

台灣北部地區局部環流之研究

蔡清彥

國立台灣大學大氣科學系

(中華民國七十六年七月二十一日收稿；九月八日完稿)

摘 要

臺灣北部地區因受地理環境影響，兼受海陸風和山谷風所左右。經分析風場實測資料，發現夏季日間之氣旋式輻合氣流場，相當顯著，其滙聚中心，位置雖非固定，但約略均居於大屯山與七星山附近。夏季夜間局部環流型式，與日間相反，屬反氣旋輻散場，其中心亦大致在大屯山及七星山附近。冬季同地區受東北季風影響，未有顯著之氣旋式輻合場，或反氣旋式輻散場，僅因地形阻擋，令吹入之季風分為三支，分別沿基隆河及淡水河谷進入台北盆地，滙合後經鶯歌附近流出。梅雨期在日間大範圍不論盛行風風向如何，大屯山區均可能產生輻合場。夜間則當大範圍風力較弱時，大屯山區方有可能形成輻散場。至於秋季，則在日間大範圍盛行之風，其風力較弱時，則在大屯山區可形成輻合場。秋季夜間，亦唯風力較弱時，大屯山區可產生輻散場。但當夜間盛行東南風或西南風，台北盆地亦可能誘發輻合場。

分析臺灣北部地區夏冬兩季，各等高面之氣流場發現，在夏季低層環流兼受海陸風系統及大範圍繞山（陽明山區）氣流的影響。在冬季，陽明山區兩側低層環流則主要受大範圍繞山氣流所控制。

本文亦從事臺灣北部地區局部環流簡易數值模式之建立工作。考慮三種陸地加熱的情形，來模擬地形導引，海陸風及山谷風三種作用。

關鍵詞：局部環流、季節變化、地形導引、海陸風、山谷風、數值模擬

一、前言

臺灣北部地區重巒疊嶂地形起伏，河谷縱橫，阻障氣流經路；又因地面受熱迥異造成山谷風；而東、北、西三面環海，形成海陸風，此三種因素均影響局部環流甚巨，頗有深入研究的價值。

早期 Defant (1951) 曾描述海陸風及山谷風等由溫度場造成之局部環流，並闡釋其生成之原

因，其後 Moroz (1967) 亦曾研究密歇根 (Michigan) 湖附近，Estoque et. al (1976) 則對安大略 (Ontario) 湖南岸，分別討論湖與陸地溫度差異所造成之海陸風。Lyons 及 Olsson (1973) 則分析海陸風對芝加哥附近空氣污染之影響。一般而言，日間吹海風時，大氣

較不穩定，陸上易產生積雲對流，而助長海陸風環流，因此日間海風常較夜間陸風為強。海風之最大強度可達 $6 \sim 15 \text{ ms}^{-1}$ ，其侵入距離可達 $15 \sim 50$ 公里，環流影響厚度則有 $2 \sim 3$ 公里。而山谷風之強弱常視地形環境而異，其強度較海風微弱，僅 $2 \sim 4 \text{ ms}^{-1}$ 而已，厚度亦僅 300 公尺。

又根據 Tyson 及 Preston-Whyte (1972) 之研究，傾斜地形之溫度場亦可造成局部環流。Pielke (1974a) 曾以三維數值模式研究佛羅里達州之海陸風，並發現海陸風對局部氣流之輻合及熱雷雨有極大之影響。Pielke (1974b) 又曾作三維及二維數值模式對海陸風模擬之比較。除地區性之溫度場可造成局部環流外，崎嶇不平之地形，亦可改變風場，如 Danard (1977) 即曾利用一層原始方程模式研究地形、摩擦及溫度場對局部環流之影響。

本文主要利用現有軍、民用測站資料分析四季近地面水平風場，並利用單經儀測風氣球觀測資料來分析各等高面之氣流分佈。另外，本文嘗試建立臺灣北部地區局部環流之簡易數值模式研究地形及溫度場對局部環流的影響，作為未來監視 (monitor) 與管制 (control) 空氣污染的基礎。

表一 測站名稱及其位置

站名	隸屬單位	位置(經緯度)
鞍部	氣象局	$25^{\circ}11'N, 121^{\circ}31'E$
淡水	"	$25^{\circ}10'N, 121^{\circ}26'E$
竹子湖	"	$25^{\circ}10'N, 121^{\circ}32'E$
基隆	"	$25^{\circ}08'N, 121^{\circ}45'E$
台北	"	$25^{\circ}02'N, 121^{\circ}31'E$
新竹	"	$24^{\circ}48'N, 120^{\circ}58'E$
宜蘭	"	$24^{\circ}46'N, 121^{\circ}45'E$
桃園	空軍氣象聯隊	$25^{\circ}03'N, 121^{\circ}14'E$
松山	"	$25^{\circ}04'N, 121^{\circ}33'E$
新竹	"	$24^{\circ}50'N, 120^{\circ}56'E$
乾華	台灣電力公司	$25^{\circ}17'N, 121^{\circ}35'E$
國聖	"	$25^{\circ}12'N, 121^{\circ}39'E$
基隆	林務局	$25^{\circ}05'N, 121^{\circ}42'E$
坪林四堵	"	$24^{\circ}55'N, 121^{\circ}40'E$
澤仁	"	$24^{\circ}50'N, 121^{\circ}21'E$
巴陵	"	$24^{\circ}40'N, 121^{\circ}23'E$
榮華	"	$24^{\circ}45'N, 121^{\circ}20'E$
關西玉山	"	$24^{\circ}45'N, 121^{\circ}12'E$
華崗	中國文化學院	$25^{\circ}08'N, 121^{\circ}32'E$

二、資料之收集與整理

(一) 現有測站資料之收集

要了解北部地區局部環流之特性，需要風場資料，來繪製流線圖。經研究目標地區現有地面風測站，分屬軍公民營單位，多分佈沿海地區，內陸山區甚為稀少，計有屬中央氣象局之鞍部、竹子湖、淡水、基隆、台北、新竹及宜蘭；屬空軍氣象聯隊之桃園、松山、新竹；屬臺灣電力公司之乾華及國聖；屬林務局之基隆、坪林四堵、澤仁、巴陵、榮華及關西玉山；屬文化大學之華崗等，其位置分佈參閱表一及圖一。

(二) 增設測站

前述各測站位置，均散佈北端及沿海地帶，內陸地區地面風測站稀疏，經斟酌實際情況，分別選

擇坪林及鶯歌兩處，於 1977 年設置固定測站，於坪林國中及鶯歌國中分別裝置自記風向風速計一套，實測風向風速記錄，有助於風場之分析。其後，因根據風場分析經驗，發現於重光、北新莊及五指山之風速風向資料對流線行向之判定，有很大幫助，故將坪林、鶯歌之儀器於 1978 年移至重光、五指山，並在北新莊安置一套新的儀器，從事風場觀測。

(三) 資料之整理與繪圖

綜合現有測站及臨時測站的風場資料，因各測站儀器離地高度不一，故均以對數函數求取離地十公尺高度之風速。然後將風向、風速資料填入專為本專題研究設計製作之臺灣北部地區 Mercator projection 地圖上。此圖在 $22.5^{\circ}N$ 之放大率為 $1:315,000$ 。地形等高線則從聯動製圖廠

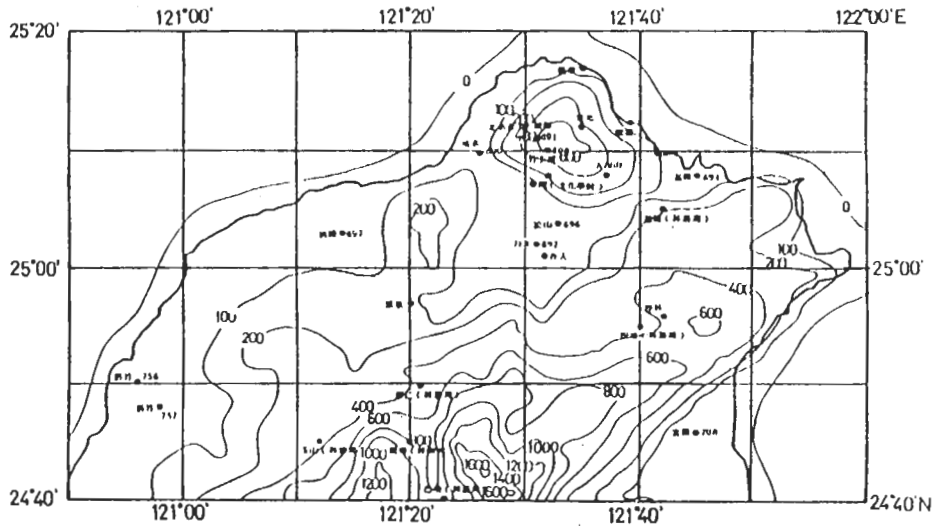


圖1 台灣北部地區地形等高線及地面風測站分佈圖

之十萬分之一地圖讀出每公里網格點高度值，再經過小區域（約為四公里見方）平均得到每四公里網格高度所繪製。

三、觀測局部風場之分析

(一) 近地面水平風場

臺灣北部地區，夏季受太平洋副熱帶高壓影響，冬季受大陸冷氣團高壓影響，春、秋季大致為夏、冬季交替的季節，臺灣北部地區除受此大範圍天氣系統風場變化影響外，亦受海陸風及山谷風之控制。因臺灣四面環海，易形成海陸風環流。而在新竹—宜蘭以北地區地形起伏，主要山系有位於台北盆地東南側，呈東北—西南走向之大雪山脈；位於台北盆地南側的中央山脈；位於淡水河谷—台北盆地—基隆河谷以北之大屯山、七星山及五指山等所組成之陽明山區；另有較次要之觀音山巒及林口台地（參見圖1之修勻等高線）。地面氣溫之日夜變化大時，易造成臺灣北部主要山系之山谷風。於本文所討論之個案中，彭佳嶼因位處臺灣北部之外海，地形單純，是以用該處所測之地面風向代表大範圍風場。

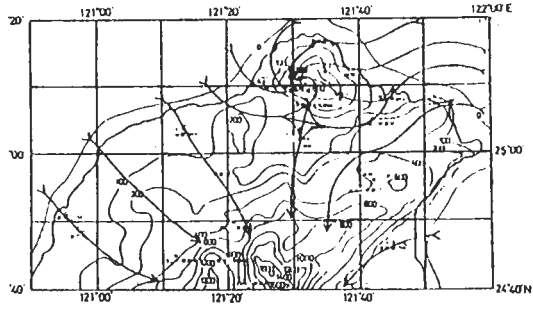
1. 夏季局部風場之分析

臺灣北部地區夏季受太平洋副熱帶高壓的影響，盛行東南風及西南風，茲由1977年7月份中選取個案討論夏季日間及夜晚之環流情況。

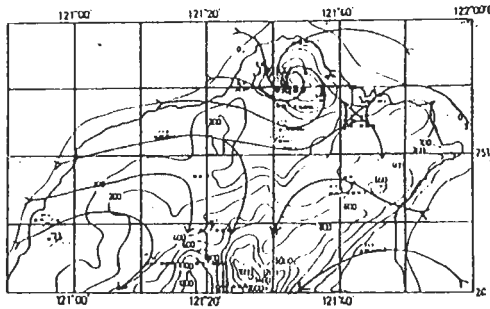
(1) 夏季日間局部環流

A、大範圍盛行西南風

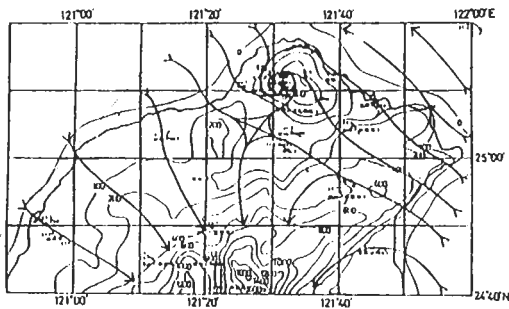
我們以中原標準時間下午二時之環流作為討論夏季日間局部環流之代表，圖2a、2b、2c分別為1977年7月3日、12日、17日之流線圖，此時大範圍風場（以彭佳嶼測站風場為代表）為東南風。由圖2a~2c可發現位於陽明山系之氣旋式輻合氣流場，此氣旋式環流中心之位置每天不一定相同，但大致位於鞍部—竹子湖測站附近數公里範圍內，亦即位於大屯山至七星山峯附近。此氣旋式輻合氣流場之影響範圍大致包括台北盆地、淡水河谷、基隆河谷及其以北地區。此氣流之輻合場主要由於白天之谷風加上海風作用所造成大屯山—七星山山崗四週往中心集中之斜坡風場，由於淡水、台北、松山及基隆等四測站之平均氣溫（下午二時）約 32.8°C ，而臺灣北部外海水面溫度約 $28\sim 29^{\circ}\text{C}$ （Chinese National Committee on Oceanic Research, Academia Sinica, 1964），故臺灣北部地區平地午後二時氣溫約高於鄰近地區海面氣溫 $4^{\circ}\sim 5^{\circ}\text{C}$ 左右。此海陸溫



(a) 7月3日



(b) 7月12日



(c) 7月17日

圖2 夏季(1977年)日間局部環流,大範圍盛行東南風

差乃造成海風。又由於夏季午後陸地低層大氣溫度之垂直遞減率接近乾絕熱溫度遞減率,若以此遞減率估計海拔600~800公尺高空平面午後二時之氣溫分佈情形,則竹子湖測站附近實際氣溫比淡水、松山、台北及基隆等平地測站上空氣溫高出約 2°C ,此氣溫差為造成上坡谷風之因素。即海風及谷風均為造成陽明山系四週往中心集中之升坡輻合氣流場之因素。至於氣旋式環流則可能是上述輻

合場受科氏力影響所造成之結果。此夏季午後局部環流之另兩特色為台北盆地南側至石門水庫流域一帶之北風地形升坡氣流場,以及台北盆地或位於其附近之鞍形氣流場(或氣流輻散區)。沿淡水河谷吹入台北盆地之海風較強時,鞍形流場區域位於台北盆地東側,此時松山及台北測站吹西北風(平均風向為 $300^{\circ}\sim 310^{\circ}$)。若沿基隆河吹入台北盆地之海風較強或大範圍盛行東南風較強時,鞍形流場區域位於台北盆地中西部,此時松山及台北測站吹東風(平均風向約 70°) ;但風速微弱($< 3\text{ms}^{-1}$)。

B、大範圍氣流盛行西南風

圖3a、3b分別為1977年7月7日、13日之台灣北部局部氣流圖。茲以彭加嶼之風場為大範圍風場,此時吹西南風。於此個案中亦存有如位於陽明山系之氣旋式輻合氣流場,但其位置稍有不同,即位於鞍部一竹子湖測站附近或以東數公里範圍內。此氣旋式環流影響範圍則偏南,位於臺灣北端之

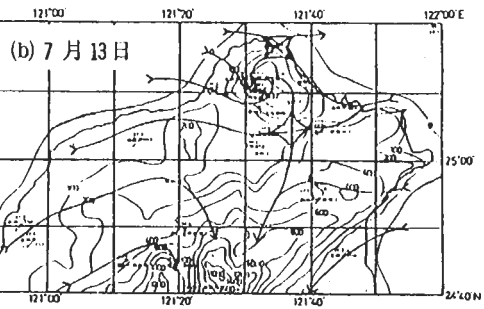
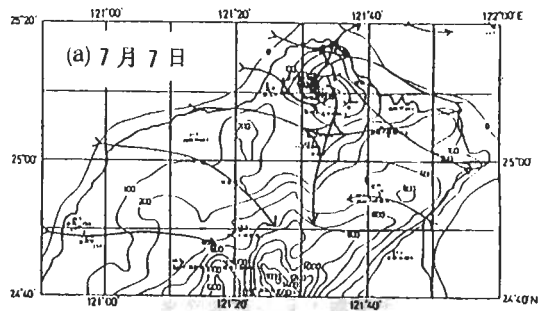
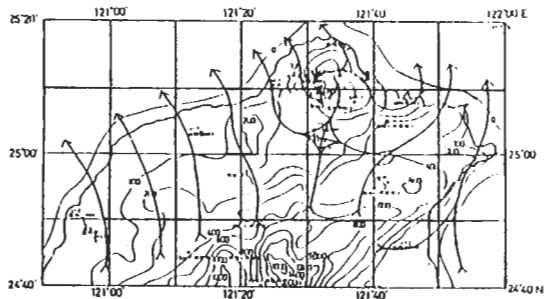
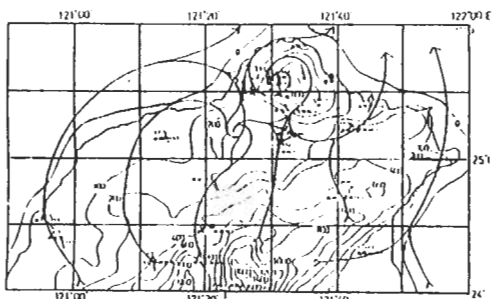


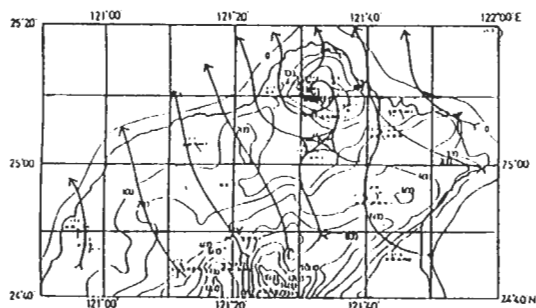
圖3 夏季(1977年)日間局部環流,大範圍盛行西南風



(a) 7月1日



(b) 7月15日



(c) 7月17日

圖4 夏季(1977年)夜間局部環流,大範圍盛行東南風

乾華測站受大範圍氣流影響較大,多吹西風,而松山及台北測站多吹西或西北風,於是造成鞍形風場區,其位置多在台北盆地東部,此時桃園及新竹測站均受大範圍氣流影響吹西南風,而台北盆地南側一帶仍以北風(上坡風)為主。

2 夏季夜間局部環流

茲選擇地方時,清晨二時之環流為代表討論夏季夜間局部環流。以彭加嶼測站之風場為大範圍風場,以下分別討論大範圍氣流為東南風與西南風的

情形。

A、大範圍氣流盛行東南風

一般而言,在大範圍風場較弱時,由熱力效應所造成之局部環流較顯著,而大範圍風場增強時,則陸風及山風效應較不明顯。圖4a、4b、4c分別為1977年7月1日、15日及17日之氣流圖。於此夜間氣流圖中可發現位於陽明山系之氣流場正好與白天相反,屬於反氣旋輻散氣流型式。此反氣旋之中心亦大致位於大屯山至七星峯附近。此反氣旋式輻散場之影響範圍亦大致包括台北盆地、淡水河谷、基隆河谷及其以北地區。此氣流輻散場主要乃由於夜間之山風加上陸風作用,造成由大屯山一七星山山崗往四週之下坡風場。由於淡水、台北、松山及基隆等四個測站之3天平均清晨二時氣溫約為 27.2°C ,估計臺灣北部平均清晨二時氣溫低於鄰近地區海面氣溫約 1°C ,此海陸溫差乃造成陸風,又由於竹子湖測站(高度627公尺)平均氣溫為 22.9°C 及鞍部測站(高度802公尺)平均氣溫

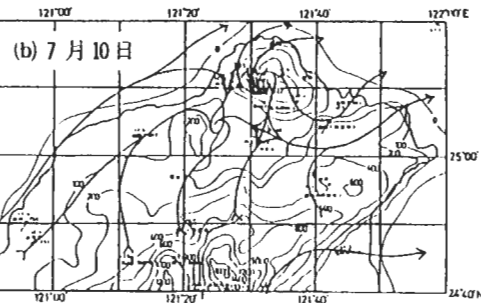
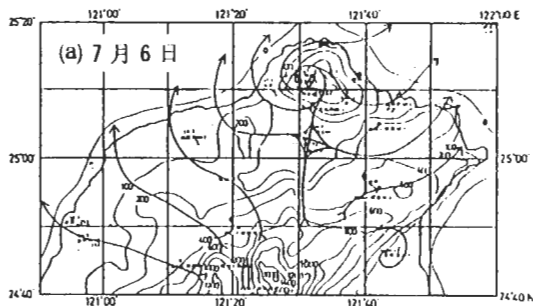


圖5 夏季(1977年)夜間局部環流,大範圍盛行西南風

為 21.3°C ，因此在 $600 \sim 800$ 公尺高度平面上，山區氣溫約低於平地氣溫 $0.5 \sim 1.0^{\circ}\text{C}$ ，此氣溫差乃造成下坡山風。上述陸風與山風均造成陽明山系往四週輻散氣流場之因素。而反氣旋式環流則為空氣塊由中心往外輻散所造成之必然結果。此外，台北盆地南側至石門水庫流域一帶之南風地形下坡氣流場及台北盆地之鞍形氣流場（或微弱氣流輻合區）。一般而言，松山及台北測站之夜間風速甚小，均小於 1.3ms^{-1} 。

B、大範圍氣流盛行西南風

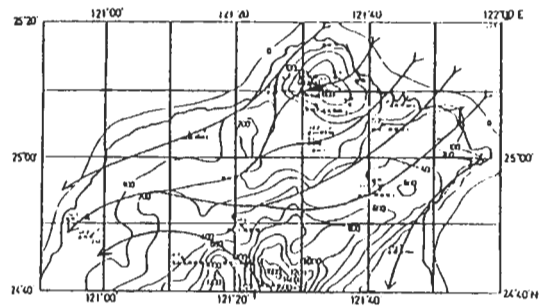
圖 5a、5b 是為 1977 年 7 月 6 日、10 日之臺灣北部局部氣流圖，於此類個案中，陽明山區之反氣旋式輻散氣流場之位置位於大屯山—七星山崗附近。而位於台北盆地南側至中央山脈北麓一帶之南風地形下坡氣流場以及台北盆地之鞍形氣流場均與大範圍氣流盛行東南風之個案中相似。但由圖 5b 中，此時大範圍氣流場盛行西風，可發現在新竹至淡水沿海附近一帶有利陸風與大範圍氣流之輻合區。同時淡水測站附近受大範圍氣流影響多吹與陽明山區反氣旋式輻散氣流場方向相反之海風，因此造成陽明山區與淡水之間之鞍形氣流場。此外，由淡水河谷吹入之大範圍氣流在蘆州—泰山附近與來自台北盆地南側及中央山脈北麓之南風地形下坡風會合，形成輻合渦旋區。

2 冬季局部環流

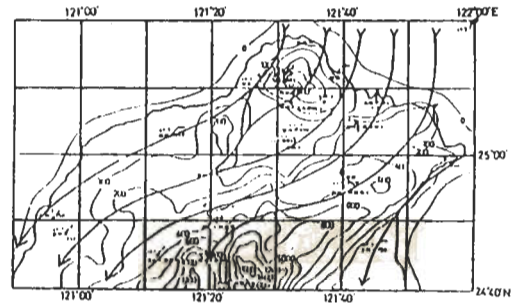
臺灣北部地區冬季盛行東北季風。而海陸溫差及日夜溫差均小，因此海陸風及山谷風效應不顯著。地形僅扮演對盛行氣流之阻擋及引導作用，在此我們分別討論在不同大範圍盛行風影響下之北部局部環流。

(1) 大範圍氣流盛行東北風

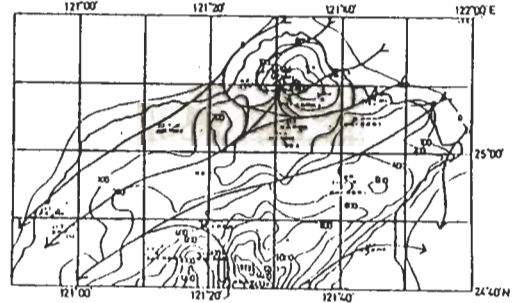
我們由 1977 年 12 月中選取個案來討論，在此我們均討論 00 GMT 之個案。圖 6a、6b、6c 為 1977 年 12 月 17 日、25 日及 26 日之氣流圖，由圖 6a、6b 可發現，受陽明山區之阻擋作用使東北季風分為三支：一支往南繞過五指山再沿基隆河谷經南港附近往西或西南西進入台北盆地南側，然後沿中央山脈北側山麓經鶯歌附近出台北盆地後轉往



(a) 12月17日



(b) 12月25日



(c) 12月26日

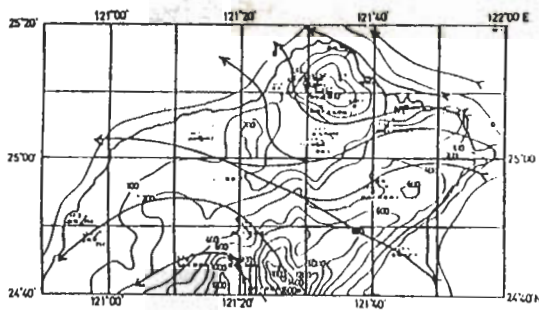
圖 6 冬季 (1977 年) 局部環流，大範圍盛行東北風

西南流去。另一支經北海沿岸往西南繞過陽明山區，經淡水附近，因受觀音山及林口台地阻擋分裂為兩分支，其一分支繼續往西南經桃園、楊梅等地，另一分支則往南繞過觀音山及林口台地經泰山，在鶯歌附近與沿基隆河谷進入之氣流會合。第三支則直接沿北磺溪經重光，翻越陽明山區，往西南在泰山附近與沿淡水河谷進入之氣流分支會合。而圖 6c 中可特別發現在陽明山區背風面有顯著之渦旋

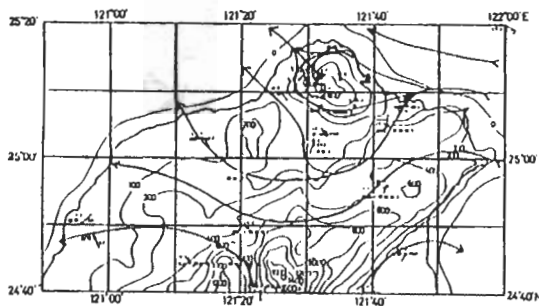
。台北盆地之松山及台北測站以吹東風為主，而此背風渦旋主要位於鞍部、竹子湖及淡水測站附近一帶，範圍較大之渦旋則可包括淡水河谷及台北盆地西北部等地區。

(2)大範圍氣流盛行東南東風

當移動性高壓自 $30^{\circ} \sim 40^{\circ}N$ 沿海，即長江口至黃河口一帶，移出中國大陸後，臺灣北部地區多吹東風或東南東風。圖 7a、7b 分別為 1977 年 12 月 14 日及 23 日之氣流圖。一般而言，在福隆—基隆北方海面往西或西北西之氣流在基隆附近分爲兩支。一支往西北繞過陽明山區，另一支則往西南沿基隆河谷進入台北盆地後又分裂爲兩分支，一支繼續往西南西經鶯歌附近出台北盆地，另一分支則往北經淡水河谷出海，兩支繞過陽明山區之氣流有時亦可能在山區西北側形成背風渦旋，如圖 7b 所示。於此個案中台北盆地東側吹東北東風爲主，西側則以東南風爲主。



(a) 12月14日



(b) 12月23日

圖 7 冬季 (1977 年) 局部環流，大範圍盛行西南風

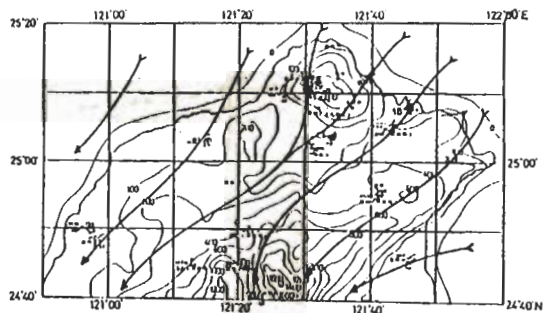
3. 梅雨期局部環流

臺灣在冬季東北季風與夏季西南季風交替之時，存有一顯著之氣候特徵：梅雨。在此我們以彭加嶼之地面風代表大範圍風場，探討臺灣北部地區日間 (以 1400 LST 爲代表) 及夜間 (以 0200 LST 爲代表) 之地面環流場。

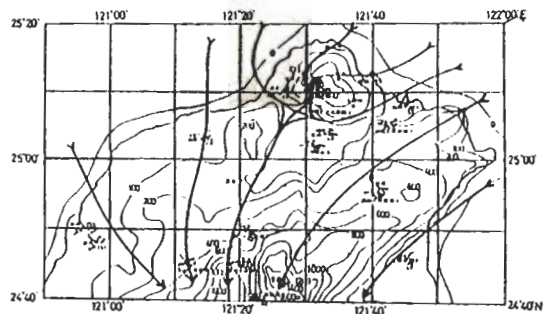
(1)日間之局部環流

A、大範圍盛行東北風

圖 8a、8b 分別為 1978 年 5 月 31 日及 6 月 2 日之日間氣流圖。當東北風較弱時 (10 kts 以下)，淡水沿海受海風及谷風影響，吹西風。沿淡水河谷之西北氣流與沿基隆河谷之東北氣流在台北盆地北端交匯，形成一鞍形氣流場。其一氣流轉向北而與大屯山東北麓之東北風在鞍部附近形成一輻合場；另一支則流向台北盆地西南大漢溪河谷，直趨



(a) 大範圍盛行東北風，風速較強 (15 kts 以上) 時，6 月 2 日。



(b) 大範圍盛行東北風，風速較弱 (10 kts 以下) 時，5 月 31 日。

圖 8 梅雨期 (1978 年) 日間局部環流

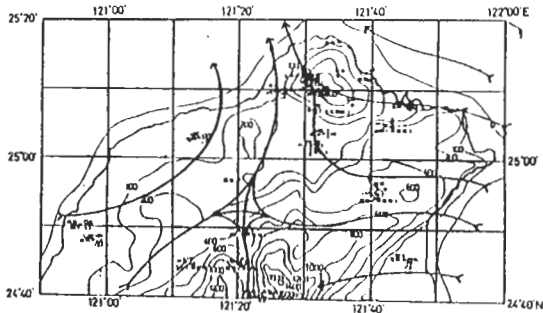
鶯歌、龍潭一帶。新竹、桃園一帶顯然受海風及谷風影響，風向均偏北，即吹向中央山脈西北麓。而當東北風較強時（15 kts 以上），如圖 8b 所示，此時臺灣北部地區，直至桃園、新竹一帶，均吹東北風，整個氣流流向，因受大屯山系之阻礙，概分為三支，其一支跨越山區直奔西南，另一支沿大屯山北麓沿淡水河谷南下（淡水吹北風）；又一支沿基隆河谷經台北盆地而下西南（台北盆地吹東北風）。此三支氣流在鶯歌附近會合，直趨新竹、關西一帶，中央山脈山麓，因白天山谷風與大範圍東北風一致，故呈上坡氣流場。

B、大範圍盛行東南風

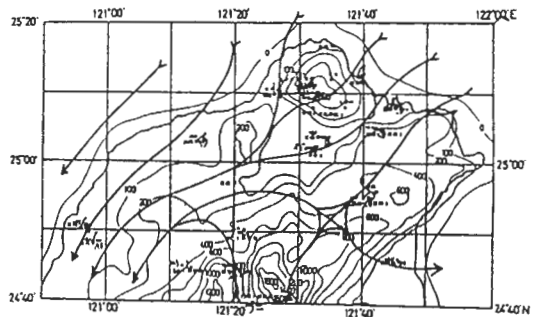
圖 9a、9b 分別為 1978 年 5 月 23 日及 6 月 8 日之觀測氣流圖。東南風較強時（15 kts 以上），如圖 9a 所示，東南氣流受地形及海風影響，沿

基隆河谷吹，成為東北風與新竹一帶（中央山脈以西受盛行東南風之影響較小）之海風、谷風在大漢溪上游（台北盆地西南端）相遇，造成一鞍形場，一支向南流向中央山脈山區，另一支向北流經台北盆地西部，沿大屯山西南麓及淡水河谷出海，風向仍呈向東南。桃園、楊梅一帶因受海風影響，吹西風，氣流經林口台地西北端，轉折為東南風出海，此或受鞍形場北支氣流導引之故。

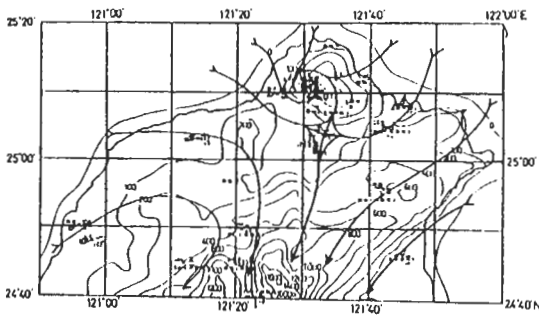
東風較弱時（10 kts 以下），如圖 9b 所示，淡水受海風及谷風影響吹西北西風，氣流沿淡水河谷深入台北盆地。此股氣流與基隆河谷南邊之東北風會合，在台北盆地東南部造成一鞍形場。然後一支向南沿新店溪河谷，經烏來入中央山脈山區，另一支則向北併合大屯山南麓之谷風，與來自大屯山區西、北、東麓之海風及谷風在竹子湖附近形成



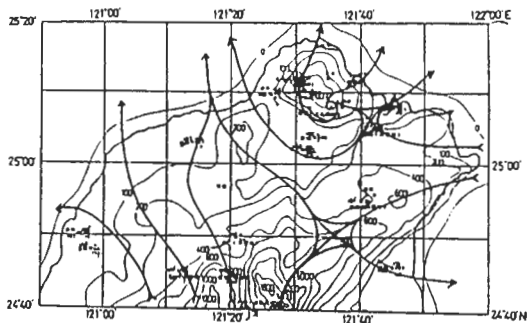
(a)大範圍盛行東南風，風速較強（15 kts以上）時，5月23日。



(a)大範圍盛行東北風，風速較強（20 kts以上）時，6月2日。



(b)大範圍盛行東南風，風速較弱（10 kts以下）時，6月8日。



(b)大範圍盛行東北風，風速較弱（15 kts以下）時，6月6日。

圖 9 梅雨期（1978年）日間局部環流

圖 10 梅雨期（1978年）夜間局部環流

一輻合場。桃園、新竹一帶吹偏西風，蘭陽平原則吹東北風，顯然受海風影響。

(2) 夜間之局部環流

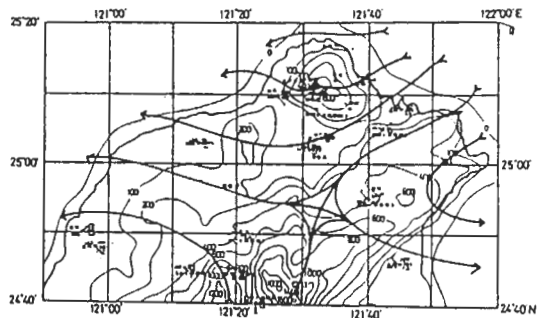
A、大範圍盛行東北風

圖10a、10b分別為1978年6月2日及6月6日之觀測氣流圖。圖10a所示為東北風較強時(20kst以上)之情形，晚間臺灣北部地區除中央山脈北麓及東麓受山風影響，為下坡風場外，其餘各地均吹東北風，因大屯山之阻障，東北氣流分成三支行進，其一經大屯山北麓直趨新竹、桃園外海；另一支跨越大屯山區，在鞍部及竹子湖附近，略有小擾動，而後橫過淡水河谷吹向桃園、新竹一帶；又一支則由基隆河谷進入台北盆地，與由中央山脈沿烏來山地注入之下坡風，在台北盆地東南端交會成一鞍形場。此鞍形場之一支經坪林趨向頭城，另一支經台北盆地轉往鶯歌關西一帶。

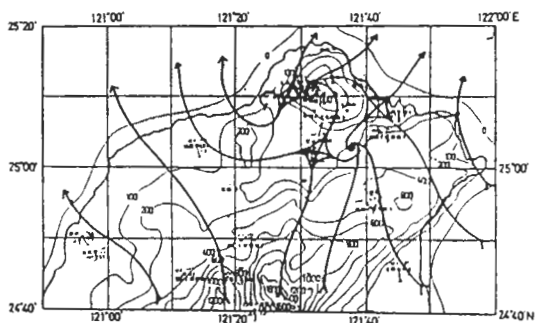
東北風較弱時(15kst以下)，如圖10b所示，晚間臺灣北部地區除東北角濱海地帶受東北風影響外，其餘地區似受山風及陸風之影響。大屯山區之七星山附近為一輻散場，向北之氣流逕行出海，向東之氣流則和東北風在國聖附近形成鞍形場。其氣流配置，一支向北出海，一支向南沿大屯山南麓經淡水河谷出海，淡水吹南風，另沿基隆河谷之東北風與中央山脈北麓之下坡風在台北盆地匯成一鞍形場，其氣流一支向西北經林口台地出海，一支向東南經坪林、頭城逸出海上。中央山脈仍為輻散場，東、北、西各方山坡，均屬下坡氣流場。

B、大範圍盛行東南風或西南風

圖11a、11b分別為1978年5月25日及6月11日之氣流圖，於圖11a中大範圍風場是為東南東風，因地形影響，東南氣流由基隆河谷進入台北盆地，台北吹東北風，經林口台地向西由桃園附近入海。另外大屯山區東南風過山，亦分為三支，一支經過北麓，一支橫越過山區，一支則由南麓沿淡水河谷出海，此時大屯山區無夜間輻散場存在。又在福隆附近之東風吹至新店溪上游時和中央山脈之下坡風在台北盆地南端造成一鞍形場，一支經坪林谷地轉至頭城出海，另一支向西經鶯歌至楊梅外海。



(a) 大範圍盛行東南風偏東(90~135度)時，5月25日。



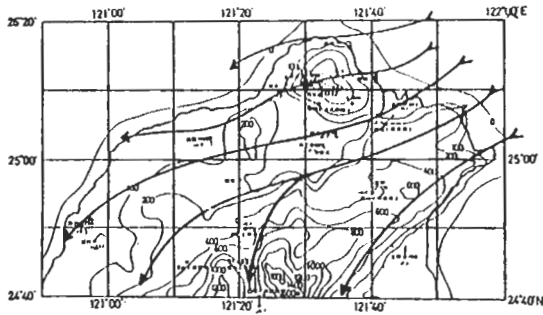
(b) 大範圍盛行西南風時，6月11日。

圖11 梅雨期(1978年)夜間局部環流

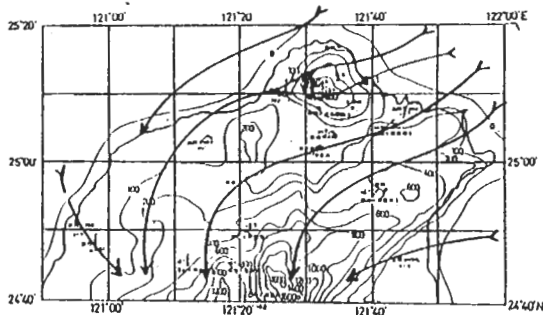
當大範圍盛行西南風，如圖11b所示，大屯山區鞍部、竹子湖附近有一輻散場，向東之支流與福隆吹來之東南風在國聖附近造成一鞍形場，一支向東北出海，一支則沿基隆河谷東南下至台北盆地中央，而與向南之支流及中央山脈之下坡風在台北盆地中央形成一輻合場。觀音山區為另一輻散場，和大屯山區之輻散場在淡水附近造成另一鞍形場，一支向北至北邊海面，另一支則沿淡水河谷轉向桃園出海。新竹一帶受中央山脈下坡風影響，吹東南風(陸風)出海。

4. 秋季局部環流

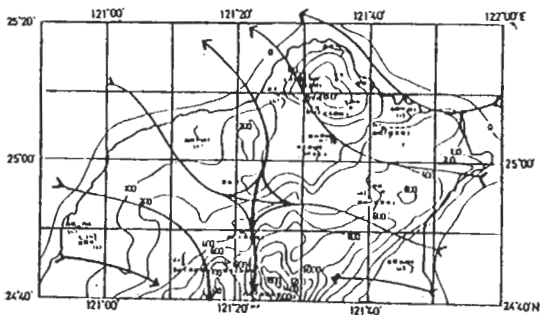
秋季乃夏、冬之交替季節，以9月份為代表，此時副熱帶高壓及大陸冷氣團高壓均不明顯，分析彭加嶼十年(1969~1978)之風向可知，7、8月主要風向均為東南或西南風，受制於夏季太平洋副熱帶高壓，而10月至翌年3月主要風向均為東



(a)大範圍盛行東北風，風速較強（15 kts以上）時，9月19日。



(b)大範圍盛行東北風，風速較弱（10 kts以下），且各測站溫度不高（ 30°C 以下）時，9月12日。



(c)大範圍盛行東北風，風速較弱（10 kts以下），且各測站溫度很高（ 31°C 以上）時，9月14日。

圖12 秋季（1978年）日間之局部環流

北風，受制於冬季大陸冷氣團高壓。因此特別選擇9月份來分析臺灣北部之地面風場，代表秋季期間的局部環流型態。在此仍以彭加嶼風場為大範圍風

場，來討論北部地區日間（1400 LST）、夜間（0200 LST）之地面氣流場。

(1)日間局部環流

A、大範圍盛行東北風

圖12a、12b、12c分別為1978年9月19日、12日及14日之氣流圖，於東北風較強時（15 kts以上）（參閱圖12a），東北風經大屯山區，大致上仍分為三支，北支經北麓至淡水外海西南而下，中間者在大屯山區有小波動，再經林口台地下桃園一帶，南支則經基隆河谷，橫過台北盆地而至鶯歌、新竹一帶，新竹、桃園一帶均受東北風下游控制，吹東北風。中央山脈北麓由於東北風加上谷風，均呈一片上坡氣流場。蘭陽盆地亦由於東北風加上谷風，吹東北風進入蘭陽溪上游。

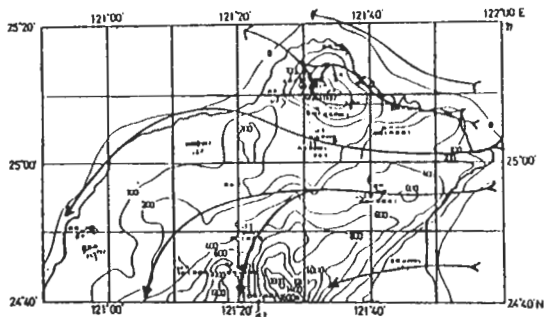
東北風較弱（10 kts以下）而溫度亦不高（平均在 30°C 以下）時，如圖12b所示，臺灣北部地區大部分均受東北風控制。除新竹一帶受海風及谷風影響，改吹西北風，不受東北風下游控制外，其他均與圖12a相似。

東北風較弱（10 kts以下）而溫度很高（平均在 30°C 以上）時，如圖12c所示，新竹一帶受海風控制，而和沿中央山脈北麓的東北風在大漢溪上游造成一個鞍形場，南支向中央山脈山區，北支流向楊梅、中壢一帶出海，東北風經陽明山區時仍如圖12a分成北、中、南三支流，仍因受鞍形場影響，均呈東西向出海。

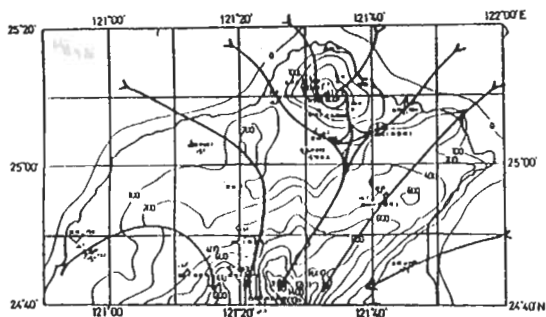
B、大範圍盛行東南風

圖13a、13b分別為1978年9月24日及25日之氣流圖，當東南風較強（20 kts以上），如圖13a所示，臺灣北部地區東半部（林口台地一線以東）均吹東南風。林口台地一線以西，受海風影響，桃園轉吹東北風，而新竹偏西北風。中央山脈北麓上坡氣流場不顯明，蘭陽盆地受地形及海風影響吹東風。

若東南風較弱時（15 kts以下），大範圍東南風無控制力，臺灣北部地區整個受局部因素影響為一典型之白天局部環流。所有海岸均吹海風進入內陸，大屯山區有一輻合場，基隆河谷和淡水河谷的海風在台北盆地東端造成一鞍形場，北支流向輻合



(a)大範圍盛行東南風，風速較強（20 kts以上）時，9月24日。



(b)大範圍盛行東南風，風速較弱（15 kts以下）時，9月25日。

圖13 秋季（1978年）日間局部環流

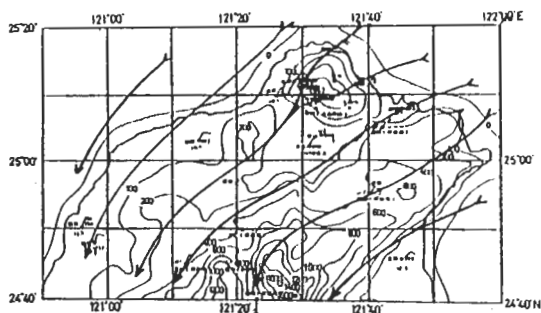
場，南支流向中央山脈北麓。桃園、新竹一帶均吹海風進入大漢溪上游。蘭陽盆地不受大範圍東南風控制，而受海風及谷風影響改吹東北風進入蘭陽溪上游。

(2)夜間局部環流

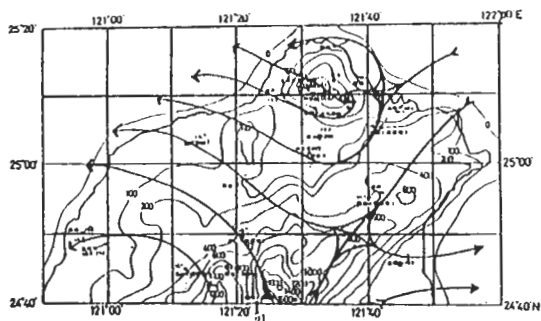
A、大範圍盛行東北風

圖14 a、14 b 分別為1978年9月23日、28日之氣流圖。當東北風較強（20 kts以上）時，如圖14 a 所示，東北風遇大屯山區仍分成南、中、北三支，南支由基隆河谷進入台北盆地，經鶯歌至新竹一帶。中支在大屯山區產生小擾動，由桃園下西南。北支經北麓至淡水外海。中央山脈無夜間常見之下坡氣流場。

東南風較弱（15 kts以下）時，如圖14 b 所示，陽明山區及中央山脈夜晚之下坡風產生作用造成



(a)大範圍盛行東北風，風速較強（20 kts以上）時，9月23日。



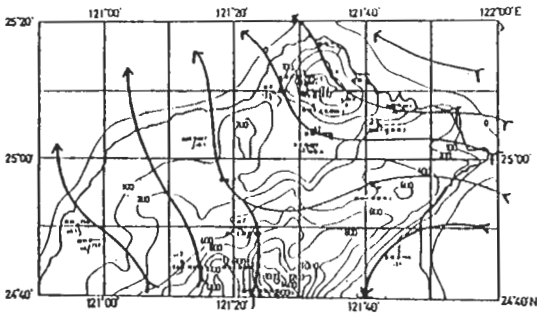
(b)大範圍盛行東北風，風速較弱（15 kts以下）時，9月28日。

圖14 秋季（1978年）夜間局部環流

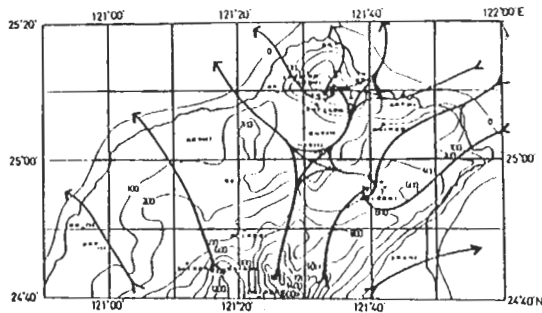
局部環流，大屯山區為一輻散場，向東之支流在國聖外海和東北風造成一鞍形場，北支流向北部海面，南支流則進入基隆河谷經台北盆地至桃園、中壢一帶。中央山脈北麓之東北風和其下坡風在新店溪上游造成一鞍形場，向東之支流由蘭陽盆地北端出海，向西之支流則沿北麓至新竹、楊梅一帶。蘭陽盆地受中央山脈下坡風控制，吹西風。

B、大範圍盛行東南風

圖15 a、15 b 分別為1978年9月4日、5日之氣流圖，當大範圍盛行東南風偏東（90°~135°），如圖15 a 所示，臺灣北部地區除蘭陽盆地以外，均受大範圍風場所控制，吹東南風。新竹一帶之東南風為中央山脈下坡氣流所造成，林口台地西邊之南風係由中央山脈下坡風及東南風沿中央山脈北麓之東風匯合而成。蘭陽盆地受地形影響吹東北風。



(a)大範圍盛行東南風偏東 (90 ~ 135 度) 時
， 9 月 4 日 。



(b)大範圍盛行東南風偏南 (135 ~ 180 度) 時
， 9 月 5 日 。

圖 15 秋季 (1978 年) 夜間局部環流

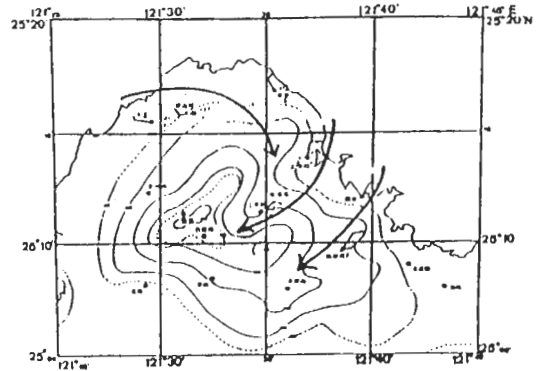
當大範圍風場為東南偏南 (135° ~ 180°) 時，如圖 15 b 所示，大屯山區和中央山脈之下坡風與東南風之東風分量，三者造成了局部環流。大屯山區向東之下坡風與東南風在國聖附近造成一鞍形場，北支向北部海面，南支則經基隆河谷與中央山脈之下坡風在台北盆地中央造成另一鞍形場。一支經淡水出海，另一支東南向與福隆吹來之東風及中央山脈之下坡風三者，在台北盆地東南端形成了輻合場。林口台地以西受中央山脈下坡氣流場控制，桃園吹南風，新竹吹東南風。蘭陽盆地受中央山脈下坡風影響，吹西南風。

垂直各層之風場分析

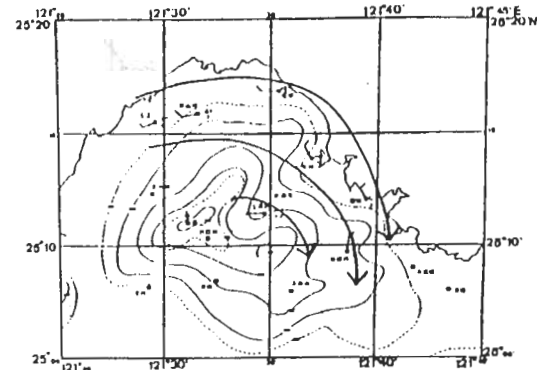
1. 夏季

夏季觀測，從 1982 年 7 月 6 日 1400 LST 到 10 日 1400 LST，共設大武崙、嵌腳村、國聖、二

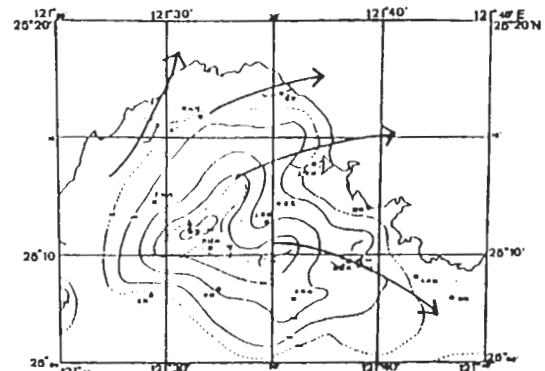
重橋、三界村、乾華、橫山村、三芝等八個測站。每站均以單經緯儀追蹤測風氣球的方法，觀測核能



a 100 公尺



b 500 公尺



c 900 公尺

圖 16 1982 年 7 月 9 日 1400 時各等高面風場資料與氣流圖

一、二廠十公里範圍內之低層大氣風場，每站均由四位同學負責操作，從事三小時一次的四天連續觀測。

(1)日間風場分析

茲以1982年7月9日1400 LST之觀測資料為代表，來討論夏季日間風場結構。圖16 a至16 c為7月9日1400 LST，100公尺、400公尺及900公尺各等高面之風場和氣流圖。此時，天空佈滿積雲，故觀測風場資料只達900公尺。由圖16 a可發現，陽明山區西北及北側測站受大範圍西風氣流影響較大，吹西風為主；而東側測站則受海風影響較大，吹東北風。圖16 b為500公尺之氣流圖，此時，海風之影響較小，風場受大範圍繞山氣流影響，各地風向大致平行地形等高線。900公尺等高面之風場則較不受地形影響，各測站均吹西南風。

(2)夜間風場分析

茲以1982年7月9日0200 LST觀測資料為

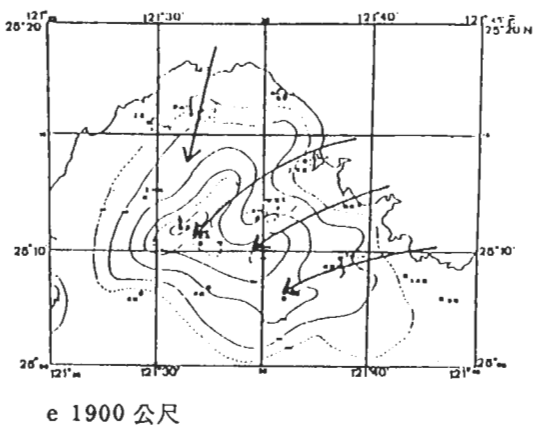
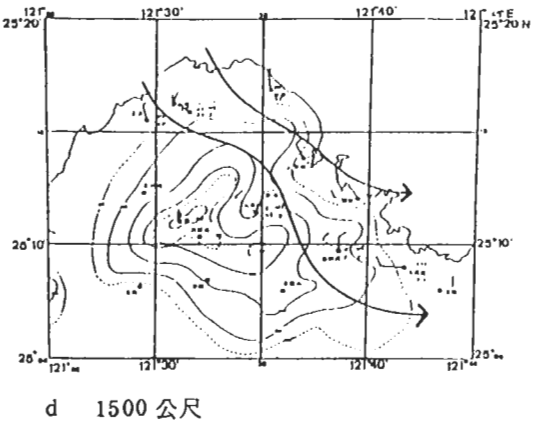
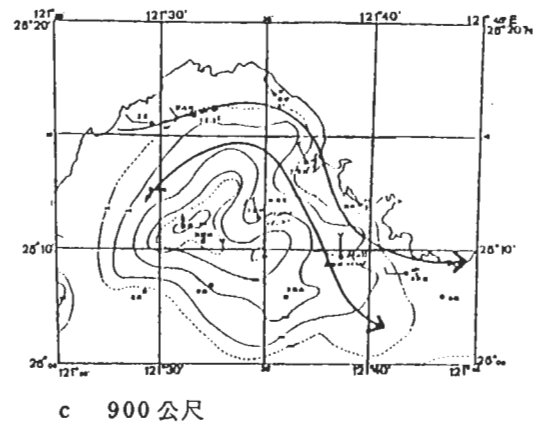
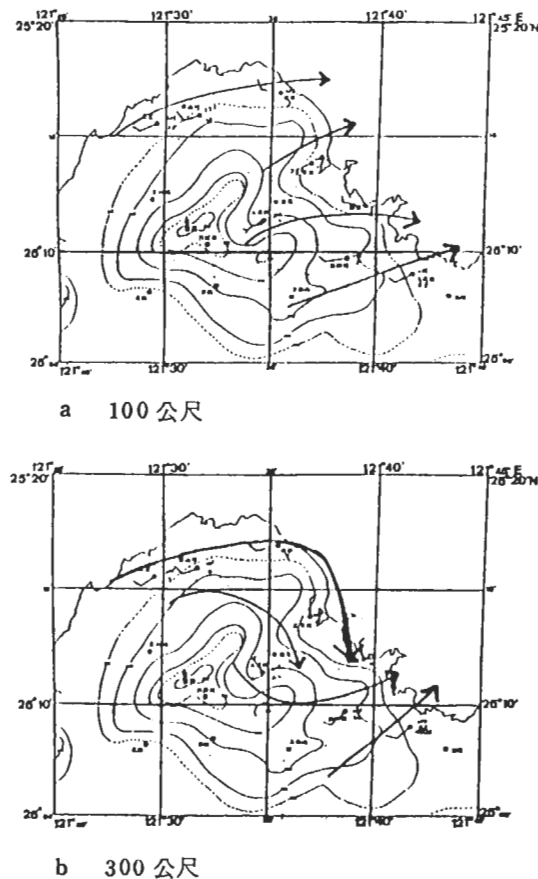


圖17 1982年7月9日0200時各等高面風場資料與氣流圖

代表，來討論夏季夜間風場結構。圖17 a至17 d分別為7月9日0200 LST 100公尺至1900公尺各等高面之風場和氣流圖。此時大範圍地面風場為南風，但風速較強 (12.8 ms^{-1})。在100公尺等

高面上，陽明山區西北及北側測站受大範圍繞山氣流影響，吹平行地形等高線之西南風或西風，而陽明山區東北側測站則受下坡陸風所控制。在 300 公尺等高面上，除嵌腳村及大武崙測站仍受下坡陸風所控制外，其他六個測站均受大範圍繞山氣流所影響吹平行地形等高線（或海岸線）的風向。至 900 公尺等高面，所有測站均受大範圍氣流繞山影響，吹平行等高線（或海岸線）的風。至 1500 公尺等高面上，在高度上，地形對大範圍氣流影響較小，大部分測站均吹西北風。而在 1900 公尺之等高面上，各測站可能受回流海風影響，以吹東北風或北風為主。

2 冬季

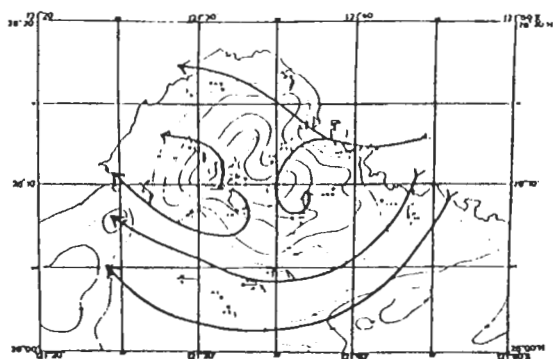
冬季觀測，從 1983 年 1 月 29 日 1400 LST 至 2 月 2 日 1400 LST，共設乾華、金山、國聖、五指山、淡水、北投、三重、內湖等八個測站，每個

測站仍以單經緯儀追蹤測風氣球的方法，觀測陽明山周圍之低層大氣風場。每個測站仍由四位同學負責操作，從事三小時一次的四天連續性觀測。

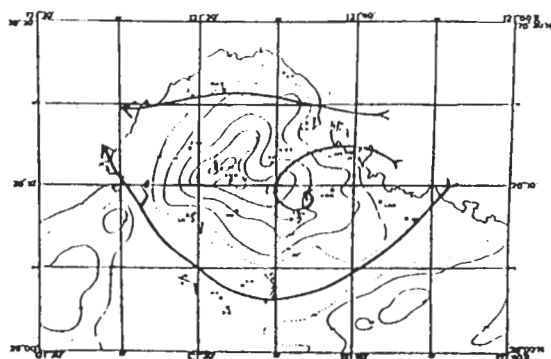
臺灣北部地區冬季受亞洲大陸高氣壓影響，盛行東北風，一般而言，此地區在冬季雲層較低且經常下雨，因此我們僅能測得較近地面大氣之風場資料。

(1)日間風場分析

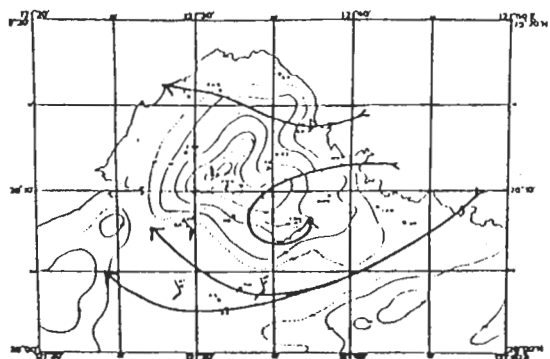
茲以 1983 年 1 月 31 日 1400 LST 觀測資料為代表，圖 18a 至 18d 為 1 月 31 日 1400 LST 地面至 900 公尺高度之風場和氣流圖。此時大範圍風場吹東北東風（彭加嶼風向 67° ，風速 19ms^{-1} ），圖 18a 代表地面至 100 公尺之氣流圖，陽明山區附近氣流亦可分為三部分，一股氣流沿著金山附近北海岸往西北吹，一股氣流則沿著基隆河先往西南，進入台北盆地後往西，再沿著淡水河往西北吹向海上



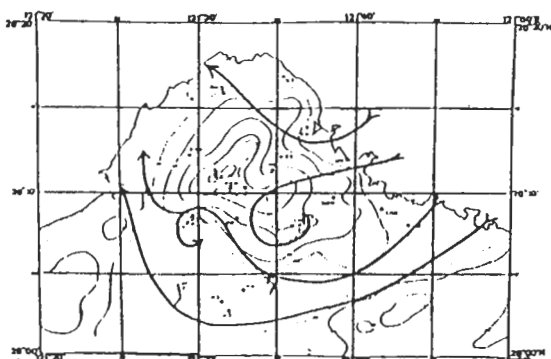
a 0~100 公尺



b 300 公尺



c 700 公尺



d 900 公尺

圖 18 1983 年 1 月 31 日 1400 時各等高面風場資料與氣流圖

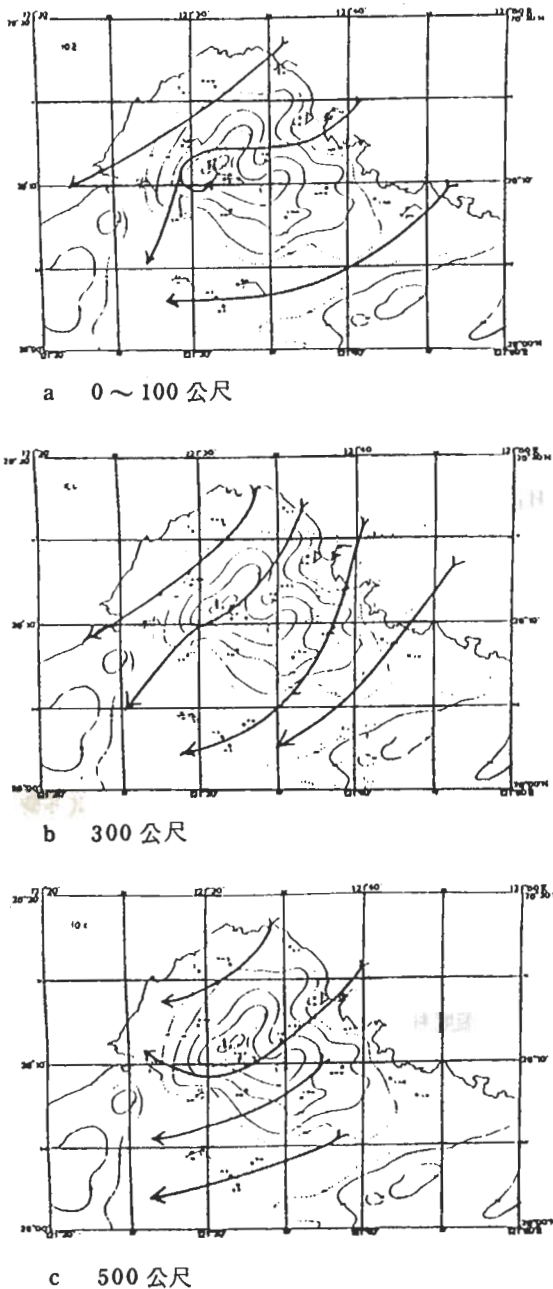


圖 19 1983 年 1 月 30 日 2300 時各等高度風場資料與氣流圖

；另外在山區有背風渦旋產生。而在 300 公尺、700 公尺及 900 公尺各等高度面之氣流與圖 18a 相似。

(2) 夜間風場分析

圖 19a 至 19c 為 1983 年 1 月 30 日 2300 LST

地面至 500 公尺高度之風場和氣流圖。此時地面附近大範圍氣流吹很強的東北風（彭加嶼風向 45° ，風速 25ms^{-1} ）圖 19a 為離地面 0 至 100 公尺間之氣流圖，陽明山區附近氣流亦可分為三支，一支氣流沿著西北海岸往西南吹，但此股氣流並未沿淡水河吹入台北盆地；一支氣流則沿磺溪一帶吹上陽明山區；另一股氣流則沿著基隆河一直吹入台北盆地，因此台北盆地以吹東風為主。圖 19b、19c 分別為 300 公尺及 500 公尺等高度面氣流圖。在這些等高面上，陽明山區附近均吹東北風為主，受大範圍氣流所左右。

四、數值模擬

本節之目的在於建立臺灣北部地區局部環流之簡易數值模式，研究地形及溫度場對局部環流之影響，以作為未來監視及管制空氣污染的基礎，我們採用 Danard (1977) 之一層原始方程式模式。此診斷 (diagnostic) 模式是利用已知的大尺度資料來計算中尺度地形，摩擦及加熱作用對地面風的影響。此模式能夠模擬地形導引作用，大氣穩定度影響，海陸風及山谷風等效應。

(一) 數值模式

首先假設離地面高度 H 處之氣壓已不受地面的影響，即 $p(H)$ 為常數，則由靜力平衡 (hydrostatic balance) 可證明地面氣壓之時間改變率為

$$\frac{\partial \ln P_s}{\partial t} = - \frac{g}{R \theta_s T_s} \int_0^H \frac{\partial \theta}{\partial t} dz \quad (1)$$

假設溫度變化是高度的線性函數，即

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial \theta_s}{\partial t} \left(\frac{H-z}{H} \right) \quad (2)$$

則公式(1)可改寫為

$$\frac{\partial \ln P_s}{\partial t} = \frac{-g}{R \theta_s T_s} \frac{\partial \theta_s}{\partial t} \frac{H}{2} \quad (3)$$

其中, θ 為位溫, T 為絕對溫度, g 為重力加速度, R 為氣體常數。

又由熱力學第一定律可知

$$\frac{\partial \theta_s}{\partial t} = -\vec{V} \cdot \nabla \theta_s + k_t \nabla^2 \theta_s + Q \quad (4)$$

其中, \vec{V} 為地面風, $k_t \sim 4000 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ 為水平熱力擴散係數, 公式(4)右邊第一項包含了大氣穩定度對地形導引作用的影響。第二項代表次網格尺度 (subgrid-scale) 之混合作用, 也可控制計算不穩定度。

公式(4)中, Q 為加熱項, 我們以下列方式考慮熱力環流。

$$\text{令 } \Delta T = T_s - T_i \quad (5)$$

其中, T_i 為從 700 mb 和 850 mb 觀測資料線性外插之地面氣溫, T_s 為觀測 (或預估) 之地面氣溫, 因此 $\Delta T > 0$ 代表加熱, $\Delta T < 0$ 代表冷卻。公式(4)中的加熱項可由下式求得

$$Q = \frac{\theta_s}{T_s} \frac{\Delta T}{\tau} \quad (6)$$

其中 τ 為加熱時距。

在求取 H 之數值時, 我們採用

$$\begin{cases} H = \Delta T / (rd - r) & \text{for } \Delta T > 0 \\ H = 0.75 Vg / \left(\frac{g}{T} \frac{\Delta \theta}{H} \right)^{1/2} & \text{for } \Delta T \leq 0 \end{cases} \quad (7)$$

其中 r 為溫度遞減率, rd 為乾絕熱溫度遞減率, Vg 為地轉風速, $\Delta \theta$ 是高度 0 至 H 的位溫增加量。

另外, 從運動方程式可知地面風方程式

$$\frac{\partial \vec{V}}{\partial t} = -\vec{V} \cdot \nabla \vec{V} - (g \nabla z_s + RT_s \nabla \ell_s P_s - f \vec{k} \times \vec{V} + \vec{F} + km \nabla^2 \vec{V}) \quad (9)$$

其中 z_s 為地形高度, $km \sim 4000 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ 為水平

動量擴散係數。公式(5)右邊第二項 (括弧內) 是地表上水平氣壓梯度力, 第三項為柯氏力, 第四項為摩擦力, 第五項代表混合作用。

在計算公式(9)中之摩擦力時, 我們假設摩擦力指向實際風右側 135 度方向。摩擦力大小則以下式計算之

$$F = \sqrt{2} c C V^2 / h \quad (10)$$

對於穩定及中性大氣 c 為 2.8, C 為摩擦係數

$$h = \begin{cases} H & \Delta T < 0 \\ H + H_L & \Delta T \geq 0 \end{cases} \quad (11)$$

H_L 是公式(8)在 $\Delta T = 0$ 時之解

公式(3)(4)及(9)寫成差分方程式 (finite difference equation) 後, 可以用來從初始資料新的 θ_s , $\ell_s P_s$ 和 V 數值, 經過數十個時間步驟 (time steps) 之後, 這些變數將有所改變, 此即代表地形和熱力效應的影響。

(二) 初始值的計算

首先求取 T_s , $\ell_s P_s$ 和 θ_s 之初始值, 其步驟如下:

- ① 利用水平氣壓梯度力 (地轉風) 在海平面與 850 mb 間的變化, 以及熱力風 (thermal wind) 關係式求取參考測站附近 850 mb 等壓面之溫度梯度。
- ② 利用 850 mb 高度梯度和溫度梯度以及參考測站之 850 mb 高度和溫度, 求取 850 mb 上各網格點之高度和溫度。
- ③ 利用 850 mb 溫度和溫度遞減率求取網格點之地面溫度, T_s (考慮地形高度)。
- ④ 利用靜力 (hydrostatic) 方程式從 850 mb 積分到地面求取地面氣壓, P_s (考慮地形高度)。
- ⑤ 利用地面氣溫和氣壓求取地面位溫, θ_s 。

至於初始地面風場則利用氣壓梯度力, 柯氏力和地面摩擦力之平衡求得。其平衡式如下:

$$\sqrt{2} f V g \sin \epsilon = F \quad (12)$$

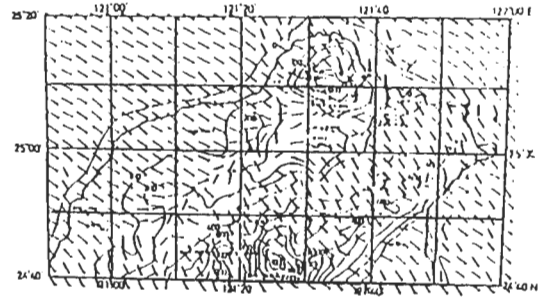
$$\sqrt{2} f V g \cos \epsilon = \sqrt{2} f V + F \quad (13)$$

其中 f 為柯氏參數， ϵ 為地轉風與實際風之夾角。若將公式(10)代入公式(12)及(13)中，再用疊代 (iterative) 法就可求出 ϵ 和 V 的初始值。

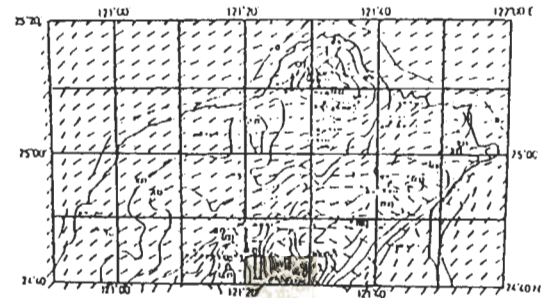
五、模擬結果

本文採用時間積分之時距 (time interval) 為 60 秒，水平網格距離為 4 公里，本文僅考慮三種陸地加熱的情形，即 $\Delta T = 0^\circ\text{C}$ ， $\Delta T = 6^\circ\text{C}$ ， $\Delta T = 6 + 0.006 Z_0$ (其中地形高度 Z_0 以公尺表示)，大範圍風場則考慮東南風 (風向 135° ，風速 5ms^{-1}) 及西南風 (風向 247° ，風速 5ms^{-1}) 兩種情形。因為模擬七十分鐘後風場之時間變化已較小，因此我們採用第六十分鐘 (大範圍東南風個案) 或第七十分鐘 (大範圍西南風個案) 之模擬結果來代表地形和熱力效應影響下的局部環流。

圖 20 a 及 20 b 代表 $\Delta T = 0$ ，也就是僅考慮地形導引作用的模擬結果。其中圖 20 a 為大範圍吹東南風之局部環流。在此圖中較明顯受到地形對氣流導引作用的地區主要包括中央山脈北麓、大屯山區及林口台地等。在中央山脈北麓一帶，氣流有繞過中央山脈的趨勢，東南氣流吹過大雪山脈時轉為南南東風，吹入台北盆地南側後，改吹東風，達林口台地後，先轉為東北風，再轉為東風進入桃園地區後吹東南風出海。在大屯山區一帶氣流則有分兩支繞過山區的趨勢。一支在大屯山區東北側，先轉為南風再轉為東南風，而另一支氣流在山區南側及台北盆地北部，由東南氣流轉吹東北東風再轉為東風或東南風。至於大雪山東側、大屯山東側及中央山脈西側的下坡風，可能是模式的缺陷，有待研究改進。圖 20 b 為大範圍吹西南風之模擬結果。在圖中較明顯受到地形對氣流導引作用之地區主要包括中央山脈北麓及大屯山區。氣流有繞過中央山脈的趨勢。西南氣流沿著中央山脈北側吹入台北盆地南方後，轉為西風，吹過大雪山後轉為西北風。而大屯山區一帶氣流亦分為兩支，一支西風氣流後台北盆地北側通過，而一支氣流則從大屯山區西北側繞過



a : 大範圍吹東南風

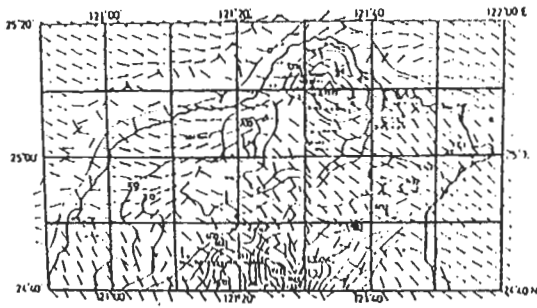


b : 大範圍吹西南風

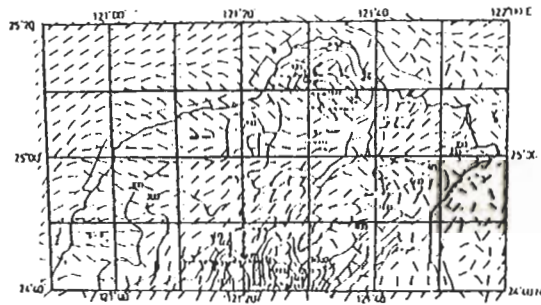
圖 20 僅考慮地形導引作用之模擬局部環流圖

。至於模式在大範圍吹東南風個案中所造成下坡風的缺陷則不在此個案中出現。

圖 21 a 及 21 b 代表 $\Delta T = 6^\circ\text{C}$ ，即增加考慮日間海風作用之陸地加熱模擬結果。其中圖 21 a 為大範圍吹東南風之模擬結果。在圖中，我們可看出明顯的海風作用，包括富貴角—基隆—鼻頭角沿海一帶吹東北東或東北風。富貴角—淡水—桃園—新竹沿海一帶吹西北風。北海岸之海風 (東北風) 在沿海一帶與大範圍氣流 (東南風) 匯合，而西北海岸之海風 (西北風) 則與沿海一帶的東風匯合。圖 21 b 為大範圍吹西南風之模擬結果。在此圖中，亦可看到明顯的海風作用，包括富貴角—淡水—桃園—新竹沿海一帶吹西北風，金山—基隆—鼻頭角—福隆沿海一帶吹東北風，以及蘇澳—宜蘭沿海吹東南或南風，其中台北盆地、桃園、新竹一帶之海風 (西北或西風) 與大範圍西南風在中央山脈北側及西側山麓一帶匯合。而其他地區之海風則在沿海一帶與大範圍氣流匯合。



a : 大範圍吹東南風



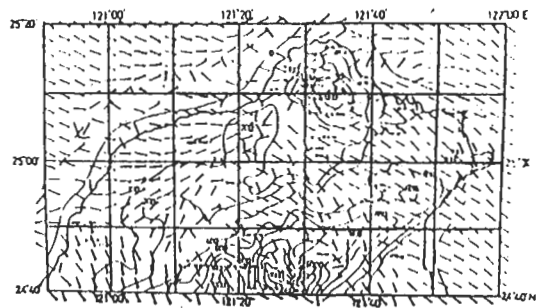
b : 大範圍吹西南風

圖21 考慮地形導引作用及海陸作用之模擬局部環流圖

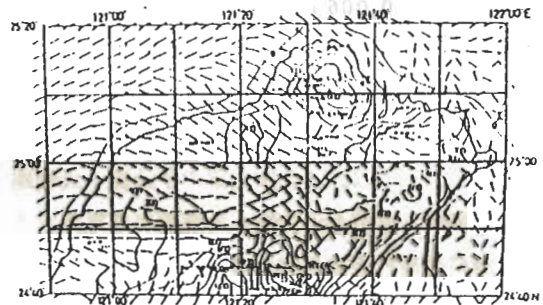
圖22 a 及 22 b 代表 $\Delta T = 6 + 0.006 Z$ (°C)，也就是考慮地形導引、海陸風及山谷風等三種作用之模擬結果。其中圖22 a 為大範圍吹東南風之模擬結果，由於山風之風向在大部分地區與海風者相同，故在此圖中由西、北、東三面海上往陸上吹的風較圖21 a 明顯。但於大屯山區和中央山脈山區之上坡風仍不甚明顯。圖22 b 為大範圍吹西南風之模擬結果。此圖亦顯示相同的模式特性。模式能模擬谷風對海風之加強作用，使海風更深入陸地。但在大屯山區和中央山脈山區之上坡風仍不顯著。

六、結論

臺灣北部地區位於季風區，夏季受太平洋副熱帶高壓影響，吹西南或東南風。冬季則受大陸高壓所控制，盛行東北季風，春秋季則為交替季節。但北部地區之局部環流除受此大範圍風場所左右外，



a : 大範圍吹東南風



b : 大範圍吹西南風

圖22 考慮地形導引作用，海陸作用和山谷風作用之模擬局部環流圖

地理環境的影響亦極為顯著。因臺灣四面環海，故沿海地帶海陸風頗為盛行，又因北部地區山巒起伏，地面受熱迥異，山谷風亦頗為顯著，均使局部環流更趨於複雜。

由夏季午後近地面風場分析，發現在陽明山區，由谷風和海風所造成之氣旋式輻合氣流場相當顯著，其氣流滙聚中心位置，雖非固定，但約略均居於大屯山與七星山附近。此氣流場影響範圍包括陽明山區、台北盆地、淡水河谷及基隆河谷等。而夏季夜間局部環流型式，與日間適相反，由山谷和陸風所造成之反氣旋輻散氣流場，其中心位置亦大致在大屯山與七星山附近。

冬季海陸風及山谷風作用小，未見有顯著之氣旋式與反氣旋式之輻散場。但地形及河谷之阻擋或引導作用亦可改變氣流經路。東北季風受地形阻擋分為三支，分別沿基隆河及淡水河進入台北盆地，滙合後經鶯歌附近流出，而且在陽明山背風區經常

有背風渦旋產生。

梅雨期在日間大範圍不論盛行風風向如何，大屯山區均可能產生輻合場。夜間則當大範圍風力較弱時，大屯山區方有可能形成輻散場。至於秋季，則在日間大範圍盛行之風，其風力較弱時，則在大屯山區可形成輻合場。秋季夜間，亦唯風力較弱時，大屯山區可產生輻散場。但當夜間盛行東南風或西南風，台北盆地亦可能誘發輻合場。一般而言，盛行東北風時其局部環流與冬季局部環流型式相似，而大範圍盛行東南或西南風時，其局部環流與夏季環流相似。

為進一步了解低層氣流垂直各等高面之風場結構，以單經緯儀追蹤測風氣球的方法來從事觀測。分析夏冬兩季之觀測結果，夏季低層氣流受海陸風影響甚巨。日間低層大氣，近地面風場，兼受海風和大範圍繞山氣流所控制，而隨高度增加，海風效應逐漸減弱，而轉受陸風回流與大範圍氣流的影響。夜間風場與日間相反，近地面風場，受陸風和大範圍氣流的影響，高層則受海風回流及大範圍氣流所左右。

冬季低層局部環流則主要受大範圍氣流與地形阻擋所影響，一般而言，冬季雲層較低且經常下雨，因此僅能測得較近地面大氣之風場資料。垂直方向各等高面之風場變化不大，且無明顯之海陸風及回流效應。

本研究最後一部分乃是從事臺灣北部地區局部環流簡易數值模式之建立工作，研究地形及溫度場對局部環流的影響。本文以夏季日間大範圍盛行東南風及西南風的情形來模擬地形導引，海陸風及山谷風等效應。一般模擬結果尚佳，但大屯山區及中央山脈山區之上坡風仍不顯著。

參考資料

蔡清彥、周根泉，1979：臺灣北部地區局部環流及其對北部核能電廠廢氣擴散之影響。臺大

大氣科學系研究報告 LO-CIR-01，35 pp。

蔡清彥、周根泉、陳文燦，1980：臺灣北部地區春秋局部環流及大氣擴散。臺大大氣科學系研究報告 LO-CIR-02，37 pp。

蔡清彥、周根泉，1981：臺灣北部地區局部環流之觀測及數值模擬。臺大大氣科學系研究報告 LO-CIR-03，16 pp。

蔡清彥、周根泉，1982：臺灣北端核能電廠附近氣流研究。臺大大氣科學系研究報告 NTU-ATM-1982-05，19 pp。

蔡清彥、周根泉，1983：核一、二電廠附近低層氣流研究。臺大大氣科學系研究報告 NTU-ATM-1983-10，33 pp。

Chinese National Committee on Oceanic Research, 1964: Oceanographic cruise report No. 1 Academic Sinica, Taiwan, China.

Danard, M., 1977: A simple model for mesoscale effects of topography on surface winds. *Mon. Wea. Rev.*, 572-581.

Defant, F., 1951: Local winds. *Compendium of Meteorology*. Amer. Meteor. Soc., 655-672.

Esteque, M.A., J. Gross and H.W. Lai, 1976: A lake breeze over southern Lake Ontario. *Mon. Wea. Rev.*, 104, 386-396.

Lyons, W.A. and L.E. Olssen, 1973: Detailed meso-meteorological studies of air pollution dispersion in the Chicago lake breeze. *Mon. Wea. Rev.*, 101, 387-403.

Moroz, W.J., 1967: A lake breeze on the eastern shore of Lake Michigan: observations and model. *J. Atmos. Sci.*, 24, 337-355.

Pielke, R.A., 1974a: A three-dimension numerical model of the sea breeze over south Florida. *Mon. Wea. Rev.*, 102, 115-139.

Pielke, R.A., 1974b: A comparison of three-dimensional and two-dimensional numerical predictions of sea breezes. *J. Atmos. Sci.*, 6, 1577-1585.

Tyson, P.D., and R.A. Preston-Whyte, 1972: Observations of regionally-induced wind system in Natal. *J. Appl. Meteor.*, 11, 643-650.

NORTHERN TAIWAN LOCAL CIRCULATION STUDY

Ching-Yen Tsay

National Taiwan University, Dept. of Atmospheric Sciences

(manuscript received July 21 1987; in final form Sept. 8 1987)

ABSTRACT

The local circulations in northern Taiwan are studied by using the surface wind and PIBAL observations. In summer, local circulations are controlled by land-sea breeze, mountain-valley winds and the channeling effect. In the daytime, there is a strong cyclonic and convergent flow pattern with its circulation center over Tatunshan and Chih-singshan mountain area. On the contrary, a weak anticyclonic and divergent flow pattern is found over the same area in the night time. On the other hand, the local circulations in winter are mainly controlled by the northeast monsoon and the channeling effect. The northeast monsoon flows into Taipei Basin through Keelung and Tanshui Valleys. The confluence of these flows is located near Yinko. In the daytime of Mei-Yu period, there is a cyclonic and convergent flow pattern with its circulation center located over the area of Tatunshan. On the contrary an anticyclonic and divergent flow pattern is found in night-time over the same area. In autumn, a cyclonic and convergent flow pattern in the daytime and an anticyclonic and divergent flow pattern in the night time is found only when the prevailing wind is weak. When southeast or southwest wind prevails in the night-time, a cyclonic and convergent flow pattern with its circulation center in Taipei Basin is also found.

A simple numerical model is also established in this paper. It is able to simulate channeling effect, land-sea breeze and mountain-valley winds.

Key words: local circulation, seasonal variation, channel effect, land-sea breeze, mountain-valley wind, numerical simulation