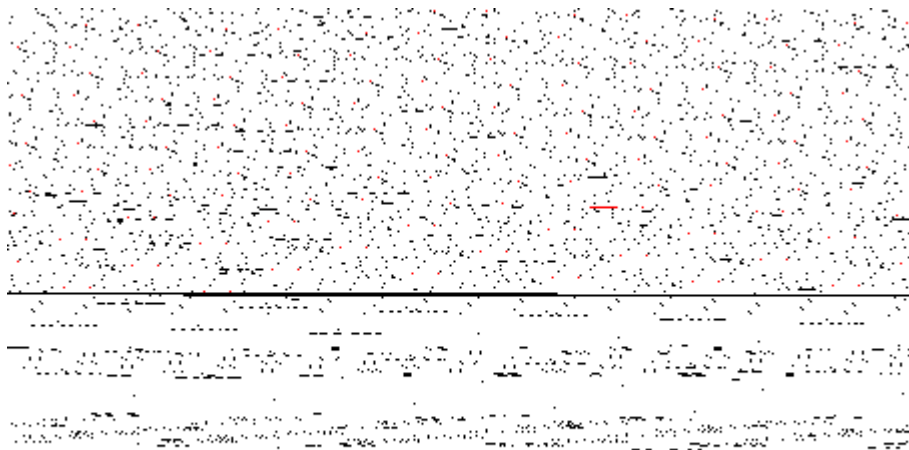


Fig. 4.5.17 Vertical profiles concentration of NO₂ (ppb) in the Dali at 21-31 October, 2007.

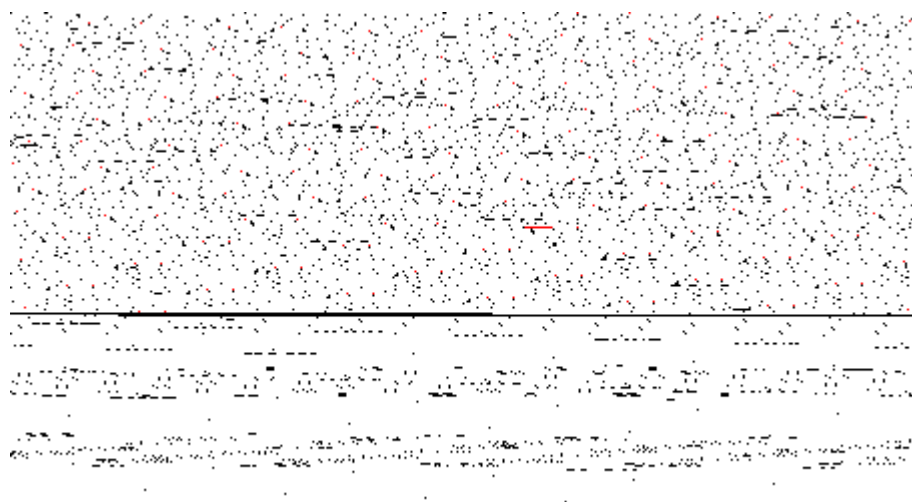


Fig. 4.5.18 Vertical profiles concentration of NO_x (ppb) in the Dali at 21-31 October, 2007.

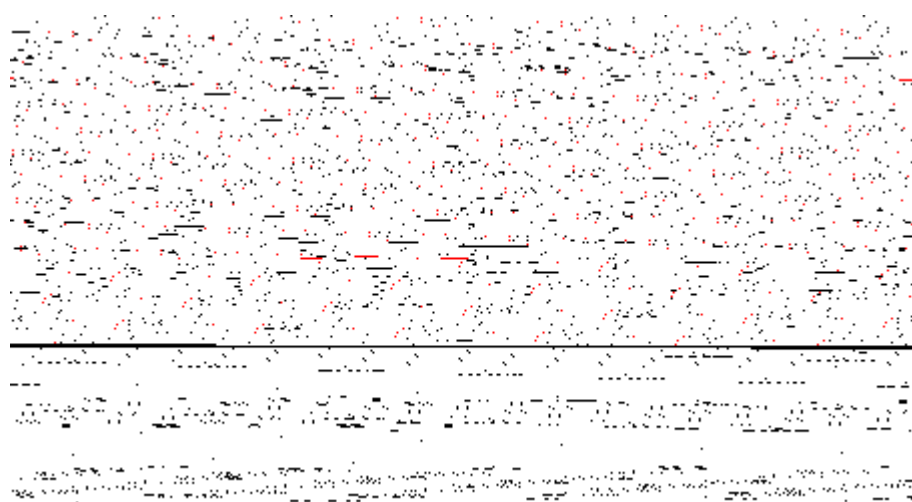


Fig. 4.5.19 Vertical profiles concentration of NMHC (ppm) in the Dali at 21-31 October, 2007.

4.6 模式驗證及軌跡

本研究在於利用模式模擬台中都會區熱島效應發展情形，因此模式模擬值的評比對研究發展是很重要的考量依據。透過 TAPM 模式模擬，輸出逐時模擬值將其與實際監測資料進行一致性指數(IOA)以及皮爾森相關係數分析。針對台中地區

與其周圍測站選用梧棲、台中、沙鹿、忠明、西屯、豐原、大里、霧峰、大甲、后里、太平和烏日等 12 個測站進行模擬值與實測值的比對(附錄一)。

本研究透過過去經驗的累積，於TAPM氣象模組內，執行了實際觀測值之四維資料風場同化，並且增加了建築物資料庫，使模擬結果最佳化。

本研究選定2007年5月8至11日以及10月25日至29日分別為春季與秋季之模擬案例輸出，依據TAPM之網格設定推算出中部地區氣象站與空氣品質監測站之位置，輸出台中都會區12個測站逐時模擬值，並與測站觀測值進行比對分析。

模式驗證結果如 Table 4.6.1 各站結果都有良好的一致性。詳細模式模擬參見附錄一。本研究利用 TAPM 之順逆軌跡來驗證並了解當時污染物是否隨氣塊移動，並藉此推估污染物來源以及污染途徑。

Table 4.6.1 Exhibit the IOA (Index of Agreement) of temperature, wind speed and ozone concentration between simulation and observation during 8-11 May, 2007 and 25-29 October, 2007.

Accuracy analysis	Spring Wind speed	Spring Temperature	Spring Ozone	Autuma Wind speed	Autuma Temperature	Autuma Ozone
Wuchi	0.98	0.83		0.89	0.91	
Shalu	0.93	0.85	0.70	0.95	0.90	0.65
Fengyuan	0.85	0.93	0.69	0.90	0.92	0.67
Hsitun	0.86	0.87	0.74	0.93	0.93	0.82
Chungming	0.76	0.87	0.80	0.77	0.88	0.86
Taichung	0.82	0.93		0.93	0.91	
Dali	0.90	0.97	0.79	0.91	0.91	0.77
Wurih	0.82	0.83	0.74	0.87	0.97	0.78
Dajia	0.90	0.85	0.68	0.90	0.87	0.63

Houli	0.72	0.95	0.62	0.84	0.72	0.52
Wufeng	0.67	0.86	0.61	0.90	0.93	0.30
Taiping	0.61	0.87	0.78	0.85	0.77	0.61

春季案例期間，模擬的時間範圍從 2007 年 5 月 7 日~12 日，每日大里地區發生熱島效應最強時之氣塊軌跡，大里地區熱島強度最強於 2007 在 5 月 8 日，因此模擬此段時間大里地區之氣塊軌跡來印證高 O₃ 濃度來源，以及污染路徑。由 2007 年 5 月 8 日 1700 LST(Fig. 4.6.1，模擬時間第 41 小時)之氣塊軌跡圖顯示，氣塊在外海受西北風及海風環流吹拂的影響之下進入中部地區，而在 1600 LST(模擬時間第 40 小時)時，氣塊在台中都會地區忠明處，在海風持續作用之下，在 1700 LST(模擬時間第 41 小時)時傳輸至大里地區，爾後在模擬時間第 44 小時進入南投地區，因入夜後海風轉換為陸風，因此在模擬時間第 44 小時之後氣塊轉向西北方向傳輸，進入台中內陸地區，因熱島效應的影響，持續圍繞在此處。

2007 年 5 月 9 日 1600 LST(Fig. 4.6.2，模擬時間第 64 小時)之軌跡圖，氣塊由沿海地區發展，氣塊在上午尚停留在台中外海，隨著日出後的太陽輻射，導致地表增溫呈現海風的型態，經由沙鹿傳輸至南投地區，並將台中都會區的污染物帶往內陸地區，因為在比對實際監測當日風場狀況結果發現，當日的風向為西北風，午後偏向西北風，且風速較大，與模擬結果相符合。

2007年5月10日1700 LST(Fig. 4.6.3，模擬時間第89小時)所模擬之大里氣塊軌跡圖顯示，海風藉由太陽輻射地表增溫遂由西北風將沿海污染物吹往內陸地區，且當日太陽輻射旺盛，大里地區的氣塊在受到光化反應後形成臭氧累積，1700 LST 之後在旺盛的南風作用下，將氣塊吹往北方，將模擬軌跡對照實際監測結果發現，其氣塊的傳輸與實際監測所得之結果相符合。

2007年5月11日1600 LST (Fig. 4.6.4，模擬時間第112小時)所模擬之大里地區氣塊軌跡圖，圖中顯示氣塊在受海風作用後持續將污染物吹往內陸地區，在下午

1500 LST大里地區發生強烈的熱島現象，污染物在此受光化反應造成臭氧累積，臭氧濃度達160 ppb，爾後氣塊在海風持續的吹拂下，往內陸南投地區累積，臭氧濃度達140 ppb。

2007年秋季案例模擬的時間範圍從2007年10月26日~29日，在26日上午綜觀風場以東北季風為主，在午後1500 LST內陸地區風向轉為西北風，在1600 LST (Fig. 4.6.5，模擬時間第40小時)氣塊經過大里，但在西北風的作用下，氣塊持續往南移動，在竹山地區1800 LST (模擬時間第43小時)後內陸風場微弱，因此氣塊在此處徘徊。

2007年10月27日1500 LST (Fig. 4.6.6，模擬時間第53小時)，此日的風場與前一日相似，氣塊軌跡在上午亦受到強烈東北風的吹送下往沿海移動，但在下午1500 LST後海風旺盛，在台中內陸都市地區西北風強盛，因此氣塊持續往東南方移動，進入到內陸南投地區。將氣塊軌跡與實際監測結果比對，氣塊軌跡模擬結果與實際監測相符合。

2007年10月28日1600 LST，此日氣塊上午在外海，經由西北風帶入中部地區，在1600 LST (Fig. 4.6.7，模擬時間第86小時)處經過大里地區臭氧濃度為90 ppb，但氣塊在強烈的西北風作用下，並未因熱島現象而停留此處，反而持續被帶往內陸南投地區，在模擬時間第106小時，氣塊移動至彰化地區，此時彰化地區臭氧濃度為92 ppb。將氣塊軌跡模擬與實際監測結果相比對，比對結果發現，午後氣塊不停在內陸地區移動，而實際監測則顯示內陸地區午後風場微弱，不利於污染物擴散，且污染物受到綜觀風場微弱之影響污染物都累積在台中都會區累積。

2007年10月29日1300 LST (Fig. 4.6.8，模擬時間第109小時)，此時大里地區臭氧濃度為80 ppb，此日的氣塊軌跡在上午亦受到強烈東北風的吹送下往沿海移動，但在下午1300 LST後海風旺盛，在台中內陸都會區西北風強盛，因此將氣塊帶往東南方移動，持續進入到內陸南投地區。將氣塊軌跡與實際監測結果比對，氣塊軌跡模擬結果與實際監測略有不同，實際監測的結果為在竹山地區有高臭氧

的情況，而本氣塊軌跡移動之方向為南投埔里地區，造成南投地區臭氧濃度達110 ppb。

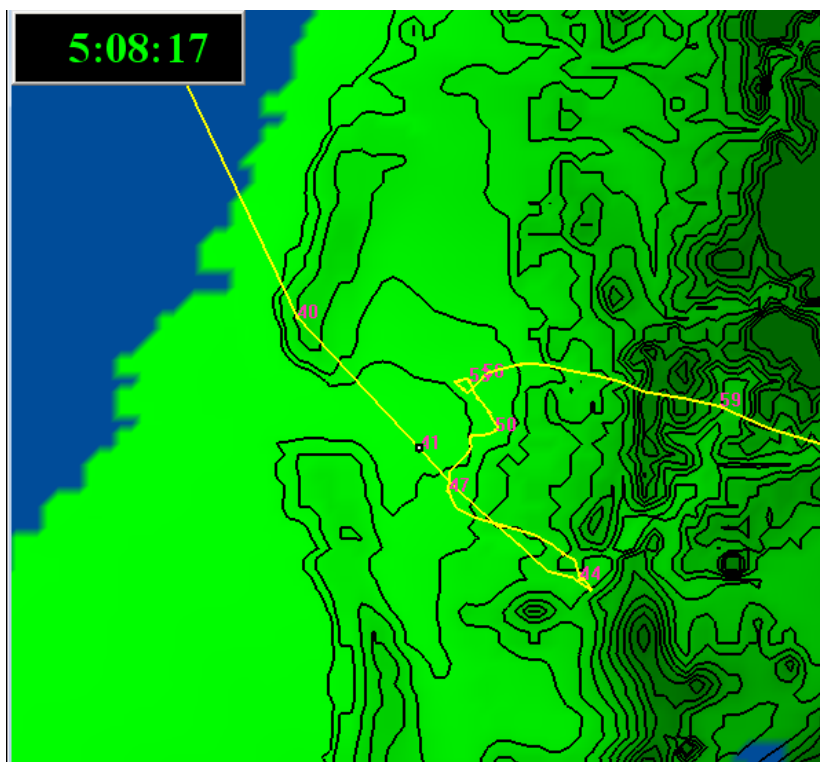


Fig. 4.6.1 The trajectory model in Dali at 1700 LST 8 May, 2007.

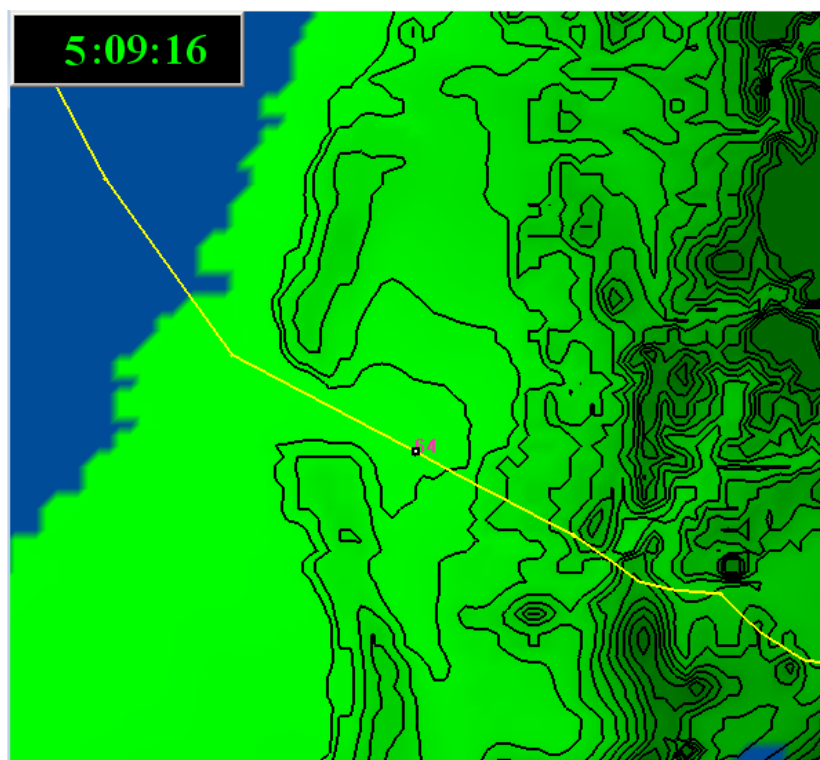


Fig. 4.6.2 The trajectory model in Dali at 1600 LST 9 May, 2007.

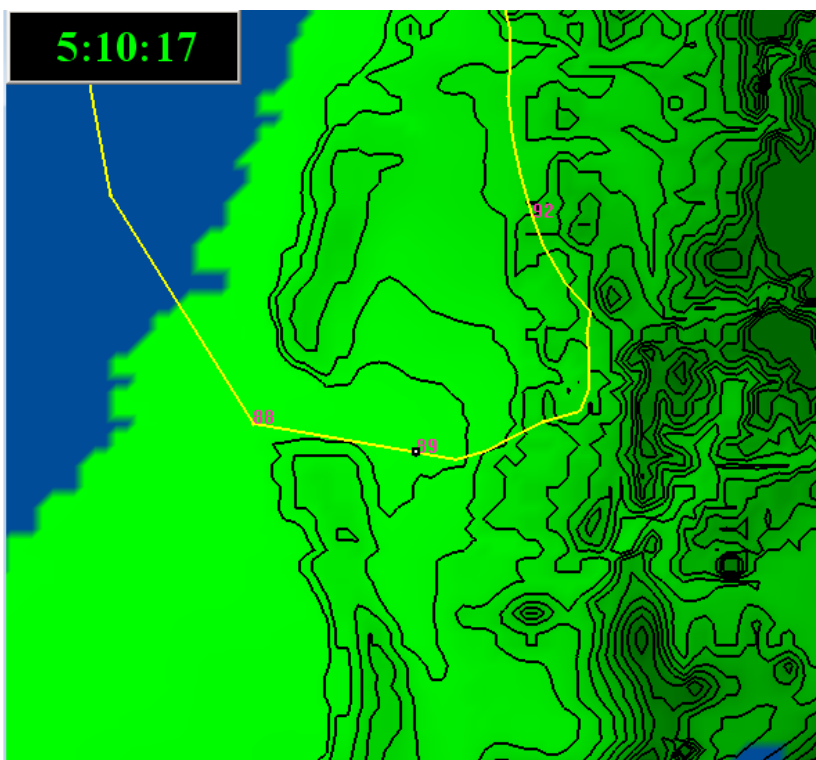


Fig. 4.6.3 The trajectory model in Dali at 1700 LST 10 May, 2007.

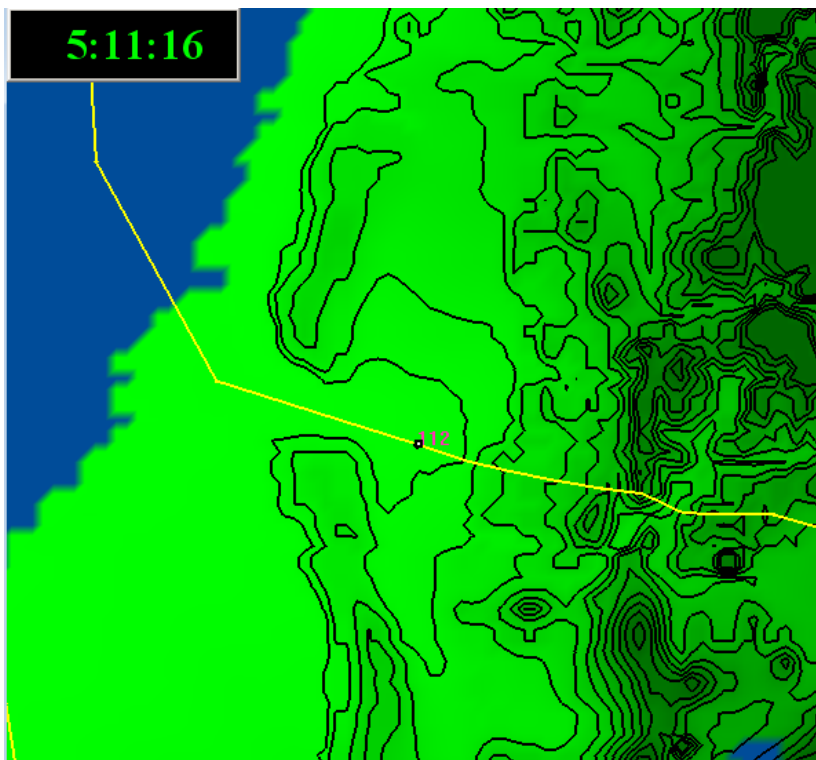


Fig. 4.6.4 The trajectory model in Dali at 1600 LST 11 May, 2007.

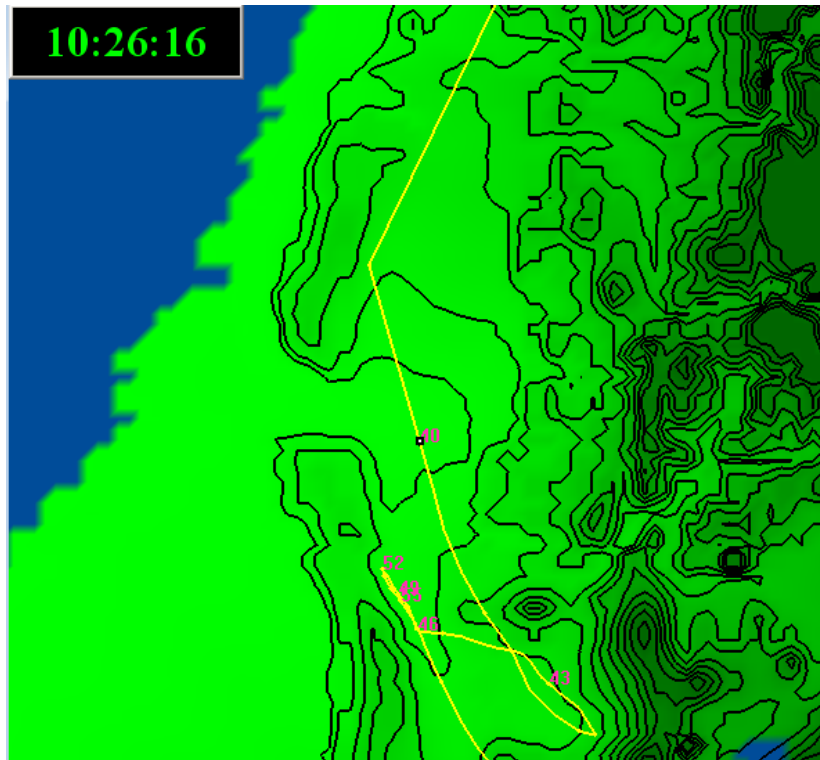


Fig. 4.6.5 The trajectory model in Dali at 1600 LST 26 October, 2007.

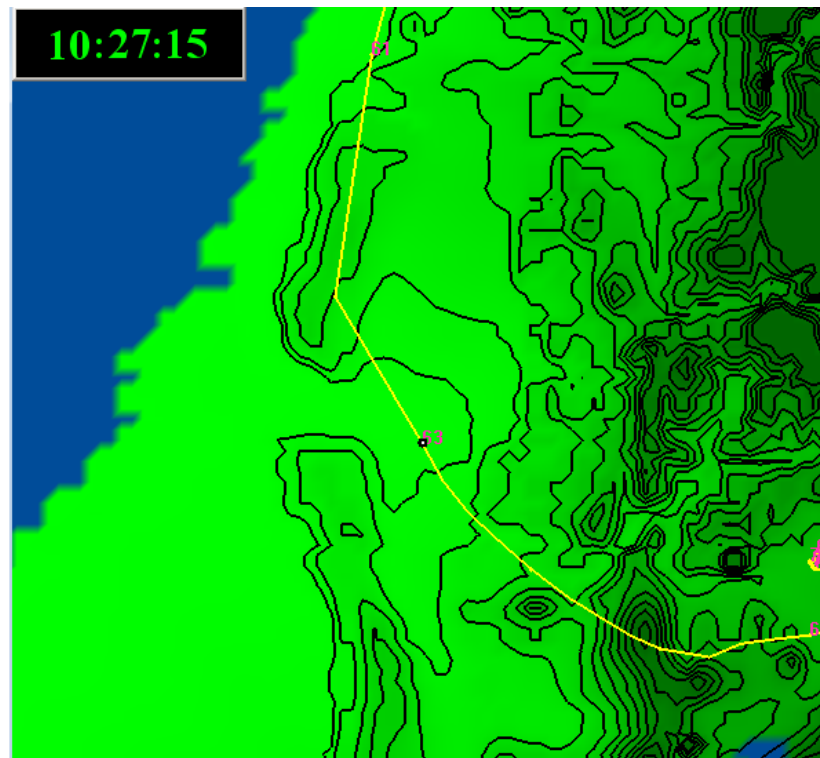


Fig. 4.6.6 The trajectory model in Dali at 1500 LST 27 October, 2007.

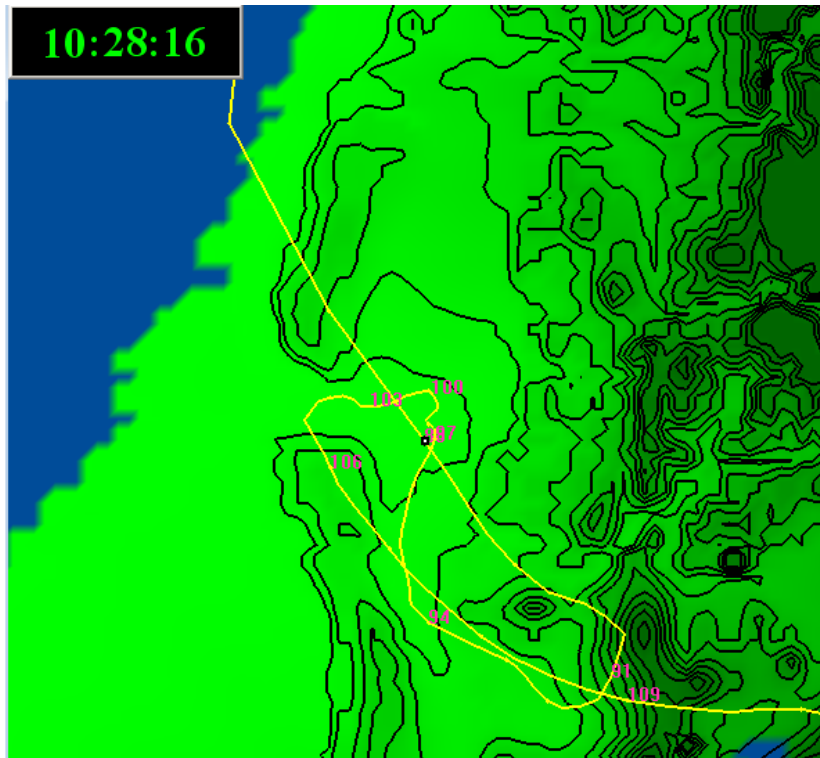


Fig. 4.6.7 The trajectory model in Dali at 1600 LST 28 October, 2007.

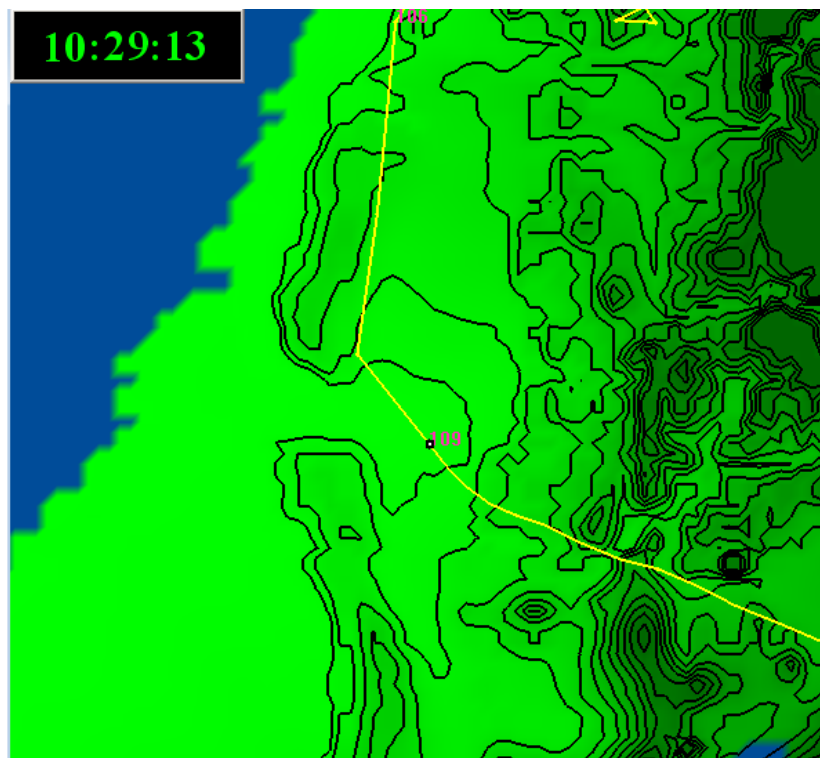


Fig. 4.6.8 The trajectory model in Dali at 1300 LST 29 October, 2007.

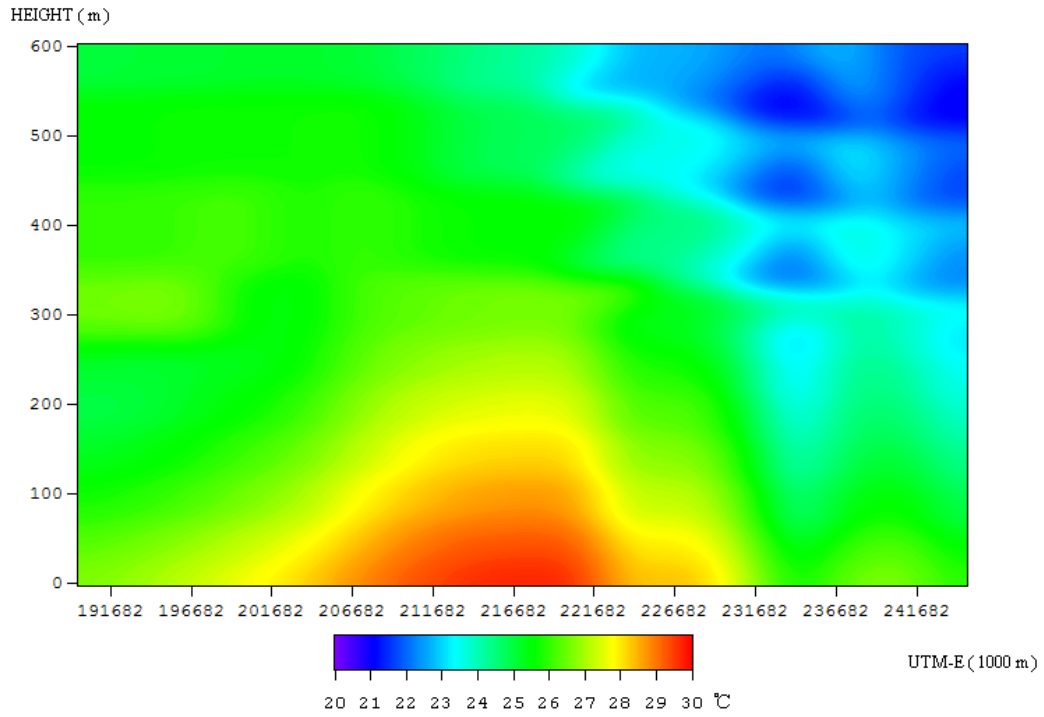


Fig.4.6.9 Simulated temperature at different vertical levels under 600min the X-cross sections in metropolitan Taichung at 1700 LST 10 May, 2007.

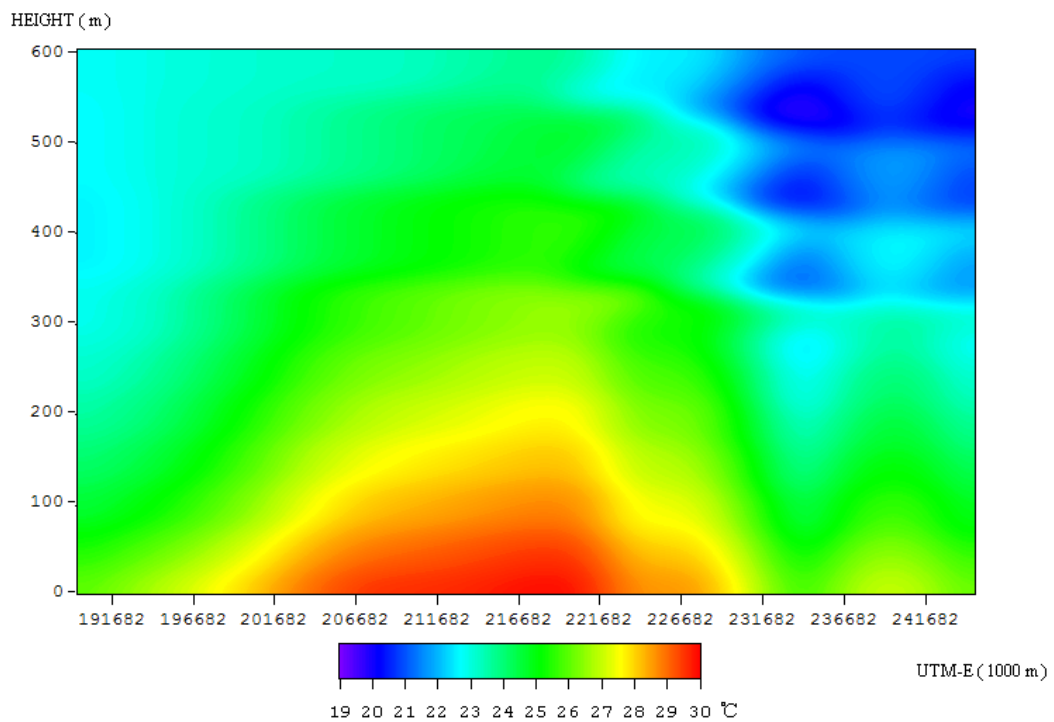


Fig.4.6.10 Simulated temperature at different vertical levels under 600min the X-cross sections in metropolitan Taichung at 1500 LST 27 October, 2007.

第五章 結論

從本研究來看，大里都市熱島效應所呈現的高溫環境配合適當的天氣型態下可能有助於臭氧濃度的生成，熱島中心產生之輻合的現象約在夜晚時段，此時NO₂污染物在大里地區有顯著累積，藉由輻合的作用，有機會將鄰近地區污染物累積於熱島中心，從模擬結果顯示，配合此時低混合層高度以及低風速、高溫度等不利於污染物在垂直方向擴散的氣候條件，此環流系統將可能對熱島中心之空氣品質造成影響。進而在隔天日間北風西北風的盛行風向下，再配合日間海風之吹拂以及光化反應所產生之O₃污染物，則可能將中心累積的污染帶往內陸地區，造成當地空氣品質的惡化。

台中都會區之臭氧年平均濃度由2000年之21.0 ppb 上升至2004年的28.0 ppb，其間除了在2005~2006 年之臭氧濃度是呈現下降外，2007 年之臭氧濃度均呈現顯著增加趨勢，以長期趨勢來說，台中都會區臭氧之年平均濃度是逐漸上升。在此同時，臭氧的主要前驅污染物中，揮發性有機物（VOCs）的濃度並無顯著的變化，氮氧化物（NO_x = NO + NO₂）的濃度則有顯著的降低，顯示現行的空氣污染防治措施雖然抑制了前驅污染物的排放，卻未能有效改善臭氧污染的問題。另外，研究中也發現台灣地區大氣中的總氧化劑濃度（Total Oxidant, 以O₃+NO₂ 估計）無顯著的變化，由此推測大氣中光化學反應的強度亦無變化，而臭氧濃度的增加可能是氮氧化物濃度降低弱化了一氧化氮與臭氧間的反應所致。此一總氧化物濃度不隨前驅物濃度降低而變化的現象與國際上其他大都會區的經驗並不相同，顯示台灣的臭氧問題有其特殊的形成機制。

鹿林山背景測站觀測到的臭氧濃度變化情形和都會區大相逕庭，日夜變化的最低值均在午間，夜間反而出現最高值。由於臭氧為二次污染物，除了污染氣塊遠距傳輸影響因素外，日常日間排放的臭氧前驅物(如交通，工業活動排放之碳氫化合物)在地面排放因對流而上升，於氣塊抬升時沿途進行光化反應，最終集中於某一特定高度。但此對流層臭氧的分佈會隨高度日夜升降，推測白天該層抬升至高度超

過鹿林山測站，而夜間該層下降至測站高度，因而觀測到臭氧高值，然而對流層臭氧亦會隨著不同季節而改變垂直分佈之高低。

本研究案例期間之熱島中心大里地區其熱島強度最強發生於下午，且風速皆低於 3 ms^{-1} 。影響熱島發展重要的氣象因子風速和雲量，當熱島強度大於5，此時之風速皆呈現微弱的情形。與過去研究文獻比較，結果顯示熱島強度的大小，會受到風速的影響。

由實驗結果顯示管制大里地區之管制 NO_x 較容易改善空氣品質。而西屯地區控制排放源，也就是所謂的VOCs控制生成會較易控制污染之情況，能夠有效改善空氣品質。

案例期間天氣情況穩定，低雲量配合風速微弱之晴朗炎熱的好天氣適合都市熱島強度的發展，風速大小對熱島強度發展佔有一定影響，熱島強度最強之時熱島中心大里地區夜晚風速微弱，春季介於 $2.01\sim 2.98 \text{ ms}^{-1}$ ，秋季介於 $1.2\sim 2.8 \text{ ms}^{-1}$ ，微弱風速則有助於熱島強度的提升。

白天，地面溫度持續增溫，混合層高度可達1000 m以上，但於午後至清晨，地表輻射迅速冷卻，垂直大氣出現不同的溫度遞減率，呈現穩定現象及分層，夜間18時至清晨6時混合層高度限制在200 m以下，此時逆溫現象再加上熱島效應的影響，表現出夜晚大氣結構穩定，配合風速微弱的條件下，適合都市熱島效應的發展。污染物濃度往熱島中心累積，又受到混合層頂高度較低的限制，將使得熱島中心污染物濃度上升，且不易擴散稀釋。

研究發現在夜間熱島強度增強時，熱島中心周圍地區的風會往中心產生輻合的情形，模擬結果亦發現熱島中心在晚上有輻合的情形發生，熱島中心風速為弱約在 3 ms^{-1} 以下。此現象有可能促使中心溫度越來越高和夜晚排放之污染物(如 NO_x)累積於熱島中心上空，在隔日適當的風場變化下，以及光化反應生成更多的臭氧污染物，再藉由白天西風和西北風的盛行風有機會將前晚累積的污染物帶往內陸地區。

由 TAPM 氣塊順逆軌跡研究可以準確解析污染物來源，以及傳輸路徑，未來可以善加利用，臭氧污染物的傳輸於沙鹿地區濃度增加時皆受到海風吹拂以及綜觀風場東北風系的影響，由海上被傳輸至沙鹿地區，風速從沿海至內陸由強轉弱。春季臭氧污染物的傳輸主要受到局部地區風場的影響在霧峰地區臭氧濃度累積的現象相較於其他地區明顯，綜觀氣象場之東北季風強度，影響污染物傳輸的作用。秋季臭氧污染物的傳輸主要受到海陸風的轉換，影響污染物傳輸的作用，海風的影響在大里地區臭氧濃度累積的現象相較於其他地區明顯。

就小尺度探討局部氣象條件對高污染案例之影響，分別以熱島及海陸風作探討。熱島強度是以烏日為背景站計算強度，一般而言，當前夜熱島現象發生，會造成隔日臭氧高值，但這兩事件日並非絕對臭氧高值因素，並利用模式模擬高值期間海陸風之發生也是造成原因。

參考文獻

- Alonso, M. S., Labajo, J. L., Fidalgo, M. R., 2003. Characteristics of the urban heat island in the city of Salamanca, Spain. *Atmosfera*, 16, 137-148.
- Baumann, K., Maurer, H., Rau, G., Piringer, M., Pechinger, U., Prévôt, A., Furger, M., Neininger, B., Pellegrini, U., 2001. The influence of south Foehn on the ozone distribution in the Alpine Rhine valley-results from the MAP field phase. *Atmospheric Environment*, 35, 6379-6390.
- Chang, S.Y., Lee, C.T., Chou, C.C.K., Liu, S.C., Wen, T.X., 2007. The performance comparison of the In Situ IC instrument and the continuous field measurements of soluble aerosol compositions at the Taipei Aerosol Supersite, Taiwan. *Atmospheric Environment* 41, 1936-1949.
- Chang, S.Y., Fang, G.C., Chou, C.C.K., Chen, W.N., 2006. Chemical compositions and radiative properties of dust and anthropogenic air masses study in Taipei Basin, Taiwan, during spring of 2004. *Atmospheric Environment* 40, 7796-7809.
- Chen, C. L., Tsuang, B. J., Tu, C. Y., Cheng, W. L., Lin, M. D., 2002. Winter time vertical profiles of air pollutants over a suburban area in central Taiwan. *Atmospheric Environment*, 36, 2049–2059.
- Cheng, W-L., 2000. A vertical profile of ozone concentration in the atmospheric boundary layer over central Taiwan. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 75, 251-258.
- Cheng, W-L., 2001. Spatio-temporal variations of sulphur dioxide patterns with wind conditions in central Taiwan. *Environmental Monitoring and Assessment*, 66, 77-98.

- Cheng, W-L., 2002. Ozone distribution in coastal Taiwan under sea-breeze conditions. *Atmospheric Environment* 36, 3445-3459.
- Deosthali, V., 2000. Impact of rapid urban growth on heat and moisture islands in Pune City, India. *Atmospheric Environment*, 34, 2745-2754.。
- Dixon, P. G., Mote, T. L., 2003. Patterns and causes of Atlanta's urban heat island-initiated precipitation. *Journal of Applied Meteorology*, 42, 1273-1284.
- Edwards, M., Hurley, P. J., Physick, W. L., 2004. Verification of TAPM meteorological predictions using sodar data in the Kalgoorlie region. *Australian Meteorological Magazine*, 53, 29-37.
- Fan, H., Sailor, D. J., 2005. Modeling the impacts of anthropogenic heating on the urban climate of Philadelphia: a comparison of implementations in two PBL schemes. *Atmospheric Environment*, 39, 73-84.
- Figuerola, P. Mazzeo, N. A., 1998. Urban-Rural temperature differences in Buenos Aires. *International of Climatology*, 18, 1709-1723.
- Gallo, K.P., 1995. Assessment of urban heat island: a satellite perspective. *Atmospheric Environment*, 37, 37-43.
- Hurley, P. J., Manins, P. C., Lee, S. H., Boyle, R, Ng, Y. L., Dewundege P., 2003. Year-long, high-resolution, urban airshed modeling: verification of TAPM predictions of smog and particles in Melbourne, Australia. *Atmospheric Environment*, 37, 1899-1910.
- Hayden, K. L., Anlauf, K. G., R. Hoff, M., J. Strapp, W., Bottenheim, J. W., Wiebe, H. A., Froude, F. A., Martin, J. b., 1997. The vertical chemical and meteorological structure of the boundary in the Lower Fraser Valley during Pacific 1993. *Atmospheric Environment*, 31, 2089-2105.

- Helmig, D., Boulter, J., David, D., Bricks, J.W., Cullen, N.J., Steffen, K., Johnson, B.J., Oltmans, S.J., 2002. Ozone and meteorological boundary-layer conditions at Summit, Greenland, during 3-21 June 2000. *Atmospheric Environment*, 36, 2595-2608.
- Hinkel, K. M. and Nelson F. E., 2007. Anthropogenic heat island at Barrow, Alaska, during winter:2001–2005. *Journal of geophysical research*, 112, D06118.
- Holzworth, G. C., 1967. Mixing depths, wind speed and air pollution for selected locations in the United States. *Journal of applied Meteorology*, 6, 1039-1044.
- Hurley, P. J., Manins, P. C., Lee, S. H., Boyle, R., Ng, Y. L., Dewundeghe P., 2003. Year-long, high-resolution, urban airshed modeling: verification of TAPM predictions of smog and particles in Melbourne, Australia. *Atmospheric Environment*, 37, 1899-1910.
- Hurley, P., 2005a. The Air Pollution Model (TAPM) Version 3. User manual. CSIRO Atmospheric Research Internal Paper, 31, 37pp.
- Hurley, P., 2005b. The Air Pollution Model (TAPM) Version 3. Part 1: Technical Description. CSIRO Atmospheric Research Internal Paper, 71, 54pp.
- IPCC, 2001: Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC). J. T. Houghton, Y. Ding, D.J. Griggs, M. Noguer, P. J. van der Linden and D. Xiaosu (Eds.). Cambridge University Press, UK. 944pp.
- Jauregui, E., 1997. Heat island development in Mexico City. *Atmospheric Environment*, 31, 3821-3831.
- Kim, Y. H., Baik, J. J., 2004. Daily maximum urban heat island intensity in large cities of Korea. *Theoretical and Applied Climatology*, 79, 151-164.

- Lam, K. S., Wang, T. J., Wu, C. L., Li, Y.S., 2005. Study on an ozone episode in hot season in Hong Kong and transboundary air pollution over Pearl River Delta region of China. *Atmospheric Environment*, 39, 1967-1977.
- Landsberg, H. E., 1981. *The urban climate*. Academic Press, 275.
- Lemonsu, A., Masson, V., 2002. Simulation of a summer urban breeze over Paris. *Boundary-Layer Meteorology*, 104, 463-490.
- Lin, C. H., Y. L. Wu., C. H. Lai., P. H. Lin., H. C. Lai., P. H. Lin., 2004. Experimental investigation of ozone accumulation overnight during a wintertime ozone episode in south Taiwan. *Atmospheric Environment*, 38, 4267-4278.
- Luhar, A. K., Hurley P., 2003. Evaluation of TAPM, a prognostic meteorological and air pollution model, using urban and rural point-source data. *Atmospheric Environment*, 37, 2795-2810.
- Luhar, A. K., Hurley P., 2004. Application of a prognostic model TAPM to sea-breeze flows, surface concentrations, and fumigating plumes. *Environmental Modelling & Software*, 19, 591-601.
- O' Doherty, S., et al. (2001), In situ chloroform measurements at Advanced Global Atmospheric Gases Experiment atmospheric research stations from 1994 to 1998, *J. Geophys. Res.*, 106, 20,429– 20,444.
- Oke, T.R., 1987. *Boundary-Layer Climates*, 2nd edition, Routledge, London, 435.
- Oke, T. R., Maxwell, G. B., 1975. Urban heat island dynamics in Montreal and Vancouver . *Atmospheric Environment*, 9, 191-200.
- Oke, T. R., 1973. City size and the nocturnal urban heat island. *Atmospheric Environment*, 7, 769-779.

- Ortega, S., Soler, M. R., Beneito, J., Pino, D., 2004. Evaluation of two ozone air quality modeling systems. *Atmospheric Chemistry and Physics discussion*, 4, 1855-1885.
- Physick, W. L., Noonan, J. A., 2000. Mesoscale modeling with MM5 for the PATH study (pollutants in the atmosphere and their transport over Hong Kong). Preprints of the 11th Joint Conference on Application of air Pollution Meteorology with AWMA, LONG BEACH, CA, USA., 90-95.
- Pisano, J. T., Mckenday, I., Steyn, D. G., Hastie, D. H., 1997. Vertical Nitrogen dioxide and ozone concentrations measured from a tethered balloon in the Lower Fraser Valley. *Atmospheric Environment*, 31, NO. 14, 2071-2078.
- Rosenfeld, A. H.; Akbari, H.; Bretz, S.; Fishman, B. L.; Kurn, D. M.; Sailor, D.; Taha, H., 1995. Mitigation of urban heat islands: materials, utility programs, updates. *Energy and Buildings*, 22, 225-265.
- Saitoh, T.S., Shimada, Hoshi, T. H., 1995. Modeling and simulating of the Tokyo urban heat island. *Atmospheric Environment*, 30, 3431-3442.
- Sakakibara, Y., Owa, K., 2005. Urban-rural temperature differences in coastal cities : influence of rural sites. *International Journal of Climatology* 25, 811-820.
- Sarrat, C., Lemonsu, A., Masson, V., Guedalia, D., 2006, "Impact of urban heat island on regional atmospheric pollution", *Atmospheric environment*, 40, 1743-1758.
- Seaman, N. L., 2000: Meteorological modeling for air quality assessments. *Atmos. Environ.*, 34, 2231–2259.
- Solomon, P., Barrett, J., Connor, B., Zoonematkermani, S., Parrish, A., Lee, A., Pyle, J., Chipperfield, M., 2000. Seasonal observations of chlorine monoxide in the stratosphere over Antarctica during the 1996– 1998 ozone holes and comparison

- with the SLIMCAT three-dimensional model, *Geophysical Research.*, 105, NO. D23, 28,979– 29,001.
- Soriano, C., Soler, R. M., Pino, D., Alarcón, M., Physick, W. L., Hurley, P. J., 2003. Modeling different meteorological situations in Catalunya, Spain, with MM5 and TAPM mesoscale models: a comparative study. *International Journal of Environment and Pollution*, 20, 256-268.
- Streutker, D. R., 2003. Satellite-measured growth of the urban heat island of Houston, Texas. *Remote Sensing Environment*, 85, 282-289.
- Troude, F., Dupont, E., Carissimo, B., Flossmann, A. I., 2001. Mesoscale meteorological simulations in Paris : comparisons with observations during the experiment. *Boundary-Layer Meteorology*, 99, 21-51.
- William, D. S., Cynthia, R., Gregory, P., Mark, C., Richard, G., Alex, P., 2004. Urban Heat Island and Climate Change: An Assessment of Interacting and Possible Adaptations in the Camden, New Jersey Region. *Environmental Assessment and Risk Analysis Element Research Project Summary*.
- Willmott, C.J., Ackleson, S.G., Davis, R.E., Feddema, J.J., Klink, K.M., Legates, D.R., O' Donnell, J., Rowe, C.M., 1985. Statistics for the evaluation and comparisons of models. *Journal of Geophysical Research*, 90, 8995-9005.
- Yoshikado, H., 1996. High levels of winter air pollution under the influence of the urban heat island along the shore of Tokyo Bay. *Journal of Applied Meteorology*, 35, 1804-1813.
- 林憲德、郭曉青、李魁鵬、陳子謙、陳冠廷。2001。台灣海岸型城市之都市熱島現象與改善對策解析-以台南、高雄及新竹為例。中華民國都市計畫學會，28(3)：323-341。

李中和、陳怡誠。1997。火力發電廠對複雜地形環境空氣品質的影響(一)-模式擴散模擬。第十四屆空氣污染控制技術研討會論文集，766-768。

彭啟明，林松錦，台灣北部地區混合層高度的觀測與模擬，1994。第 11 屆空氣污染控制技術研討會論文專輯，513-522。

林憲德，李魁鵬，陳冠廷，林立人，郭曉青，陳子謙。1999。台灣四大都會區都市熱島效應實測解析（一）。建築學報，31：51-73。

林憲德，李魁鵬，林立人，郭曉青，陳子謙。1999。台灣四大都會區都市熱島效應實測解析（二）。建築學報，31：75-90。

黃怡嘉。2001。中部空品區天氣型對臭氧濃度相關之解析。東海大學環境科學系研究所碩士論文。

姜善鑫、盧光輝。1994。台北地區都市熱島及風場之研究。國科會專題研究計畫成果報告。

張能復、胡人傑，1998，空氣品質模式氣象參數推估模組之地表參數化，第 15 屆空氣污染控制技術研討會論文集，611-619。

程萬里。2000。中部空品區空氣污染事件之天氣型態暨氣象資料庫整合建立。環保署研究計畫報告。

附錄

(1) 春季

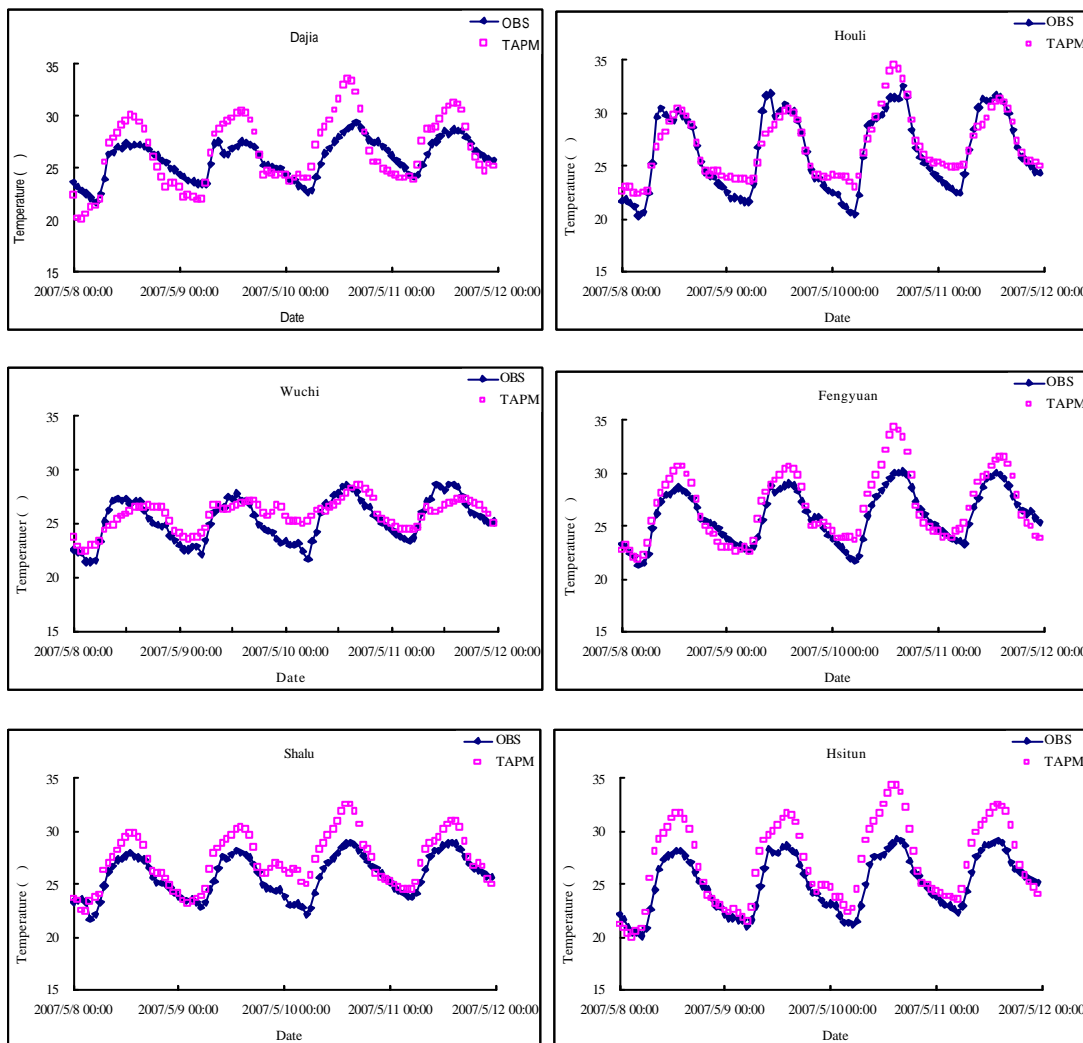
Table 1.中顯示春季案例 2007 年 5 月 8 日至 12 日之 TAPM 模擬結果,在台中都會區之 12 個測站在 IOA 值呈現良好的一致性。水平溫度場比對,平均值高達 0.88,即溫度場之模擬值和實際觀測值有非常接近的趨勢。相關係數比較上,數據比對呈現的結果亦良好,平均值達到 0.93 之高相關性,即溫度場模擬值和實際觀測值具有高度的相關性,顯示溫度場方面模式輸出的模擬值有很高的準確性。

Table 1. Comparison of temperature between simulation and observation during spring period.

Accuracy analysis	MEAN_OBS ()	MEAN_TAPM ()	SD_OBS n=96	SD_TAPM n=96	CORR	IOA
Wuchi	25.37	25.83	2.01	1.36	0.78	0.83
Shalu	25.76	27.15	1.97	2.50	0.91	0.85
Fengyuan	25.98	26.79	2.47	3.24	0.93	0.93
Hsitun	25.09	26.97	2.68	3.88	0.95	0.87
Chungming	26.00	26.85	2.38	4.35	0.94	0.87
Taichung	25.67	26.99	3.24	4.32	0.97	0.93
Dali	26.30	27.16	4.01	4.43	0.96	0.97
Wurih	23.46	26.99	3.86	4.51	0.97	0.83
Dajia	25.89	26.51	1.87	3.27	0.87	0.85
Houli	26.28	26.78	3.69	3.04	0.93	0.95
Wufeng	24.55	27.45	3.67	3.71	0.97	0.86
Taiping	25.72	27.28	2.45	4.08	0.97	0.87

OBS= observation, TAPM=The air pollution model, AVG= Average, STD= Standard bias, CORR= Correlation Coefficient, IOA
= Index of agreement

於溫度部份如Fig. 1.1，5月8日至12日，沿海地區如梧棲、沙鹿之最高溫度達到28.9度，而內陸地區因都市及人口集中影響下，最高溫度約可達32.2度，且日夜溫差大。TAPM 則與觀測值在沿海大甲和沙鹿地區於5月10日中午模擬值較實際值高出約3，除此之外模擬值略高於實際觀測值平均1.4，大致上整體的溫度變化趨勢可以掌握，但仍有些站呈現高估之情形，推估為四維資料同化仍缺乏溫度，僅僅能輸入風場資料所致。



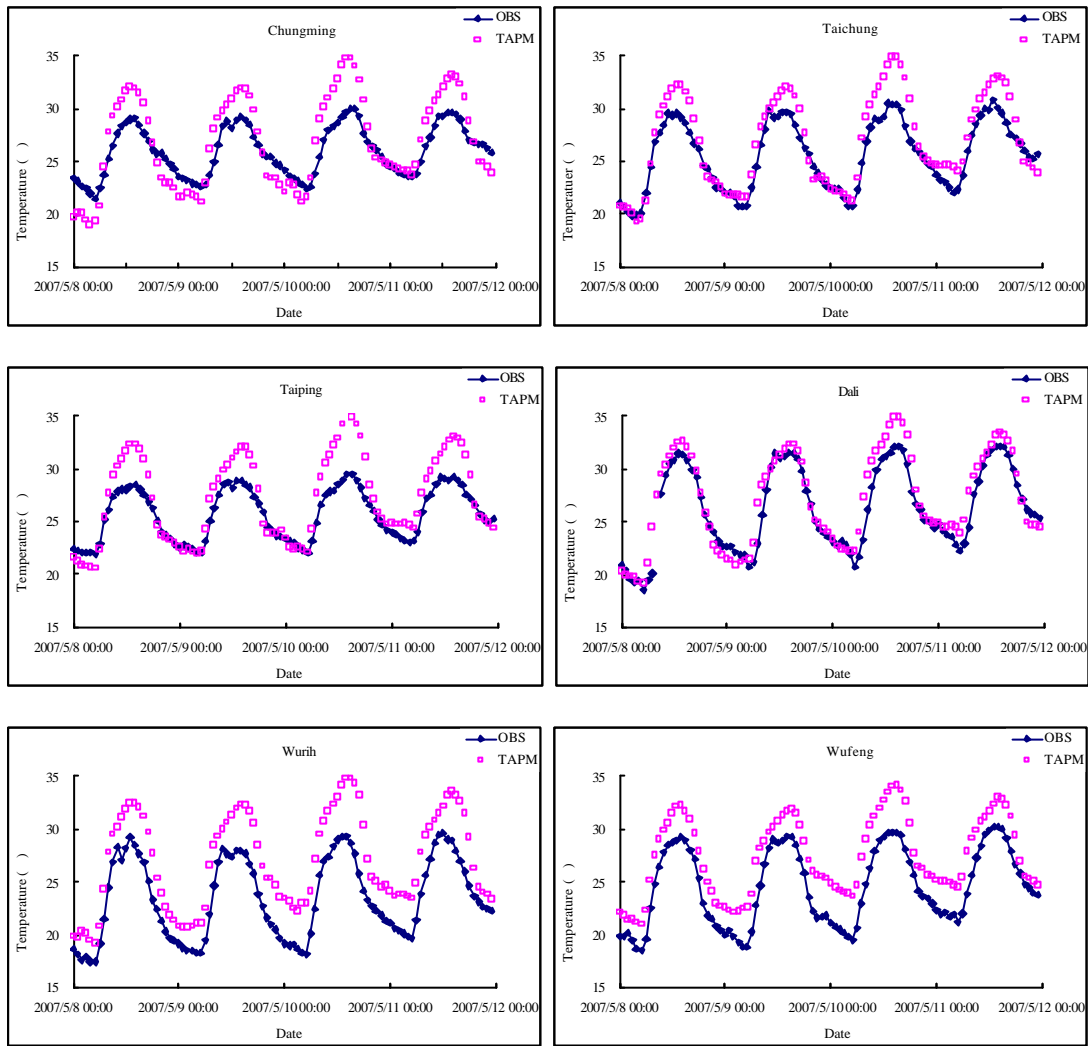


Fig. 1.1 Comparisons of the observed temperature with models simulated at selected stations from 0000LST 8 May to 0000LST 12 May, 2007.

Table 2中顯示春季案例2007年5月8日至12日之TAPM模擬結果，在台中都會區之12個測站在IOA值呈現良好的一致性。水平風速比對，IOA平均值高達0.82，即風速之模擬值和實際觀測值具有良好的一致性，模式於各測站之平均風速皆略大於觀測值。相關係數比較上，數據比對呈現的結果亦良好，皆為高達0.90之高相關性，即風速模擬值和實際觀測值有非常接近的相關性，顯示風速方面模式輸出的模擬值有很高的準確性。

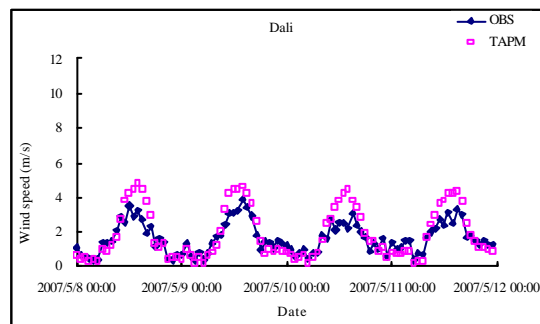
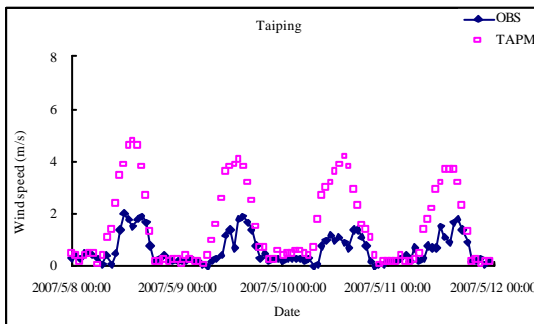
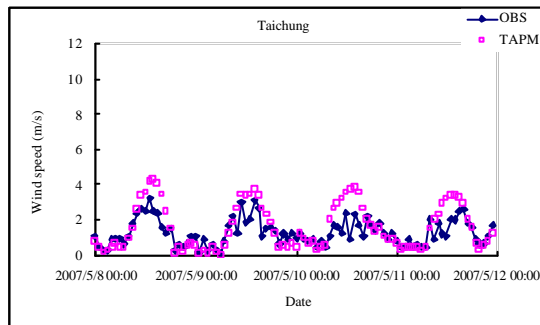
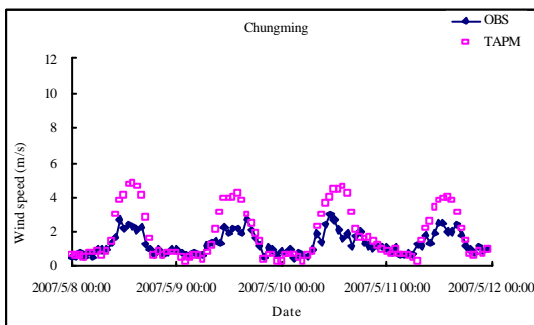
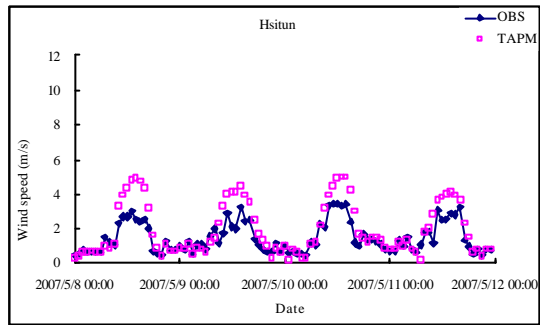
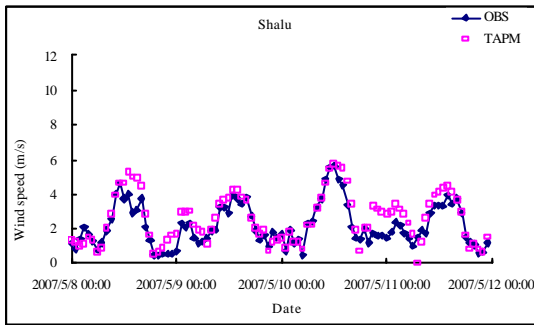
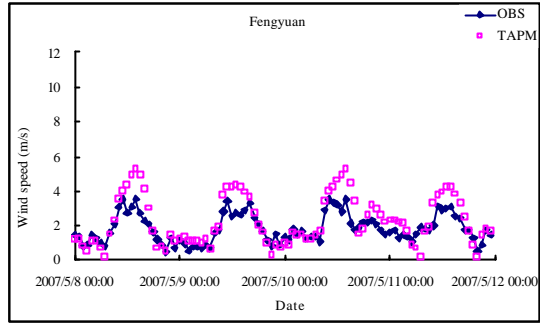
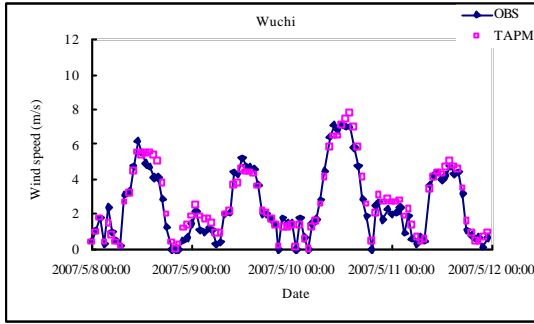
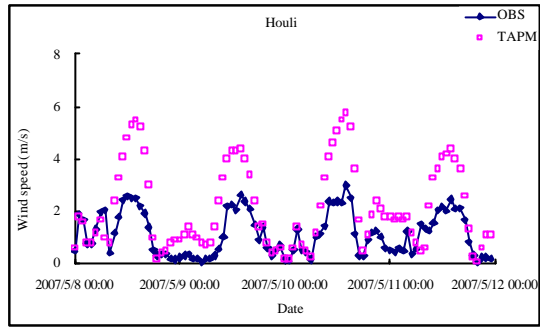
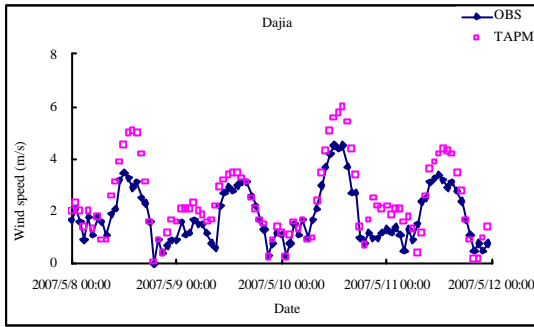
Table 2 Comparison of wind speed between simulation and observation during spring period.

Accuracy analysis	MEAN_OBS (ms ⁻¹)	MEAN_TAPM (ms ⁻¹)	SD_OBS n=96	SD_TAPM n=96	CORR	IOA
Wuchi	2.52	2.70	2.01	1.99	0.97	0.98
Shalu	2.18	2.55	1.24	1.42	0.90	0.93
Fengyuan	1.82	2.25	0.84	1.41	0.90	0.85
Hsitun	1.46	1.94	0.90	1.51	0.92	0.86
Chungming	1.32	1.84	0.66	1.44	0.89	0.76
Taichung	1.30	1.60	0.73	1.28	0.83	0.82
Dali	1.63	1.85	0.90	1.47	0.94	0.90
Wurih	1.35	1.91	0.84	1.52	0.91	0.82
Dajia	1.87	2.39	1.06	1.42	0.92	0.90
Houli	1.15	2.12	0.83	1.60	0.88	0.72
Wufeng	0.80	1.78	0.65	1.41	0.91	0.67
Taiping	0.64	1.54	0.56	1.47	0.86	0.61

OBS= observation, TAPM=The air pollution model, AVG= Average, STD= Standard bias, CORR= Correlation Coefficient, IOA

= Index of agreement

於風速方面如 Fig. 1.2 , 2007 年 5 月 8 日至 12 日各測站之平均風速約為 0.64~2.52 ms⁻¹ , 但 TAPM 所呈現之平均風速則為 1.54~2.70 ms⁻¹。大致上整體的風速變化趨勢皆可以掌握 , 除此之外模擬值略高於實際觀測值平均 0.53 ms⁻¹。



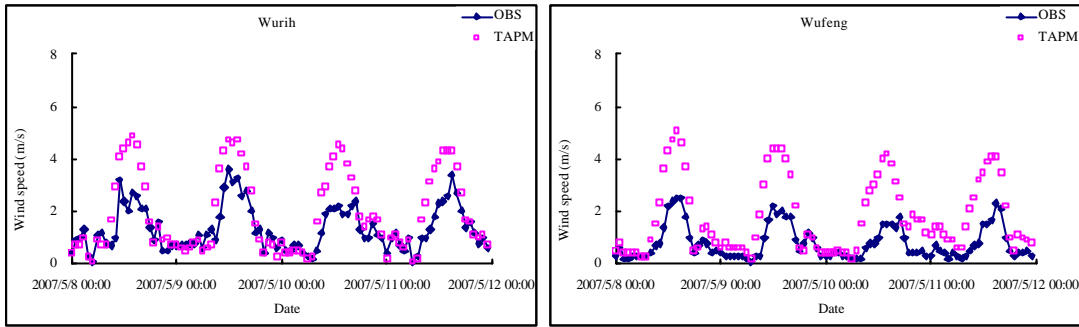
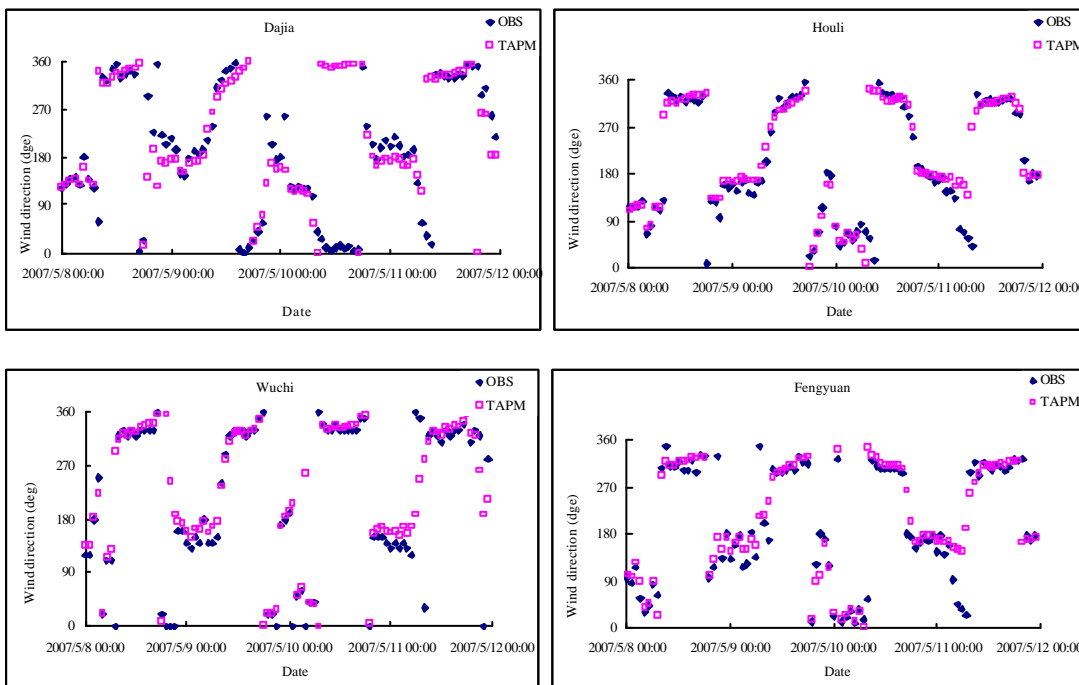


Fig. 4.4.2 Comparisons of the observed wind speed with models simulated at selected stations from 0000LST 8 May to 0000LST 12 May, 2007.

於風向方面如Fig. 1.3，5月8至9日各測站之風向大致上由北風所主導。在風向的模擬部分，在沿海的大甲及沙鹿測站10日以前均以北風及東北風為主，且各站在午後風向皆偏向西北風，模擬出的風向與實際值非常吻合，忠明測站實測值以及模擬值呈現西北風及西風，大里測站實測值以及模擬值呈現西北和西南風，整體上5月8日至12日之台中都會區測站在風向的模擬部分與實測值之變化趨勢相當吻合。



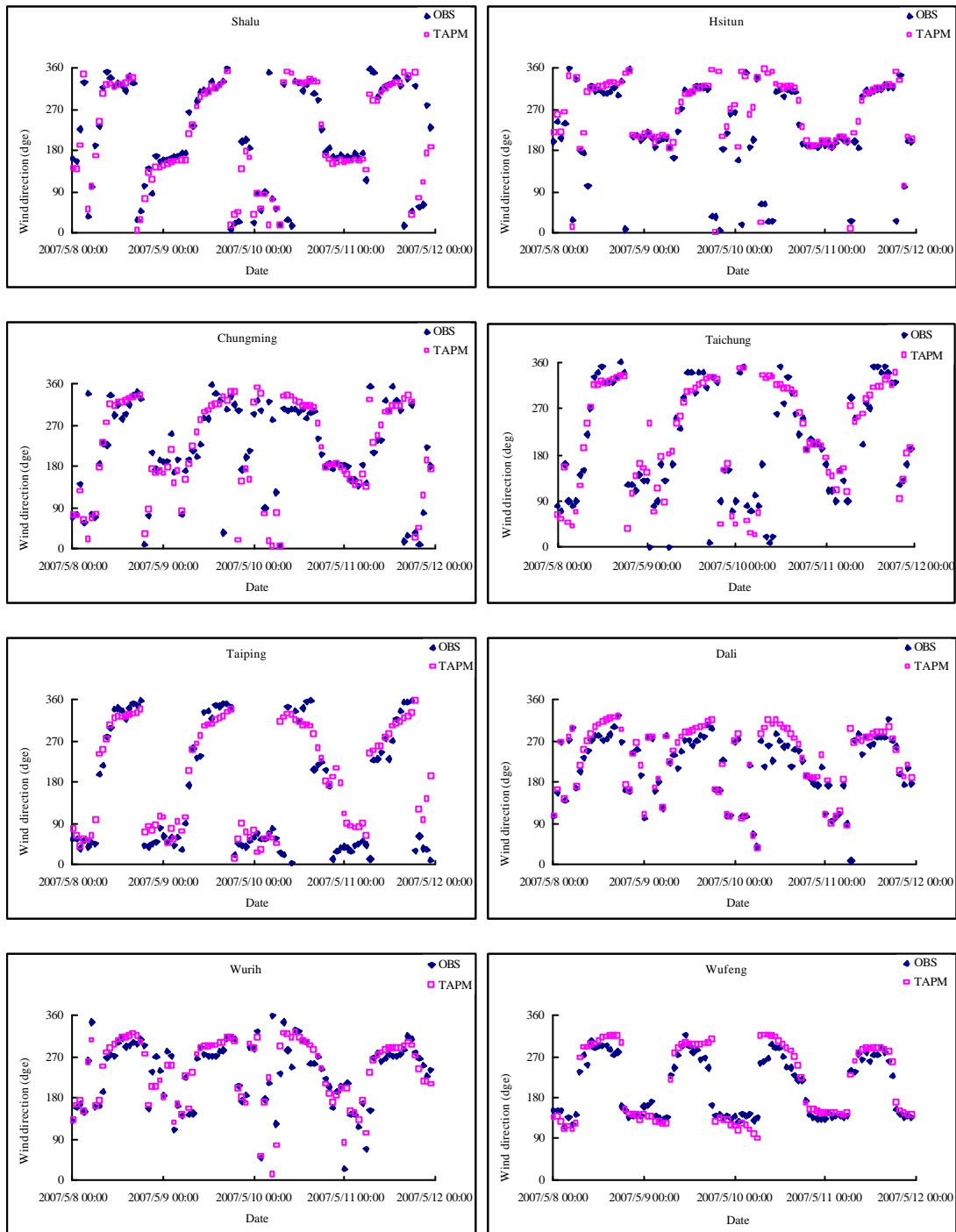
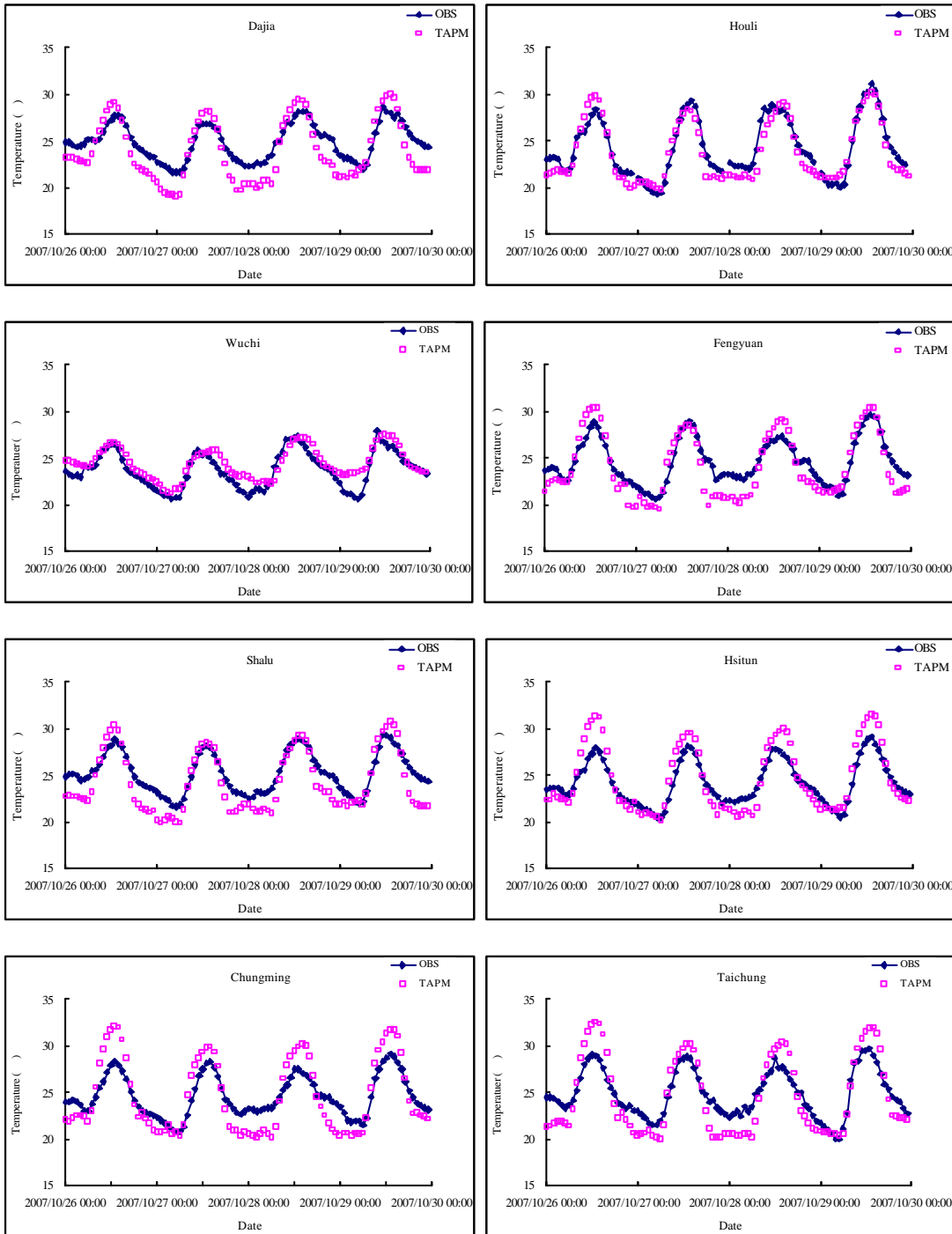


Fig. 1.3 Comparisons of the observed wind direction with models simulated at selected stations from 0000LST 8 May to 0000LST 12 May, 2007.

(2) 秋季

於溫度部份如Fig. 1.4，10月26至30日，沿海地區如梧棲、沙鹿及豐原站之最高溫度約為29.61度左右，而內陸地區因都市及人口集中影響下，大里最高溫度約

可達30.87度。TAPM 則與觀測值有相同之變化趨勢，並且可以掌握大致之最高溫度，但仍有些站呈現高估之情形。TAPM 則與觀測值在內陸地區后里、太平模擬較差IOA值僅有0.72及0.77，除此之外實際觀測值略高於模擬值平均0.30，大致上整體的溫度變化趨勢可以掌握，推估為四維資料同化仍缺乏溫度，僅僅能輸入風場資料。



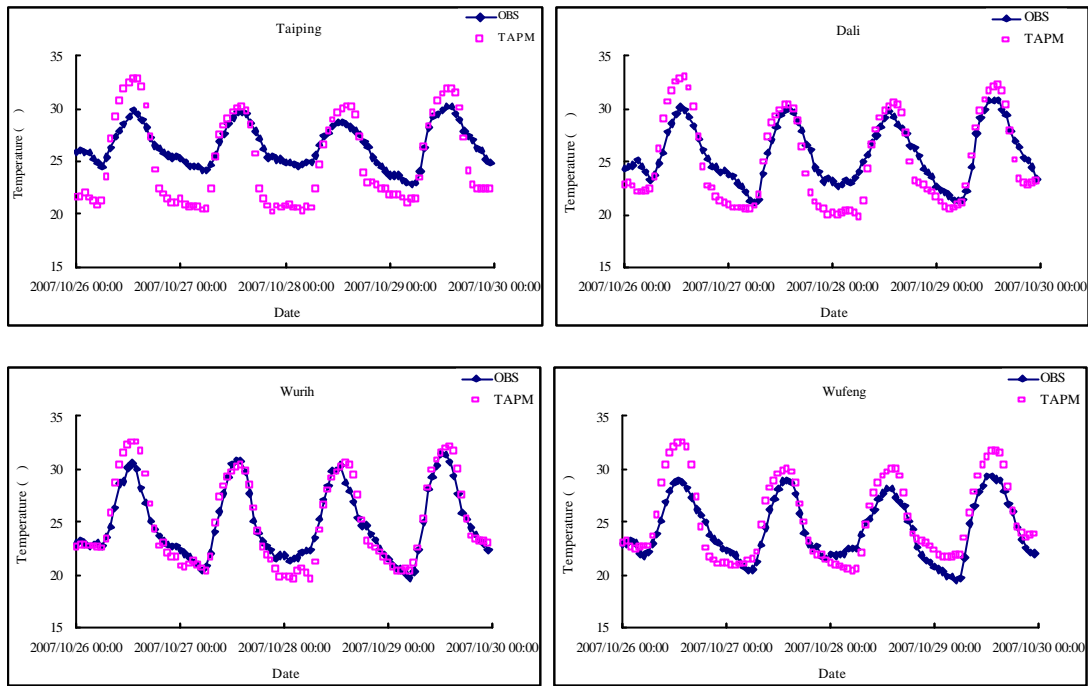


Fig. 1.4 Comparisons of the observed temperature with models simulated at selected stations from 0000LST 26 October to 0000LST 30 October, 2007.

Table 3, TAPM 之相關係數為 0.90~0.96, 其 IOA 值介於 0.72~0.97, 在台中都會區之 12 個測站在 IOA 值呈現良好的一致性, 水平溫度場比對, 平均值高達 0.88, 即溫度場之模擬值和實際觀測值有非常接近的趨勢。相關係數比較上, 數據比對呈現的結果亦良好, 皆為高達 0.93 之高相關性, 即溫度場模擬值和實際觀測值有非常接近的相關性, 顯示溫度場方面模式輸出的模擬值有很高的準確性。

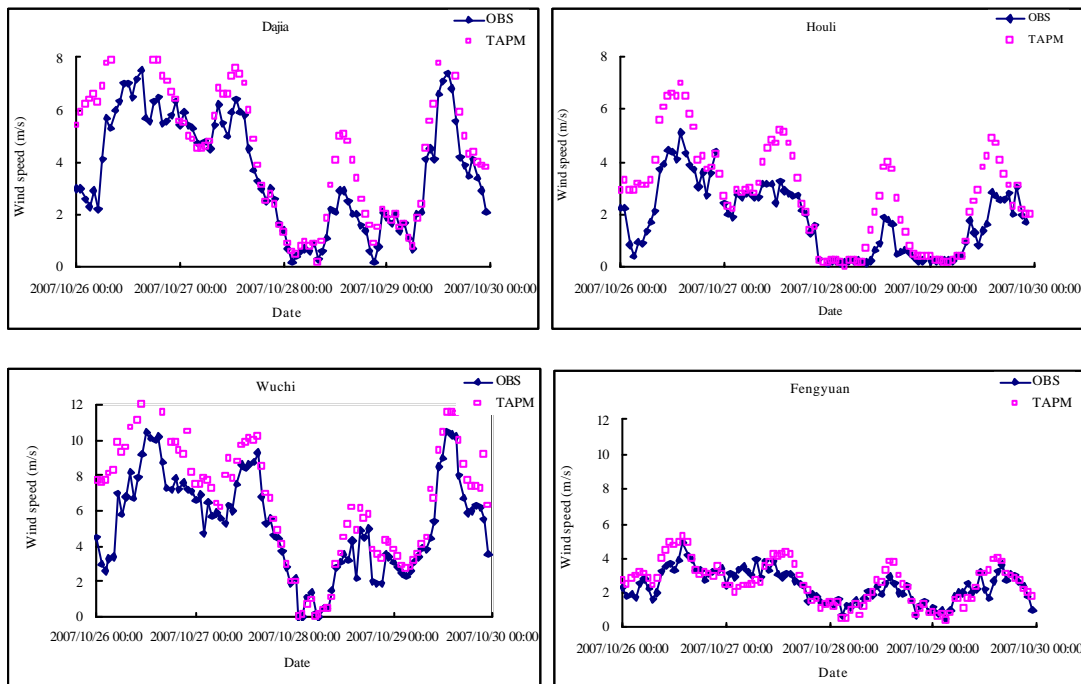
Table 3 Comparison of temperature between simulation and observation from 0000LST 26 October to 0000LST 30 October, 2007.

Accuracy analysis	MEAN_OBS ()	MEAN_TAPM ()	SD_OBS n=96	SD_TAPM n=96	CORR	IOA
Wuchi	23.73	24.39	1.94	1.65	0.90	0.91
Shalu	25.23	24.19	2.16	3.22	0.94	0.90
Fengyuan	24.60	24.05	2.40	3.41	0.92	0.92
Hsitun	24.19	24.60	2.31	3.57	0.95	0.93

Chungming	24.57	24.56	2.18	3.94	0.94	0.88
Taichung	24.86	24.68	2.52	4.19	0.94	0.91
Dali	25.70	24.94	2.76	4.18	0.93	0.91
Wurih	24.81	24.95	3.32	4.11	0.96	0.97
Dajia	24.86	23.86	1.95	3.22	0.93	0.87
Houli	24.27	23.72	3.12	3.23	0.94	0.72
Wufeng	24.31	25.18	2.86	3.80	0.93	0.93
Taiping	26.49	24.90	1.96	4.12	0.91	0.77

OBS= observation, TAPM=The air pollution model, AVG= Average, STD= Standard bias, CORR= Correlation Coefficient, IOA = Index of agreement

於風速方面如 Fig. 1.5 , 10月26至27日中后里站之最大風速約為 4.4 ms^{-1} 左右, 但 TAPM 所呈現之最大風速則為 7 ms^{-1} , 模式於各測站之平均風速皆略大於觀測值。



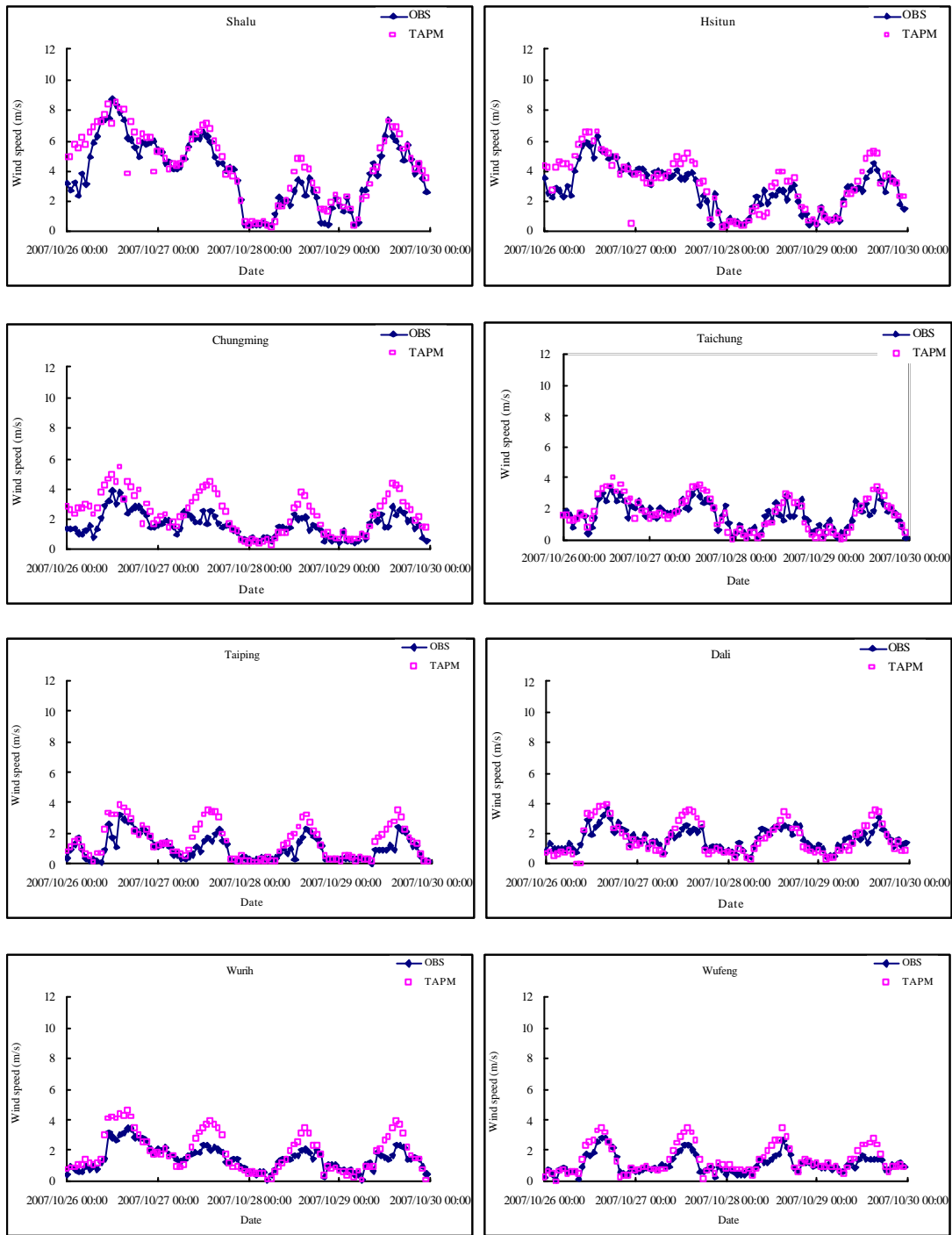


Fig. 1.5 Comparisons of the observed wind speed with models simulated at selected stations from 0000LST 26 October to 0000LST 30 October, 2007.

於風速方面如 Table 4 顯示秋季案例 2007 年 10 月 26 日至 30 日之 TAPM 模擬結果，在台中都會區之 12 個測站在 IOA 值呈現良好的一致性。TAPM 之相關係數為 0.84~0.93，IOA 值介於 0.79~0.95。顯示風速方面模式輸出的模擬值有相當之準確性。

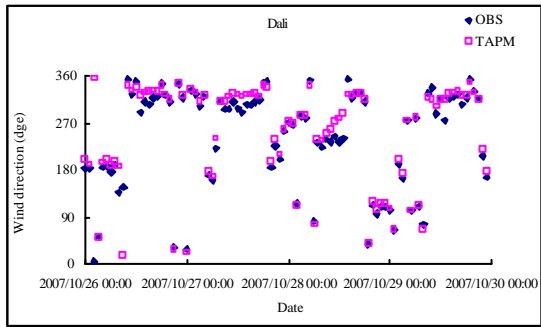
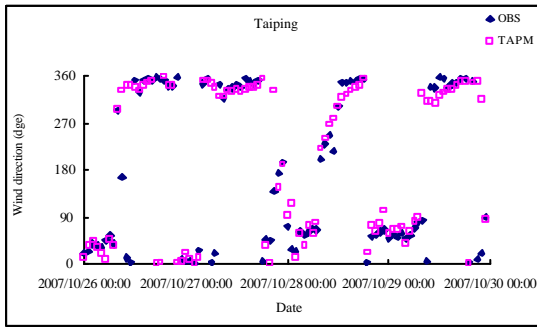
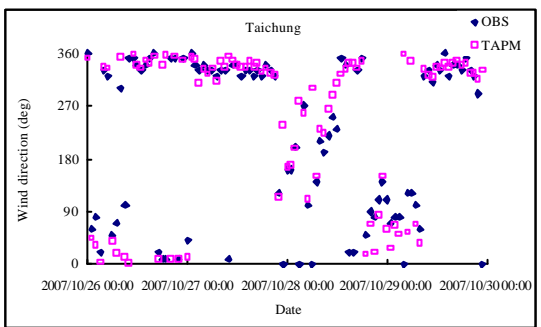
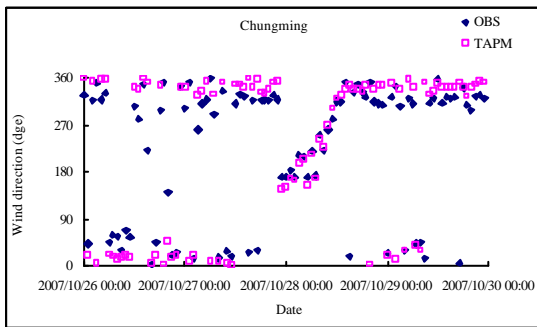
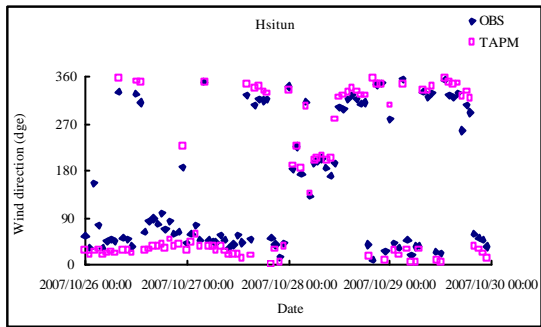
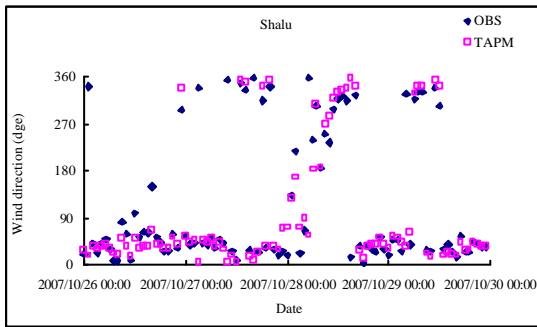
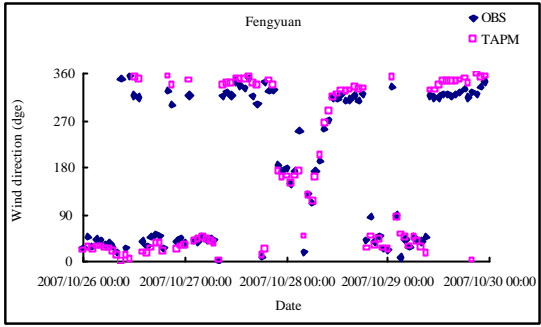
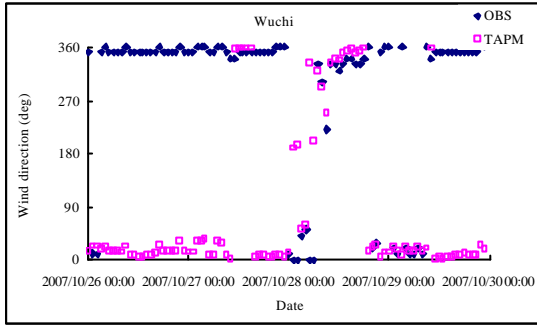
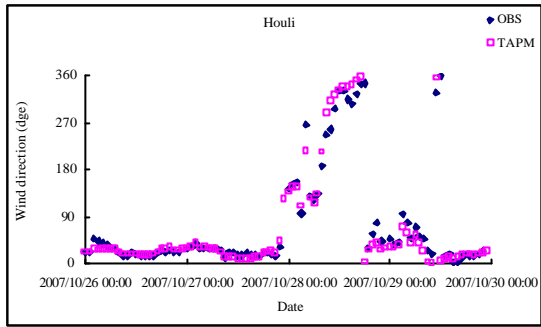
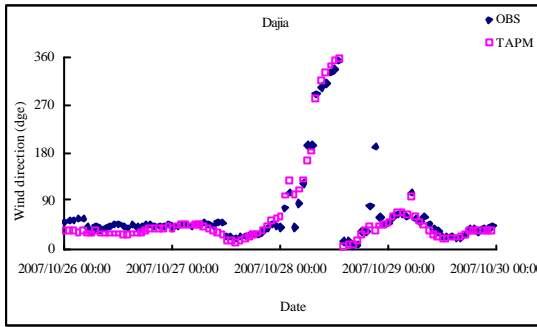
Table 4 Comparison of wind speed between simulation and observation during autumn period.

Accuracy analysis	MEAN_OBS (ms ⁻¹)	MEAN_TAPM (ms ⁻¹)	SD_OBS n=96	SD_TAPM n=96	CORR	IOA
Wuchi	5.23	6.85	2.79	3.55	0.93	0.89
Shalu	3.92	4.32	2.19	2.26	0.93	0.95
Fengyuan	2.39	2.56	0.93	1.18	0.85	0.90
Hsitun	2.82	3.13	1.46	1.71	0.89	0.93
Chungming	1.60	2.20	0.79	1.29	0.84	0.79
Taichung	1.65	1.69	0.84	1.02	0.90	0.94
Dali	1.64	1.65	0.71	1.12	0.90	0.89
Wurih	1.52	1.80	0.78	1.20	0.90	0.88
Dajia	3.67	4.78	2.13	2.69	0.92	0.90
Houli	1.83	2.72	1.33	1.87	0.90	0.84
Wufeng	1.15	1.40	0.62	0.90	0.93	0.90
Taiping	1.03	1.45	0.78	1.12	0.87	0.85

OBS= observation, TAPM=The air pollution model, AVG= Average, STD= Standard bias, CORR= Correlation Coefficient, IOA

= Index of agreement

於風向方面如 Fig. 1.6 , 10 月 26 至 28 日各測站之風向大致上為北風及東北風所主導 , TAPM 模擬結果與觀測之變化趨勢相當吻合。由圖中顯示 , 26 日晨間 , 台灣地區呈現東北風 , 此風向一直維持到 28 日 , 28 日至 29 日風向由東北風轉為東南風及西北風 , 到了 29 日之後 , 主要風場受到北風及東北風主導。



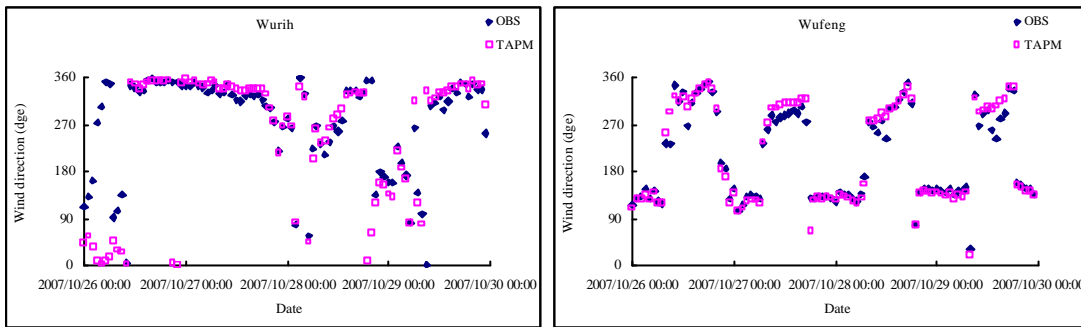


Fig. 1.6 Comparisons of the observed wind direction with models simulated at selected stations form 0000LST 26 October to 0000LST 30 October, 2007.

水平臭氧濃度驗證

(1) 春季

春季案例中O₃模式模擬之實際值與模擬值之趨勢(圖1.7)，在台中都會區之10個測站在IOA值呈現良好的一致性(Table 5)，其IOA平均值0.72，即臭氧濃度之模擬值和實際觀測值有非常接近的趨勢。相關係數比較上，數據比對呈現的結果亦良好，皆為高達0.77之高相關性，即臭氧濃度之模擬值和實際觀測值有良好的相關性，顯示臭氧濃度方面模式輸出的模擬值已經能大致掌握高污染發生時之污染趨勢。

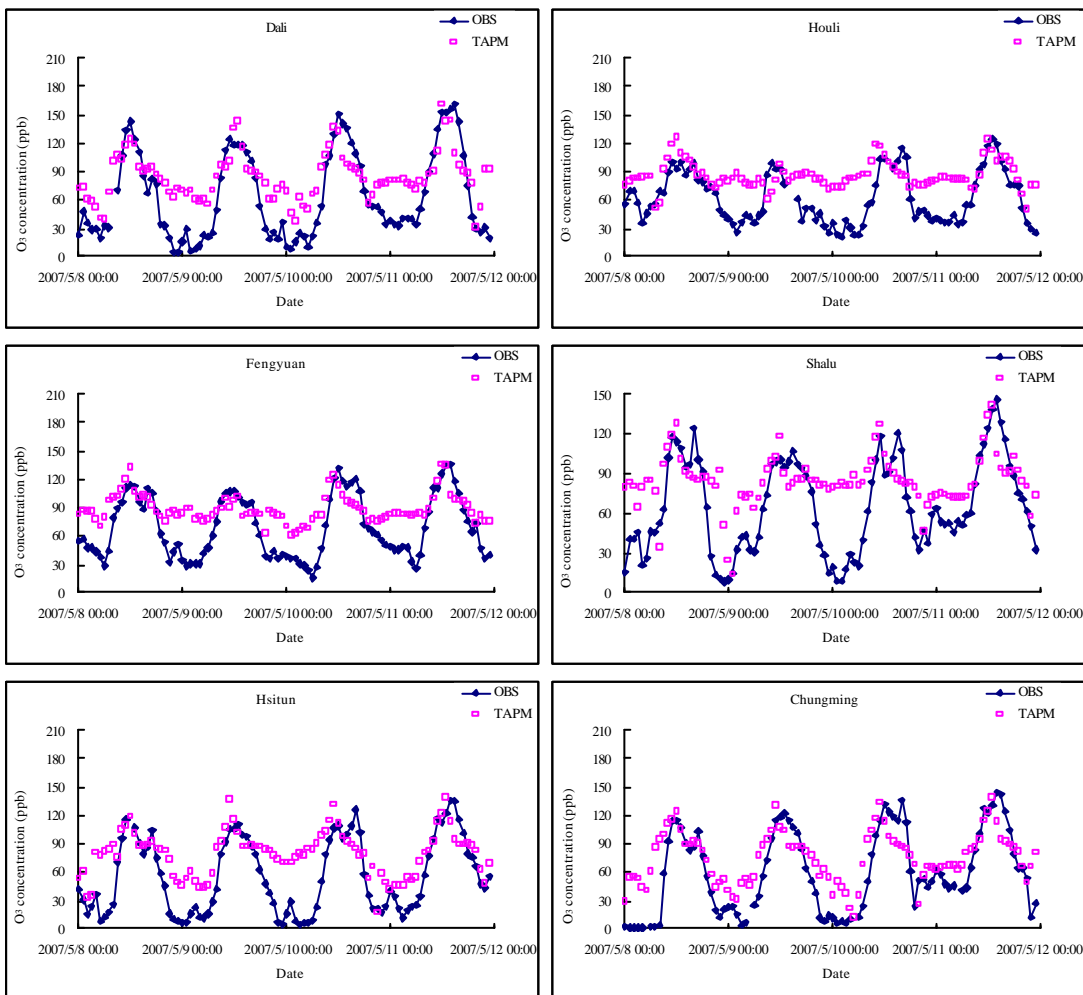
Table 5. Comparison of ozone concentration simulation and observation during spring period.

Accuracy analysis	MEAN_OBS (ppb)	MEAN_TAPM (ppb)	SD_OBS n=96	SD_TAPM n=96	CORR	IOA
Shalu	65.14	84.41	35.73	19.62	0.66	0.70
Fengyuan	68.89	88.79	32.72	15.07	0.76	0.69
Hsitun	55.54	79.10	39.56	24.03	0.74	0.74
Chungming	61.04	75.39	43.76	27.17	0.81	0.80

Dali	64.02	84.28	45.79	25.21	0.85	0.79
Wurih	50.73	82.52	40.87	27.14	0.79	0.74
Dajia	50.09	76.61	29.03	21.76	0.75	0.68
Houli	61.50	85.61	27.34	14.36	0.58	0.62
Wufeng	49.09	94.90	34.50	18.37	0.82	0.61
Taiping	65.27	85.26	37.62	20.13	0.90	0.78

OBS= observation, TAPM=The air pollution model, AVG= Average, STD= Standard bias, CORR= Correlation Coefficient, IOA

= Index of agreement



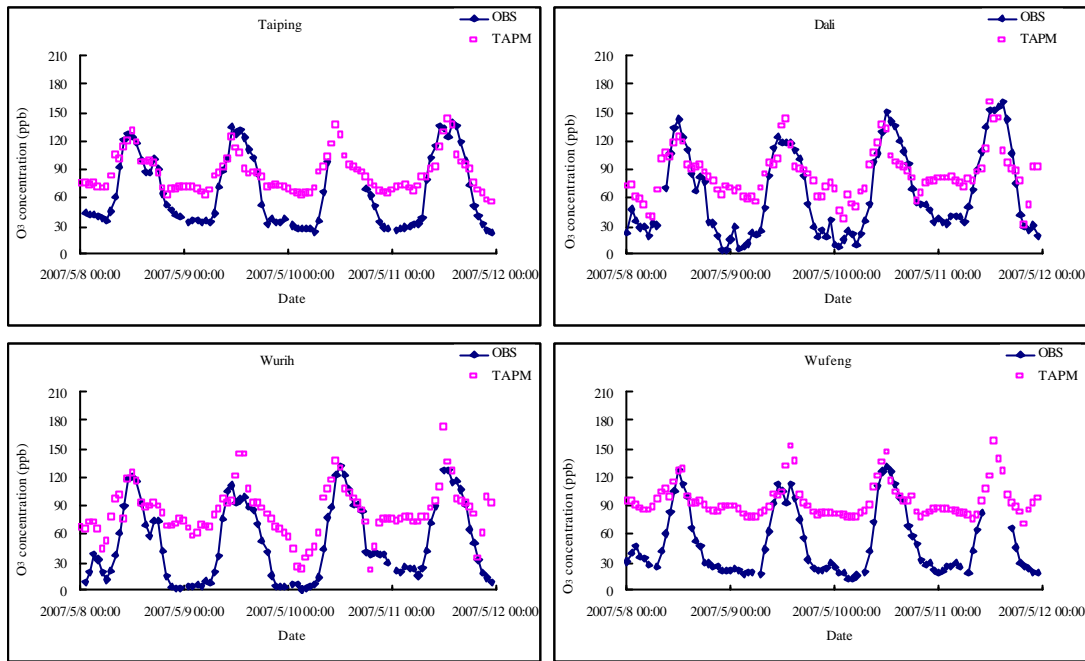


Fig. 1.7 Comparisons of the observed ozone concentration with models simulated at selected stations from 0000LST 8 May to 0000LST 12 May, 2007.

(2) 秋季

秋季季案例中 O_3 模式模擬之實際值與模擬值之趨勢(圖1.8)，在台中都會區之10個測站在IOA值呈現良好的一致性(Table 6)，其IOA平均值0.66。相關係數比較上，數據比對呈現的結果亦良好，皆為高達0.63之高相關性，即臭氧濃度之模擬值和實際觀測值有良好的相關性，顯示臭氧濃度方面模式輸出的模擬值已經能大致掌握高污染發生時之污染趨勢。

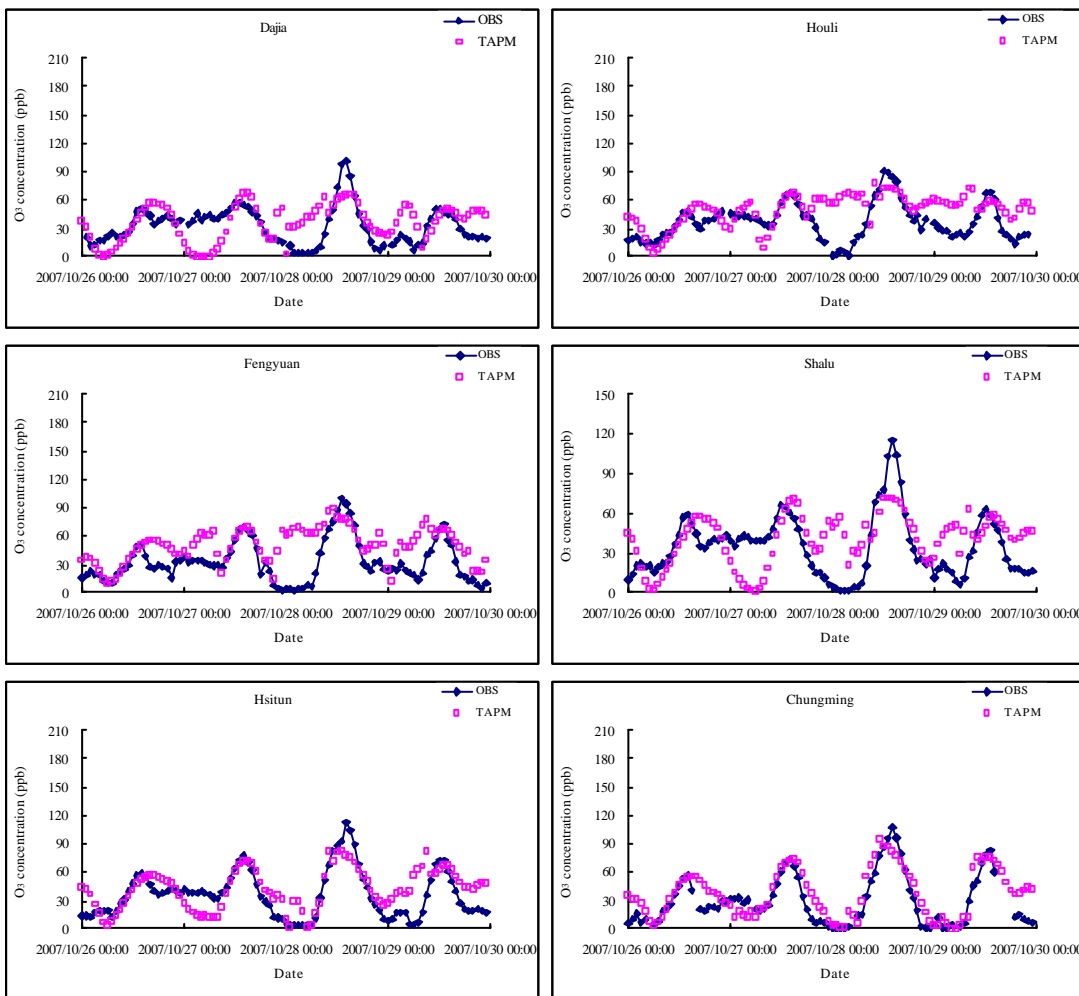
Table 6. Comparison of ozone concentration simulation and observation during autumn period.

Accuracy analysis	MEAN_OBS (ppb)	MEAN_TAPM (ppb)	SD_OBS n=96	SD_TAPM n=96	CORR	IOA
Shalu	34.43	40.08	23.21	18.72	0.41	0.65
Fengyuan	32.67	50.03	21.91	18.21	0.55	0.67
Hsitun	36.17	41.75	24.94	21.19	0.69	0.82

Chungming	30.32	37.30	26.95	25.44	0.87	0.86
Dali	34.11	47.91	28.43	21.75	0.86	0.77
Wurih	31.11	46.03	29.50	20.64	0.78	0.78
Dajia	32.22	35.14	19.76	19.45	0.37	0.63
Houli	36.62	49.45	19.40	16.41	0.34	0.52
Wufeng	12.55	66.05	16.92	13.34	0.51	0.30
Taiping	31.53	53.91	23.00	17.36	0.88	0.61

OBS= observation, TAPM=The air pollution model, AVG= Average, STD= Standard bias, CORR= Correlation Coefficient, IOA

= Index of agreement



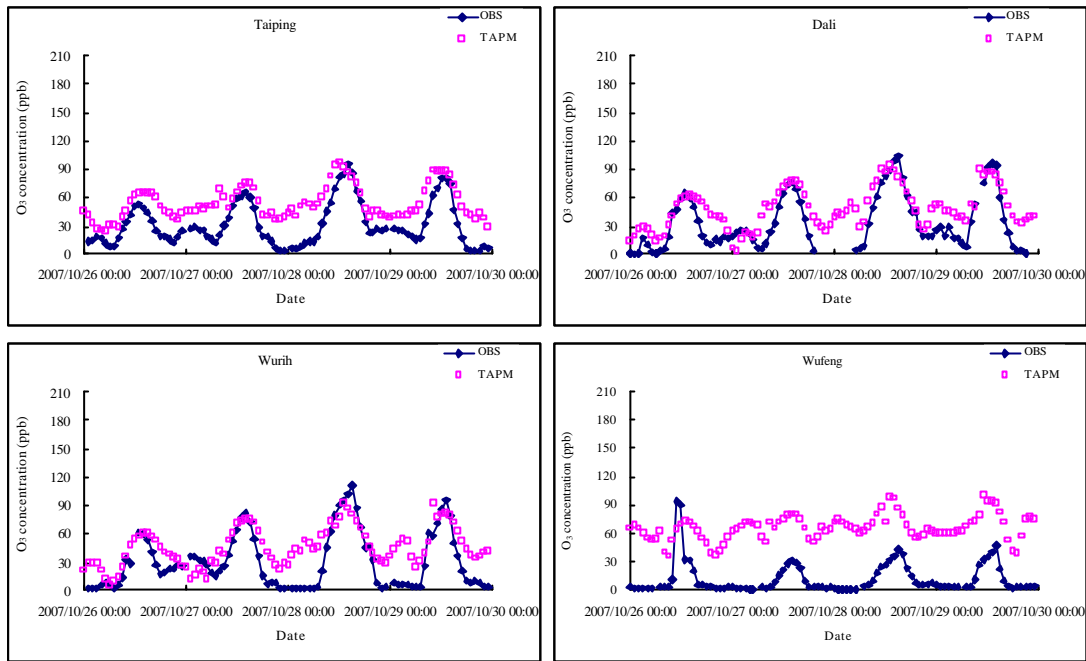


Fig. 1.8 Comparisons of the observed ozone concentration with models simulated at selected stations from 0000LST 26 October to 0000LST 30 October, 2007.

Hua LJ, Ma ZG, Guo WD. (2008) The impact of urbanization on air temperature across China, Theoretical and Applied climatology, 93: 179-194